



SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA



ANAIS
DO
VII CONGRESSO
LATINO-AMERICANO
DE GEOLOGIA

ENTIDADES PROMOTORAS

SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA – SBG • NO

DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL – DNPM

BELÉM-PARÁ-BRASIL

6 A 13 DE NOVEMBRO DE 1988

**VII CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA
VII LATIN AMERICAN GEOLOGICAL CONGRESS
VII CONGRESO LATINOAMERICANO DE GEOLOGIA**

Departamento Nacional da Produção Mineral – DNPM
National Department of Mineral Production – DNPM
Departamento Nacional de Producción Mineral – DNPM

Director General /General Director/Director General	José Belfort dos Santos Bastos
Director D.G.M./D.G.M. Director/Director D.G.M.	Carlos Oiti Berbert
Director 5º Distrito/5th District Director	
Director del Quinto Distrito	Idmilson Roberto Mesquita

Sociedade Brasileira de Geologia – S.B.G.
Brazilian Society of Geology - S.B.G.
Sociedad Brasileña de Geología – S.B.G.

Diretoria Nacional/National Directory/Diretorio Nacional

Presidente/President/Presidente	Elmer Prata Salomao
Vice-Presidente/Vice-President/Vice-Presidente	Guilherme de Oliveira Estrella
Director-Secretário/Secretary Director/	
Director Secretario	Celso Pinto Ferraz
Director-Tesoureiro/Treasurer Director/	
Director Tesorero	Caetano Juliani
Director-Publicações/Publications Director/	
Director de Publicaciones	Zuleika Carreta Correia da Silva
Suplentes/Substitutes/Suplentes	Roberto Dall'agnol
	João Castro Mascarenhas

**DIRETORIA NÚCLEO NORTE / NORTH NUCLEUS DIRECTORY
DIRECTORIO NUCLEO NORTE**

Presidente/President/Presidente	Carlos Alberto Alves
Vice-Presidente/Vice-President/Vice Presidente	Carlos Romano Ramos
1º Secretário/1st Secretary/Primer Secretario	Ambrózio Hajime Ichihara
2º Secretário/2nd Secretary/Segundo Secretario	Milton Antônio da Matta
1º Tesoureiro/1st Treasurer/Primer Tesorero	Xafi da Silva Jorge João
2º Tesoureiro/2nd Treasurer/Segundo Tesorero	Flávio Fernandes dos Santos
Director-Publicações/Publications Director/	
Director de Publicaciones	Henrique Diniz F. Almeida
Suplentes/Substitutes/Suplentes	Waldemar Penna Filho
	José Thadeu Teixeira

**COMITÉ EXECUTIVO / EXECUTIVE COMMITTEE
COMITÉ EJECUTIVO**

Presidente / Chairman / Presidente:
Carlos Alberto Alves

Secretário Executivo – CLA / Executive Secretary / Secretario Ejecutivo
Carlos Romano Ramos

**Coordenador de Entidades Internacionais / International Societies Coordinator /
Coordinador de Entidades Internacionales**
Carlos Oiti Berbert

**Coordenador do Tema Técnico-Científico – C.L.A./ Technic-Scientific Theme
Coordinator / Coordinator del Tema Técnico Científico**
Luís Ercílio do Carmo Faria Jr.

**Coordenador de Cursos, Palestras e Conferências / Courses, Conversation and
Conference Coordinator / Coordinador de Cursos, Palestras y Conferencias**
Mário Vicente Caputo

**Coordenador de Editoração – C.L.A. Publishing Coordinator or Editorial
Business Coordinator / Coordinador de Editoración**
Nélio das Graças A. Mata Rezende

Coordenador de Excursões / Tours Coordinator / Coordinador de Excursiones
Arthur Luiz Bernardelli

**Coordenador de Sessões Técnicas – C.L.A./ Technic Session Coordinator /
Coordinador de Secciones Técnicas**
Guilherme Galeão da Silva

**Coordenador de Divulgação e Promoções / Publishing and Promotion
Coordinator / Coordinador de Divulgacion y Promociones**
Idmilson R. Mesquita

**Coordenador de Atividades Sociais / Social Activities Coordinator / Coordinador
de Actividades Sociales**
Arthur Claro Bastos

**Coordenador de Mesa Redonda / Round Table Coordinator / Coordinador de la
mesa redonda**
João Bosco Pereira Braga

**Coordenador de Atividades Estudantis / Students Activities Coordinator
Coordinador de Actividades Estudiantiles**
Cândido A. Veloso Moura



SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA



ANAIS
DO
VII CONGRESSO
LATINO-AMERICANO
DE GEOLOGIA

ENTIDADES PROMOTORAS

SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA - SBG - NO

DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL - DNPM

BELÉM-PARÁ-BRASIL

6 A 13 DE NOVEMBRO DE 1988.

Congresso Latino-Americano de Geologia, 7.,
Belém, 1988

Anais do Congresso Latino-Americano de
Geologia. Belém, Sociedade Brasileira de
Geologia, Departamento Nacional da Produção
Mineral, 1988.

617p. ilustr.

1. Geologia-América Latina-Congressos. I.
Sociedade Brasileira de Geologia. II. Depar-
tamento Nacional da Produção Mineral. III. Tí-
tulo

CDD 558.063

A P R E S E N T A Ç Ã O

A Sociedade Brasileira de Geologia e o Departamento Nacional da Produção Mineral, tem a satisfação de apresentar à Comunidade das Geociências, o volume dos Anais do VII CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA.

Num ano de grande importância para o povo brasileiro, por se discutir os novos rumos para o país, com a elaboração de sua nova Carta Magna, acontece, para nós brasileiros, o privilégio de sediar pela 1ª vez este importante Congresso.

Contamos com a grata presença de destacados cientistas do Brasil, da América Latina e outras partes do mundo, com os quais compartilhamos resultados de trabalhos significativos, experiências pessoais, e em especial, o valioso convívio fraternal.

Queremos agradecer a todos os colegas que ajudaram nos serviços de organização e montagem deste volume, ao Departamento Nacional da Produção Mineral - DNPM e Companhia Vale do Rio Doce - CVRD, pelo patrocínio destes Anais.

Belém, 06 de Novembro de 1988

COMISSÃO ORGANIZADORA

IN MEMORIAM

RAIMUNDO MONTENEGRO GARCIA DE MONTALVÃO

(* 11.03.42 - 23.12.87)

SUMÁRIO GERAL/GENERAL SUMMARY/RESUMEN GENERAL

- CINTURÕES DOBRADOS PRÉ-CAMBRIANOS/PRECAMBRIAN FOLDED BELTS/
CINTURONES PLEGADOS PRECAMBRICOS
- NEOTECTÔNICA E ACIDENTES GEOLÓGICOS/NEOTECTONICS AND GEOLOGI
CAL HAZARDS/NEOTECTÓNICA Y ACCIDENTES GEOLÓGICOS.
- PROCESSOS LITOSFÉRICOS EM TECTÔNICA DO TIPO ANDINO/ LITHOSPHE
RIC PROCESSES AND ANDEAN TECTONICS/PROCESOS LITOSFÉRICOS EN
TECTÓNICA DEL TIPO ANDINO.
- DEPÓSITOS MINERAIS DA AMÉRICA LATINA/LATIN AMERICAN MINERAL
DEPOSITS/DEPÓSITOS MINERALES DE LATINOAMÉRICA.
- GEOFÍSICA E VULCANISMO DA AMÉRICA LATINA/LATIN AMERICAN GEO
PHYSICS AND VOLCANISM/GEOFÍSICA Y VULCANISMO DE LATINOAMÉRICA.
- PROGRAMA INTERNACIONAL DE GEOTRANSVERSAIS/GLOBAL GEOSCIENCES
TRANSECTS/PROGRAMA INTERNACIONAL DE GEOTRANSECTAS.
- PRÉ-CAMBRIANO DA AMAZÔNIA/PRECAMBRIAN OF AMAZONIAN REGION/PRE
CAMBRICO DE LA AMAZÔNIA.
- GEOLOGIA DO QUATERNÁRIO/QUATERNARY GEOLOGY/GEOLOGÍA DEL QUA
TERNÁRIO.
- GEMOLOGIA E GEOLOGIA DE GEMAS/GEMOLOGY AND GEMSTONE GEOLOGY/
GEMOLOGÍA Y GEOLOGIA DE GEMAS
- ESTRATIGRAFIA E SEDIMENTOLOGIA/STRATIGRAPHY AND SEDIMENTOLO
GY/ESTRATIGRAFÍA Y SEDIMENTOLOGÍA.
- PESQUISA E TECNOLOGIA MINERAL/RESEARCH AND MINERAL TECHNOLOGY/
PESQUISA Y TECNOLOGÍA MINERAL.
- PALEONTOLOGIA/PALEONTOLOGY/PALEONTOLOGÍA
- GRANITOS/GRANITES/GRANITOS
- HIDROGEOLOGIA E GEOTÉCNICA/HIDROGEOLOGY AND GEOTECHNICS/HIDRO
GEOLOGIA Y GEOTÉCNICA.
- GEOLOGIA E GEOFÍSICA AMBIENTAIS NOS PAÍSES EM DESENVOLVIMENTO/
ENVIRONMENTAL GEOLOGY AND GEOPHYSICS IN DEVELOPMENT COUNTRIES/
GEOLOGÍA Y GEOFÍSICA AMBIENTAL EN LOS PAISES EN DESARROLLO.

SUMÁRIO

CINTURÕES DOBRADOS PRÉ-CAMBRIANOS

PETROLOGIA DOS GNAISSES E MICAXISTOS DA PORÇÃO NORTE DA FAIXA DE DOBRAMENTOS ARAGUAIA GOIÁS - BRASIL Dall'Agnol, R.; Teixeira, M.P.; Macambira, J.B.; Kotschoubey, B.; Gorayeb, P.S.S. e Santos, M.D.....	1
O CINTURÃO DE CISALHAMENTO NOROESTE DO CEARÁ Abreu, F.A.M.; Gama Júnior, T.; Gorayeb, P.S.S. e Ha suí, Y.....	20
MIDDLE PROTEROZOIC SUPRACRUSTALS, AND BRASILIANO OROGE NY IN THE SOUTHEAST CEARÁ STATE: A MONOCYCLIC EVOLU TION Sá, J.M.; Bezerra, F.H.R.; Macedo, M.H.F. e Pereira, R.	35
GEOCHRONOLOGY OF METAPLUTONICS AND THE EVOLUTION OF SU PRACRUSTAL BELTS IN THE BORBOREMA PROVINCE NE BRASIL Sá, E.F.J.; Macedo, M.H.F.; Torres, H.H.F. e Kawashita, k.....	49
TECTÔNICA COLISIONAL EM TORNO DO BLOCO PARANÁ Soares, P.C.....	63
NEOTECTÔNICA E ACIDENTES GEOLÓGICOS	
EVIDÊNCIAS DE NEOTECTONISMO NA BACIA AMAZÔNICA Franzinelli, E. e Piuci, J.....	80
PROCESSOS LITOSFÉRICOS EM TECTÔNICA DO TIPO ANDINO	
EL BASAMENTO PRECÁMBRICO DE LA PUNA AUSTRAL: UNA LLAVE PARA LA INTERPRETACIÓN GEOTECTÓNICA DE LOS ANDES CEN TRALES Omarini, R.H.; Mon, R.; Hong, F. e Marrett, R.....	91
DEPÓSITOS MINERAIS DA AMÉRICA LATINA	
EL MINERAL DE HIERRO EN AMERICA LATINA Ascanio, G.....	101
GEOLOGY OF THE RINCON DE GARCIA GOLD DEPOSIT, NICARA GUA Hodgson, G.; Troeng, D. and Rodrigues, D.....	113
EVOLUCION DE LAS PARTICULAS DE ORO EN EL TRANCURSO DE LA FORMACION DE UM PLACER FLUVIATIL: EL CASO DE LOS PLACERES DE TUPUAMI (ANDES, BOLIVIA) Herail, G.; Fornari, M.; Viscara, G. y Miranda, V.....	127
CORRELACIÓN PETROLOGICA Y METALOGENETICA DE LAS PERFO RACIONES REALIZADAS EN LA ASOCIACION GABRICA- METASEDÍ MENTARIA DE LA SIERRA DE FIAMBALA, PROVINCIA DE CATÁ MARCA, ARGENTINA Villar, L.M. e Segal, S.J.....	139
AS MINERALIZAÇÕES ESTANO-TUNGSTENÍFERAS DO GRANITO COR REAS (SP) Gorayeb, C.L.; Oliveira, M.C.B.; Melo, I.S.C. e Silva, R.B.....	154

MINERAL EXPLORATION AND METALLOGENESIS OF GRANITOID IN TRUSIONS IN SOUTHERN BRASIL Santos, J.F.; Chiodi Filho, C.; Moretzshon, J.S. e Soares, P.C.....	173
BODOCÓ AND FLORESTA, PE: TWO ATYPICAL Fe-Ti OCCURRENCES IN NORTHEAST BRASIL Beurlen, H. e Lira, R.J.B.....	185
MINERALOGIA DO PALEOPLACER CROMITIFERO DE SERJANA - LIMOEIRO, DISTRITO DE CAMPO FORMOSO Soares, R.M.C. e Carvalho, I.G.....	201
HOST ROCK GEOCHEMISTRY AND ITS CONTRIBUTION TO THE GENETIC INTERPRETATION OF THE BOQUIRA Pb-Zn DEPOSITS, BAHIA STATE, BRASIL Carvalho, I.G.....	216
THE ARCHEAN AND PROTEROZOIC MOLYBDENUM MINERALIZATIONS OF THE BAHIA STATE BRASIL: METALLOGENETIC IMPLICATIONS Giuliani, G.; D'Avila Fernandes, P.C. e Rudowski, L....	230
GEOFÍSICA E VULCANISMO DA AMÉRICA LATINA	
LOW-GRADE METAMORPHIC FACIES SERIES IN THE MESOZOIC-CENOZOIC VOLCANIC SEQUENCES OF CENTRAL CHILE: A RE-APPRAISAL AND SOME APPLICATIONS Levi, B.; Vergara, M.; Nystrom, J.O. and Henriquez, F.	243
ALTERATION IN TERTIARY VOLCANIC ROCKS OF NICARÁGUA, AND ITS USE AS AN EXPLORATION GUIDE FOR GOLD AND NON-METALLIC DEPOSITS Darce, M.; Levi, B.; Nystrom, J.O. and Troeng, B.....	252
LOS METABASALTOS DE LA SERIE OCCIDENTAL DE LA CORDILLERA DE LA COSTA ENTRE LOS 38° - 41° LATITUD SUR, CHILE: EVIDENCIAS GEOQUÍMICAS DE UNA CUENCA MARGINAL DURANTE EL PALEOZOICO Vivallo, W.; Alfaro, G. y Díaz, L.....	260
THE IGNIMBRITIC TERTIARY VOLCANISM OF THE ANDES (PERU, BOLIVIA, ARGENTINA): ITS CHARACTERISTICS AND URANIFEROUS POTENTIALITY Leroy, J.L. and George-Aniel, B.....	274
DYKE-SYLL TRANSITIONS OF ALKALINE ROCK BODIES AT ARRAIAL DO CABO, RIO DE JANEIRO, BRAZIL Motoki, A. and Ávilla, C.A.....	294
AN OUTLINE ABOUT PROBLEMS OF VOLCANIC CALDERA HYPOTHESIS OF THE POÇOS DE CALDAS ALKALINE COMPLEX ROCK BODY, MINAS GERAIS - SÃO PAULO - BRAZIL MOTOKI, A.....	309
PRÉ-CAMBRIANO DA AMAZÔNIA	
A MAGAESTRUTURAÇÃO ARQUEANA DA FOLHA SERRA DOS CARAJÁS Araújo, O.J.B.; Maia, R.G.N.; João, X.S.J. e Costa, J.B.S.....	324

GEOCRONOLOGIA U-Pb DA PROVÍNCIA METALOGENÉTICA DE CARAJÁS, PARÁ: RESULTADOS PRELIMINARES Machado, N.; Lindenmayer, D. e Lindenmayer, Z.....	339
40 ^{AR} /39 AR AND PALEOMAGNETIC RESULTS FROM THE GUAPORE SHIELD: FURTHER IMPLICATIONS FOR THE NATURE OF MIDDLE-LATE PROTEROZOIC MOBILE BELTS OF GONDWANALAND Renne, P.R.; Onstott, T.C. and João, X.S.J.....	348
LITOESTRATIGRAFIA DAS ROCHAS PRÉ-CAMBRIANAS NA BACIA DO MÉDIO RIO XINGÚ - ALTAMIRA - PA Santos, M.V.; Tassinari, C.C.G.; Souza Filho, E.E.; Teixeira, W.; Ribeiro, A.C.O.; Payolla, B.L. e Vasconi, A.V.....	363
IDADES DOS GRANULITOS TIPO KANUKÚ EM RORAIMA Santos, J.O.S. e Olszewski, W.....	378
A SUBDIVISÃO DO GRUPO SUAPI NO CONTEXTO DO SUPERGRUPO RORAIMA, PORÇÃO SETENTRIONAL DO T.F. DE RORAIMA Reis, N.J.; Pinheiro, S.S.; Costi, H.T. e Cruz, C.E.S.	389
GEOLOGIA DO QUATERNÁRIO	3
MECANISMOS DE PREENCHIMENTO DOS PALEOVALES QUATERNÁRIOS NA AMAZÔNIA Franzinelli, E. e Ori, G.G.....	399
GEOLOGIA AMBIENTAL DA REGIÃO ESTUARINA DA LAGOA DOS PATOS, BRASIL Asmus, H.E.; Garreta-Harkot, P.F. e Tagliani, P.R.....	408
EVOLUTION COTIERE EN GUYANE FRANÇAISE: LA ZONE DE SINNAMARY Prost, M.T.; Lointier, M. & Barthies, B.....	424
GEMOLOGIA E GEOLOGIA DE GEMAS	
SCANNING ELECTRON MICROSCOPY (SEM) AND ITS APPLICATIONS: DETERMINATION OF SOLID AND DAUGHTER MINERALS IN FLUID INCLUSIONS FROM SOME BRAZILIAN EMERALD DEPOSIT Giuliani, G. e Weisbrod, A.....	445
O METASSOMATISMO DE INFILTRAÇÃO E SUA IMPORTÂNCIA NOS DEPÓSITOS DE ESMERALDA DO BRASIL Giuliani, G. e Couto, P.....	459
PESQUISA E TECNOLOGIA MINERAL	
ENSAIOS DE CARACTERIZAÇÃO TECNOLÓGICA DO REJEITO DA EXPLORAÇÃO DE CALCÁRIO DA FORMAÇÃO IRATI (P), NA REGIÃO DE RIO CLARO - SP Paraguassú, A.B.; Gandolfi, N.; Rodrigues, J.E.; Portillo, E.Z.F.; Zuquette, L.V.; Campos, J.O. e Menegon, V.A.....	476
CARACTERIZAÇÃO TECNOLÓGICA DO ARENITO BOTUCATU SILICIFICADO NA REGIÃO DE SÃO CARLOS - SP Paraguassú, A.B.; Portillo, E.Z.F.; Gandolfi, N.; Rodrigues, J.E.; Bortoluci, A.A. e Zuquette, L.V.....	486

PALEONTOLOGIA

- LA ZONA DE INCAIA EN LA PRECORDILLERA ARGENTINA
Baldis, B.A. e Cabaleri, N.G..... 492
- POSSIBILIDADES DE CORRELACION DEL ORDOVICICO DE LOS
LLANOS COLOMBIANOS Y LA ALTA AMAZONIA BRASILEÑO - ECUA
TORIANA
Baldis, B.A..... 500
- SOBRE LA OCCURENCIA DE DEPOSITOS CALCAREOS NEOGENOS
EN LA EXTREMO NW DE LA CUENCA DE SANTIAGO, CHILE CEN
TRAL
Martinez-Pardo, R. e González-Hewitt, E..... 507

GRANITOS

- SÉRIES GRANITÓIDES E TIPOLOGIA DE ZIRCÃO
Wernick, E.; Galambeck, T.M.B.; Rigo Júnior, L.; Diefen
back, K.W. e Artur, A.C..... 529
- COMPLEXOS CHARNOCKITÓIDES DE UBATUBA (SP), SOCORRO (SP/
MG) E DO MACIÇO DE GUAXUPÉ (SP/MG): DADOS LITOQUÍMICOS,
ISOTÓPICOS E DE TIPOLOGIA DO ZIRCÃO
Wernick, E.; Artur, A.C.; Vasconcelos, J.P.B.C. e Weber-
diefenbach, K..... 544
- GRANITÓIDES SINTECTÔNICOS TRANSAMAZÔNICOS NOS TERRENOS
DE MÉDIO-ALTO GRAU A OESTE DO "GREENSTONE BELT" DO RIO
ITAPICURU - BA
McCreath, I.; Sabaté, P.; Mascarenhas, O.M..... 560
- PETROLOGIE ET GEOCHIMIE DES SERIES EVOLUTIVES DE GRANI
TES PERALUMINEUX DES MASSIFS DE CAMPO FORMOSO ET CAR
NAÍBA ET LEURS RELATIONS AVEC LES MINERALISATIONS À
EMERAUDES (SERRA DE JACOBINA, BAHIA, BRESIL)
Rudowski, L..... 567

HIDROGEOLOGIA/GEOTÉCNICA

- MAPA HIDROGEOLÓGICO DA AMÉRICA DO SUL, ESCALA 1:5.000.000
Mente, A.; Mont'Alverne, A.A.F.; Anjos N.F.R. e Godoy,
E..... 576
- MAPEAMENTO GEOTÉCNICO: LEVANTAMENTO E ANÁLISE DAS METO
DOLOGIAS E SISTEMÁTICAS MAIS UTILIZADAS
Zuquette, L.V. e Gandolfi, N..... 591
- COMPARTIMENTAÇÃO MORFOLÓGICA DA REGIÃO METROPOLITANA
DE CURITIBA
Muratori, A.M.; Fernandes, A.; Pelenz, E.; Rocha, H.O.;
Scopel, I.; Santos, E.L. e Passos, E..... 606

PETROLOGIA DOS GNÁISSES E MICAXISTOS DA PORÇÃO NORTE DA FAIXA DE DOBRAMENTOS ARAGUAIA-GOIÁS-BRASIL

Roberto Dall'Agnol – Depto. de Geoquímica-Petrologia – CG/UFPA. – Pesquisador do CNPq
Nilson Pinto Teixeira – Depto. de Geologia – CG/UFPA. – Pesquisador do CNPq
Joel Buenano Macambira – Depto. de Geologia – CG/UFPA. – Pesquisador do CNPq
Basile Kotschoubey – Depto. de Geoquímica-Petrologia – CG/UFPA. – Pesquisador do CNPq
Paulo Sérgio de Sousa Gorayeb - Depto. de Geoquímica-Petrologia - CG/UFPA. - Pesquisador do CNPq
Márcio Dias Santos – Depto. de Geoquímica-Petrologia - Centro de Geociências - CG/UFPA.

ABSTRACT The most important lithostratigraphic units of the Araguaia Fold Belt are the Colméia Complex and the Cantão Gneiss that outcrop mainly in the core of domic structures aligned north-south in the eastern part of this belt, and the Baixo Araguaia Supergroup constituted by supracrustal sequences. The Colméia Complex belongs to the Archean or Lower Proterozoic while the Cantão Gneiss is about 1800 My old. The Colméia Complex dominantly consists of continental trondhjemitic orthogneisses. It underwent an intense migmatization caused by metamorphic differentiation and injection of leucosomes, rather than by "in situ" anatexis. The leucosomes are related to partial anatexis of deeper level gneisses or to granitic magmas. Estimated temperatures of 600 to 650°C and pressures of 6 to 7 kbar affected these gneisses. The Cantão Gneiss was generated from plutonic igneous rocks of monzogranitic composition, intrusive in the Colmeia Complex, which were metamorphosed, mylonitized and emplaced diapirically in the core of the domic structures. No sensible migmatization affected this gneiss which underwent a temperature of 620±30°C and a pressure from 6 to 8 kbar. The lower part of Baixo Araguaia Supergroup (Estrondo Group) is mainly constituted by quartzites and micaschists, while in its upper part (Tocantins Group) chlorite-muscovite schists, phyllites and slates predominate. Pelites and graywackes of similar compositions are the protoliths of most of the rocks of the Baixo Araguaia Supergroup. However, a restricted volcanic contribution is observed in the Estrondo Group. From west to east the Baixo Araguaia Supergroup shows an increasing metamorphic grade and an undisturbed transition from anchimetamorphic until low to medium amphibolite facies corresponding to a temperature of 550±30°C and a pressure from 5 to 6 kbar. In the feldspathic micaschists of the Estrondo Group the presence of garnet or epidote is thought to reflect a compositional control. Thus, garnet was formed in rocks with low (<1,5%) CaO content, while epidote developed in rocks with more than 2% CaO. Staurolite is not common in the feldspathic schists, occurring only in those rocks with high FeO/Fe₂O₃ ratios and high FeO contents.

INTRODUÇÃO A Faixa de Dobramentos Araguaia (Fig.1) estende-se por mais de 700 km no sentido N-S e por até 150 km na direção E-W. Suas unidades recobrem discordantemente o Cráton Amazônico, a oeste, e o Maciço Mediano de Goiás, a sudeste. Acha-se encoberta por sedimentos fanerozóicos da Ilha do Bananal, a sudoeste, da Bacia do Maranhão, a leste, e por outras unidades sedimentares a norte. Sínteses recentes sobre a evolução da Faixa de Dobramentos Araguaia (FDA) foram elaboradas por Cunha et al. (1981), Hasui et al. (1984), Marini et al. (1984) e Dall'Agnol et al. (inédito). As suas principais feições geológicas são sumarizadas na (Fig.1). Ela é constituída em sua maior parte por rochas supracrustais que formam o Supergrupo Baixo Araguaia (subdividido em Grupo Estrondo, a leste, Tocantins, a oeste e Tucuruí, a norte). Este é marcado na sua porção leste pela presença de uma série de estruturas dômicas, alinhadas segundo uma direção submeridiana. Nos núcleos dessas estruturas afloram predominantemente gnaisses, pertencentes ao Complexo Colméia (Costa, 1980) ou ao Gnaiss Cantão (Souza et al. 1984), além de granitóides, anfíbolitos e rochas ultramáficas metamorfisadas. As

últimas são frequentes na FDA, associando-se comumente ao Supergrupo Baixo Araguaia e formando corpos expressivos sobretudo no domínio do Grupo Tocantins. Diabásios não metamorfisados e restos de coberturas sedimentares (Formação Rio das Barreiras) estão presentes em diversos locais da FDA.

Os dados geocronológicos disponíveis foram obtidos pelos métodos Rb-Sr e K-Ar e não são inteiramente conclusivos quanto às idades de formação das diversas unidades da FDA. De qualquer modo, isócronas Rb-Sr sugerem uma idade arqueana ou do Proterozóico Inferior para o Complexo Colméia (Sá et al. 1980; Hasui et al. 1980; Macambira, 1983), e próxima de 1800 Ma para o Gnaiss Cantão (Souza, 1984), sendo aceito que ambas unidades são muito antigas. Hasui et al. (1984) assumem em termos interpretativos uma idade em torno de 1050 Ma para o Grupo Estrondo, ao passo que Macambira (1983) apresenta em diagrama isocrônico Rb-Sr em rocha total uma idade de 593±4,9 Ma para os micaxistos desta unidade. Em decorrência, o principal evento tectono-metamórfico da FDA é situado ora no Proterozóico Superior (Ciclo Brasileiro), ora no Proterozóico Médio (Ciclo Uruaçuano), ora no final do Proterozóico Inferior (Ciclo Transamazônico; ver Cunha et al. 1981).

O presente artigo visa sintetizar os dados obtidos nos últimos dez anos por pesquisadores do Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará sobre a evolução petrográfica dos gnaisses e granitóides das estruturas dômicas, assim como sobre as rochas supracrustais do Supergrupo Baixo Araguaia, excluídos os corpos ultramáficos metamorfisados e o Grupo Tucuruí.

GNAISSES E GRANITÓIDES DO INTERIOR DAS ESTRUTURAS DÔMICAS

AS ESTRUTURAS DÔMICAS As estruturas dômicas são desenhadas e destacadas morfológicamente por quartzitos e xistos da Formação Morro do Campo, base do Grupo Estrondo. Nos seus núcleos afloram predominantemente rochas gnáissicas. Essas estruturas possuem formas elípticas e estendem-se desde Colméia até Xambioá (Fig.1). Foram estudadas oito estruturas dômicas nas quais predominam gnaisses em seu interior (Figs. 2 e 3) e duas, de pequenas dimensões, em que afloram granitóides (Costa 1980; Santos et al. 1984; Souza et al. 1985; Teixeira et al. 1985; Bulhões e Dall'Agnol, 1985). As principais estruturas possuem eixos maiores medindo entre 15 e 35 km, orientados entre NNW e NNE. Os quartzitos que desenhavam as estruturas possuem geralmente mergulhos entre 50° e 20°, divergentes em relação ao centro das mesmas.

As isógradas de mais alto grau de metamorfismo nas rochas do Grupo Estrondo, dispõem-se, em geral, concentricamente às estruturas, conforme evidenciado em Xambioá, Lontra (Fig.2) e Colméia. Entretanto, nas estruturas presentes na Serra das Cordilheiras e no norte da Serra do Estrondo, tal disposição não foi confirmada. É claro, no entanto, que a formação das estruturas dômicas deu-se segundo um eixo térmico, ao longo do qual foram alcançadas as maiores temperaturas no interior da FDA. Constatou-se, ainda, que as principais estruturas encontram-se sempre próximas e a oeste dos grandes falhamentos inversos que afetaram o Grupo Estrondo, portanto no bloco cavalgado (Fig.1). Essa disposição evidencia o forte controle tectônico existente na formação dos domos e falhamentos inversos.

No interior das estruturas dômicas ocorrem essencialmente duas unidades: (1) O Complexo Colméia, definido por Costa (1980) na estrutura homônima, presente igualmente em Lontra, Xambioá, Cocalândia e Grotta Rica; (2) O Gnaiss Cantão (Souza et al. 1984), predominante em Rio Jardim, Rio Cunhãs e Cantão, onde se tem apenas ocorrências localizadas do Complexo Colméia. Em termos subordinados, mostrando a pouca expressividade do plutonismo granítico, pelo mesmos no atual nível de erosão da FDA, ocorrem o granito do Ramal do Lontra e o Granodiorito Presidente Kennedy, este formando dois pequenos corpos aflorantes em núcleos de anticlinais.

COMPLEXO COLMÉIA Gnaisses trondhjêmíticos típicos (cf. Streckeisen 1976 e Barker 1979) são os litotipos mais representativos dessa unidade. São acompanhados, por vezes, por gnaisses de composição granítica e acham-se, com certa frequência, migmatizados. Anfibolitos ocorrem subordinadamente. Os gnaisses apresentam um bandamento marcante e

os migmatitos exibem geralmente estruturas estromatíticas com alteração de bandas mais ou menos enriquecidas em máficos. Foram afetados por dobramentos, tendo sido identificadas estruturas reliquias (?) orientadas na direção E-W, ao passo que as estruturas dominantes orientam-se em torno da direção N-S ou amoldam-se ao contorno dos domos gnáissicos. Os leucossomas possuem composição granítica e dispõem-se ora concordantes, ora discordantes em relação ao bandamento dos migmatitos.

Estudos petrológicos dessa unidade foram desenvolvidos nas áreas de Xambioá-Lontra (Santos et al. 1984) e Cocalândia-Grota Rica (Teixeira et al. 1985). Composições químicas médias desses gnaisses e migmatitos são fornecidos na tabela 1 e os diagramas Qz-Ab-Or; An-Ab-Or; Rb-Sr e K-Rb correspondentes acham-se na figura 4. Esses dados revelam serem tais rochas muito similares quimicamente a diversos ortognaisses trondhjêmíticos arqueanos (McGregor 1979; Collerson e Bridgwater 1979), sendo interpretados como ortognaisses composicionalmente afins aos trondhjêmíticos continentais (Fig.4b).

Teixeira et al. (1985) afastaram a hipótese de os leucossomas, a base essencialmente de quartzo e feldspato potássico com raros plagioclásio e muscovita associados, encontrados em Cocalândia, serem produto de anatexia parcial "in situ" dos gnaisses trondhjêmíticos. Consideraram suas composições (Tab.1 e Fig.4) inconsistentes com o que se deveria esperar para líquido e resíduo de fusão em equilíbrio conforme sugerido por estudos experimentais sobre sistemas graníticos (Brown e Fyfe 1970; Winkler 1979). Tal conclusão parece válida mesmo com as evidências de metaestabilidade em experimentos com sistemas graníticos (Johannes 1985). Teixeira et al (op.cit.) concluíram que os leucossomas foram injetados ao longo de planos preferenciais, tendo sido gerados a partir de líquidos enriquecidos em feldspato potássico. Numa reavaliação atual as possíveis fontes para os mesmos seriam: (1) fusão parcial de granitos pertencentes ao Complexo Colméia; (2) ídem envolvendo o Gnaiss Cantão; (3) líquidos relacionados a corpos graníticos não aflorantes. As demais variações composicionais e petrográficas observadas nos migmatitos foram atribuídas à diferenciação metamórfica (conforme Alshworth 1985) uma vez que não há diferenças texturais e estruturais entre tais variações e por não haver compatibilidade entre o grau de metamorfismo dos anfíbolitos associados aos gnaisses e condições de anatexia. Estima-se que nesta área o Complexo Colméia tenha sido afetado por temperaturas em torno de 600 a 650°C e pressões da ordem de 6 a 7 kbar, sendo o sistema subsaturado em H₂O.

Santos et al. (1984) desenvolveram um raciocínio análogo para explicar a formação de migmatitos em Xambioá e Lontra. Tais autores consideraram a porção trondhjêmítica dos migmatitos como paleossomas (protólitos) equivalentes aos gnaisses trondhjêmíticos e interpretaram as bandas quartzo-feldspáticas empobrecidas em mica como leucossomas. Estes teriam sido injetados nos gnaisses, gerando os migmatitos. Relacionaram a geração dos leucossomas com a formação, na região, de magmas graníticos, traduzidos pela presença dos granitos do Ramal do Lontra, da Serra da Ametista e das manifestações a eles associadas. Situarão a temperatura inicial de fusão em 650°C e a pressão entre 5 e 8 kbar, a partir de comparações com estudos experimentais.

GNAISSE CANTÃO Essa unidade, estudada por Souza et al. (1985) é constituída por hornblenda-biotita gnaisses granodioríticos, biotita gnaisses monzograníticos, muscovita-biotita gnaisses monzograníticos e muscovita-biotita gnaisses sienograníticos, os quais exibem uma foliação penetrativa e bandamento incipiente. As variedades monzograníticas são as mais abundantes. Associados aos gnaisses, foram encontrados anfíbolitos a base de hornblenda+plagioclásio+diopsídeo+epidoto ± granada, aparentemente sem relação genética com os primeiros. Além de ocorrer nas estruturas de Cantão, Rio Jardim e Rio Cunhãs, o Gnaiss Cantão foi encontrado em outros locais da porção norte da Serra do Estrondo e suspeita-se que granitóides foliados descritos nas estruturas de Colméia e Lontra também pertençam a esta unidade. A foliação dos gnaisses orienta-se, em geral, em torno da direção N-S ou amolda-se ao contorno dos domos. Ela desenha localmente dobras centimétricas com planos axiais orientados na direção NNE-SSW e em raros afloramentos, acha-se crenulada. Os gnaisses exibem com frequência estruturas oftalmíticas e fo-

ram milonitizados, sobretudo nas bordas de certas estruturas. Dobras ptigmáticas e veios quartzo-feldspáticos são muito escassos, não havendo indícios de migmatização nesses gnaisses.

Os dados petrográficos (Tab.1 e Fig.4) revelam claramente a existência de passagens graduais entre os vários grupos de gnaisses bem como de diferenças notáveis entre os mesmos e os gnaisses e migmatitos do Complexo Colméia. O padrão observado é inteiramente coerente com os resultados de processos de diferenciação magmática de corpos granitóides e a cogeneticidade das diversas variedades de gnaisses é confirmada, ainda, pelo seu alinhamento em diagrama isocrônico Rb-Sr em rocha total (Souza 1984). Em função disso, os ortognaisses Cantão foram interpretados como corpos granitóides, anteriores ao desenvolvimento da FDA, os quais intrudiram o Complexo Colméia. Posteriormente, tais granitóides foram metamorfisados, remobilizados diapiricamente e, em parte, milonitizados durante a sua colocação, gerando o Gnaiss Cantão. Estima-se que os gnaisses foram submetidos a temperaturas da ordem de $620 \pm 30^\circ\text{C}$ e pressões entre 6 a 8 kbar.

CORPOS GRANITÓIDES Deixando-se de lado os gnaisses discutidos anteriormente, o magmatismo granítico é muito pouco expressivo na FDA. Na sua porção norte, apenas o granito do Ramal do Lontra e o Granodiorito Presidente Kennedy (Fig.1) possuem uma certa expressão. Ambos têm formato grosseiramente elíptico, área aflorante variando entre 1 e 6 km² e não se destacam no relevo. Seccionam rochas do Grupo Estrondo e os efeitos de contato limitam-se à migmatização e feldspatização restritas. Os granitóides mencionados são pobres em máficos (M<10%), a base de oligoclásio (An 20), quartzo e microclina, acompanhados por biotita e muscovita, além dos minerais acessórios opacos: apatita, zircão, rutilo, granada e titanita. Assemelham-se aos granitos crustais (Bowden et al. 1984). Os granitóides possuem granulação fina a média e são orientados, com foliação mais marcante nas bordas dos corpos. Exibem evidências de deformação expressiva, que não oblitera a sua textura ígnea. No Granodiorito Presidente Kennedy, Bulhões e Dall'Agnol (1985) observaram formação de peristeritas, recristalização e zoneamento inverso em plagioclásios.

A formação desses granitóides é associada, até o momento, a processos anatéticos crustais ocorridos provavelmente durante o clímax do metamorfismo que afetou o Supergrupo Baixo Araguaia. Foram gerados magmas que ascenderam diapiricamente no estado de "crystal mush", alojando-se nas rochas supracrustais. As rochas fontes para tais magmas seriam gnaisses do Complexo Colméia situados em maiores profundidades ou, mais remotamente, metassedimentos da base do Grupo Estrondo. Os dados químicos (Tab.1 e Fig.4) demonstram que a hipótese de associação genética desses granitóides com o Gnaiss Cantão pode ser descartada, ao passo que a sua vinculação com os gnaisses do Complexo Colméia parece plenamente aceitável.

Dados geocronológicos não publicados, sugerem que o Granodiorito Presidente Kennedy teve uma evolução complexa.

Seis amostras datadas pelo método Rb-Sr em rocha total, não apresentam um bom alinhamento no diagrama isocrônico, dificultando a definição da idade do corpo. Uma isócrona de minerais de uma única amostra, forneceu uma idade próxima de 500 Ma (método Rb-Sr). Idade similar foi sugerida para o granito do Ramal do Lontra por Macambira (1983), a partir de uma isócrona Rb-Sr com limitado número de amostras, que situam-se muito próximas uma das outras no diagrama isocrônico.

ORIGEM DAS ESTRUTURAS DÔMICAS Qualquer hipótese para explicar a origem dessas estruturas defronta-se com a limitação dos dados existentes. Necessita-se de mapeamentos geológicos mais detalhados, sobretudo das feições estruturais dos gnaisses e das rochas supracrustais envolvidos nesses domos. Enfrenta-se, também, restrições devido ao fato de inúmeras estruturas estarem em grande parte recobertas por sedimentos e por não se dispor de uma visão tridimensional das mesmas.

Apesar dessas limitações, o modelo mais frequentemente adotado é o de intrusões diapíricas, envolvendo a remobilização de gnaisses e granitóides do substrato da FDA. Tal modelo apoia-se nos experimentos de Ramberg (1972) e em diversos exemplos de colocação diapírica de granitóides e gnaisses (Stephansson 1975; Pitcher 1979, Brun 1980;

Soula 1982). Segundo Santos et al. (1984), Souza et al. (1985) e Teixeira et al. (1985) a formação das estruturas dômicas relaciona-se diretamente com o pico do metamorfismo regional que afetou as sequências supracrustais da FDA. Ela seria controlada pela zona de maior aquecimento regional, ao longo da qual ocorreria anatexia parcial das rochas do embasamento da FDA. Esse processo, associado a desequilíbrios gravitacionais e aos esforços reinantes, permitiria a ascensão diapírica das rochas que atualmente afloram no interior das estruturas.

SUPERGRUPO BAIXO ARAGUAIA (SGBA) Serão apresentados neste trabalho apenas os aspectos petrológicos referentes aos Grupos Estrondo e Tocantins sendo que a grande maioria das análises químicas disponíveis provém de amostras da Formação Xambioá, cuja discussão será mais aprofundada.

GRUPO ESTRONDO Essa unidade representa a parte inferior do SGBA, distribuindo-se segundo uma faixa alongada na direção N-S, com extensão lateral aflorante inferior a 30 km (Fig.1). Subdivide-se nas Formações Morro do Campo (inferior) e Xambioá (superior) (Abreu 1978). Na região SE da FDA o Grupo Estrondo recobre discordantemente o Complexo Colméia e o Complexo Basal Goiano (Costa et al. 1983). Na sua passagem para o Grupo Tocantins, a oeste, não há evidências de discordância (Gorayeb 1981). Foi afetado na porção norte da FDA pela colocação dos diápiros responsáveis pela formação das estruturas dômicas.

O Grupo Estrondo corresponde a um pacote espesso de rochas metassedimentares, com raros anfibolitos associados. A Formação Morro do Campo tem área aflorante restrita, ocorrendo em torno dos domos gnáissicos (Figs. 3 e 4) ou como pacotes quartzíticos que cavalgam a Formação Xambioá (Fig.4). Excepcionalmente, na região de Paraíso do Norte, atinge uma espessura de 650 m (Costa et al. 1983).

A Formação Xambioá repousa de modo concordante sobre a Formação Morro do Campo, tem ampla distribuição, espessura grande, mas difícil de estimar, e parece bastante homogênea em termos litológicos, pois não foram identificadas sequências vulcânicas expressivas na mesma. Dentro do SGBA, o Grupo Estrondo foi a unidade afetada pelo mais alto grau de metamorfismo (facies anfibolito). O fato de a Formação Morro do Campo aflorar predominantemente em torno dos domos gnáissicos assim como a escassez de migmatização e magmatismo granítico, indicam que, na porção norte da FDA o atual nível de erosão só muito raramente atingiu a base da sequência metassedimentar.

A Formação Morro do Campo é composta essencialmente por quartzitos e muscovita-quartzito xistos, com intercalações de meta-conglomerados oligomíticos (comuns na base da sequência), biotita-quartzito xistos e mica xistos grafitosos. Localmente foram descritas ocorrências de cianita-anfibolita-granada nas rochas dessa unidade.

A Formação Xambioá é constituída essencialmente por mica xistos, com intercalações pouco expressivas de quartzitos, xistos grafitosos, anfibolitos e mármore. Entre os primeiros podem ser distinguidos: mica xistos aluminosos pobres em feldspatos e carbonatos com presença frequente de granada, estauroлита e cianita, sobretudo nas proximidades de certos domos e mica xistos feldspáticos, com teores expressivos de plagioclásio-microclina. Os últimos podem ser subdivididos, ainda, em quatro tipos (Tab.2): (1) com epidoto; (2) com granada; (3) com granada+estauroлита+cianita; (4) cálcio-mica xistos, ricos em carbonatos.

A complexa evolução estrutural e a ausência de feições primárias ou de camadas-guias preservadas dificultam a reconstituição da sequência estratigráfica da Formação Xambioá. Os cálcio-mica xistos e mármore parecem, no entanto, ocorrer próximo à base do pacote metassedimentar, verificando-se o mesmo com os mica xistos aluminosos. Por sua vez, os mica xistos feldspáticos, que constituem o litotipo dominante e mais representativo da Formação Xambioá, embora distribuídos em todo o pacote, são mais marcantes nas suas porções média e superior.

A Formação Morro do Campo preservou uma série de estruturas primárias, entre as quais a sua estratificação que foi afetada por dobras intrafoliares. Os planos axiais das mesmas têm orientação geral submeridiana e mergulhos de baixo ângulo para leste. A Formação Xambioá apresenta uma foliação principal, penetrativa, com direção variando entre NNW-SSE e NNE-SSW e mergulhos oscilando em torno de 30° para

NE, ora para SE. É comum, sobretudo nos domínios dos xistos feldspáticos, a presença de um bandamento paralelo a esta foliação.

A mesma foi afetada por grandes dobramentos holomórficos traduzidos pela alternância de anticlinais e sinclinais, bem como, de modo não penetrativo, por crenulações. Os eixos dessas dobras orientam-se em torno da direção N-S. Seus planos axiais possuem ângulos de mergulho variáveis porém sempre no sentido leste, traduzindo uma vergência para oeste (Hasui et al. 1984, Teixeira et al. em impr.). As dobras das Formações Morro do Campo e Xambioá foram afetadas pela geração dos domos gnáissicos (Costa 1980).

GRUPO TOCANTINS O Grupo Tocantins se sobrepõe concordantemente ao Grupo Estrondo e ocupa a porção oeste da FDA tendo ampla distribuição. Assume-se neste trabalho a coluna estratigráfica proposta por Gorayeb (1981), com a Formação Pequizeiro representando a base da unidade e a Formação Couto Magalhães o seu topo. Ressalta-se, no entanto, que as relações entre essas unidades não são inteiramente claras. A última ocupa a porção oeste do Grupo Tocantins e parece repousar em concordância sobre a Formação Pequizeiro, mas a pobreza das exposições dificulta uma conclusão. A Formação Pequizeiro apresenta uma passagem gradual para os mica xistos da Formação Xambioá, não havendo mudanças bruscas nas facies metamórficas nem nas características estruturais entre essas unidades (Silva 1980, Costa 1980, Cunha et al. 1981, Gorayeb 1981). Isto revela a fragilidade dos critérios utilizados para a separação dos Grupos Estrondo e Tocantins ou, pelo menos, da Formação Pequizeiro e o Grupo Estrondo.

A Formação Pequizeiro é constituída predominantemente por clorita muscovita xistos, com intercalações de filitos e quartzitos e ocorrências locais de xistos carbonáticos. Os xistos têm uma composição mineralógica bastante homogênea, sendo que, quartzo, muscovita e clorita são os seus constituintes essenciais. Ademais, possuem quantidades variáveis de albita, epidoto, carbonatos e magnetita e como minerais acessórios, turmalina, rutilo, zircão, titanita e apatita. A biotita ocorre apenas nas zonas mais próximas ao Grupo Estrondo (Gorayeb 1981). Para oeste os xistos passam gradualmente a filitos compostos por quartzo, sericita muscovita, clorita e magnetita.

A Formação Couto Magalhães tem como rochas mais representativas filitos e ardósias, com intercalações de quartzitos, meta-arenitos, meta-arcósios, meta-grauvacas, cherts, meta-siltitos, filitos carbonáticos, meta-argilitos, mármore e calcários (Gorayeb 1981, Trouw et al. 1976). Os filitos e ardósias são formados essencialmente por sericita e quartzo, com quantidades variáveis de opacos (pirita microporfioblástica e hematita), plagioclásio, carbonatos, clorita, titanita e apatita.

Na parte ocidental da área de ocorrência do Grupo Tocantins, as rochas preservam estruturas primárias e tem-se intercalações de rochas sedimentares ou anquimetamórficas, pouco deformadas, com dobramentos suaves, levemente assimétricos, com mergulhos do plano axial para leste. A medida que se aproxima o contato com o Grupo Estrondo, deformação e metamorfismo se intensificam. Assim, no domínio da Formação Pequizeiro, as rochas exibem xistossidade e bandamento marcantes, ambos com orientação geral N-S, NNW ou NNE e mergulhos variáveis para leste. Outra feição notável é a intensa crenulação que afeta a foliação e o bandamento. De modo geral, as feições estruturais do Grupo Tocantins, sobretudo as da Formação Pequizeiro, são análogas àquelas observadas no Grupo Estrondo.

PETROLOGIA E METAMORFISMO O SGBA foi afetado por um metamorfismo regional de intensidade crescente de oeste para leste, (Silva 1980) com as isógradas dispostas segundo a direção N-S ou contornando determinadas estruturas dômicas. No domínio do Grupo Tocantins, Gorayeb (1981) identificou quatro zonas metamórficas. A primeira situa-se nas proximidades do Cráton Amazônico, caracterizando-se por ausência de metamorfismo ou anquimetamorfismo. A segunda ainda no domínio da Formação Couto Magalhães, é definida pela presença de sericita-muscovita. A terceira é a zona da clorita, que inicia-se próximo ao contato entre as Formações Couto Magalhães e Pequizeiro. A zona da biotita principia nesta unidade e se estende até o Grupo Estrondo. A assembléia minera-

lógica característica dos xistos da Formação Pequizeiro é: quartzo+muscovita+clorita+albita+magnetita+epidoto+biotita+carbonatos. No Grupo Estrondo as condições de metamorfismo variaram segundo diferentes autores entre a facies xisto verde alta e anfíbolito. Em Colméia, a isógrada da granada e a da estauroлита contornam a estrutura, situando-se a última mais próxima do seu núcleo (Costa 1980). Em Xambioá e Lontra, a isógrada da granada envolve conjuntamente ambas as estruturas. Mais próximas dos seus núcleos tem-se isógradas incompletas de cianita+estauroлита, em Lontra e somente da cianita em Xambioá (Santos et al. 1984). Em Lontra foi observada, ainda, ocorrência local de fibrolita.

Na porção sul da FDA, Costa et al. (1983) descreveram as seguintes assembléias minerais em rochas predominantemente pelíticas, na transição entre as Formações Pequizeiro, Xambioá e Morro do Campo: (1) Formação Pequizeiro: $Qz+Pl(An\ 6-8)\pm Bt\pm Ms\pm Cl\pm Cc\pm Ep\pm Mgn$; (2) Na zona de transição entre as Formações Pequizeiro e Xambioá: $Qz\pm Pl(An\ 12)+Bt\pm Ep\pm Ms\pm Cc; Qz+Pl\pm(An\ 16)+Bt\pm Ms\pm Ep\pm Cl\pm Cc; Qz+Pl(An\ 18-25)+Bt+Ms\pm Gr\pm Cc\pm Ep$; (3) No domínio das Formações Xambioá e Morro do Campo: $Qz+Pl(An\ 27)+Gr+Bt+Ms; Qz+Pl(An\ 30)+Gr+Hb; Qz+Pl(An\ 29)+Gr+Est+Cian+Bt+Ms$. Teixeira et al. (em impr.) identificaram as seguintes associações minerais na Formação Xambioá: (1) Mica xistos feldspáticos: $Qz+Ms+Bt+Pl(An\ 25-33)+Ep\pm Cc\pm Micr\pm Cl$; $Qz+Ms+Bt+Pl(An\ 14-15\ ou\ An\ 27-35)+Gr\pm Cc\pm Micr\pm Cl$; $Qz+Ms+Bt+Pl(An\ 11-14)+Gr+Est\pm Cian\pm Micr\pm Cl$; (2) Cálcio-Xistos: $Qz+Ms+Bt+Pl(An\ 38-43)+Cc+Ep\pm(Gr)\pm(Cian); Cc+Qz+Pl+Ms$.

Análises químicas de rochas dominantes no Grupo Tocantins (Tab. 2; Fig.5) sugerem serem as mesmas metassedimentares (Gorayeb 1981). A grande semelhança das composições obtidas com aquelas de sedimentos comuns (Pettijohn 1975, Winkler 1979) fortalece esta hipótese. Independente de possíveis contribuições vulcânicas que possam existir no Grupo Tocantins, estes dados tornam improvável a hipótese assumida por Hasui et al. (1984) de que os clorita xistos da Formação Pequizeiro traduziriam uma importante contribuição de material máfico-ultramáfico de origem magmática, oriundo da Formação Couto Magalhães. É interessante destacar, ainda, a disposição coincidente nos diagramas ACF e A'KF (Fig.5) das amostras de mica xistos da Formação Pequizeiro, com aquelas da Formação Xambioá, o que sugere a sua derivação a partir de sedimentos composicionalmente análogos.

Teixeira et al. (em impr.) realizaram uma pesquisa mais detalhada sobre os micaxistos feldspáticos da Formação Xambioá. As duas paragêneses fundamentais distinguidas nos seus estudos petrográficos (xistos com granada e xistos com epidoto) mostram uma clara separação nos diagramas ACF e A'KF (Fig.5). O terceiro grupo (xistos com granada+cianita) se separa dos demais no diagrama ACF e se confunde com os xistos com granada no diagrama A'KF. Além disso, as ocorrências de granada e estauroлита não se restringem às proximidades das estruturas dômicas. Os referidos autores concluíram que a formação dessas paragêneses estava condicionada a um controle químico exercido pela composição das rochas pré-metamórficas, sendo um baixo teor de CaO (<1,5%) decisivo para a formação de granada, pois esse mineral acha-se ausente nos xistos onde CaO é maior que 2%, nos quais passam a ocorrer quantidades expressivas de epidoto. A formação adicional de estauroлита (pouco abundante) se dá nos xistos possuindo razões FeO/Fe_2O_3 e teores de FeO elevados. A comparação desses dados com os estudos de Hoschek (1967), sobre o controle composicional na formação da estauroлита, permitiram a Teixeira et al. (em impr.) concluir que, exceto no diagrama $Al_2O_3-CaO-(FeO+Fe_2O_3+MgO)$, nenhuma das amostras estudadas possui composição situada nos campos de concentração de 90% das amostras portadoras de estauroлита definidos por aquele autor. Logo, a formação de estauroлита nesses xistos só pode ser eventual e a sua ausência não constitui uma demonstração insofismável de que as condições de metamorfismo de grau médio (Winkler, 1979) não foram atingidas. As conclusões de Teixeira et al. (em impr.) provavelmente não são sempre aplicáveis a outras variedades de xistos mais aluminosos, nos quais poderia haver formação de estauroлита e/ou granada, mesmo com teores algo mais elevados de CaO. Tal parece ser o caso em algumas das amostras estudadas por Silva (1980). A granada presente nos micaxistos feldspáticos foi localmente analisada, tratando-se de almandina, pobre em CaO e algo enriquecida em MnO (Teixeira et al., em impr.).

No que tange à origem dos micaxistos, as suas composições e o que foi observado nos diagramas ACF e A'KF, têm sido interpretados como reveladores de sua derivação a partir de uma sequência clástica, a base de alternância de grauvascas e pelitos (Silva, 1980; Santos, 1983; Macambira, 1983; Teixeira, 1984; Souza, 1984). As amostras situadas nos campos IB e II do diagrama ACF (Fig.5) corresponderiam assim, respectivamente, a pelitos e grauvascas. Essa interpretação é certamente coerente em muitos casos, porém as composições dos xistos feldspáticos que incidem em campos diversos, são geralmente tão similares, inclusive nos seus teores de Al_2O_3 , que Teixeira et al. (em impr.) aventaram a hipótese de uma parte expressiva de micaxistos feldspáticos situados no campo IB, ser oriunda de grauvascas excepcionalmente pobres em CaO, ao invés de derivadas a partir de verdadeiros pelitos. Esses mesmos autores descartaram a hipótese de se ter uma contribuição vulcânica ou piroclástica expressiva na sequência geradora dos micaxistos, uma vez que os teores de álcalis das rochas analisadas, com K_2O relativamente elevado e Na_2O baixo, resultando praticamente sempre uma razão $K_2O/Na_2O > 1$, não são compatíveis com o que se deveria esperar em rochas ígneas de idênticos teores de SiO_2 . Esse raciocínio pode ser entendido, de modo geral, ao conjunto de micaxistos analisados até o momento. Há, no entanto, ocorrências relativamente frequentes, mas pouco extensas de anfibolitos (Tab.2) no domínio do Grupo Estrondo, que revelaram composição máfica tholeiítica, mostrando a existência de manifestações magmáticas dessa natureza, associadas ao pacote metassedimentar.

A presença de cianita e a ausência de glaucofana, jadeíta, andaluzita e cordierita levaram Silva (1980) a considerar o metamorfismo que afetou o Supergrupo Baixo Araguaia, como análogo aos tipos de pressão média (Miyashiro, 1973) ou média a alta (Turner, 1968). Para Silva (1980) há muitas semelhanças entre as sequências por ele observadas e aquelas descritas nos "Highlands" da Escócia e nos Apalaches setentrionais. Não existem divergências a respeito do tipo, nem quanto ao grau máximo de metamorfismo, que na Formação Xambioá é médio (Winkler, 1979) ou de facies anfibolito (Turner, 1968), conforme atestam o aparecimento de estauroilita+cianita. A ocorrência muito local de fibrolita é apenas na Formação Morro do Campo, revela que as condições de P e T não atingiram aquelas de facies anfibolito alta ou de grau médio superior. A maioria dos autores situa a zona da granada na facies xisto verde, porém Teixeira et al. (em impr.) argumentaram que a ausência de estauroilita não é um critério efetivo para demonstrar isso, pois em razão do controle composicional, não seria impossível a formação dos micaxistos com granada ou epidoto e sem estauroilita, também no início da facies anfibolito. Esses autores estimaram com base na paragénesis granada+estauroilita+cianita que o pico do metamorfismo se deu a temperaturas de $550 \pm 30^\circ C$ e a pressões de 5 a 6 kbar.

CONCLUSÕES Os gnaisses e os mesossomas dos migmatitos predominantes no Complexo Colméia são, petrográfica e quimicamente, típicos trondhjemitos continentais. Existe uma grande semelhança entre os gnaisses e migmatitos das regiões da Serra das Cordilheiras e de Xambioá-Lontra justificando a sua correlação. Sua notável semelhança química com uma série de gnaisses trondhjêmíticos de idade arqueana reforça a hipótese de que o Complexo Colméia tenha igualmente se formado durante o Arqueano. Os leucossomas dos migmatitos não foram gerados a partir da fusão "in situ" dos gnaisses trondhjêmíticos e sim introduzidos por injeção. A sua gênese estaria relacionada à anatexia parcial de gnaisses situados a maiores profundidades ou eles seriam derivados dos magmas graníticos identificados em certas estruturas. Processos de diferenciação metamórfica foram importantes na gênese dos migmatitos do Complexo Colméia. Este foi submetido a um regime metamórfico de grau médio, estimando-se que as condições reinantes foram: subsaturação em H_2O ; temperaturas entre 600 e $650^\circ C$; pressões entre 6 e 7 kbar.

O Gnaisse Cantão foi gerado a partir de rochas ígneas plutônicas, cogenéticas, com predomínio de monzogranitos e variações de granodioritos a sienogranitos. Não há evidências de que tenha sido submetido à anatexia. Adota-se o modelo de que estes ortognaisses correspondem a antigos corpos granitoides, intrusivos no Complexo Colméia que foram remobilizados diapiricamente, metamorfisados e milonitizados. A sua

idade mínima é de 1750 Ma (isócrona Rb-Sr em rocha total).

Corpos granitóides "sensu stricto" são raros na Faixa de Dobramentos Araguaia, limitando-se a pequenos "stocks", com foliação nas bordas e bastante deformados. A sua formação é associada a processos anatéticos crustais ocorridos durante o clímax do metamorfismo que afetou o Supergrupo Baixo Araguaia. Os magmas, na forma de "crystal mush", ascenderam diapiricamente e seriam derivados do Complexo Colméia ou, mais remotamente, de metassedimentos da base do Grupo Estrondo.

Adota-se o modelo de intrusões diapíricas envolvendo a remobilização de gnaisses e granitóides do substrato da FDA, para explicar a formação das estruturas dômicas que relaciona-se diretamente com o pico do metamorfismo regional que afetou as sequências supracrustais.

As análises químicas das rochas dominantes no Grupo Tocantins revelam serem as mesmas metassedimentares e muito semelhantes composicionalmente aos xistos da Formação Xambioá. Não há até o momento, evidências de contribuições vulcânicas importantes no material gerador dos xistos da Formação Pequizeiro.

A formação de granada ou epidoto, bem como da associação granada+estauroлита+cianita nos mica xistos feldspáticos da Formação Xambioá é condicionada a um controle químico. A granada está presente somente nos xistos com menos de 2,0% de CaO, enquanto que o epidoto passa a ocorrer em quantidades expressivas apenas quando o teor de CaO supera este valor. A estauroлита forma-se somente nos xistos com razões FeO/Fe₂O₃ e teores de FeO elevados. Tais composições são comparativamente raras entre xistos feldspáticos, de modo que a ausência de estauroлита nestas rochas não constitui uma demonstração insofismável de que as condições da facies anfíbolito não foram atingidas durante o metamorfismo.

Os mica xistos da Formação Xambioá são derivados de uma sequência clástica, envolvendo provavelmente intercalações de pelitos e grauvacas ou associações de grauvacas "normais" com grauvacas excepcionalmente pobres em CaO. Fora as ocorrências frequentes, porém pouco extensas de anfíbolitos, não há evidências de uma contribuição vulcânica ou piroclástica expressiva na sequência geradora dos mica xistos.

O metamorfismo que afetou o Supergrupo Baixo Araguaia é análogo aos tipos de pressão média a alta, situando-se no caso da Formação Xambioá na facies xisto verde alta a anfíbolito, com o pico do metamorfismo atingindo temperaturas de 550+30°C e pressões de 5 a 6 kbar.

AGRADECIMENTOS Os autores agradecem: aos demais participantes do Projeto Faixa Orogênica do Centro de Geociências da UFPA pelas inúmeras discussões e por críticas recebidas; à FINEP pelo financiamento do referido projeto; à Srta. Cíntia M. Gaia da Silva pelo tratamento de dados e elaboração de diagramas; à PROPESP-UFPA pelo apoio financeiro.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABREU, F.A.M. - 1978 - Estratigrafia e evolução estrutural do segmento setentrional da Faixa de Dobramento Paraguai-Araguaia. Tese de mestrado. Belém, UFPA/NCGG. 90p.
- ALSHWORTH, J.R. - 1985 - Migmatites. New York. Chapman and Hall. 302p.
- BARKER, F. - 1979 - Trondhjemite. Definition, environment and hypotheses of origin. In: Barker, F. Ed. Trondhjemites, dacites, and related rocks. Amsterdam. Elsevier. v.6, p. 1-12.
- BOWDEN, P.; BATCHELOR, R.A.; CHAPPEL, B.W.; DIDIER, J.; LAMAYRE, J. - 1984 - Petrological, geochemical, and source criteria for the classification of granitic rocks: a discussion. Phys. of the Earth Planet. Int., 35: 1-11.
- BROWN, G.C.; FYFE, W.S. - 1970 - The production of granitic melts during ultrametamorphism. Cont. Min. Pet. 28: 310-318.
- BRUN, J.P. - 1980 - The cluster-ridge pattern of mantled gneiss domes in eastern Finland: evidence for large scale gravitational instability in the proterozoic crust. Earth and Plan. Sci. Lett., 44: 441-449.
- BULHÕES, E.M. e DALL'AGNOL, R. - 1985 - Mapeamento geológico e petrografia do Granodiorito Presidente Kennedy - Faixa de Dobramentos Araguaia (Go). In: Anais do 2º Simpósio de Geol. da Amazônia, v.1, p. 59-76. Belém-Pa.

- COLLERSON, K.D.; BRIDGWATER, D. - 1979 - Metamorphic development of Early Archean tonalitic and trondhjemitic gneisses: Saglek area. Labrador. In: Barker, F. Ed., trondhjemites, dacites, and related rocks. Amsterdam, Elsevier. v.6, p. 205-273.
- COSTA, J.B.S. - 1980 - Evolução geológica da região de Colméia. Tese de mestrado. Belém, UFFa/NCGG. 98p.
- COSTA, J.B.S.; GORAYEB, P.S.S.; BEMERGUY, R.L.; GAMA JUNIOR, T.; KOTSCHOUBEY, B.; LEMOS, R.L. - 1983 - Projeto Paraíso do Norte; Relatório final. Belém, D.N.P.M./UFFa. 128p.
- CUNHA, B.C.C.; POTIGUAR, L.A.T.; IANHEZ, A.C.; BEZERRA, P.E.L.; PITTHAM, J.H.L.; SOUZA JUNIOR, J.J.; MONTALVÃO, R.M.G.; SOUZA, A.M.S.; HILDRED, P.R.; TASSINARI, C.C.G. - 1981 - Geologia da folha SC.22 - Tocantins. In: Brasil. D.N.P.M. Projeto RadamBrasil, Folha Tocantins; Geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro. v.22.
- GORAYEB, P.S.S. - 1981 - Evolução geológica da região de Araguacema-Pequizeiro. Goiás-Brasil - Tese de mestrado. Belém, UFFa/NCGG. 100p.
- HASUI, Y.; TASSINARI, C.C.G.; SIGA Jr. O.; TEIXEIRA, W.; ALMEIDA, F.F.M.R.; KAWASHITA, K. - 1980 - Datações Rb-Sr e K-Ar do Centro Norte do Brasil e seu significado geológico-geotectônico. In: Anais XXXI Cong. Bras. Geol. v.5, p. 2659-2676. Camboriú-SC.
- HASUI, Y.; COSTA, J.B.S. e ABREU, F.A.M. - 1984 - Província Tocantins. Setor Setentrional. In: ALMEIDA, F.F.M. e HASUI, Y. - O Pré-Cambriano do Brasil. Ed. Edgard Blucher Ltda. p. 187-204. São Paulo-SP.
- HOSCHEK, G. - 1967 - Untersuchungen zum Stabilitätsbereich von Chloritoid und Staurolith. Cont. Min. Pet. 14:123-162.
- JOHANNES, W. - 1985 - The significance of experimental studies for the formation of migmatites. In: ALSHWORTH, J.R. (Ed.) - 1985 - Migmatites. New York. Chapman and Hall. p. 36-85.
- MACAMBIRA, J.B. - 1983 - Geologia e ocorrências minerais da braquianticlinal de Lontra-Goiás. Tese de mestrado. Belém, UFFa/NCGG. 108p.
- MARINI, O.J.; FUCK, R.A.; DARDENNE, M.A. e DANNI, J.C.M. - 1984 - Província Tocantins. Setores Central e Sudeste. In: ALMEIDA, F.F.M. e HASUI, Y. - O Pré-Cambriano do Brasil. Ed. Edgard Blucher Ltda. p. 205-264. São Paulo-SP.
- MCGREGOR, V.R. - 1979 - Archean gray gneisses and the origin of the continental crust: Evidence from the Godthab Region, West Greenland. In: Barker, F. Ed. Trondhjemites, dacites, and related rocks. Elsevier.
- MIYASHIRO, A. - 1973 - Metamorphism and metamorphic belts. Londres, George Allen & Unwin. 492p.
- PETTIJOHN, F.J. - 1975 - Sand and sandstone. In: Pettijohn, F.J. Sedimentary rocks. New York, Harper e Row. p. 195-259.
- PITCHER, W.S. - 1979 - The nature, ascent and emplacement of granitic magmas. J. Geol. Soc. London. 136: 627-662.
- RAMBERG, H. - 1972 - Theoretical models of density stratification and diapirism in the earth. J. Geophys. Res. 77: 877-889.
- SÁ, J.H.S.; CORDANI, V.G.; KAWASHITA, K. - 1980 - Datações geocronológicas do norte da faixa de dobramentos Paraguai-Araguaia. In: Anais do XXXI Congr. Bras. Geol., Camboriú - Santa Catarina, Resumos, Bol. nº 2, p. 401.
- SANTOS, M.D. - 1983 - Geologia e ocorrências minerais da braquianticlinal de Xambioá-Goiás. Tese de mestrado. Belém, UFFa/NCGG. 124p.
- SANTOS, M.D.; MACAMBIRA, J.B. e KOTSCHOUBEY, B. - 1984 - Uma proposta para a origem das braquianticlinais de Xambioá e Lontra (Go): possíveis domos gnáissicos. In: Anais XXXIII Cong. Bras. Geol. v.7, p. 3400-3414.
- SILVA, J.M.R. - 1980 - Metamorfismo das rochas pelíticas do segmento setentrional da Faixa Tocantins-Araguaia. Tese de mestrado. Belém, UFFa/NCGG. 48p.
- SOULA, J.C. - 1982 - Characteristics and mode of emplacement of gneiss domes and plutonic domes in central-eastern Pyrenees. J. Struct. Geol. 4(3): 313-342.
- SOUZA, A.C.C. - 1984 - Geologia e petrologia do extremo norte da Serra do Estrondo (Go). Tese de mestrado. Belém, UFFa/NCGG. 188p.
- SOUZA, A.C.C.; TEIXEIRA, N.P.; DALL'AGNOL, R. - 1984 - Geologia do extremo norte da Serra do Estrondo. Go. In: Anais XXXIII Cong. Bras. Geol., Rio de Janeiro, v.5, p. 2249-2260.
- SOUZA, A.C.C.; DALL'AGNOL, R.; TEIXEIRA, N.P. - 1985 - Petrologia

- do Gnaiss Cantão: Implicações na evolução da Faixa de Dobramentos Araguaia, Serra do Estrondo (Go). Rev. Bras. Geoc., vol. 15, nº 4, p. 300-310.
- STEPHANSSON, O. - 1975 - Polydiapirism of granitic rocks in the Svecofennian of Central Sweden-Precambrian Research. 2: 189-214.
- STRECKEISEN, A. - 1976 - To each plutonic rock its proper name. Earth Sci. Rev. 12: 1-33.
- TEIXEIRA, N.P. - 1984 - Geologia e petrologia da região central da Serra das Cordilheiras-Goiás. Tese de Mestrado. NCGG/UFPa. 208p. Belém-Pa.
- TEIXEIRA, N.P.; DALL'AGNOL, R. & SOUZA, A.C.C. - 1985 - Petrologia dos gnaisses do Complexo Colméia, Serra das Cordilheiras-Go. In: Anais 2º Simpósio Geologia da Amazônia. v.2, p.138-158. Belém-Pa.
- TEIXEIRA, N.P.; SOUZA, A.C.C.; DALL'AGNOL, R. - em impressão - Petrologia dos mica xistos feldspáticos da Formação Xambioá (Faixa Araguaia-Go): Controle composicional em paragêneses de micaxistos. Rev.Bras.Geoc., vol. 18, nº 3.
- TROUW, R.A.; VAZ, L.F.; SLONGO, T.T.; NAKASATO, N. - 1976 - Geologia da região de Tucuruí, baixo Tocantins-Pará. In: Anais do XXIX Congr. Bras. Geol. Ouro Preto. Minas Gerais. v.2, p.137-148.
- TURNER, F.J. - 1968 - Metamorphic petrology. New York, McGraw-Hill Book. 403p.
- WINKLER, H.C.F. - 1979 - Petrogenesis of metamorphic rocks. New York, Springer-Verlag. 348p.

TABELA 1: ANÁLISES QUÍMICAS MÉDIAS DAS ROCHAS DO COMPLEXO COLMÉIA, GNAISSE CANTÃO, GRANITO RAMAL DO LONTRA E GRANODIORITO PRESIDENTE KENNEDY - FAIXA DE DOBRAMENTOS ARAGUAIA.

	COMPLEXO COLMÉIA								GNAISSE CANTÃO ⁺				Grani- to Ramal do Lontra	GRANODIORITO Pte. KENNEDY X	
	SERRA DAS CORDILHEIRAS		XAMBIOÁ		LONTRA		Grano- diorito (5)	St-Mon- zogran- diorito (5)	An-Bt granodior- ito (3)	Sienogra- nito. (2)	CORPO 1 (6)	CORPO 2 (8)			
	Melanossomas Lentes Máficas (2)	Mesos- somas (5)	Leucos- somas (4)	Ortoconissos Xambioá (3)	Trondhjem- íticos Lontra (3)	Falcos- somas. (2)							Leucosso- mas. (4)		
SiO ₂	59,81	67,65	71,02	75,72	71,76	72,03	71,42	74,12	66,90	71,10	72,80	74,00	73,52	71,96	73,64
TiO ₂	0,99	0,41	0,26	0,03	0,28	0,20	0,31	0,04	0,73	0,32	0,24	0,17	0,15	0,25	0,19
Al ₂ O ₃	18,00	16,30	15,52	13,90	14,66	15,13	15,00	15,34	14,10	14,20	13,70	13,20	15,25	15,30	15,18
Fe ₂ O ₃	2,47	3,10	0,84	0,22	0,94	1,88	0,92	0,11	1,59	0,64	0,80	0,46	0,93	0,71	0,55
FeO	3,22	(t)	1,03	(t)	1,33	(t)	1,25	0,17	3,58	1,84	1,65	1,05	(t)	0,92	0,75
MnO	0,07	0,04	0,02	0,01	-	-	-	-	0,06	0,02	0,03	0,01	0,01	0,03	0,04
MgO	1,75	1,29	0,69	0,06	0,55	0,49	0,43	0,02	1,03	0,60	0,67	0,17	0,20	0,49	0,37
CaO	3,25	2,66	1,93	0,30	2,44	2,45	2,19	0,76	2,65	1,48	0,89	0,77	1,32	1,64	1,21
Na ₂ O	5,14	4,68	4,81	1,69	4,59	5,54	4,81	3,97	3,70	3,70	3,18	3,04	5,03	5,18	5,15
K ₂ O	2,06	2,08	1,95	7,50	2,26	1,49	1,99	5,74	3,69	4,66	4,97	6,33	3,34	3,43	3,32
P ₂ O ₅	0,36	0,13	0,10	0,07	0,24	0,06	0,16	0,02	0,27	0,13	0,09	0,05	0,04	0,10	0,06
P.F.	1,56	0,41	0,72	0,52	0,48	0,56	0,48	0,38	0,44	0,48	0,77	0,29	0,43	0,54	0,86
TOTAL	98,68	98,75	99,96	100,02	99,53	99,83	98,96	100,67	98,74	99,17	99,79	99,59	100,23	100,55	101,32
Rb	143,5	85,5	64	155	68	55	68	150	156	194	250	271	99	99	103
Sr	548	423,5	363	258	302	451	386	255	230	212	107	123	626	554	357
Zr	226	146	134	44	131	132	109	-	442	239	187	105	120	-	-
Ba	-	-	-	-	802	612	699	1516	-	-	-	-	896	-	-
Rb/Sr	0,25	0,20	0,18	0,60	0,22	0,12	0,18	0,59	0,68	0,93	2,80	3,20	0,16	0,18	0,29
K/Rb	118	202	253	402	276	225	243	317	196	207	166	194	280	288	267

OXÍDOS: % em peso. Elementos traços em ppm. (t)-ferro total como Fe₂O₃. Entre parênteses o nº de amostras analisadas. * (Santos et al., 1984). ** (Teixeira et al., 1985). + (Souza et al., 1985). X (Dall'Agnol, dados inéditos)

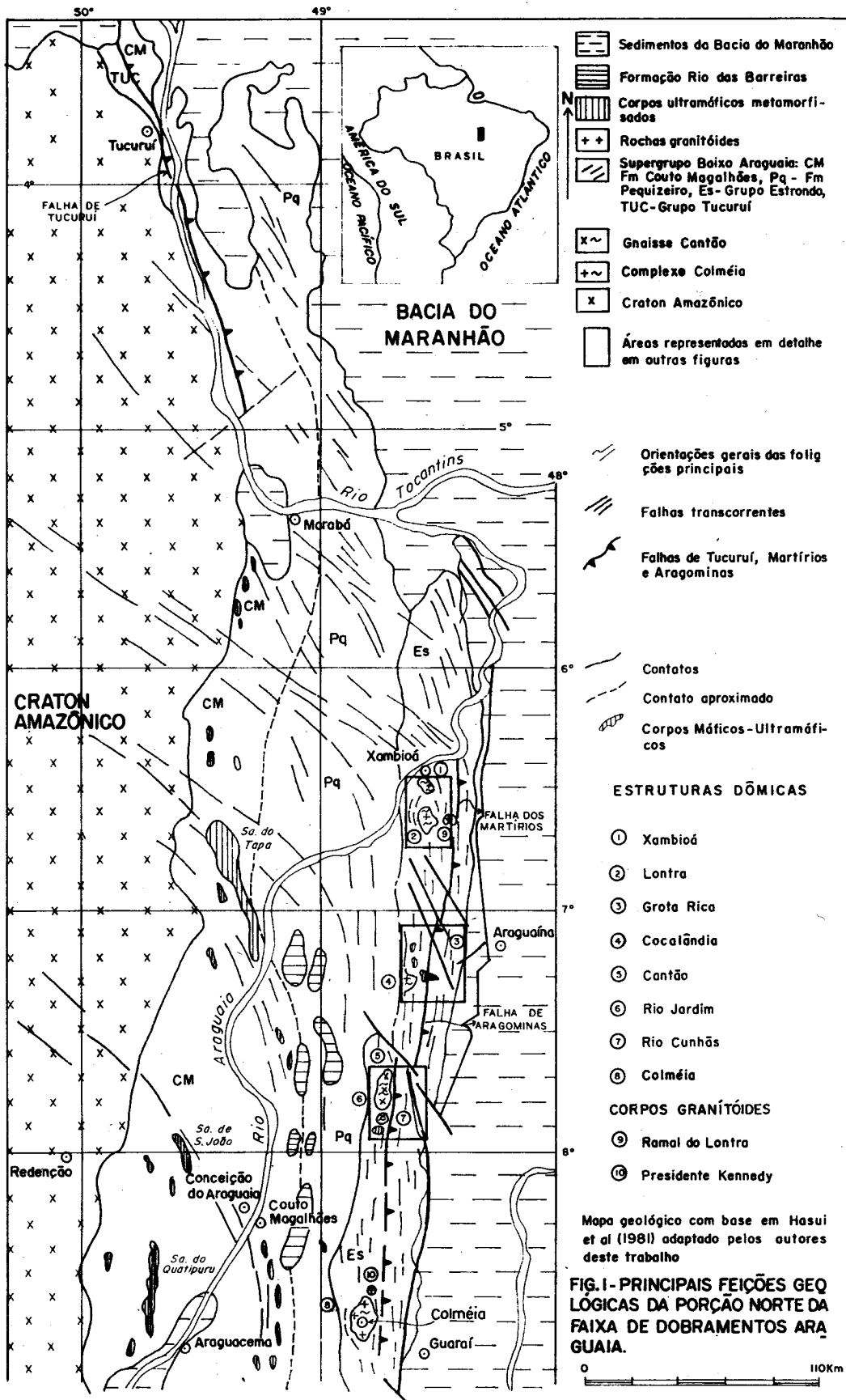
TABELA 2: COMPOSIÇÕES QUÍMICAS DAS PRINCIPAIS VARIETADES DE ROCHAS DOS GRUPOS ESTRONDO E TOCANTINS

VARIETADES	FORMAÇÃO XAMBIOÁ				FORMAÇÃO PEQUIZEIRO				FORMAÇÃO COUTO MAGALHÃES			
	MICA XISTOS		FELDSPÁTICOS		MICAXISTOS ALUMINOSOS	ANFIBO-LITOS	KISTO1	KISTO 2	FILITO	Ardôsia	Ardôsia2	
	C/ Epíd. A (12)	Intervalo de variação A	C/ GRAN B (12)	Intervalo de variação B	C/ GRAN- ESTÍCIAN C (3)	C/ GRAN- ESTÍCIAN D (1)	E (4)	F (3)	F (3)	F (1)	F (3)	F (1)
SiO ₂	68,08	62,0-74,50	67,85	59,60-73,10	68,0	59,73	48,30	67,19	57,33	47,70	67,74	59,40
TiO ₂	0,68	0,41-0,82	0,69	0,54-0,80	0,69	1,00	2,02	0,76	0,64	1,30	0,89	0,70
Al ₂ O ₃	13,99	9,23-17,20	15,27	12,40-19,20	14,20	22,00	13,89	15,21	19,99	26,41	16,49	14,10
Fe ₂ O ₃	1,98	0,86-3,0	2,19	1,49-3,92	1,33	2,57	3,70	2,31	3,49	8,00	1,09	0,50
FeO	2,82	2,0-4,05	3,28	2,31-5,06	4,67	5,16	9,23	2,93	3,95	0,24	3,55	5,50
MnO	0,09	0,05-0,13	0,11	0,03-0,27	0,13	-	0,26	0,07	0,07	0,08	0,01	0,13
MgO	2,02	1,40-3,15	2,14	1,23-2,70	2,40	2,43	8,20	1,48	2,18	1,07	1,48	4,80
CaO	2,88	1,51-4,39	1,09	0,63-1,99	0,68	1,00	10,66	1,43	1,01	0,06	0,09	4,73
Na ₂ O	2,42	1,76-4,79	2,19	1,75-2,63	1,96	1,29	2,20	2,72	1,51	0,03	0,12	1,14
K ₂ O	3,01	1,91-4,33	3,31	2,23-4,30	3,60	4,78	0,34	3,31	5,68	8,72	3,29	2,70
P ₂ O ₅	0,17	0,12-0,22	0,17	0,15-0,21	0,03	0,12	0,23	1,18	0,20	0,03	0,08	0,16
P.F.	1,80	0,88-3,67	1,52	0,89-2,42	1,39	2,28	0,97	1,67	2,66	4,64	5,77	4,30
TOTAL	99,44	-	99,81	-	99,08	102,36	99,94	100,26	98,71	98,28	100,60	98,16
FeO/Fe ₂ O ₃	1,42	0,90-3,46	1,49	0,60-2,71	3,51	2,01	2,49	1,26	1,13	0,03	3,25	11,00

A-Serra do Estrondo¹ (7); Serra das Cordilheiras¹ (11); Lontra² (3); Xambioá³ (1)
 B-Serra do Estrondo¹ (3); Serra das Cordilheiras¹ (8); Xambioá³ (1)
 C-Serra das Cordilheiras¹ (3)
 D-Xambioá³ (1)
 E-Serra das Cordilheiras⁵ (2); Lontra² (1); Xambioá³ (1)
 F-Região de Araguacema-Pequizeiro⁴

1= Teixeira et al. (em impressã...)
 2= Macambira (1983)
 3= Santos (1983)
 4= Garayeb (1981)
 5= Teixeira (1984)

Entre parênteses o nº de amostras analisadas.



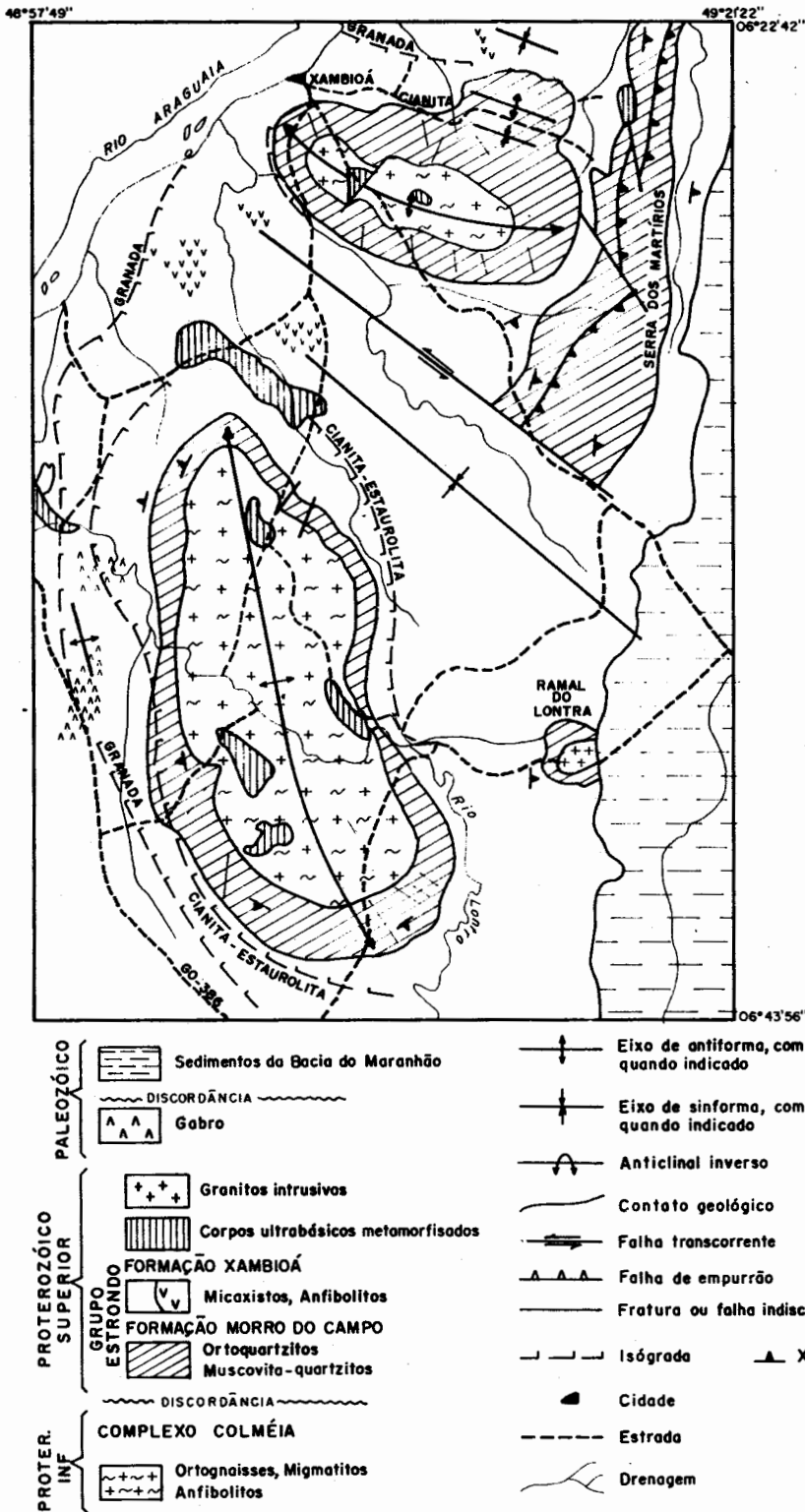
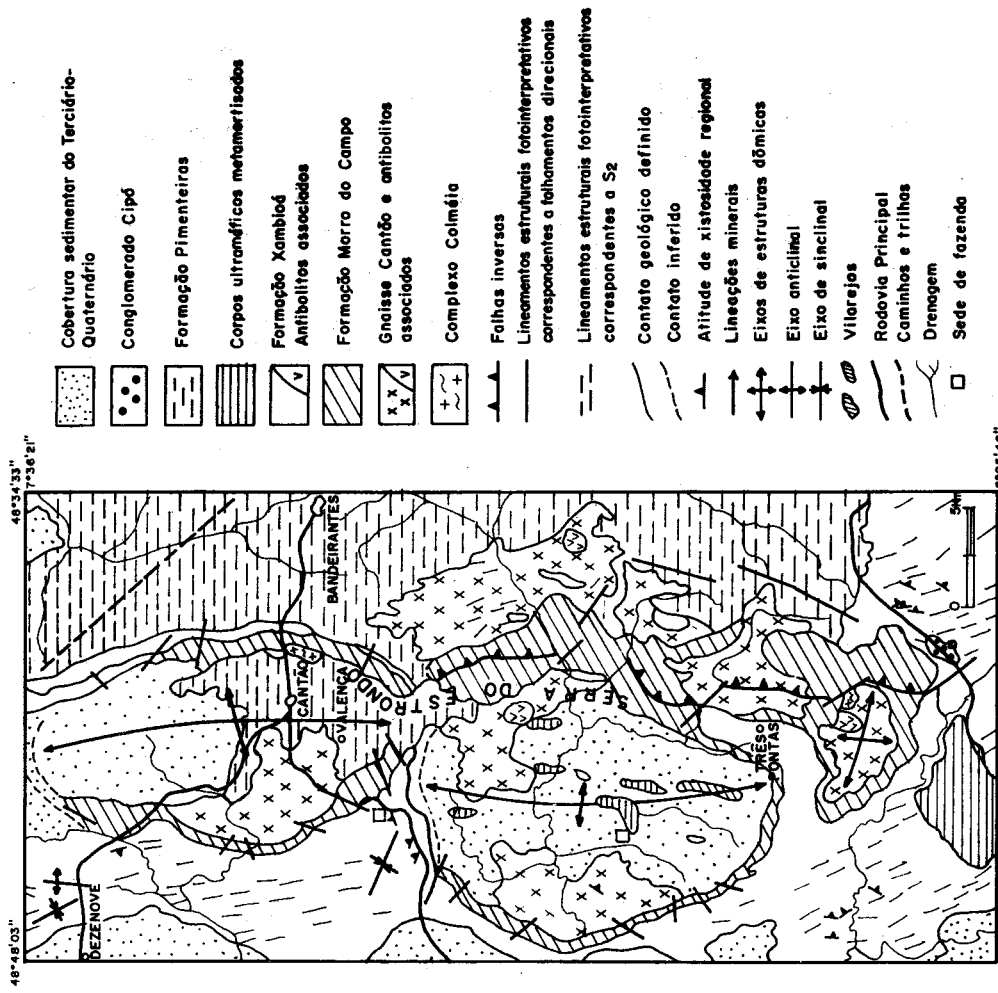
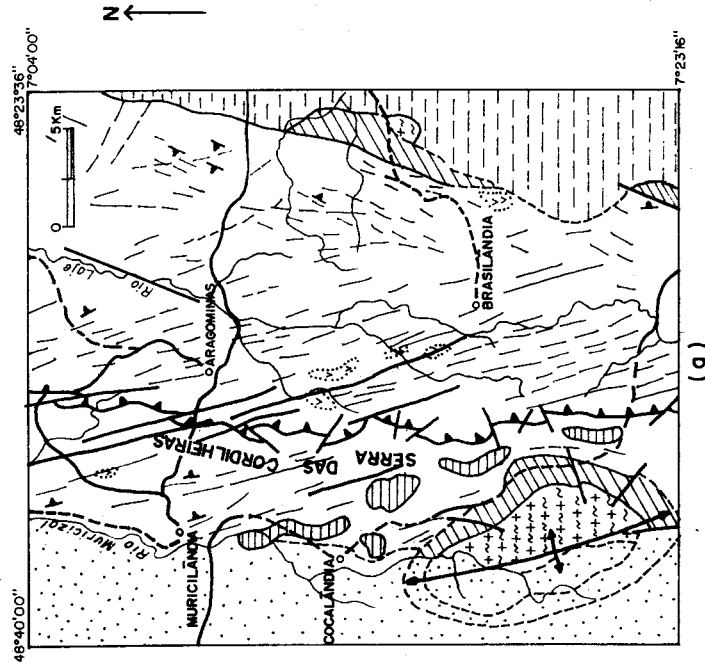


FIG. 2 - MAPA GEOLÓGICO DA REGIÃO DE XAMBIOÁ-LONTRA (GO), COM BASE EM SANTOS (1983) E MACAMBIRA (1983).



- Cobertura sedimentar do Terciário-Quaternário
- Conglomerado Cipó
- Formação Pimenteiras
- Corpos ultramáficos metamorfisados
- Formação Xambioá
- Antibolitos associados
- Formação Morro do Campo
- Gnaise Cantão e antibolitos associados
- Complexo Colméia
- Falhas inversas
- Lineamentos estruturais fotointerpretativos correspondentes a falhamentos direcionais
- Lineamentos estruturais fotointerpretativos correspondentes a S₂
- Contato geológico definido
- Contato inferido
- Atitude de xistoseidade regional
- Lineações minerais
- Eixos de estruturas dômicos
- Eixo anticlinal
- Eixo de sinclinal
- Vilarejos
- Rodovia Principal
- Caminhos e trilhas
- Drenagem
- Sede de fazenda

FIG. 3 - MAPAS GEOLÓGICOS DA REGIÃO CENTRAL DA SERRA DAS CORDILHEIRAS (a), BASEADO EM TEIXEIRA (1984), E NORTE DA SERRA DO ES TRONCO (b), BASEADO EM SOUZA, (1984).

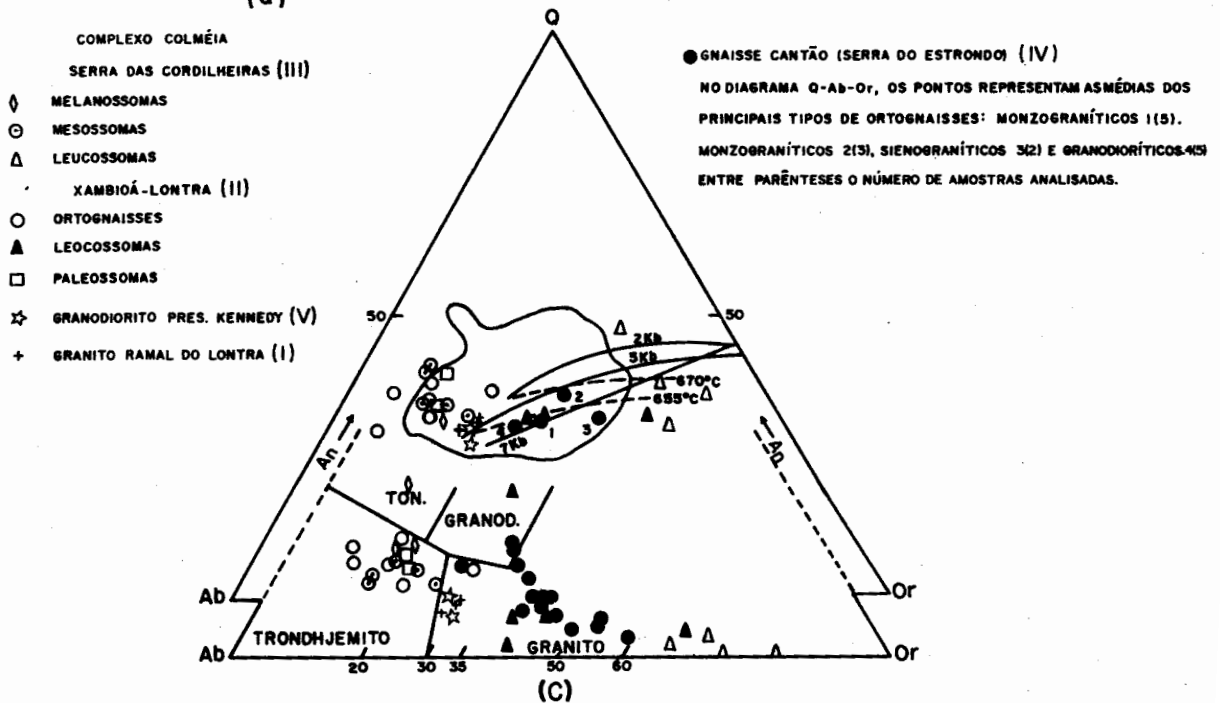
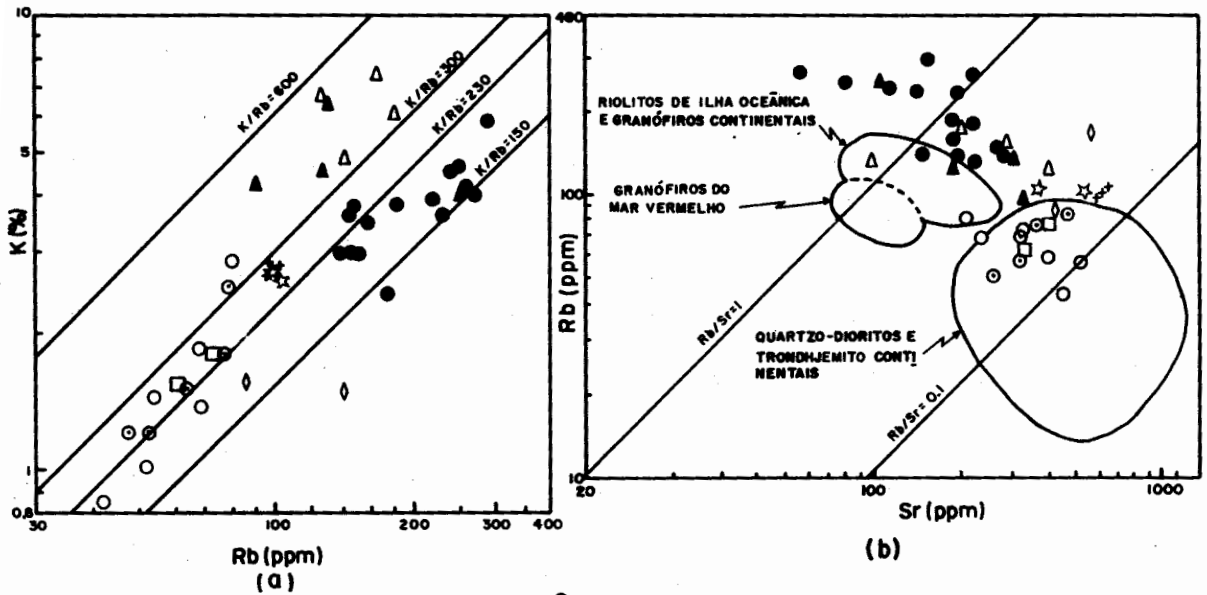


FIG. 4 - REPRESENTAÇÃO DAS ROCHAS DO COMPLEXO COLMÉIA, GNAISSE CANTÃO E GRANITOS DA FAIXA ARAGUAIA NOS SEGUINTE DIAGRAMAS:
a) Diagrama K/Rb. b) Diagrama Rb/Sr, campos, segundo Coleman e Peterman (1975). c) Diagramas normativos: An-Ab-Or, campos segundo Barker (1979); Q-Ab-Or, campos das rochas graníticas, linhas cotéticas isobáricas e temperaturas de fusão segundo Winkler (1979).
I) Macambira (1983); II) Santos et al. (1984); III) Teixeira et al. (1985); IV) Souza et al. (1985); V) Dall'Agnol (Dados Inéditos).

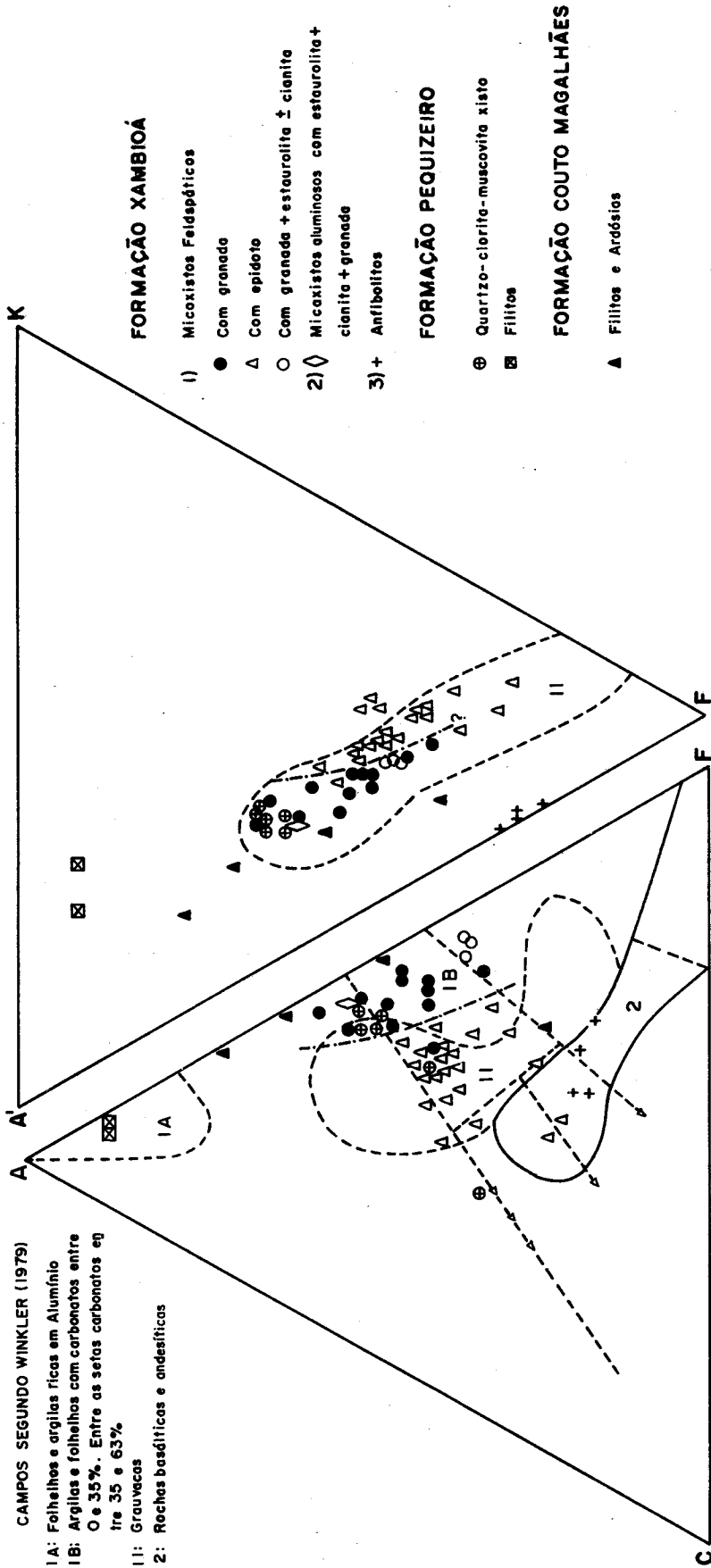


FIG.5 - DIAGRAMAS ACF E AKF DE AMOSTRAS REPRESENTATIVAS DAS FORMAÇÕES XAMBIOÁ, PEQUIZEIRO E COUTO MAGALHÃES. BASEADO EM GORAYEB (1981) E TEIXEIRA ET AL. (EM IMPR.) COM ACRÉSCIMO.

TABELA 1: ANÁLISES QUÍMICAS MÉDIAS DAS ROCHAS DO COMPLEXO COLMÉIA, GNAISSE CANTÃO, GRANITO RAMAL DO LONTRA E GRANODIORITO PRESIDENTE KENNEDY - FAIXA DE DOBRAMENTOS ARAGUAIA.

	C O M P L E X O C O L M É I A					GNAISSE			CANTÃO +			Granito Ramal do Lontra		GRANODIORITO X Pte. KENNEDY	
	SERRA DAS CORDILHEIRAS**		XAMBIOÁ - LONTRA*			Grano-diorito (5)	Bt-Mon-diorito (5)	Mv-Bt monzonítico (3)	Sienogranito (2)	Granito Ramal do Lontra (3)	CORPO 1 (6)	CORPO 2 (8)			
	Melanossomas (2)	Mesosomas (5)	Leucossomas (4)	Ortonaissemas (3)	Paleossomas (2)								Leucossomas (4)	Granito Ramal do Lontra (3)	Grano-diorito (5)
SiO ₂	59,81	67,65	71,02	75,72	71,76	72,03	71,42	74,12	66,90	71,10	72,80	74,00	73,52	71,96	73,64
TiO ₂	0,99	0,41	0,26	0,03	0,28	0,20	0,31	0,04	0,73	0,32	0,24	0,17	0,15	0,25	0,19
Al ₂ O ₃	18,00	16,30	15,52	13,90	14,66	15,13	15,00	15,34	14,10	14,20	13,70	13,20	15,25	15,30	15,18
Fe ₂ O ₃	2,47	3,10	0,84	0,22	0,94	1,88	0,92	0,11	1,59	0,64	0,80	0,46	0,93	0,71	0,55
FeO	3,22	(t)	1,03	(t)	1,33	(t)	1,25	0,17	3,58	1,84	1,65	1,05	(t)	0,92	0,75
MnO	0,07	0,04	0,02	0,01	-	-	-	-	0,06	0,02	0,03	0,01	0,01	0,03	0,04
MgO	1,75	1,29	0,69	0,06	0,55	0,49	0,43	0,02	1,03	0,60	0,67	0,17	0,20	0,49	0,37
CaO	3,25	2,66	1,93	0,30	2,44	2,45	2,19	0,76	2,65	1,48	0,89	0,77	1,32	1,64	1,21
Na ₂ O	5,14	4,68	4,81	1,69	4,59	5,54	4,81	3,97	3,70	3,70	3,18	3,04	5,03	5,18	5,15
K ₂ O	2,06	2,08	1,95	7,50	2,26	1,49	1,99	5,74	3,69	4,66	4,97	6,33	3,34	3,43	3,32
P ₂ O ₅	0,36	0,13	0,10	0,07	0,24	0,06	0,16	0,02	0,27	0,13	0,09	0,05	0,04	0,10	0,06
P.F.	1,56	0,41	0,72	0,52	0,48	0,56	0,48	0,38	0,44	0,48	0,77	0,29	0,43	0,54	0,86
TOTAL	98,68	98,75	99,96	100,02	99,53	99,83	98,96	100,67	98,74	99,17	99,79	99,59	100,23	100,55	101,32
Rb	143,5	85,5	64	155	68	55	68	150	156	194	250	271	99	99	103
Sr	548	423,5	363	258	302	451	386	255	230	212	107	123	626	554	357
Zr	226	146	134	44	131	132	109	-	442	239	187	105	120	-	-
Ba	-	-	-	-	802	612	699	1516	-	-	-	-	896	-	-
Rb/Sr	0,25	0,20	0,18	0,60	0,22	0,12	0,18	0,59	0,68	0,93	2,80	2,20	0,16	0,18	0,29
K/Rb	1,18	202	253	402	276	225	243	317	196	207	166	194	280	288	267

OXÍDOS: % em peso. Elementos traços em ppm. (t)=ferro total como Fe₂O₃. Entre parênteses o nº de amostras analisadas. *(Santos et al.,1984).**(Teixeira et al.,1985). +(Souza et al.,1985). X(Dall'Agnoli, dados inéditos).

TABELA 1: ANÁLISES QUÍMICAS MÉDIAS DAS ROCHAS DO COMPLEXO COLMEIA, GNAISSE CANTÃO, GRANITO RAMAL DO LONTRA E GRANODIORITO PRESIDENTE KENNEDY - FAIXA DE DOBRAMENTOS ARAGUAIA.

	C O M P L E X O C O L M E I A										CANTÃO +			Granito Ramal do Lontra		GRANODIORITO X Pte. KENNEDY	
	SERRA DAS CORDILHEIRAS**		XAMBIOÁ - LONTRA*		GNAISSE		Granito Ramal do Lontra			Sienogranito.		CORPO 1		CORPO 2			
	Melanossomas Lentes Maficas (2)	Mesossomas (5)	Leucossomas (4)	Ortochamais Xambioá (3)	Paleossomas (2)	Leucossomas (4)	Granodiorito (5)	Bt-Monozorito (5)	M-Bt monozorito (3)	Sienogranito (2)	Granito Ramal do Lontra (3)	CORPO 1 (6)	CORPO 2 (8)	CORPO 1 (6)	CORPO 2 (8)		
SiO ₂	59,81	67,65	71,02	75,72	71,76	72,03	71,42	74,12	66,90	71,10	72,80	74,00	73,52	71,96	73,64		
TiO ₂	0,99	0,41	0,26	0,03	0,28	0,20	0,31	0,04	0,73	0,32	0,24	0,17	0,15	0,25	0,19		
Al ₂ O ₃	18,00	16,30	15,52	13,90	14,66	15,13	15,00	15,34	14,10	14,20	13,70	13,20	15,25	15,30	15,18		
Fe ₂ O ₃	2,47	3,10	0,84	0,22	0,94	1,88	0,92	0,11	1,59	0,64	0,80	0,46	0,93	0,71	0,55		
FeO	3,22	(t)	1,03	(t)	1,33	(t)	1,25	0,17	3,58	1,84	1,65	1,05	(t)	0,92	0,75		
MnO	0,07	0,04	0,02	0,01	-	-	-	-	0,06	0,02	0,03	0,01	0,01	0,03	0,04		
MgO	1,75	1,29	0,69	0,06	0,55	0,49	0,43	0,02	1,03	0,60	0,67	0,17	0,20	0,49	0,37		
CaO	3,25	2,66	1,93	0,30	2,44	2,45	2,19	0,76	2,65	1,48	0,89	0,77	1,32	1,64	1,21		
Na ₂ O	5,14	4,68	4,81	1,69	4,59	5,54	4,81	3,97	3,70	3,70	3,18	3,04	5,03	5,18	5,15		
K ₂ O	2,06	2,08	1,95	7,50	2,26	1,49	1,99	5,74	3,69	4,66	4,97	6,33	3,34	3,43	3,32		
P ₂ O ₅	0,36	0,13	0,10	0,07	0,24	0,06	0,16	0,02	0,27	0,13	0,09	0,05	0,04	0,10	0,06		
P.F.	1,56	0,41	0,72	0,52	0,48	0,56	0,48	0,38	0,44	0,48	0,77	0,29	0,43	0,54	0,86		
TOTAL	98,68	98,75	99,96	100,02	99,53	99,83	98,96	100,67	98,74	99,17	99,79	99,59	100,23	100,55	101,32		
Rb	143,5	85,5	64	155	68	55	68	150	156	194	250	271	99	99	103		
Sr	548	423,5	363	258	302	451	386	255	230	212	107	123	626	554	357		
Zr	226	146	134	44	131	132	109	-	442	239	187	105	120	-	-		
Ba	-	-	-	-	802	612	699	1516	-	-	-	-	896	-	-		
Rb/Sr	0,25	0,20	0,18	0,60	0,22	0,12	0,18	0,59	0,68	0,93	2,80	2,20	0,16	0,18	0,29		
K/Rb	1,18	202	253	402	276	225	243	317	196	207	166	194	280	288	267		

ÓXIDOS: % em peso. Elementos traços em ppm. (t)=ferro total como Fe₂O₃. Entre parênteses o nº de amostras analisadas. *(Santos et al.,1984).**(Teixeira et al.,1985). +(Souza et al.,1985). X(Dall'Agnol, dados inéditos).

O CINTURÃO DE CISALHAMENTO NOROESTE DO CEARÁ

Francisco de Assis Matos de Abreu – Depto. de Geologia - UFPa.

Theodomiro Gama Júnior - Depto. de Geoquímica e Petrologia - UFPa.

Paulo Sérgio de Sousa Gorayeb - Depto. de Geoquímica e Petrologia - UFPa.

Yociteru Hasui - IPT/SP

ABSTRACT Different structural patterns were observed in the regions to the northwest and to the southeast of the Sobral - Pedro II fault zone (Northwestern Ceará). In the former were identified lithologies of middle and high grade metamorphism tectonically interlayered with supracrustal mylonite, all of which show strong linear fabrics. These structures are the product of deformation involving strike-slip dextral fault system as indicated by kinematic criteria. In the southeastern region predominate elliptical and round structures, a pattern which contrast with that observed in the northwestern region.

Two lithostructural units of precambrian age can be identified in the northwestern region, the first one consisting of augen-granites or gneisses, middle and high grade metamorphic rocks and, associated with these, occur metasedimentary sequences with a long and complex geologic evolution; the second one is represented by the Ubajara and Jaibaras Groups and the intrusive granites of the Meruoca and Mucambo plutons. The first unit shows important transportation to the southwest, which structure is similar to lateral ramp and results in interlayering of different units and apparent inversion of metamorphic grades. The second unit can be described in terms of evolution associated with the strike-slip fault system, in which basin formation and emplacement of intrusive rocks have happened in a tensional environment. In these units, folds are present but are not expressive and result from transpression.

We suggest that these units, in which form the tectonites to the northwest of the Sobral-Pedro II fault zone, be named "Cinturão de Cisalhamento Noroeste do Ceará" (Northwest of Ceará Shear Belt).

INTRODUÇÃO As rochas do embasamento da Bacia do Parnaíba, expostas na região do Ceará a noroeste do Lineamento Sobral-Pedro II, têm sido sistematizadas em termos de um complexo gnáissico-granitóide, de supracrustais dos grupos Martinópolis e Ubajara, dos granitos Meruoca e Mucambo, e do Grupo Jaibaras (Costa et al. 1979, Prado et al. 1981, Nascimento et al. 1981). Tais unidades foram interpretadas como representantes de porção do Cráton São Luis consolidado no Evento Transamazônico, e da parte exposta da Faixa de Dobramentos Médio Coreau, desenvolvida no Ciclo Brasileiro, com suas manifestações finais refletidas em zonas de falhas transcorrentes, granitos pós-tectônicos e molasas (Santos & Neves 1984).

A região a sudeste do Lineamento Sobral-Pedro II, contrariamente a anterior que se caracteriza pela forte linearidade dos elementos geológicos, rochas e estruturas, apresenta uma organização singular. Aí são encontradas rochas ditas genericamente gnáissico-migmatíticas, definindo estruturas elipsoidais ou ovaladas e conjuntos supracrustais com tendência a se posicionarem paralelos as grandes descontinuidades limitantes dessa grande área ou mesmo às internas.

As investigações realizadas nos últimos anos na região noroeste do Ceará, tem trazido resultados diversos que melhoram a definição da constituição litológica, caracterização das estruturas impressas e levam a uma profunda revisão nas interpretações tectônica e geotectônica. Nela, os conjuntos litológicos compõem extenso cinturão de cisalhamento

to de médio a alto grau metamórfico, recoberto para oeste e norte pelos sedimentos paleozóicos da Bacia do Parnaíba e por depósitos mesoceno-zóicos da área costeira (Fig.1).

Neste artigo são enfocados as estruturas observadas e o seu significado.

TRAÇOS GERAIS DA CONSTITUIÇÃO DA ÁREA A porção a noroeste do lineamento Sobral-Pedro II foi compartimentada, com base em critérios litotectônicos em três domínios distintos denominados: Noroeste, Mediano e Sudeste (Abreu em preparação) (Fig.2).

DOMÍNIO NOROESTE Nesse domínio aparecem expostos, em meio à cobertura sedimentar fanerozóica, os granitóides Chaval e Pedra do Sal e restritas ocorrências de rochas xistosas miloníticas.

O granitóide Chaval apresenta textura porfiróide, dada por megacristais centi a decimétricos de feldspatos imersos em matriz grossa de quartzo, feldspatos, biotita e hornblenda. A matriz se encontra orientada embora em alguns trechos não seja visível a atuação da deformação cisalhante. A composição varia de quartzo-monzonítica, granodiorítica a quartzo-sienítica. O granitóide Pedra do Sal sustenta pequeno pontão na costa piauiense. É um monzogranito, constituído de microclínio, oligoclásio, quartzo, hornblenda e biotita, e em menor quantidade de titanita, apatita e zircão. Várias pequenas zonas de cisalhamento frágil-dúctil direcionais estão presentes, com atitudes nordeste e noroeste, ambas com forte ângulo de mergulho (Gama Jr. et al. 1988).

DOMÍNIO MEDIANO Este domínio compreende uma subdivisão em termos de quatro sub-áreas, com base nos mesmos critérios assinalados anteriormente (Fig.2).

A sub-área I, mais a NW corresponde à faixa onde afloram rochas de médio a alto grau metamórfico, representadas por biotita-granada gnaisses, descritos na literatura como kinzigitos e corpos menores de gnaisses granulíticos enderbíticos e máficos, associados a tipos variados de gnaisses migmatizados, aleitados com restritas supracrustais (quartzitos miloníticos) e corpos anfibolíticos (Gama Jr. 1985; inédito).

Na sub-área II predominam no geral rochas gnáissicas migmatizadas com vários tipos composicionais: gnaisses tonalíticos, os termos mais abundantes, gnaisses leucogranodioríticos, trondhjemíticos e monzograníticos, além de porções subordinadas de gnaisses cálcio-silicáticas, anfibolitos, quartzitos e xistos miloníticos. Localmente, esses gnaisses dão lugar a milonitos e ultramilonitos, com assembléias minerais indicativas da fácies xistoverde (Gama Jr. 1985; inédito).

Na sub-área III ocorre de modo mais expressivo um conjunto de rochas supracrustais, representadas por quartzitos, xistos, rochas cálcio-silicáticas, milonitos, filonitos além das metavulcânicas referidas por Prado et al. (1981). Também comparecem micaxistos e filitos associados. Em sua grande maioria tais rochas preenchem o chamado Graben Martinópolis. Nessa sub-área também ocorrem de modo limitado rochas metassedimentares do sistema Ubajara-Jaibaras posteriormente descritas.

Na sub-área IV são encontrados litotipos já descritos nas sub-áreas II e III, ressaltando-se como aspecto principal a lenticularização de supracrustais e rochas gnáissico-migmatíticas (na maior parte de ortoderivação), além de faixas expressivas de anfibolitos. As supracrustais são representadas principalmente por micaxistos, quartzitos (com moscovita, cianita e sillimanita), e cálcio-silicáticas miloníticas.

DOMÍNIO SUDESTE Neste domínio são encontradas rochas dos grupos Ubajara e Jaibaras além dos corpos graníticos intrusivos de Meruoca e Mucambo.

O Grupo Ubajara é constituído de metassedimentos detríticos finos na base, seguido de um pacote carbonático, culminando com outra sequência detrítica fina, que representam um ciclo sedimentar.

O Grupo Jaibaras representa a unidade final, sendo constituído por metassedimentos imaturos e pouco trabalhados, com vulcanitos e rochas fissurais associadas de composições básica a ácida.

As transformações metamórficas presentes nesse domínio diferente dos anteriores, acontecem em condições de grau fraco marcando uma sensível diferença em termos das características impressas e dos processos geológicos.

Os plútons graníticos epizonais, Meruoca e Mucambo, são intrusivos nessas unidades imprimindo transformações metamórficas nas auréolas de contato até as condições da fácies hornblenda-hornfels.

ESTRUTURAS MESOSCÓPICAS Na área enfocada, formou-se uma grande variedade de estruturas tectógenas. Descritivamente as mesmas podem ser agrupadas em função da sua geometria em termos de estruturas lineares, planares e dobras (curvi-planares). Os alinhamentos estruturais observados, em escala meso e macroscópica, se referem de forma marcante a feições planares, representativas de interfaces litológicas e de modo mais comum, superfícies metamorfo-deformacionais, em grande parte penetrativas.

FEIÇÕES LINEARES Três tipos de feições lineares destacam-se: a) lineações de estiramento/mineral; definida a nível mesoscópico pelo aparecimento de quartzo em barras, por ocelos de cristais de feldspatos e granada, micas pisiformes ("mica fish"), isoladas e/ou agregadas com o quartzo, cristais prismáticos de hornblenda, e alumino-silicatos preferencialmente orientados, mas nem sempre estirados; b) lineações de interseção entre feições planares seqüenciais; c) eixos de dobras a bordados em duas categorias principais, posteriormente descritos.

LINEAÇÕES DE ESTIRAMENTO/MINERAL A despeito da variação na orientação, os valores de mergulho da lineação dada por minerais é sempre de baixo valor, ao redor de 5°-20° e apenas raramente alcançando 35°. O caimento pode ser tanto para o sentido oeste como para este, existindo todavia, áreas que podem configurar domínios homogêneos, com preferência de caimento apenas para um deles.

Na região oeste agrupando a porção sul do domínio NW, as sub-áreas I e II e parte NW da sub-área III (do Domínio Mediano), onde dominam os quartzitos das serras da Ubatuba, Timbaúba, etc., a lineação se concentra entre os azimutes 200° e 250°, podendo ocorrer em menor expressão na parte oposta do diagrama (Fig.2). O mergulho da estrutura é relativamente baixo se situando entre 5° e 10°, e levando-se em conta a abrangência da área, não apresenta grande dispersão.

Também na figura 2 é mostrado o comportamento da lineação na sub-área II, às circunvizinhanças de Granja e de parte da sub-área I. O sentido preponderante do caimento de baixo valor, é para a faixa compreendida entre os azimutes 60°-80° e a concentração é ainda mais forte. Poucas lineações apresentam caimento para a posição oposta aquela mais conspícua no diagrama.

No domínio das rochas supracrustais da sub-área III região de Martinópolis, as lineações mostram uma forte dispersão em termos da orientação, embora preferencialmente se concentre no quadrante SW.

Na sub-área IV onde se imbricam ortognaisses e supracrustais, as lineações mostram maior dispersão em termos de direção e de valores de mergulhos.

Em uma visão de conjunto das lineações de estiramento/mineral observa-se que a orientação varia desde N 20°E, passando a N 70°E até E-W na sub-área IV. Nesse último caso é possível desdobrar o diagrama, segregando-se um outro conjunto de lineações com orientação diversa daquelas dos diagramas anteriores. No entanto, a natureza da lineação e sua relação com os outros elementos estruturais, não permitem a sua separação e, portanto esta deve ser tratada de forma global na análise do comportamento encontrado na sub-área IV. A explicação óbvia desse padrão mais disperso ressalta no mapa geológico, uma grande inflexão dos litotipos e das estruturas, que vem do sul com direção NE, passam para a direção E e retornam a direção NE.

LINEAÇÃO DE INTERSEÇÃO São estruturas não muito comuns, muito embora possam ser observadas em vários pontos.

Nas supracrustais, especialmente em quartzitos, é frequente se observar uma lineação de interseção, desenvolvidas sobre o plano da foliação, por vezes, desenhando curvas sobre esse plano, e outra lineação

ção de estiramento mineral representada por quartzo e micas, a ela superposta. Essa feição linear é muitas vezes uma lineação de estiramento pretérita deformada sobre o plano da foliação, quando da geração de uma nova lineação também de estiramento. Em muitos casos, essa geometria se relaciona ao aparecimento de dobras em bainha ou planos de forte movimentação, provavelmente ligados a transportes tectônicos acentuados.

Especialmente nas supracrustais do Domínio Mediano, onde via de regra se encontra uma foliação milonítica anastomosada, se observa que durante os passos sucessivos da deformação progressiva, a lineação de interseção se confunde com a lineação de estiramento/mineral.

Nos conjuntos litológicos de baixo grau metamórfico, onde melhor se verifica a presença de crenulações, e formação de descontinuidades por vezes penetrativas, pode-se formar uma lineação de interseção, que se orienta paralelamente aos eixos das ondulações maiores, formadas contemporaneamente. Esses eixos são concordantes com a direção regional das foliações NE-SW, e com os mergulhos normalmente fracos.

Para esse tipo de feição estrutural o número de medidas tomadas não permitem a realização de diagramas estatísticos confirmativos das relações encontradas em campo.

EIXOS DE DOBRAS Duas categorias de eixos de dobras podem ser consideradas na análise dessa feição linear. A primeira se refere aos eixos das dobras macroscópicas, vistas sobretudo nas áreas de maior ocorrência das rochas supracrustais. A orientação é persistente NE-SW e o caimento pode ser tanto para um quadrante como para o outro, em geral com valores relativamente baixos (Fig.2). Essas dobras, e consequentemente a projeção de seus eixos, podem ser observadas até na escala do milionésimo, sendo que nas imagens de radar em 1:250.000 el:100.000, é onde melhor se observa o seu desenho. Nessa categoria merece destacar os eixos de dobras da região da Serra de Ubatuba, que juntamente com os outros elementos estruturais, desenham um arco com concavidade voltada para SE, de uma posição aproximadamente SW a N-S, até quase NE a E-W (Fig.1).

A segunda categoria de eixos de dobras diz respeito a elementos mesoscópicos coletados nos afloramentos, e analisados conforme os mesmos domínios definidos para a lineação de estiramento/mineral.

Para a área de Ubatuba e região de Granja (Fig.2), os poucos elementos tratados mostram uma orientação que se enquadra no mesmo padrão dos eixos de dobras macroscópicas. Esta se situa segundo N15°-35° E, com caimentos tanto para SW como para NE. Alguns elementos no entanto, ocorrem diferentemente do assinalado. Como a quantidade de dados analisados nos diagramas é pequena, pouco se pode acrescentar sobre o evento que embora de mesma natureza e estilo mostram essas variações nas orientações.

Na região de Martinópolis, também são poucas as medidas de eixos de dobras mesoscópicas (Fig.2). A orientação nordeste observada nas áreas já descritas é mantida, contudo há uma tendência de aparecerem orientações de eixos próximos ao azimute 250°, embora não mostrem em relação aos demais diferença em termos da natureza e estilo.

Conjuntamente analisando-se os diagramas de eixos de dobras observa-se que na região oeste a orientação tende a N-S, enquanto mais para este vão predominando as tendências aos rumos próximos a E-W.

FEIÇÕES PLANARES

FOLIAÇÕES As foliações presentes na região como um todo, mostram orientação NE-SW e estatisticamente com mergulho variando de 20°-80° SE.

DOMÍNIO NORDESTE Nessa área se encontram os granitóides de Pedra do Sal e Chaval, e algumas poucas supracrustais. Os dados de foliação não são numerosos, posto que a feição mais proeminente é uma forte lineação de estiramento.

No granito Pedra do Sal a feição planar desenvolvida está representada por uma foliação milonítica, melhor caracterizada nas faixas ou bandas de cisalhamento descontínuas, com larguras centimétricas e decimétricas, e extensões métricas a decamétricas. Estas faixas estão distribuídas de forma não penetrativa conforme três direções princi-

país: a) N 30°-40° E, com caimento da ordem de 80°-85° SE até verticais, e apresentando movimento dextral; b) N 70°-80° E, mergulho sub-vertical também com movimento dextral; c) N 20°-40° W, mergulho em torno de 60°-70° SW, com movimentação sinistral. A nível do terreno observa-se que as últimas deslocam as primeiras, e que em ambas é notada uma gradação granulométrica dos minerais, de mais grosseiros para mais finos, no sentido do centro dessas faixas, relacionadas aos processos de deformação que ali atuaram.

A foliação milonítica do tipo S é definida pela orientação dos porfiroclastos de feldspatos estirados (plagioclásio e microclínio) envolvidos por minerais máficos (biotita e hornblenda) e cristais de quartzo fitados. Em posição oblíqua a esta superfície se impõe uma outra foliação de cisalhamento do tipo C, cuja relação espacial entre elas configura um padrão sigmoidal típico das zonas de cisalhamento (Gama Jr. et al. 1988).

No granitóide de Chaval, o desenvolvimento de feições tectógenas dúcteis planares se deu de forma seletiva, ou seja, segundo zonas definidas. No geral a foliação apresenta uma direção que varia entre N 40°-60° E e mergulhos sub-verticalizados ou com inclinações fortes de 70°-80° para sudeste. As partes mais foliadas se encontram com maior predomínio nas porções sul do corpo, onde ocorrem penetrativamente em uma faixa de cerca de 10-15 km de largura. Essa foliação compreende o arranjo espacial definido por biotita, hornblenda, quartzo placóide e feldspatos numa trama resultante de um processo de deformação caracterizado por um forte estiramento e diminuição de grãos minerais. Similarmente ao granito Pedra do Sal a relação entre as foliações S e C está impressa também no Granitóide de Chaval.

Em menor expressão ocorrem nesse domínio, rocha xistosas miloníticas e em quantidade subordinada quartzitos ferríferos principalmente a sul e este de Chaval. Neles está impressa uma estrutura planar penetrativa que embora subconcordante em termos direcionais com a foliação do granitóide, apresenta mergulhos bem menos expressivos: N 30°-40° E; 30°-50°/SE.

DOMÍNIO MEDIANO No Domínio Mediano onde se distinguem conjuntos litológicos distintos incluindo gnaisses de diversos tipos e supracrustais, a análise geométrica foi setorial buscando sempre que possível separar domínios homogêneos do ponto de vista do comportamento da foliação.

Assim, nas sub-áreas I e II a foliação tem orientação N 40°-70° E, com mergulhos em geral forte em torno de 50°-70° para SE.

Entre os biotita-granada granulitos esta foliação se caracteriza pela alternância de lentes quartzo-feldspática, com outras onde predominam biotita e granada. Nessas últimas, esporadicamente, ocorrem sillimanita e grafita. Esse aleitamento composicional imprime à rocha um bandamento gnáissico regular. Localmente a presença de corpos tabulares de granulitos máficos e enderbíticos, entre os biotita-granada granulitos, ressalta também o aleitamento composicional (Gama Jr. 1985; inédito).

Nos gnaisses tonalíticos a foliação é representada por um bandamento formado a partir do aleitamento composicional entre essas rochas, os veios quartzo-feldspáticos (composição trondhjemítica a granítica), gnaisses cálcio-silicáticos e corpos anfibolíticos. Localmente, onde a deformação cisalhante foi mais intensa, esse bandamento dá lugar a uma foliação milonítica definida a partir da orientação dos minerais máficos (hornblenda e biotita), dos cristais de quartzo na forma de bastões os quais contornam os ocelos de feldspatos, imprimindo à rocha um padrão anastomosado.

A análise dos dados estruturais da foliação na sub-área I, também tratados conjuntamente com os gnaisses da parte sul do domínio NW e as supracrustais da região de Ubatuba-Petimbú (Fig.2), mostra que os polos dessa feição planar se distribuem numa faixa compreendida entre os azimutes 130°-150° e 310°-330°. Embora, os eventos se concentrem um pouco mais em duas áreas, com tendências a definirem máximos, dos quais o mais conspícuo está a NW, existem polos espalhados por toda essa faixa, o que seria mais indicado falar-se em guirlanda de polos. Os mergulhos são no geral de fortes a moderados. O tratamento em separado das foliações das supracrustais e das rochas gnáissicas (Fig. 3a,b), nessa

parte da área, mostram alguns aspectos que podem ser ressaltados. Os dados referentes às supracrustais (Fig.3a), mostram um comportamento para a foliação insinuando a formação de uma guirlanda de polos, o que está em consonância com a presença de grandes dobras na área, desenhadas por aquelas rochas. Para as rochas gnáissicas, no entanto, os polos da foliação se posicionam em uma área com tendência a definição de um máximo de concentração de polos no quadrante NW. Dessa forma aparentemente os dois conjuntos litológicos podem mostrar um comportamento espacial diverso. Aparentemente, porque fora da área de predominância das supracrustais, onde dominam os gnaisses, se encontram ocorrências principalmente de quartzitos ferríferos, intercalados com os gnaisses e concordantes estruturalmente com esses últimos.

Na sub-área II, região de Granja, a foliação mostra um comportamento estatístico dos mais marcantes (Fig.2). Os elementos planares nos gnaisses se concentram entre os azimutes 320° - 340° , mostram um mergulho forte em torno de 60° - 70° para SE, definindo claramente um máximo de concentração de polos (Fig.3b). Comparativamente as supracrustais vê-se uma clara semelhança em termos de comportamento espacial.

Com relação ao aleitamento composicional de rochas, sobretudo na porção mais a norte de Granja, não se verifica qualquer comportamento discordante, como assinalado na área de Ubatuba-Petimbú.

Na sub-área III domina um conjunto de rochas supracrustais constituído por intercalações de moscovita quartzitos, micaxistos, calcio-silicáticas miloníticas, filonitos, e outras litologias tais como micaxisto e filitos, aparentemente sem o concurso da deformação cisalhante. Principalmente nas rochas pelíticas se observa o aparecimento de uma superfície de transposição que crenula a foliação planar. Essa superfície pode ser muitas vezes penetrativa, obliterando quase que completamente a foliação mais antiga. Em outros casos pode-se ver ainda a foliação pretérita desenhando dobras e, sendo em parte transposta e isolada por essa nova superfície de crenulação.

O comportamento estatístico da foliação da sub-área III, região de Martinópolis, mostra uma forte dispersão dos eventos registrados, muito embora, seja notória a persistência da direção NE-SW para esse elemento estrutural. Configura-se no diagrama mostrado na figura 2, um esboço de guirlanda de polos da foliação com uma tendência a definir um eixo π para WSW. Não se observa, a exemplo das supracrustais de Ubatuba, a preferência no sentido de definir máximos de concentração em quadrantes opostos, mas uma distribuição relativamente uniforme por toda uma faixa do diagrama. Em função disso, os mergulhos da foliação são muito variáveis em termos da intensidade, o que confirma a existência de dobras em escalas quilométricas e hectométricas, em muitos casos visualizadas nos produtos de sensoriamento remoto.

Um dos aspectos mais destacados da sub-área IV, é a persistente intercalação de supracrustais e rochas gnáissicas em escala meso e macroscópica, gerando um aleitamento composicional métrico a hectométrico, concordante com a foliação observada na escala mesoscópica. Essa característica, em que pese a intensa transposição estrutural presente, permitiu que fossem preservados alguns fechamentos, desenhando dobras quilométricas, principalmente nos quartzitos miloníticos (Serrote Regente, Saco do Cajueiro e da Baixa D'Água).

O comportamento das foliações na sub-área IV, em termos de direção se enquadra no padrão descrito para as demais sub-áreas, permanecendo predominantemente a orientação NE-SW, embora se observe aqui uma tendência a torna-se mais ENE-WSW e mesmo E-W. Com relação ao caimento, no entanto, se observa genericamente que as foliações mergulham tanto para N como para S, no geral com valores em torno de 50° - 80° , até verticalizadas.

A imposição de zonas miloníticas tardias em relação ao processo geral de deformação, e o aparecimento da crenulação, podem muitas vezes complicar essa geometria, levando ao aparecimento localizado de ondulações e dobras mesoscópicas desenhadas pelas foliações.

Em diagrama na figura 2, vê-se o comportamento estatístico da foliação na sub-área IV. Duas áreas de maior concentração de polos, que não chegam a definir máximos, são ali observadas. A mais conspícua encontra-se na porção NNW do diagrama, e reflete a postura dominante em termos regionais para a foliação; preferencialmente mergulha para S. A outra concentração, em posição oposta no diagrama é menos densa que a primeira, o que mais propriamente permite falar em um espalhamento de

pontos do que mesmo em concentração de polos. Na parte central do diagrama a incidência de polos é baixa, se considerando a quantidade de eventos registrados, e a comparação com outros diagramas onde se esboçam a presença de guirlandas. Esse comportamento tem muito a ver com o estilo das dobras presentes na sub-área IV, as quais são normalmente fechadas, com flancos rompidos e poucas terminações pericliniais assinaladas e estatisticamente medidas no campo. Traçar meridianos estatísticos médios, visando a definição de eixos para o dobramento não é também fácil, posto que a grande dispersão dos polos não permite uma feita satisfatória desse procedimento. Desse modo fica claro apenas, que a foliação presente nessa sub-área indica a existência de dobras, como definido a nível do terreno e da análise dos produtos de sensoriamento remoto.

Comparando-se os diagramas referentes a foliação para todo o domínio mediano, igualmente aos demais elementos estruturais, verifica-se uma tendência nesse caso não tão marcante para uma orientação NE-SW, na parte oeste da área, tendendo a E-W para os segmentos mais a este.

DOMÍNIO SUDESTE As rochas presentes no domínio sudeste relacionadas ao enchimento dos grabens superpostos Ubajara-Jaibaras, preservam de forma comum as suas estruturas primárias, devido a baixa intensidade dos processos metamorfo-deformacionais, comparativamente aos domínios anteriormente descritos. Nas unidades litológicas do Grupo Ubajara, onde as características composicionais das rochas presentes permitiram, mesmo em condições de metamorfismo de baixo grau, o desenvolvimento das foliações, como é no caso das ardóseas, essa estrutura é encontrada de forma penetrativa. Nos outros tipos litológicos, onde os filossilicatos não são tão abundantes, torna-se difícil muitas vezes a percepção de estruturas metamorfo-deformacionais penetrativas.

Nas litologias mais propícias ao desenvolvimento das foliações metamórficas observa-se uma relação íntima entre os processos de dobramento e a geração dessas estruturas. A geração de dobras em geral de caráter inverso com forte mergulhos de flancos e a posição aproximadamente plano-axial das foliações a ela associadas, levou as mesmas a uma tendência de apresentarem inclinações situadas ao redor de 40° - 70° via de regra genericamente para sul. A orientação é um tanto variável com a tendência geral a se posicionar ENE-WSW. A área de ocorrência do Grupo Ubajara é ainda recortada por faixas linearizadas onde se desenvolvem rochas miloníticas sub-verticalizadas, definindo localmente foliações penetrativas. Tais fenômenos podem conduzir à modificação no comportamento geométrico das estruturas preteritas induzindo-lhes o surgimento de orientações e posturas espaciais diversas daquelas relacionadas ao padrão geral.

No domínio das rochas do Grupo Jaibaras não são reconhecidas foliações metamórficas penetrativas. Apenas algumas faixas restritas de geração de milonitos sub-verticalizados são assinalados.

ZONAS MESOSCÓPICAS DE CISALHAMENTO Em muitos locais a foliação ou o bandamento das rochas é cortado por faixas ou bandas de cisalhamento de dimensões centimétricas a no máximo decimétricas, de natureza dúctil ou frágil-dúctil.

Dentre as faixas dúcteis as mais importantes são aquelas presentes nas rochas gnáissicas. Estas, são na maioria dos casos secantes à foliação geral dos litotipos. Imprimem deformação e deslocamentos diferenciais em suas paredes, podendo isolar em alguns casos porções da foliação original. Muitas vezes, estão marcadas por mobilizados quartzo-feldspáticos. Duas direções preferenciais, podem ser assinaladas. Uma delas, sub-paralela a foliação geral da área, estatisticamente a mais frequente, orienta-se em torno de $N 50^{\circ}$ - 70° E, e tem caráter destal, enquanto a outra $N 10^{\circ}$ - 30° E apresenta movimento sinistral. Trata-se em ambos os casos de feições planares a curvi-planares de alto valor de mergulho, a maioria sub-verticalizadas. Ocorrem ainda outras direções menos marcadas de faixas de cisalhamento destrais $N 20^{\circ}$ - 30° E e $N 40^{\circ}$ - 60° W e sinistrais $N 40^{\circ}$ - 60° W. Para esses elementos não foi efetuado um trabalho sistemático em termos estatísticos, sendo as orientações apresentadas apenas indicativas.

Ainda dentro das faixas dúcteis se observam importantes transformações mineralógicas indicativas de processos de desestabilização das

assembléias minerais pretéritas. Nessa situação, se encaixam zonas de cisalhamento de dimensões consideráveis, das quais as mais expressivas são os denominados lineamentos de Sobral, Santa Rosa, e de Granja. Nelas se verificam que as assembléias de médio grau dos gnaisses migmatizados em fácies anfíbolito são desestabilizados para médio-alta condições de fácies xistoverde desenvolvendo-se uma trama onde dominam as feições de diminuição de grãos, recristalização e formação de novos minerais, ainda em condições de plasticidade elevada. Formam-se nessa situação, milonitos, ultramilonitos e pseudotaquilitos, esses últimos em faixas centimétricas até decamétricas. Entre as rochas granulíticas a imposição dessas faixas de cisalhamento manifestam transformações mineralógicas indicativas de uma regressão até as condições da fácies anfíbolito (Gama Jr. 1985, inédito). Esse fenômeno é mais ou menos comum na região, não existindo porém ainda controle estatístico sobre a sua incidência e nem sobre seus condicionantes.

A zonas de cisalhamento frágeis-dúcteis e frágeis, também são bastante comuns na região, e aparentemente não fogem em termos de orientação daquelas estabelecidas para as zonas dúcteis. Manifestam-se muitas vezes como uma clivagem de rocha.

DOBRAS A análise das dobras, que mostram um modo de ocorrência significativa na região NW do Ceará, é feita com base principalmente na escala em que elas se apresentam. Assim, se pode distinguir como os tipos mais importantes, as dobras em escala regional e aquelas a nível mesoscópico nos afloramentos.

Em termos de estilos é possível caracterizar quatro tipos fundamentais de dobras na região. Três deles, os quais se descrevem inicialmente, estão presentes nas rochas que ocorrem fora do domínio dos grabens de Ubajara-Jaibaras, enquanto o quarto é ali encontrado de forma particular.

Um primeiro grupo, se refere as grandes dobras, presentes de forma principal aonde afloram rochas supracrustais ou quando estas se intercalam com rochas gnáissicas, formando ondulações de comprimento de onda hectométrico a quilométrico. Variam desde dobras abertas a fechadas. Os planos axiais apresentam forte valores de mergulho, com tendência no geral a serem tombados para NW. Em alguns casos, valores moderados para inclinação do plano axial, pode levar ao aparecimento de dobras com flancos inversos.

Em posição plano-axial em relação a essas grandes dobras, não se manifesta de modo penetrativo uma estrutura planar. Ocorrem algumas vezes, uma clivagem de fratura à qual se associa a uma crenulação, cujos planos de clivagem posicionam-se aproximadamente paralelos a posição espacial dos planos axiais.

Os eixos orientados NE-SW, podem mergulhar tanto para um quadrante quanto para o outro, sendo em geral fracas suas inclinações. Em alguns casos apresentam um traçado sinuoso, dos quais o mais expressivo é o grande arco das antiformais e sinformais da Serra de Ubatuba. Essas são dobras desenhadas por uma foliação metamorfo-deformacional, muitas vezes milonítica, com forte transposição dos litotipos. Esse fenômeno quase que de forma total apaga as relações lito-estratigráficas pretéritas. Esse tipo de dobra, observado na serra de Ubatuba, também se encontra a sul de Martinópolis, na região compreendida entre Uruoca e Massapê, a sudoeste de Campanário, etc.

Um segundo grupo de ondulações se refere a dobras mesoscópicas, desenhadas também pela foliação e/ou bandamentos ou mobilizados e que é observada por todas as litologias da área. São decimétricas a métricas em dimensões, em sua grande maioria fechadas, cerradas ou mesmo isoclinais, muitas vezes sem raízes, isoladas pela foliação que transpõe o conjunto. Os planos axiais apresentam mergulhos variáveis, e regionalmente podem estar tombados tanto para N como para S. Os eixos, como mostrados em diagrama na figura 2, estão orientados NE-SW, com caimento para os quadrantes assinalados. Em perfil mostra, muitas vezes, espessamento nos ápices e adelgaçamento nos flancos.

No âmbito das rochas gnáissicas, onde o processo de deformação ocorre simultâneo aos eventos de migmatização e metamorfismo, e onde a transposição final não foi de tal ordem que permitisse paralelizar todos os elementos estruturais, é bastante comum o aparecimento dessas dobras. Associadas a um esquema rotacional dos elementos da trama, a-

quelas mostram na sua grande maioria um desenho em Z pressupondo a existência de deformação cisalhante dextral. Este comportamento em Z observado em mais de uma seção sobre os leitos de referência, bem como, a presença de eixos caindo para quadrantes opostos denotam a existência de dobramentos não cilíndricos com padrão conjugados de dobras. Nesse contexto aliás, devem ter se formado as dobras em bainha, encontradas sobre modo em quartzitos e gnaisses, como resultado de instabilidades episódicas na dinâmica do cisalhamento, relacionadas a amplificação de reflexões na foliação, ou devido a instabilidades mecânicas internas ligadas aos processos de deformações cisalhante progressiva e metamorfismo. Com relação as dobras em bainha, seus eixos se posicionam paralelos ou sub-paralelos a lineação de estiramento, e aos eixos de outras dobras encontradas nos afloramentos analisados.

Um terceiro grupo de ondulações com significado regional, se refere às dobras geradas em íntima relação com superfícies de transposição ou planos de crenulação. Como nos casos precedentes, são também desenhadas pela foliação e tem seus elementos geométricos (posição espacial dos planos axiais, inclinação de eixos, amplitude e comprimento de ondas), bastante variáveis mostrando apenas uma grande regularidade com relação às orientações que permanecem NE-SW. Se observa também que os processos de transposição e crenulação acontecem, em muitos casos, em relação íntima com uma história de milonitização, em condições dúctil e frágil-dúctil, em posição crustal cada vez mais rasa, como atestam os processos de redução de grãos por recristalização, reações retrometamórficas, e a presença de descontinuidades, que podem em alguns pontos, isolar segmentos dobrados desenhados por uma foliação pretérita.

O registro dessa deformação e, por conseguinte, o aparecimento das dobras, ocorre diferentemente nos diversos tipos litológicos. São frequentes nos micaxistos e filitos, embora sejam encontradas também nos quartzitos, nos micaxistos e cálcio-silicáticas miloníticos e nos gnaisses.

No domínio sudeste as dobras são elementos estruturais comuns no âmbito de ocorrência do Grupo Ubajara. São estruturas antiformais e sinformais com amplitudes hectométricas a quilométricas, cujos eixos se apresentam orientados preferencialmente NE-SW, e os planos axiais com mergulhos fortes a moderados. São dobras desenhadas pelo acamamento (So), que manifestam em função da geometria do plano axial, por vezes, caráter invertido. Normalmente essas feições estruturais curviplanares estão relacionadas a superfície de cavalgamento, gerando dobras de arrasto.

Na posição plano-axial, dependendo da natureza da litologia envolvida, pode ocorrer a formação de uma superfície metamorfo-deformacional incipiente, que muitas vezes, permite se estabelecer por sua relação com o acamamento o caráter das dobras. Essa foliação denota um baixo valor do grau metamórfico para as rochas do Grupo Ubajara.

Nessa região é também possível observar clivagens de crenulações, de ocorrência bastante restrita, associadas em sua grande parte a zonas lineares, estreitas, de concentração da deformação cisalhante, configurando em muitos casos típicas falhas.

SÍNTESE GEOMÉTRICA/CINEMÁTICA A análise conjunta das relações geométricas, existentes entre os diversos elementos tectôgenos planares e lineares, mostra que os mesmos podem ser compatibilizados na dinâmica de um regime de esforço, onde os critérios cinemáticos visualizados indicam um sistema predominantemente direcional.

A foliação regionalmente orientada NE-SW, mantém a mesma natureza por toda a área. A sua relação com a lineação de estiramento/mineral indica uma movimentação essencialmente horizontal, pelo menos para as fases de formação do elemento linear, como observado através do comportamento angular de quase paralelismo entre as mesmas. Essa relação é mais conspicua nas áreas de concentração da deformação cisalhante, com forte transposição dos elementos planares e lineares, nas quais tanto a foliação como as lineações mostram, nos diagramas estatísticos, uma disposição dos eventos sob a forma de máximos.

A comparação entre o comportamento geométrico das direções da foliação, dos eixos das dobras mesoscópicas e das dobras em bainha desenhadas por essa estrutura planar, mostra que existe uma angularidade variável em termos do "rake". Nas zonas mais transpostas, os eixos de

dobras e lineações tem postura semelhante nos diagrams, isto é, aproximadamente paralela a direção da foliação. Nas zonas menos transpostas, contudo, esse ângulo vai ganhando expressão chegando a alcançar dezenas de graus. É nessas zonas também que se observam as maiores dispersões das lineações e dos eixos de dobras, em escala macroscópica, devido a alternância de rochas supracrustais e gnaisses. Nessas porções, o desenho em Z das dobras, a marcação em foto-aéreas de seus eixos, caindo em sentidos opostos, e as medidas estatísticas dos mesmos, os quais se apresentam nos diagrams com o mesmo padrão, indicam a presença de dobramento cruzado.

Este comportamento diferencial pode ser relacionado aos diferentes estágios de transposição. Portanto as áreas onde existe um paralelismo entre eixos de dobras mesoscópicas e as lineações de estiramento, são aquelas que apresentam esses mesmos elementos estruturais estatisticamente como máximos de concentração, nos diagrams estruturais, caracterizando regiões com maior grau de transposição. Assim representam situações onde todos os elementos em termos direcionais tendem a se paralelizar, denotando um processo de rotação vigoroso. Nas áreas onde isso não acontece, ou seja, onde o cisalhamento rotacional não foi tão marcante, os elementos estruturais mostram ainda diferenças sensíveis em termos das orientações, denotando uma menor intensidade da deformação cisalhante.

As dobras em grande escala, desenhadas essencialmente por rochas supracrustais, configurando antiformais e sinformais a maioria abertas, e aquelas desenhadas pela alternância supracrustais/gnaisses, cujos estilos são diferentes, parecem representar estágios distintos, ou pelo menos situações distintas dentro do cinturão de deformação regional. As do primeiro tipo podem representar remanescentes de grandes "nappes" de uma primeira etapa de movimentação tectônica. A ondulação dessas "nappes" durante a transposição regional e a imbricação tectônica, em áreas de concentração da deformação, geraria dobras do segundo tipo, cruzadas, desenvolvendo-se concomitantemente dobras mesoscópicas de mesmo estilo e comportamento.

Os esquemas de crenulação também formam dobras mesoscópicas. Essas teriam sido geradas provavelmente em condições de pressão e temperatura menos rigorosas e em zonas mais localizadas em conjuntos litológicos preferenciais, podendo em alguns casos chegarem mesmo a transpor as feições mais antigas.

Zonas de cisalhamento direcionais dúcteis e frágeis-dúcteis se formaram durante a história evolutiva, levando sob condições menos vigorosas de temperatura, ao aparecimento de descontinuidades geradoras de falhas marcadamente importantes no contexto geométrico da região.

O padrão deformacional dos grupos Ubajarã-Jaibaras, bem como, toda a sua evolução geométrica e cinemática é diferente do conjunto pré-Ubajara. Do ponto de vista cinemático as feições estruturais em todas as escalas são indicativas da existência de uma movimentação essencialmente direcional dextral no conjunto da região NW do Ceará, a norte do Lineamento Sobral-Pedro II, configurando assim um esquema de cisalhamento simples, não co-axial. A feição sigmoidal das foliações nas supracrustais da região de Sobral-Forquilha-Cariré se enquadram nesse contexto, e são indicativas de um movimento aparente do conjunto a sul daquele lineamento, para SW.

Na sub-área IV do Domínio Mediano a presença de grandes dobras observadas nas imediações de Senador Sâ, estatisticamente com um desenho em Z, bem como, a formação de grandes sigmoides são também marcadores de uma movimentação dextral durante a formação dessas feições dúcteis.

As estruturas mesoscópicas são contudo os elementos mais importantes na definição dos critérios cinemáticos da movimentação dextral regional. Assim podem ser descritos: a) dobras em Z vistas fundamentalmente em planta e comuns nos domínios das rochas gnáissicas; b) relações entre planos S e C em tectonitos, observados de forma persistente; c) presença de feições rotacionais, em megacristais de feldspatos e granada, observados especialmente entre os gnaisses da região norte de Granja; d) aparecimento de cisalhamentos antitéticos em veios de quartzo/feldspatos. Nesse caso poderiam também ser considerados as bandas de cisalhamento dextrais orientadas NE-SW.

A nível microscópico, as sombras de pressão dissimétricas, e as

relações Se/Si em porfiroclastos de granada, são também indicadores do cisalhamento simples dextral.

Com base em todas essas evidências é possível compor o sentido do cisalhamento, relacionado ao último incremento da deformação de natureza dúctil, como tendo acontecido em um quadro de movimentação de massas de NE para SW. Nesse contexto, a direção NE-SW representaria a orientação do eixo X do elipsóide de deformação. Correspondendo direcionalmente a posição espacial da lineação de estiramento, a direção da foliação, e eixos de dobras, rotacionados ao curso de deformação progressiva para a posição X. A foliação materializaria geometricamente o plano XY do elipsóide de deformação ou o plano de movimentação de massas. O XZ seria o plano usado na definição dos critérios cinemáticos de movimentação, observado no mesmo, as feições de sigmoides e em Z nas escalas macro, meso e microscópica.

O esquema da movimentação indicado implicaria no aparecimento de feições de cavalgamento para SW, o que de fato se verifica com a virgão da estrutura para a posição N-S (no extremo ocidental da área), formando um forte ângulo com a direção do movimento NE para SW, e o aparecimento de dobras com flancos invertidos. Os sedimentos da Bacia do Parnaíba encobrem para suldoeste a continuidade da estruturação, a qual é visualizada através da interpretação dos dados gravimétricos regionais, disponíveis para a região (Abreu em preparação; Lesquer et al. 1984; Hasui et al. 1984; Abreu e Lesquer 1985).

ESBOÇO DE EVOLUÇÃO TECTÔNICA Dois conjuntos lito-estruturais precambrianos podem ser separados de forma clara na região noroeste do Ceará: Conjunto 1 - complexos gnáissico-granitóides; complexo de médio-alto grau; e supracrustais representadas pelas litologias do denominado Grupo Martinópolis; Conjunto 2 - Grupos Ubajara, Jaibaras e granitos intrusivos (Meruoca e Mucambo).

Do ponto de vista estrutural o Conjunto 1 compreende uma história evolutiva antiga e complexa, envolvendo o desenvolvimento de uma crosta sílica constituída por terrenos de médio a alto grau metamórfico, com granitóides associados, representando a infracrosta e a superimposição da bacia Martinópolis, cujos restos podem ser visualizados por toda a região. Essa história está fortemente mascarada pelos efeitos tectônicos que assinalaram o aparecimento das feições estruturais no cinturão de cisalhamento, e que portanto, carece de uma reconstituição mais precisa, muito embora, com base nas informações disponíveis ora apresentadas algumas considerações pode ser levantadas: a) importantes deslocamentos para sudoeste em um sistema de Rampa Lateral, imprimindo desmembramentos e imbricações dos conjuntos rochosos, representativos de níveis crustais distintos; b) aloctonismo geral inclusive com a elevação das rochas de médio-alto grau a níveis crustais mais rasos, caracterizando a inversão das isógradas metamórficas; c) desenvolvimento das estruturas planares, lineares e curvi-planares, descritas anteriormente.

O conjunto 2 pode ser visualizado como tendo se desenvolvido no contexto de uma tectônica transcorrente na qual o embaciamento e a subida de intrusões (batólitos e diques), teria acontecido em regime transtensional. Por sua vez, o dobramento mostrado por esse conjunto decorreria de transpressão não expressiva.

CONCLUSÃO Ao segmento crustal que se estende das circunvizinhanças do Lineamento Sobral-Pedro II, desde a região de Cariré e daí para Norte, até se perder sob os sedimentos da Bacia do Parnaíba e do sistema meso-cenozóico, sugere-se o nome de Cinturão de Cisalhamento Noroeste do Ceará. O mesmo compreenderia um esquema evolutivo metamorfo-deformacional em condições de médio-alto grau, cuja movimentação nos últimos incrementos da deformação em condições dúctil, imprimiu transporte de massa de NE para SW, caracterizando assim um sistema tipo Rampa Lateral com um componente direcional predominante, responsável pela geometria do Conjunto 1. O cinturão comportaria recorrências, e em um contexto de tectônica transcorrente, transtensional e transpressional se desenvolveria o Conjunto 2.

O limite a norte dessa unidade geotectônica ainda resta a precisar. No entanto, as informações indiretas fornecidas pelos dados geofísicos mostram a persistência das orientações estruturais NE-SW até a

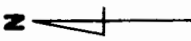
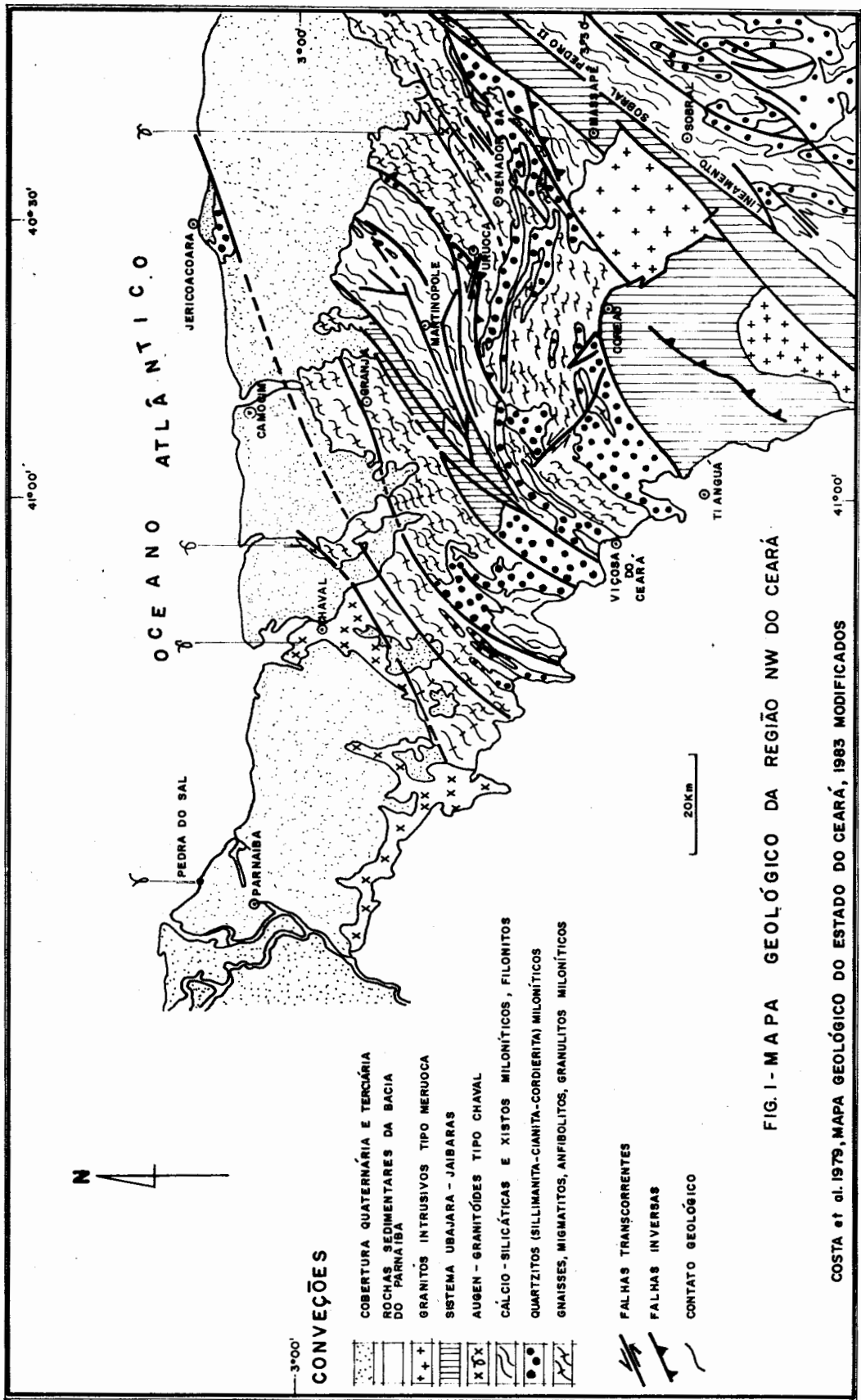
proximidade de São Luis, onde aproximadamente se encontra o limite do cráton homônimo dito transamazônico em idade. Neste aliás prosseguem direções estruturais NE-SW, diferenciando da região típica do Ceará, pela presença de um conjunto bem mais expressivo de supracrustais muito provavelmente "greenstone belts", transformados em condições metamórficas de grau médio a baixo.

A idade do estabelecimento do cinturão de médio-alto grau dessa forma ainda permanece em aberto, posto que, não existe até o momento um trabalho geocronológico criterioso e sistemático para a região. Sabe-se que o Evento Brasileiro teve atuação importante sobre essa área. No entanto, idades mais antigas são comuns por toda a região o que fez antever a possibilidade da ocorrência de eventos tectonotermiais relacionados ao Proterozóico Inferior a Médio, e até mesmo ao Arqueano.

AGRADECIMENTOS Agradecimentos são devidos as seguintes Instituições que apoiaram financeiramente essa pesquisa: CG-UFPa-FINEP, através do projeto de pesquisa Estudos Geológicos, Geofísicos e Geocronológicos, do Cráton São Luis e suas faixas marginais de dobramentos; convênio Interuniversidades SUBIN/UFRN/UFC/UFPa; Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico-CNPq, através dos auxílios individuais de pesquisa concedidos aos professores Francisco de A. Matos de Abreu e Theodomiro Gama Jr.; ao Departamento de Geologia da UFPa através dos Estágios de Campo II, no período de 1984-1987. Os autores agradecem ainda a colaboração valiosa dos professores Cândido Augusto V. Moura, Ronaldo Lima Lemos e Dr. Marcos Aurélio F. de Oliveira (UNESP).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABREU, F.A.M. de & LESQUER, A. - 1985 - Considerações sobre o Pré-Cambriano da região sul-sudoeste do Cráton São Luis. An. II Simp. Geologia da Amazônia. v.1, pp. 7-21. Belém.
- COSTA, M.J.; FRANÇA, J.B.; LINS, C.A.C.; BACCIEGGA, I.F.; HABEKOST, C. R.; CRUZ, W.B. - 1979 - Geologia da Bacia Jaibaras Ceará, Piauí, e Maranhão. Projeto Jaibaras. Brasília. MME/DNPM. 106p.
- PRADO, F.S.; MENDONÇA, J.C.G.S.; MORAIS, J.B.A.; MEDEIROS, M.F.; ASSUNÇÃO, P.R.S.; ANDRADE, V.A.; MEDEIROS, R.P. - 1981 - Geologia da região noroeste do Estado do Ceará. MME-DNPM, Geol. Básica nº17, 59p.
- GAMA, Jr. T. - 1985 - Petrologia e geoquímica dos terrenos de facies granulito-NW do Ceará. Relatório Aux.Pesq. Proc. nº40.5678/83/CNPq. Inédito.
- GAMA, Jr. T.; GORAYEB, P.S.S.; ABREU, F.A.M. de - 1988 - O Granito Pedra do Sal e suas feições de cisalhamento. Rev.Bras.Geoc. (no prelo).
- HASUI, Y.; ABREU, F.A.M. de; VILLAS, R.N.N. - 1984 - Província Parnaíba. In: ALMEIDA, F.F.M. de & HASUI, Y. 1984. O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo, Blücher. p. 36-45.
- LESQUER, A.; BELTRÃO, J.F.; ABREU, F.A.M. de - 1984 - Proterozoic links between northeastern Brazil and west Africa: a plate tectonic model based on gravity data. Tectonophysics, 110: 9-26.
- NASCIMENTO, D.A.; GAVA, A.; PIRES, J.L.; TEIXEIRA, W. - 1981 - Geologia da Folha SA-24 FORTALEZA. In: Projeto RADAMBRASIL. Rio de Janeiro, DNPM, v.21, p. 23-212.
- SANTOS, E.J. & NEVES, B.B.B. - 1984 - Província Borborema. In: ALMEIDA, F.F.M. de & HASUI, Y. 1984. O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo, Blücher. p. 123-186.



3°00'

CONVEÇÕES

- COBERTURA QUATERNÁRIA E TERCIÁRIA
- ROCHAS SEDIMENTARES DA BACIA DO PARNAÍBA
- GRANITOS INTRUSIVOS TIPO MERUOCA
- SISTEMA UBAJARA - JAIBARAS
- AUGEN - GRANITÓIDES TIPO CHAVAL
- CÁLCIO - SILICÁTICAS E XISTOS MILONÍTICOS, FILONITOS
- QUARTZITOS (SILLIMANITA-CIANITA-CORDIERITA) MILONÍTICOS
- GNAISSES, MIGMATITOS, AMPHIBOLITOS, GRANULITOS MILONÍTICOS

- FALHAS TRANSCORRENTES
- FALHAS INVERSAS
- CONTATO GEOLÓGICO

20km

FIG. 1 - MAPA GEOLÓGICO DA REGIÃO NW DO CEARÁ

COSTA et al. 1979, MAPA GEOLÓGICO DO ESTADO DO CEARÁ, 1983 MODIFICADOS

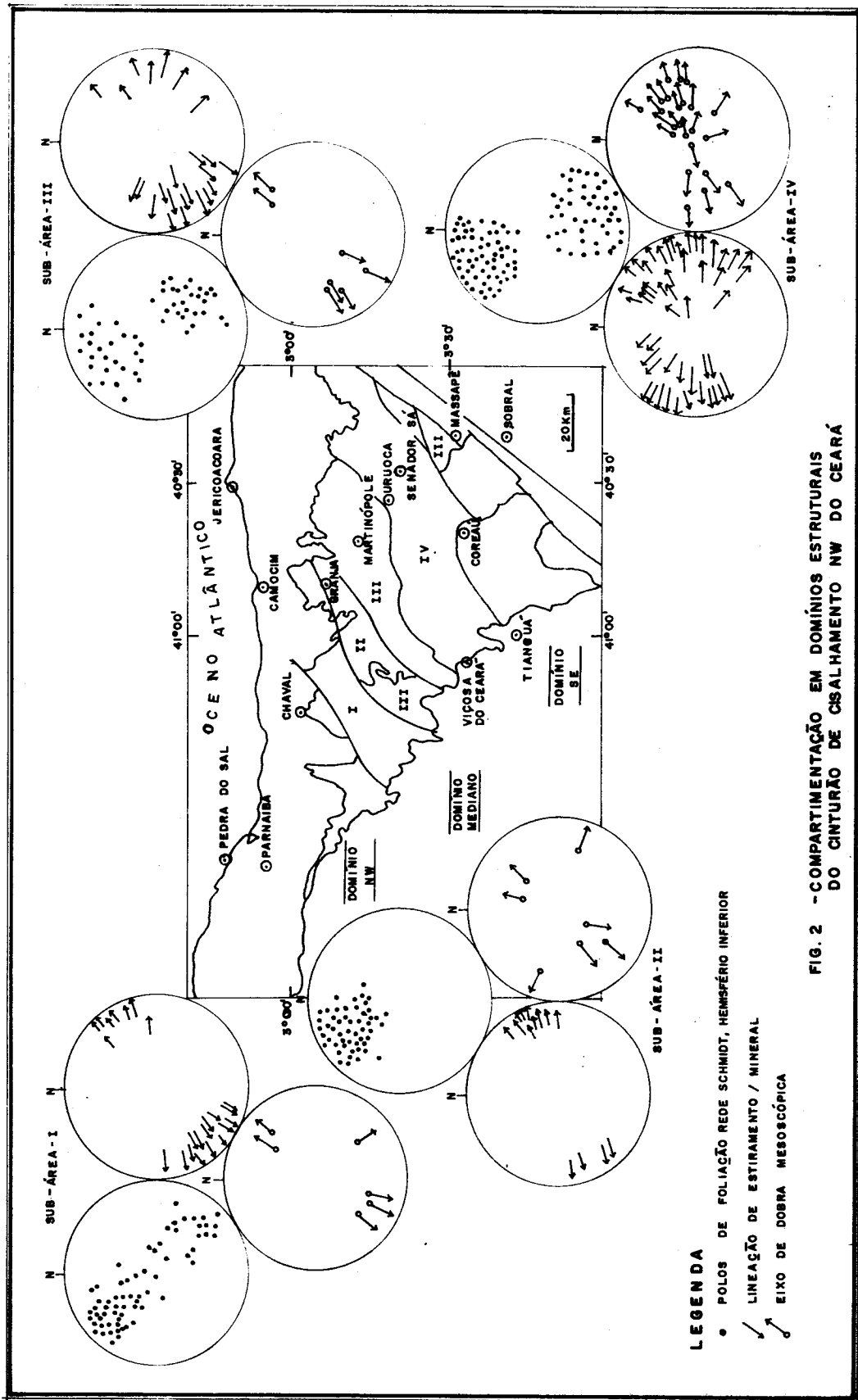


FIG. 2 -COMPARTIMENTAÇÃO EM DOMÍNIOS ESTRUTURAIS DO CINTURÃO DE CSMALHAMENTO NW DO CEARÁ

LEGENDA
 • POLOS DE FOLIAÇÃO REDE SCHMIDT, HEMISFÉRIO INFERIOR
 / LINEAÇÃO DE ESTIRAMENTO / MINERAL
 ↗ EIXO DE DOBRA MESOSCÓPICA

POLOS DE FOLIAÇÃO DAS
SUPRACRUSTAIS

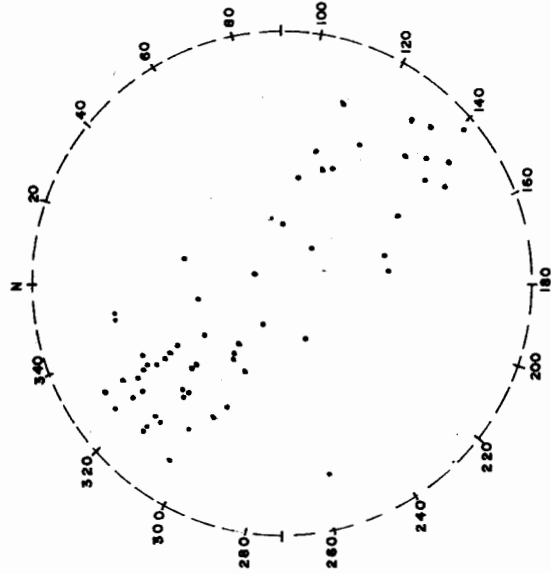


FIG. 3A

POLOS DE FOLIAÇÃO DOS
GNAISSES

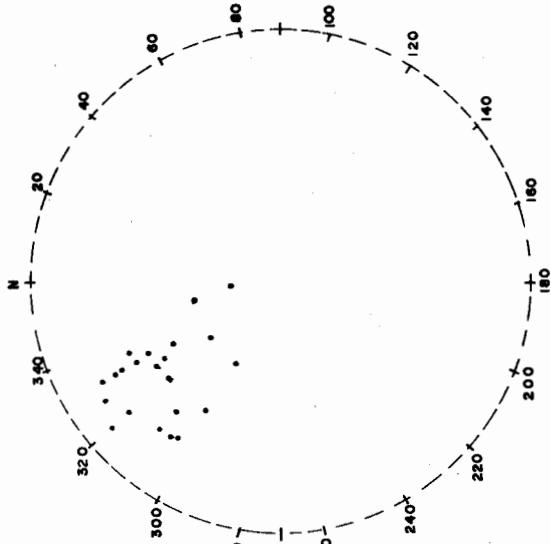


FIG. 3B

FIG. 3 - POLOS DE FOLIAÇÃO DAS SUPRACRUSTAIS (3A) E DOS GNAISSES (3B). REDE SCHMIDT, HEMISFÉRIO INFERIOR.

**MIDDLE PROTEROZOIC SUPRACRUSTALS AND BRASILIANO OROGENY IN THE
SOUTHEAST CEARA STATE: A MONOCYCLIC EVOLUTION**

Jaziel Martins Sá

Francisco Hilário Rego Bezerra

Maria Helena de Freitas Macedo

Roberto Pereira

Supported by FINEP/PADCT and CNPq

Departamento de Geologia, UFRN, Campus Universitário, 59072, Natal, RN, Brasil

RESUMO

A Faixa Orós, sudeste do estado do Ceará, está geologicamente enquadrada na Província Borborema, Nordeste do Brasil. Compreende uma sequência vulcanosedimentar intrudida por ortognaisses e rochas máfico-ultramáficas. Estas unidades repousam discordantemente sobre um embasamento migmatitizado representado por gnaisses bandados e ortognaisses granodioríticos de idade Arqueana, além de biotita gnais - ses provavelmente do Proterozóico inferior. É possível distinguir nesta sequência supracrustal da "Faixa Orós", três fases de dobramentos com desenvolvimento, num período sin a tarditectônico, de uma importante zona de cisalhamento de movimento dextral, e lineações de estiramento predominantemente horizontais a subhorizontais. Estas deformações ocorreram em condições de pressão baixa, pela presença da andalú sita, atingindo a facies anfíbolito, isógrada da estauroлита, com retrogressão para a facies xisto verde durante a transcorrência. Dados geocronológicos são apresentados complementando resultados anteriores e fornecendo novas isócronas, as quais permitem separar intrusões anorogênicas (~1,7Ga) e sinorogênicas (~670 Ma). Esta sequência vulcanosedimentar é considerada como tendo iniciado com uma fase de rifteamento intracontinental no início do Proterozóico médio, com derrames de vulcânicas félsicas e intrusão de plutônicas, ambas anorogênicas. Durante o ciclo Brasileiro teve início a fase de compressão deste rifte caracterizando assim uma evolução monocíclica.

INTRODUCTION

The Oros belt is situated in the southeastern part of Ceara State, northeast Brazil, and geologically pertains to the Borborema Province (Almeida et al. 1977). This belt comprises a volcano-sedimentary sequence of middle Proterozoic age resting unconformably upon basement of Archean/low Proterozoic age. In the geological map of Ceará state (Cavalcante and Ferreira 1983), this belt displays an elongate shape towards N-S, turning to ENE-WSW in the south, and reaches 12 km wide in the central part. This paper describes the relationships between the country rocks and the supracrustal sequence, as well as the plutonic intrusions and their tectonometamorphic evolution. New Rb-Sr whole-rock dates are presented which are very important to separate anorogenic and syn-orogenic granites.

PREVIOUS WORK

Several papers dealt with the geology of Northeastern Brazil like Crandall(1910), Moraes(1924), Oliveira(1962), Ebert(1966), among others, which were the first to work in this region. Crandall(op.cit.) used the name "Serie Ceara" in a sequence with marbles, schists and quartzites resting upon the basement named Fundamental Complex.

In the geological map of Brazil(1971), the term Ceara Group was applied for epimetamorphic sequences with ages between 900 and 620 millions of years, correlated by Dantas(1974) with the Salgueiro-Cachoeirinha Group, outcropping to South. The rocks of Oros region were considered by Dantas (op.cit.) as belonging to Ceara Group, including them in upper precambrian. Gomes et al.(1981) maintain the Ceara Group as defined by Dantas (op.cit.) including the supracrustal rocks from Oros as "a sequence like Ceara Group" but without clear correlation between the Ceara Group from central part of Ceara and the rocks of this belt. On the other hand, these rocks were not correlated with the Ceara Group by Santos et al.(1978, appud Schobbenhaus 1981), and were named Oros Complex. The rocks which outcrop in eastern of Iguatu town, which are continuous to those of Oros, were described as having polyphasic deformation(Ries 1977).

Braga and Mendonça(1984) recognized volcanic rocks associated with the sediments in this region and characterized in the Oros belt a metavolcano-sedimentary sequence, intruded by syn- to late-tectonic granites. Mendonça and Braga(1987) described the ultramafic and felsic assemblage as having volcano to subvolcanic origin and regarded them as a komatiitic type, and toleitic type for the metabasalts and establish the Oros and Jaguaribe region as a volcano-sedimentary sequence of greenstone belt type.

The geochronological dating were carried out by Brito Neves (1975) on the basement gneisses and migmatites of Oros and Jaguaribe belts. The data show Transamazonian age (ca.2000Ma, $R_0=0,705$) through Rb-Sr reference isochron. Metasediments of Oros, Banabuiu(north of Oros) and Independencia region presented an age ca.650Ma and $R_0 = 0,720$. The granitic rocks were also dated and furnished Brasiliano age, having regarded by that author that the Transamazonian(Eburnean) and Brasilia no(Pan-African) cycles are well recorded. The RADAMBRASIL project (Gomes et al.1981) dated micaschists of Oros region by Rb-Sr whole-rock method as showing an age ca.650Ma. The K-Ar dating of hornblende from hornblende gneisses of Ceara Group furnished an age ca.500Ma.

Recently, Macedo et al.(1988) dated volcanic and plutonic rocks of Oros belt and their basement by Rb-Sr whole-rock method. They obtained ages ca.1,7Ga from metavolcanics and plutonic augen gneisses, both with $R_0=0,705$, and the basement with an age ca.2,5Ga, $R_0=0,702$. They interpreted these first data as the epoch of basin formation and anorogenic intrusions in the early middle Proterozoic, and supposed that the deformations imprint in them were developed in the Brasiliano orogeny. The basement rock dated was a granodiorite orthogneiss which was correlated to basement of Troia region(central of Ceara state) dated by Pessoa et al.(1986).

GEOLOGICAL FRAMEWORK OF THE OROS BELT

BASEMENT

Three main different lithological units comprise the basement of the volcano-sedimentary sequence of Oros belt. Granodiorite orthogneisses cut banded gneisses, both outcropping in the eastern part,

and a migmatitic biotite gneiss that occurs in western boundary of this mobile belt. All of them present migmatitic banding indicating a high amphibolite facies event, which is restricted to the basement and marking a metamorphic unconformity between these units and the supracrustal rocks.

The biotite gneiss is composed of biotite, quartz and feldspars, also presenting garnet and sometimes sillimanite. This rock has a clear sedimentary origin. The orthogneiss dominantly presents a granodiorite composition with local variations to granite. It presents mainly quartz, plagioclase, biotite and microcline, besides apatite, zircon and rare sericite and chlorite, exhibiting a very well developed foliation. The banded gneiss is mainly composed by bands of amphibolites, biotite gneisses, micaschists and granites, thus being of a mixed origin.

VOLCANO-SEDIMENTARY SEQUENCE

This is the typical sequence of this belt.

The sedimentary portion is represented by hornblende-biotite gneisses, quartzites, garnet-biotite schists, staurolite-sericite schists, calcisilicate rocks and marbles. The volcanic rocks are mainly represented by rhyolites and dacites, secondly by quartz andesites and andesites, and some thin lenses of amphibolites which occur mainly in lower parts of the supracrustal sequence. These are generally lava flows and some of them are more than 300 meters thick; however, sometimes it is possible to find sills few meters thick of coarse grained subvolcanic rhyolites.

The felsic metavolcanics display fine grained granoblastic texture with coarse grains of blue quartz and feldspars, being of rhyolite, rhyodacite and dacite composition. Quartz, microcline, plagioclase (Ca-oligoclase) and micas are the predominant minerals, with hornblende, opaques and sometimes diopside in the dacites. Primary minerals textures are preserved in low strain zones like idiomorphic phenocrysts of plagioclase and hornblende as well as embayments in quartz. Epidote is always present, besides actinolite, chlorite and calcite derived from destabilization of previous minerals. These rocks are normally fresh, displaying a foliation with some parts strongly lined, producing mylonitic and ultramylonitic bands.

The sedimentary unit is mainly represented by pelites and semipelites. However, its basal part is represented by hornblende gneisses which are concordantly intruded by thin levels of basic to intermediate plutonic rocks. It is possible to follow some continuous primary bands in this unit containing some clasts of idiomorphic plagioclase representing volcanoclastic contribution. They show a dark-gray colour and hornblende phenocrysts. This lithology is mainly composed of quartz, plagioclase, biotite, hornblende and microcline.

The quartzite layers occur at several levels a few to tens of meters thick, this last one forming the Oros and Franco ridges. Compositionally they vary from pure quartzites to types rich in micas and ferric minerals. Some primary structures like hummocky-type cross bedding and climbing ripples are preserved in some places.

Thick layers of garnet-biotite schists outcrop mainly in the central and western part of this belt with thin intercalations of sericite schists sometimes rich in andalusite, staurolite, magnetite and graphite. These parts rich in sericite and chlorite are situated in places of high strain accompanied by the growth of these retro-metamorphic minerals. Bedding is marked by alternation of thin layers, typical of metarhytmities, occasionally preserving graded bedding. These rocks

the mapped region (see figure 1). It presents porphyritic texture and granite composition. The textural difference between this one and the microporphyritic type is that the metagranite presents a weak tectonic fabric and is coarser while the other one presents a strong tectonic fabric.

The main differences between these rocks and the first two described is concerning their mineralogy. The younger ones are richer in biotite and neither contain fluorite nor ferrohastingsite; however, a few crystals of apatite are also observed.

TECTONO-METAMORPHIC EVOLUTION

THE FOLDING PHASES

It is possible to distinguish three fold phases in this belt as summarized in Sá et al. (1987) with the last phase (F_3) linked to a transcurrent shear zone named Oros Shear Zone (OSZ). These fold phases affect an earlier one (F_n), only identified in the basement rocks.

The F_n phase is characterized by a well developed metamorphic banding and transposed isoclinal folds, mainly visible in old veins which cut the banded gneisses. This banding can also be of migmatitic nature at some levels. These structures (F_n) are generally parallelized to a younger F_2 phase. The metamorphism reached high amphibolite facies with partial anatexis and microcline neof ormation. As already stated, these characteristics define a tectono-metamorphic unconformity between the basement and the supracrustal and plutonic rocks of the Oros belt.

The F_1 phase is the older one identified in these supracrustal rocks. It was mainly seen in metapelites represented by a penetrative but not conspicuous foliation, macroscopically defined by preferential orientation of biotites. It displays a NE-SW trend and an intersection lineation L_1^0 always with a high rake in the S_2 surface. This fabric was developed in greenschist facies/low strain conditions, and it is frequently crenulated, transposed and obliterated by higher strain later events. F_1 hinges are scarce and this fabric was not clearly recognized in orthogneisses which cut this sequence, probably because it is difficult to imprint this low strain fabric upon massive igneous rocks.

The F_2 fold phase normally presents the main metamorphic foliation in this belt, except in places where later shearing is very intense. This foliation and fold axes trend parallel to the belt from N-S in the central part to ESE-WNW in the southwestern region. The foliation varies from flat to steep-dipping, the position of the last one mainly caused by later shear zone. Many examples of F_2 folds can be seen on mesoscale as isoclinal and sometimes recumbent folds. However it was not possible to reconstruct macrofolds because the late shearing rotated the axes and transposed these folds thus preventing their use in this sense. The metamorphic conditions linked to this phase vary from low pressure amphibolite facies with staurolite, andalusite, diopside and rare microcline in the central and eastern parts, to greenschist facies with garnet and biotite in the western part. In this region the garnets are smaller and flakes of biotite are not well developed, attesting to lower metamorphic conditions.

F_3 folds are chronologically linked to the transcurrent shear zone. These are better distinguished from the earlier ones where

present porphyroblastic texture displaying at least two metamorphic foliations and an assemblage of biotite, quartz, plagioclase, opaquites, garnet, sericite, chlorite, staurolite, and andalusite. These layers rich in staurolite and andalusite are narrow and continue along several centimeters in length.

The marbles are always intercalated in the schists and some lenses are very rich in magnesite; besides calcite they contain quartz, tremolite, opaquites and white mica.

MAFIC-ULTRAMAFIC METAPLUTONIC ROCKS

This unit is composed of hornblende gabbros, melagabbros, hornblendites and tremolite-actinolites, outcropping in the eastern flank of the Franco ridge, forming a large sill-body several hundred meters thick and with some kilometers in length, concordant with the regional trend of the host metasediments. Xenoliths of volcanic rocks are frequent and both have concordant fabrics. Igneous layering and cumulates are present. They display a granoblastic texture and dark-green colour. Their coarse grain and relict cumulate texture point to a plutonic origin for this unit with emplacement and cooling in a quite environment of pre-tectonic or anorogenic intrusions.

INTRUSIVE ORTHOGNEISSES

This unit is mainly composed by granite augen gneisses, microporphyritic orthogneisses and metagranites, besides minor intrusions of syenogranite orthogneisses.

The chronological relationships between these rocks are very well defined. All of them cut across the volcano-sedimentary sequence in structural conformity. However, the augen gneiss is cut by the fluorite-bearing syenogranite orthogneiss, and although these rocks do not present field relations with the microporphyritic orthogneiss, this last one being younger is based on geochronological data (for data see further). The metagranite is the youngest in this unit because it cuts across the microporphyritic orthogneiss.

The augen gneisses present granite composition, coarse porphyritic/augen texture and outcrop as a big body up to 3 km wide and several kilometers long. It follows all this belt along the eastern side between the basement and supracrustal rocks where it defines the Condado ridge. Some sheets of some meters thick were mapped within the supracrustal sequence. They present a very well developed foliation and frequently a stretch lineation marked mainly on feldspars and quartz caused by the Oros shear zone. Microcline, quartz and Na-rich plagioclase are the chief minerals, besides biotite, sericite and magnetite. Fluorite, apatite and zircon are always present in small quantities but there are some parts where it is possible to find 3-10% of ferrohastingsite. The fluorite-bearing syenogranite orthogneiss outcrops always associated with the augen gneiss, like veins up to 30 meters thick with several kilometers in length. It presents microcline, quartz, plagioclase and magnetite as the principal minerals; apatite and fluorite are always present.

The garnet-bearing microporphyritic orthogneiss occurs in the western part of the belt between the basement and the supracrustal sequence. Some dykes frequently cut the metasediments and basement biotite gneisses. The metagranite was mapped like a small body of ellipsoidal shape close to Alencar town in the southwestern part of

shearing is less intense. They are open to close folds (fig.2) forming successive antiforms and synforms, sometimes asymmetric, developing a steep-dipping axial plane foliation marked by sericite, biotite and quartz, and a horizontal to subhorizontal north or south plunging stretching lineation/axes in schists. Some details of this phase will be described at a later stage together with the transcurrent shearing.

OROS SHEAR ZONE

A brief description of this "shear belt" was given by Sá et al. (1987), Campos et al. (1975), Braga and Mendonça (1984), among others. In this paper an approach is made on several scales to link the development of the Oros shear zone to the fold phases and as well to define its metamorphic conditions.

The OSZ is a ductile transcurrent shear zone mapped on a regional scale which comprises at least three domains of mylonitic rocks, both in the west and east boundaries and another one in the central part of the supracrustal sequence (see fig.1). It is possible to follow this shear for tens of kilometers along and several hundreds meters across the strike. Due to inhomogeneous deformation and varying behaviour of different lithologies this shear zone presents a variety of textural features of proto-, mylonitic and ultramylonitic rocks.

The common structural features of the shear zone are: transposition of the S_2 plane and older foliations, paralleling them to a steep-dipping mylonitic fabric; rotation of the L_2 intersection lineation; development of sheath folds and a strong stretching lineation originating $L>S$ tectonites (fig.3). The shear zones are thought to have been active mostly late- F_2 to late- F_3 in age. The easterly progressive shallow dips of the mylonitic foliation and earlier ones well seen in the eastern border of this belt - in the cross-section from Lima Campos to Ico - could be pictured as an asymmetric flower due to transpressive effects or transcurrent simple late-shear folds.

Kinematic criteria on meso and microscale are frequent, as described further, although foliation drag is not shown on a regional scale. S-C surfaces - as described by Berthé (1979), Brunel (1983), Bell and Hamond (1984), Vauchez (1986), among others - are found in many places, besides asymmetric rigid markers like boudins and porphyroclasts, shear bands as extensional cleavage (Platt 1979), were used to define in a kinematic sense (figure 4 and 5). Less frequently, other criteria like tension gashes and pinch-and-swell structures (Hammer 1986) were used in the same way and hence lead to define OSZ as a transcurrent dextral shear zone.

S-C surfaces and mica-fish in metapelites are very well exposed close to Franco ridge in western part of the area (fig.5). As S-C pairs are frequently defined by the S_2 foliation, it leads us to believe in a close time relation between that phase and the shear zone development; the mineralogy of the C planes is slightly retrogressive but not much different as regards the S_2 ones. These observations led us to the assumption that these phases (F_1 to F_3) were developed in the same orogenic cycle being at least in part a progressive deformation ending in transcurrent shear.

Occasionally some mylonitic porphyroclastic rocks do not display stretching lineation in a given place while close to it in the same unit this stretching is very well developed. This observation suggests strong flattening caused by local pure shear conditions.

Finally, taking into account the regional shape of this belt which is turning to E-W in its southern part, it can be suggested that the Oros shear zone was developed in a syn- to early-tectonic to the E-W Patos Lineament because just close to this lineament the OSZ turns to this direction like an S surface.

The metamorphic conditions of the mylonitic foliation are in greenschist facies with partial destabilization of previous minerals and recrystallization of new ones. This is suggested by features like neoformation of sericite and chlorite from biotite, crystallization of small flakes of biotite, sericitization/saussuritization of feldspars and solubilization and removal of quartz producing phylonites.

An interesting observation is the presence of staurolite and sericite in pelitic schists. The microtextures indicate previous formation of staurolite (syn-S₂) in relation to sericite which together with quartz develop pressure shadows around staurolite and garnet. Hence the staurolite growth was early to pre-tectonic in relation to shearing, thus suggesting uplift of this orogenic belt late to post-F₂ phase.

GEOCHRONOLOGICAL DATA

Macedo et al. (1988) reported whole-rock Rb-Sr dates from metavolcanics (dacites + rhyolites) and augen gneisses of the sequence respectively of 1704 ± 29 Ma and 1762 ± 174 Ma both with an initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio (R_0) indicating mantle source with some crustal contamination and were interpreted as an emplacement age. Basement granodiorite orthogneisses presented an error chron ca. 2437 Ma with $R_0 = 0,702$.

In this work, we add new analyses of microporphyritic orthogneisses and basement granodiorite orthogneisses by the same method. This new analyses from the eastern basement together with the earlier ones furnished an isochron (fig.6) with 2596 ± 194 Ma, $R_0 = 0,7003 \pm 0,0027$ improving the quality of the basement data and confirming its Archean age.

The most important thing of these new data is concerning the age of the microporphyritic orthogneisses. Figure 7 shows a five points isochron with 665 ± 40 Ma, $R_0 = 0,7076 \pm 0,0017$ (see fig. 1 to localize the samples). This orthogneiss represents an S-type garnet-bearing granite cutting the biotite gneisses of the west basement parallel to axial plane of F₂/F₃ folds, being regarded as a minimum emplacement age and also dating the F₂(+F₃) deformation. This date confirms that this granite is a syn-tectonic Brasiliano one. This allows us to differentiate two ages of orthogneisses, one anorogenic (augen gneiss with an age ca. 1,7 Ga) and another with Brasiliano age of syn-tectonic nature.

Trying to date the end of the Brasiliano cycle, we analyzed a metarhyolite by the K-Ar whole-rock method which furnished an age of 512 ± 8 Ma. These dates (665-512 Ma) define a minimum interval for the Brasiliano orogeny the lower one being the final exhumation of the Oros orogenic belt.

CORRELATIONS WITH OTHER MOBILE BELTS

Previous papers (Brito Neves 1975,76 and Almeida et al.1976,

77) classified the Borborema Province in two main geotectonic terrains based upon classical geosynclinal model :

- (1) Archean/lower proterozoic median massives with a polycyclic setting;
- (2) Upper Proterozoic supracrustal rocks deformed by the Brasiliano (Pan-African) orogeny.

Based on this, the Oros belt was classified as belonging to the second model pertaining to the "Jaguaribeano system" which is limited by the Jaguaribe and Senador Pompeu shear zones.

Jardim de Sá(1984), on the other hand, regarded the supracrustal rocks from Oros and Iguatu belts as of lower Proterozoic age affected by Transamazonian(Eburnean) and Brasiliano orogeny like the Serido/Salgueiro-Cachoeirinha/Riacho do Pontal belts which were thought to be correlative units.

In comparison to other mobile belts of the Borborema Province, for example Serido and Central part of Ceara, the structural evolution of the Oros sequence appears to be simple, as briefly described by Sá et al.(1987) which, at first sight, is suggestive of a monocyclic development. It is possible for instance, to recognize some isoclinal recumbent F_2 folds but until now there is no evidence of a regional tangential shearing in this belt as described in the Serido polycyclic belt(developed in the Transamazonian cycle) by Jardim de Sá(1984) and Macedo et al.(1984). As described earlier, evidence exists in many places that S_1/S_2 foliations and the transcurrent shear are closely linked suggesting a single monocyclic evolution.

On the basis of the geochronological dates reported by Macedo et al.(1988) and the new ones reported here it is possible to strongly argue that the Oros belt began with an ensialic rifting phase where an intracratonic basin settled in the early stage of middle Proterozoic. The sedimentation began with thin levels of tuffs, graywackes, quartzites and interlayered felsic to intermediate volcanics, with turbidites and lenses of marbles in upward direction. After or during the sedimentation alkaline granites with ferrohastingsite + fluorite and mafic-ultramafic plutonic rocks intruded the volcano-sedimentary sequence.

In the compressional phase of this basin the first ductile deformations were followed in a syn- to late-orogenic stage by movements along transcurrent shear zones. During this compressional phase of the Brasiliano orogeny the S-type syn- to late-tectonic garnet-bearing granites were emplaced which are represented by the micro-porphyrific orthogneiss and metagranite.

This geotectonic evolution of the Oros belt does not agree with the previous assumption of an upper Proterozoic age attributed to it, or with a polycyclic evolution. The Rb-Sr ages strongly suggest correlations with similar anorogenic metarhyolites and orthogneisses of alkaline affinities in central Hoggar, Africa(Caby and Andreopoulos-Renaud 1983) which also are associated(like the Oros belt) with a platform-type sedimentary sequence furnishing U-Pb dates 1,7-1,8Ga. These are regarded as having been affected by a monocyclic Pan-African evolution. In Brazil, similar ages(1,6-1,7 Ga.) were reported by Brito Neves et al.(1979) and Maruejol et al. (1987) in felsic volcanic and plutonic rocks with alkaline affinities in Chapada Diamantina and Minas Gerais, within the São Francisco Craton, south of Borborema Province. The Chapada Diamantina Group is considered as a middle Proterozoic cover of the craton and is characterized by felsic volcanic and plutonic rocks at the base of the sequence, predominantly represented by dacites and rhyolites lava flows in

an intracratonic rifting environment.

To date, the Oros belt is the only one in the Borborema Province that conclusively contains middle Proterozoic rocks confirmed by several true isochron dates. Due to scarce geochronological data some belts in this Province frequently regarded as belonging to upper Proterozoic and monocyclic Brasileiro evolution could also be correlated to the Oros belt, like some sequences in the western part of the state of Rio Grande do Norte and the Martinopole Group in northwestern Ceara, beside others.

The rocks from the Oros belt are so different in many aspects from the rocks belonging to the Ceara Group in the central part of Ceara, which from the opinion of the authors cannot be correlated at first sight. For instance, the migmatitic biotite gneisses from the western basement of the Oros sequence are very similar to those in the basal part of the Ceara Group in Independencia region (regarded as being of lower Proterozoic age). It is necessary to point out that there is a clear structural unconformity between these biotite gneisses and the Oros sequence. Finally, the data now presented are in disagreement with the assumption of Mendonça and Braga (1987) who considered the mafic-ultramafic rocks as of komatiitic affinity and as part of a complete greenstone belt type sequence.

CONCLUSIONS

The Oros supracrustal sequence presents a middle Proterozoic age and a monocyclic Brasileiro orogenic evolution. The volcanics and fluorite-bearing orthogneisses are anorogenic and have mantle source. There is neither evidence for stratigraphic or structural unconformities within the Oros volcano-sedimentary sequence nor for the plutonic rocks that intrude this sequence. During the compressional phase, folds and dextral transcurrent shear zones were developed with intrusion of syn-tectonic garnet-bearing granites (S-type) now described as microporphyritic orthogneisses with an age ca. 670 Ma. A late-tectonic granite presents a weak tectonic fabric. A K-Ar date of 512 Ma was obtained with a metarhyolite (which has a Rb-Sr isochron age ca. 1,7 Ga) representing the end of the Brasileiro orogeny in this part of Ceara.

The western and eastern basement of the Oros belt are lithologically different and could be of different ages. The eastern basement comprises banded gneisses (mixed rocks) and granodiorite orthogneisses while the western one is represented by biotite gneisses of clear sedimentary origin. The dates from the eastern basement confirmed its Archean age. The rocks from the western basement are quite similar to the ones in central Ceara which are regarded to be of lower proterozoic age.

The authors propose to separate the Ceara Group from the rocks of Oros-Alencar region and name this sequence Oros Group, as proposed by J.C. Cavalcante (pers. comm.).

Although these conclusions were made from the field, petrographic and geochronological data, chemical analyses and dating by other methods like U-Pb, Pb-Pb and Sm-Nd are required to confirm some of these assumptions. The analyses are being carried out in order to give a better understanding of this belt.

ACKNOWLEDGEMENTS

Grants from CNPq and FINEP/PADCT which made this work possible gratefully acknowledged. Special thanks are due to E.F. Jardim de Sá and J.M. Bertrand for their criticism and helpful discussions during the field work and preparation of this paper. We appreciate the interest of K.Kawashita and all the assistance of the staff of the Geochronology lab of São Paulo University. We are indebted to T.V. Subrahmanyam for the english review as well as the Geology Department of Rio Grande do Norte University for the basic support.

REFERENCES

- ALMEIDA, F.F.M.de; HASUI, Y. & BRITO NEVES, B.B. - 1976 - The upper Precambrian of South America. Bol. IG. USP, 7:45-80.
- ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B. & FUCK, R.A. - 1977 - Províncias estruturais brasileiras. In: Simp. Geol. Nordeste, 7, Campina Grande 1977. Atas... Campina Grande, SBG. p. 366-391.
- BELL, T.H. & HAMMOND, R.I. - 1984 - On the internal geometry of mylonite zones. Journ.Geol., 92: 667-686.
- BERTHE, D.; CHOVKROUNE, P.; JEGOUZO, P. - 1979 - Orthogneiss, mylonitic and non coaxial deformation of granites: the example of Armorican in shear zone. J. Struct. Geol. 1:31-42.
- BRAGA, A. de P.F. & MENDONÇA, J.C.G. de S. - 1984 - Sequências vulcano-sedimentares de Orós e Jaguaribe-Folha SB.24-Z-A-I - Região Sudeste do Estado do Ceará. In: Congr. Bras. Geol., 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais... Rio de Janeiro, S.B.G., 5: 2512-2526.
- BRITO NEVES, B.B. - 1975 - Regionalização geotectônica do precambriano nordestino. Tese doutoramento, Inst.Geoc. USP, 198p.
- BRITO NEVES, B.B. - 1976 - A propósito da evolução lito-estratigráfica do Precambriano superior do Nordeste. Jor.Miner., Ed. Esp. Djalma Guimarães, 7: 19-27.
- BRITO NEVES, B.B.; KAWASHITA, K. & DELHAL, J. - 1979 - A evolução geocronológica da Cordilheira Espinhaço: dados novos e integração. Rev. Bras. Geoc., 9(1): 71-86.
- BRUNEL, M. - 1983 - Etudes petro-structurales des chevauchements ductiles en Himalaya (Népal Oriental et Himalaya du Nord-Ouest). Thèse de Docteur ès Sciences. Université de Paris VII, 329p.
- CABY, R. & ANDREOPOULOS-RENAUD, R. - 1983 - Age à 1800 Ma du magmatisme sub-alcalin associé aux métasédiments monocycliques dans la chaîne Pan-Africaine du Sahara Central. Jour.Afr.Earth Sci., 1(3/4):193-197.
- CAMPOS, M.de; BARBOSA, A.J.; BRAGA, A.P.G.; SOUZA, E.M.de & FRANÇA, J.B. de - 1975 - Relatório Rio Jaguaribe - Etapa de Campo I. Recife. DNPM/CPRM, p. 9-17.
- CAVALCANTE, J.C. & FERREIRA, C.A. - Mapa geológico do estado do Ceará - Escala 1:500.000. DNPM/MME. Div. de Geol. e Min. Fortaleza-CE.
- CRANDALL, R. - 1910 - Geografia, geologia, suprimento d'água, transporte e açudagem nos estados orientais do nordeste do Brasil: Ceará, Rio Grande do Norte e Paraíba. IFOCS, 4:131p.
- DANTAS, J.R.A. - 1974 - Carta Geológica do Brasil a milionésimo - folhas Jaguaribe (SB-24) e Fortaleza (SA-20). Brasília. DNPM/MME, 74p. (texto explicativo).
- EBERT, H. - 1966 - A subdivisão estratigráfica e tectônica do Precambriano no Rio Grande do Norte e Paraíba. Rev.Eng.Mineral.Metal., 43 (253): 37-38.
- GOMES, J.R.C.; GATTO, C.M.P.P.; Souza, G.M.C.de; LUZ, D.S. dos; PIRES, J.L. & TEIXEIRA, W. - 1981 - Geologia. In: Projeto RADAMBRASIL, Folhas SB.24/25 Jaguaribe-Natal. 23: 743p.

- HAMMER, S. - 1986 - Asymmetrical pull-aparts and foliation fish as kinematic indicators. *J.Struc.Geol.*, 8(2):111-122.
- JARDIM DE SÁ, E.F. - 1984 - Evolução Proterozóica da Província Borborema. In: *Simp.Geol.Nordeste*, 11, Natal 1984. Atas... Natal, SBG, p.297-316.
- JARDIM DE SÁ, E.F.; KAWASHITA, K.; MACEDO, M.H.F. & SÁ, J.M. - 1986 - Su₂pracrustais monocíclicas no extremo Oeste do Rio Grande do Norte. In: *Simp.Geol.Nordeste*, 10, João Pessoa 1986. Atas... João Pessoa SBG, p.62-74.
- MACEDO, M.H.F.; JARDIM DE SÁ, E.F. & SÁ, J.M. - 1984 - Datações Rb-Sr em ortognaisses e a idade do Grupo Seridó. In: *Simp.Geol.Nordeste*, 11, Natal 1984. Atas... Natal, SBG, p.253-262.
- MACEDO, M.H.F.; SÁ, J.M. & KAWASHITA, K. - 1988 - A idade da Faixa Orós dados preliminares. *Rev.Bras.Geoc.*, 18(3):in press.
- MARUEJOL, P.; CUNEY, M.; FUZIKAWA, J.; NETTO, A.M. & POTY, B. - 1987 - The Lagoa Real subalkaline granitic complex (south Bahia, Brazil) : a source for uranium mineralizations associated with Na-Ca metassomatism. *Rev. Bras. Geoc.*, 17(4):578-594.
- MENDONÇA, J.C.G.S. & BRAGA, A.P.F. - 1987 - As faixas vulcano-sedimentares de Orós e Jaguaribe : um greenstone belt? *Rev. Bras. Geoc.* 17(3):225-241.
- MORAES, L.J.de - 1924 - Serras e montanhas do Nordeste. Rio de Janeiro. IFOCS, 58(2).
- OLIVEIRA, E.P.de - 1923 - Nota preliminar sobre as jazidas de cobre de Pedra Branca, estados da Paraíba e Rio Grande do Norte. Rio de Janeiro. Imprensa Nacional. 37p.
- PESSOA, D.A.R. - 1976 - Estudo Geocronológico das rochas policíclicas do Complexo São Vicente nos anticlinórios de Caicó e Florânia-RN. Dissertação de Mestrado, Inst.Geoc. USP, 53p.
- PLATT, J.P. - 1979 - Extensional crenulation cleavage. *J.Struc.Geol.*, 1:95-96.
- RIES, A.C. - 1977 - Stromatolites in the Ceara Group (Precambrian) in Brazil. In: *Simp.Geol.Nordeste*, 7, Campina Grande 1977. Atas Campina Grande, SBG, p.366-391.
- SÁ, J.M.; BEZERRA, F.H.R.; PEREIRA, R. - 1987 - Evolução estrutural da região de Orós-Ceará-Brasil. In: *I Simp.Nac. de Estudos Tectônicos*, Salvador 1987. Bol.Res., p.6-8.
- SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R. & ASMUS, H.E. - 1984 - Geologia do Brasil. DNPM/MME, Brasília. 501p.
- VAUCHEZ, A. - 1986 - The development of discrete shear-zones in a granite: stress, strain and changes in deformation mechanisms. *Tectonophysics*, 133:137-156.

FIGURE 1: GEOLOGIC MAP OF OROS-ALENCAR REGION

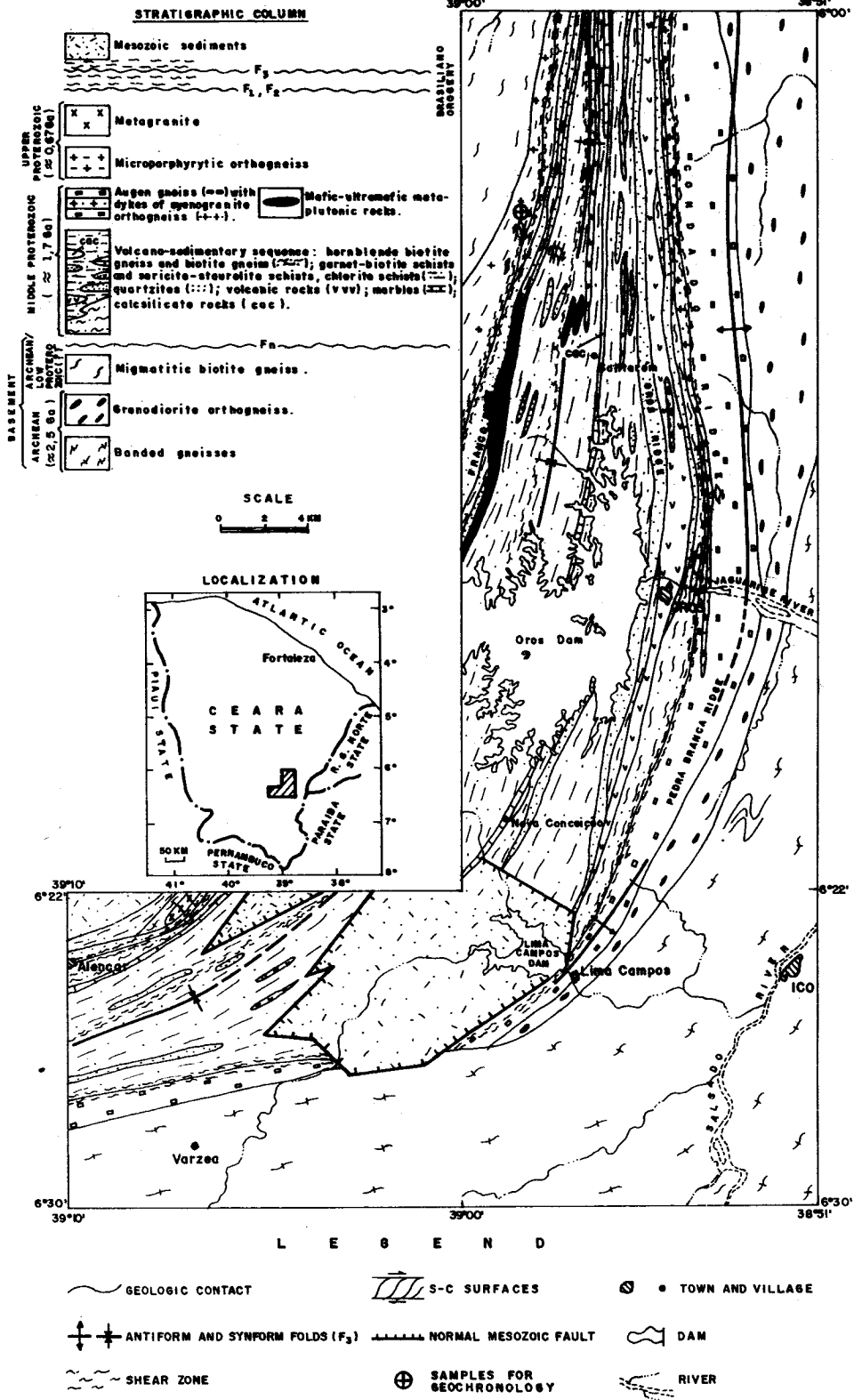




FIGURE 2 - Asymmetric F_3 folds with quartz exudation along axial planes, folding S_2 banding and displaying highly attenuated limbs. Garnet-biotite schists, close to Santarem village.

FIGURE 3 - Strong subhorizontal stretching lineation seen in the XY plane, resulting in a $L > S$ tectonite. Augen gneiss from Condado ridge.

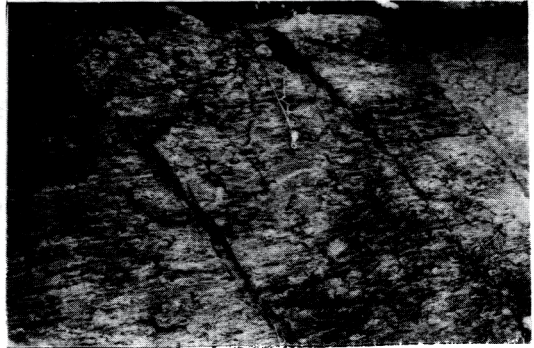


FIGURE 4 - Asymmetric clasts of microcline displaying dextral recrystallized tails. Horizontal XZ plane, augen gneiss from Condado ridge.

FIGURE 5 - "Mica fish" defined by S-C surfaces and an incipient extensional crenulation cleavage (C') in sericite schists. North of Franco ridge.



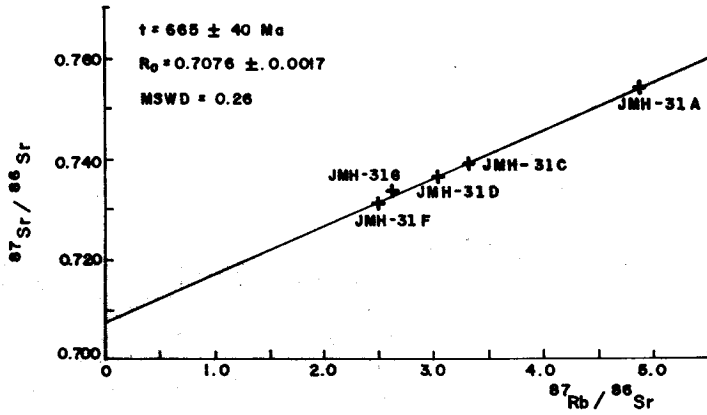


Figure 6: Rb-Sr isochron diagram for microporphyritic orthogneisses.

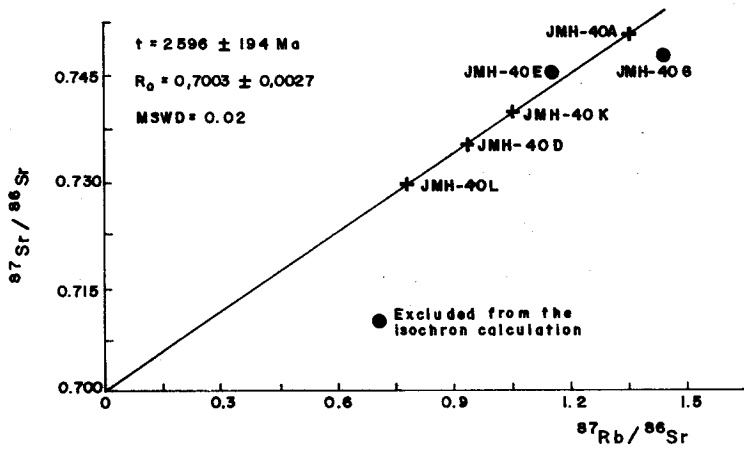


Figure 7: Rb-Sr isochron diagram for basement granodiorite orthogneisses.

GEOCHRONOLOGY OF METAPLUTONICS AND THE EVOLUTION OF SUPRACRUSTAL BELTS IN THE BORBOREMA PROVINCE, NE BRAZIL

Emanuel Ferraz Jardim de Sá (DG/UFRN)
Maria Helena de Freitas Macedo (DG/UFRN)
Helton Helleri Falcão Torres (CPRM/RE)
Koji Kawashita (CPGeo/USP)

Supported by FINEP/PADCT, CNPq, CPGeo/USP and CPRM

RESUMO

A utilização de metaplutônicas félsicas como marcadores estruturais e estratigráficos, iniciada na região do Seridó, tem sido estendida a outros setores da Província Borborema, cuja última orogênese é do ciclo Brasileiro. Naquela região, datações ca. 2,0 Ga numa série mais antiga de ortognaisses intrusivos permite propor uma evolução policíclica e idade eoproterozóica para a sequência supracrustal encaixante (Grupo Seridó). Para tal conclusão é fundamental a definição de um posicionamento sinorogênico (vs. anorogênico) daquelas rochas, em relação a um evento de deformação tangencial.

Na assumida extensão daquela faixa a sul dos grandes lineamentos E-W Patos (Salgueiro-Cachoeirinha) e Pernambuco (Riacho do Pontal), a hipótese de colocação sinorogênica e evolução policíclica é fortalecida pela intrusão de ortognaisses similares ao nível das formações de flysch. No Riacho do Pontal, augen gnaisses sin-deformação tangencial apresentaram idade "isocrônica" ca. 970 Ma. Relações estratigráficas com os sedimentos subhorizontais do Supergrupo Espinhaço, mais a sul, indicam todavia que essas rochas são também Transamazônicas, estando assim parcialmente rejuvenescidas. Isto é também demonstrado pela idade ca. 2,0 Ga de granitóides sintectônicos a uma transcorrência (rampa lateral) que deforma as supracrustais do Riacho do Pontal.

No Ceará central, leucogranitos tipo S com uma idade tardi-Transamazônica indicam que aquela deformação tangencial também afeta essa região. Em Orós (SE do Ceará), ortognaisses vulcânicos e plutônicos forneceram datações ca. 1,75 Ga, interpretadas como de seu posicionamento e marcando o início de deposição supracrustal em condições anorogênicas no Proterozóico médio. Sua deformação é considerada como monocíclica Brasileira tendo em conta as idades de granitos sintectônicos intrusivos.

Com base nesses diferentes casos, discute-se a proposta de reconhecer faixas policíclicas e monocíclicas no Proterozóico da Província Borborema. A borda norte do cráton São Francisco também parece ter constituído a porção externa de uma faixa orogênica Transamazônica. Tal ponto traz importantes implicações sobre a idade dos terrenos cratônicos mais a sul. Finalmente, discute-se a metodologia de abordagem geocronológica e o comportamento isotópico do sistema Rb-Sr.

INTRODUCTION

A lively debate about the age and evolution of Proterozoic supracrustal belts has been sustained along these last years in Northeast Brazil. After the synthesis based upon reconnaissance mapping and K-Ar dating (Almeida 1967), the idea of a mosaic of Brasileiro-age (late Proterozoic) geosynclines became widely accepted in Brazil and overseas, and was fully explored by Almeida et al. (1977,81), Brito Neves (1975, 83), Cordani and Brito Neves (1982), Santos et al. (1984) and Santos and Brito Neves (1984), among others, which thus defined the so-called Borborema Province.

A new approach was tried since 1976 by a research team of the Federal University of Rio Grande do Norte at Natal. Emphasizing the application of structural and metamorphic geology techniques, a field based sequence of events was erected and compared with the geochronological data then available (and summarized by Brito Neves 1975, for instance). Together with regional stratigraphic relations, it was suggested a hypothesis of polycyclic evolution and an original older age for several of the supracrustal belts in the province (Jardim de Sá 1978; McReath and Jardim de Sá 1979; Jardim de Sá and Hackspacher 1980). Later, this idea received strong support from Rb-Sr isochron dating of felsic metaplutonics intruding the Proterozoic cover in the Seridó region and structurally related to the sequence of events (Macedo et al. 1984).

A proposal to distinguish monocyclic (Brasiliano) and polycyclic (Transamazônico and Brasiliano) Proterozoic belts became well known in the region by that time (Jardim de Sá 1984a,b; Jardim de Sá and Martins Sá 1987; Jardim de Sá et al. 1987).

More recently, based on a reconnaissance field trip and extrapolating his African model, Caby (1985,87) and Caby et al. (1987; see also Caby and Arthaud 1986) favoured the idea of a Proterozoic (Brasiliano-age) monocyclic evolution across the whole province. To account for the known radiometric and field relations, he reinterpreted a suite of syntectonic orthogneisses as anorogenic intrusions, left implied a long time gap (stratigraphic unconformity) within the supracrustal pile (later on accepted by Archanjo and Salim 1986) and ignored the dates ca. 2.0 Ga in the province. Almost all structures and metamorphic features recorded in the rocks were ascribed to the Brasiliano orogeny.

The authors believe that their approach of dating felsic metaplutonics with well established structural and stratigraphic relations is one of the best tools to handle with such kind of problem. Up to now these results were available mostly in the Seridó region, used as a key model to understand the province. After evaluating our earlier data in the light of the new proposals, we report results obtained in other areas in Northeast and discuss their bearing upon its Proterozoic orogenic evolution. Figure 1 gives the regional geological framework of the province.

Unless otherwise stated, the dates quoted in this paper refer to Rb-Sr whole rock isochrons done at the Centro de Pesquisas Geocronológicas of the University of São Paulo. Standard analytical techniques and calculations are described in the original references. The λ_{Rb} constant employed is 1.42×10^{-11} years⁻¹, with errors quoted at the 2σ level.

THE STRUCTURAL AND STRATIGRAPHIC SETTING OF SERIDÓ GRANITOIDS

The Seridó is a classical region of Precambrian geological investigations in Northeast Brazil. In a summarized way, it is recognized there a highly deformed cover sequence, mostly comprising metasediments (including an upper flysch type unit, the Seridó micaschists) but also minor metavolcanics. A high grade basement is defined in several places with reliable field relations.

Based on fold interference patterns and other overprinting criteria, a succession of deformation phases and associated metamorphic events was defined and recognized by different authors across the region (Jardim de Sá 1978,84b; Minnigh and Hackspacher 1979; Salim et al. 1979; Hackspacher et al. 1980; Martins Sá and Legrand 1983; Legrand and Martins Sá 1986; Lima 1987, among others). Later, these events were grouped according to their broad kinematic signature (Jardim de Sá and Martins Sá 1987; Jardim de Sá et al. 1987; Jardim de Sá 1987). An older tangential deformation comprises an earlier low grade cleavage (S_1), deformed and transposed in a strong schistosity or gneissic banding (S_2 or S_{1+2}); recumbent folds (mostly of F_2 age) and associated thrust shear zones were accomplished during greenschist to amphibolite facies in an intermediate to low pressure regime.

An older intrusive suite comprises granite augen gneisses, leucogranite orthogneisses and subordinate types including pegmatites (figure 2). They present subhorizontal sheet-like or larger diapiric shapes and were emplaced, in several instances, along F_2 axial planes or following the S_2 or S_{1+2} foliation, also being affected by it and thus regarded as syntectonic intrusions¹⁺² the so-called " G_2 granitoids" (Jardim de Sá et al. 1981). They intrude mostly at the lower part of the supracrustal pile (appear rare or even not present in the upper micaschists), in the basement or their interface. Two errorochrons were obtained from the augen gneisses (2117 ± 291 Ma, $R = 0.7027 \pm 0.0059$; 2032 ± 84 Ma, $R = 0.7070 \pm 0.0021$), and a well defined isochron from leucogranites provides a more precise age estimation - 2068 ± 68 Ma, $R = 0.7119 \pm 0.0039$. We therefore take these data as indicative of a Transamazônico age for the tangential deformation, with the supracrustals dating back to the early Proterozoic (Macedo et al. 1984; Jardim de Sá et al. 1987).

A younger suite is dominantly syntectonic, but varies from early to late (few are truly post) with respect to a transcurrent style ductile deformation and were named as " G_3 granitoids" (Jardim de Sá et al. 1981). Deformation is represented by upright folds and cleavages (F_3 , S_3) that can be affected by later and less important retrogressive events (F_4 , F_5). Peak metamorphic conditions vary from low pressure greenschist to amphibolite facies, with isograds closely related to G_3 granite thermal axes (Legrand and Martins Sá 1986; Lima 1987). An early K-rich diorite series (one of them dated ca. 760 Ma) was followed by widespread I type porphyritic granites (ca. 670-550 Ma) and then by S type ones (570-510 Ma) (Jardim de Sá et al. 1987; see also McMurry et al. 1987; Hackspacher et al. 1987). Their dates allows us to separate in time the different groups of deformations, and relate the F_3 and younger ones to the Brasiliano orogeny. It is also important to note here the occurrence, within mesozoic style G_3 diapirs of porphyritic granites, ca. 670 Ma like in Poço Branco,

of microdiorite and microtonalite xenoliths with subvolcanic textures, implying that early Brasiliano diorite melts were reaching a cooler and possibly shallower crustal level, which was later heated and depressed to deeper conditions, in agreement with the proposed polycyclic history and a large time gap between the F_2 and F_3 deformation phases.

To reconcile the available data with his monocyclic model, Caby (1985,87) and Caby et al. (1987) suggested that the 2.0 Ga dates would refer to the emplacement (igneous age) of the G_2 protoliths as anorogenic intrusions within an early Proterozoic platform cover, this one comprising the lower paragneisses and quartzites. He correlated these rocks with middle Proterozoic (1.8-1.7 Ga) alkaline intrusions well characterized in the Saharan belt (Dostal et al. 1979; Caby and Andreopoulos-Renaud 1983). Accepting the flysch nature of the upper formation, a regional stratigraphic break had to be proposed along its base, with all the deformation ascribed to the Brasiliano event. This view was later subscribed by Archanjo and Salim (1986), even though being opposed by all previous work in the region. Briefly, the following arguments are at variance with this aprioristic hypothesis (see Jardim de Sã 1987, and figure 2).

First, the G_2 sheets found along S_2 axial surfaces imply that the recumbent folds were already developed or in such a course - so the rocks are truly syntectonic. The ca. 2.0 Ga results subsequently confirmed by the U-Pb zircon method (J.M. Le grand, pers.com.) would thus date not only the intrusion but also a coeval tectono-metamorphic event. This is also implied by an identical date (1977 ± 32 Ma, $R_0 = 0.7081 \pm 0.0009$) obtained in basement orthogneisses in the same area, strongly affected by F_2 folds, which are thus clearly rejuvenated. The basement minimum age is 2.3 Ga (U-Pb zircon, J.M. Le grand, pers.com.); Brito Neves et al. (1975) also obtained a 2.7 Ga isochron for basement gneisses at Caicó.

Another interesting point is that the S_2 foliation of the augen gneisses is sometimes cut by fine grained, metadiorite dykes belonging to the Brasiliano early diorite suite, and which display relations and implications analogous to the ones of the amphibolite dykes used to separate the cover and its high grade basement. The claim of correlation with orthogneisses from Hoggar is not supported by the available (although preliminary) analyses, which reveal a peraluminous potassic calc-alkaline chemistry for our G_2 types, as opposed to the alkaline to peralkaline affinities of the ones from Hoggar. The latter are clearly associated with comagmatic volcanics and subvolcanics interlayered with platform type sediments. These shallow igneous facies are not met in Seridó, and volcanics from the host formations are distinct and display arc tholeiite to calc-alkaline chemistry further indicative of an orogenic environment for the emplacement of the G_2 granitoids.

Finally, the argued unconformity at the base of the flysch is contradicted by several gradational and interdigitated contacts, and repetition of exactly the same lithologies above and below that hypothetical surface, including marbles and unusual stratiform scheelite deposits in calcsilicate rocks (see figure 2).

SYN-TANGENTIAL DEFORMATION GRANITOIDS ALONG THE CONTINUATION OF THE SERIDÓ BELT

Similar lithological units, structural style and succession of events are found south of the Patos shear zone, in the so-called Salgueiro-Cachoeirinha groups. There is now a more intimate relation of the equivalents of the "lower" and "upper" metasediments in Seridó, here found laterally interdigitated and repeated as part of several cycles of turbidite deposition. Lower grade rocks crop out more extensively due to preferential uplift of the northern (Seridó) block linked to a dip slip component of the Patos shear zone. In lower grade metagreywackes, volcanogenic clasts are common, and together with interbedded mafic to felsic volcanics allows one to confirm the flysch nature of a huge section of these metasediments.

Structural reconnaissance work performed along with CPRM regional mapping in the eastern part of this segment of the belt revealed a number of G_2 type augen gneiss bodies intruding at the level of the flysch formations (figure 3). These intrusive relations are highlighted by apophyses of augen gneisses within the micaschists, as well as xenoliths of the latter in the former, in all cases both being structurally concordant in terms of an originally flat-lying (S_2, S_{1+2}) foliation. These rocks are presently being dated, in order to establish their correlation with the 2.0 Ga ones at Seridó, confirming the Transamazônico age for the tangential deformation in this part of the belt.

South of the Pernambuco shear zone, the supracrustals continue in the Riacho do Pontal region (figures 1 and 4). Once more a CPRM regional mapping program was combined with structural reconnaissance work, again pointing to the continuation there of similar lithologies and structural features. The flysch type units are extensive and also intruded by augen gneisses analogous to the G_2 ones at Seridó. Specially in its southern part (south of Afrânio village), the supracrustals and in-

trusives are transported southwards by large nappes, this structure not being modified by younger events. Around Petrolina, the basement tectonic grain is completely distinct from the flat-lying style of the thrust sheets, being reworked just close to the nappe basal mylonitic contacts. Some of the younger structures, however (like transcurrent shears or lateral ramps), appear to follow (be controlled by) the older directions. These features suggest a style of external nappes typical of the foreland of the fold belt, with a cratonic block to the south. North of Afrânio, basement gneisses are strongly reworked and perform the internal infrastructure of the belt. An interesting problem presently under investigation is the refoliation of the flat-lying structures combined with NE-directed transport along north-dipping surfaces. This (apparently?) extensional geometry appears to be later on the basis of its retrogressive, low grade metamorphic features, and could be closely followed by the transcurrent movement along the E-W Brasiliano shear zones. At the moment the question is whether to relate it to folded late planes of northwards thrusting (back thrusting?), or whether to a Brasiliano "extensional-transcurrent" setting.

Dating of an augen gneiss body NE of Afrânio (figure 4) furnished an isochron with 968 ± 35 Ma ($R_0 = 0.7037 \pm 0.0021$) (figure 5A). On the basis of stratigraphic relations and age data on granites close to the cratonic border (see next section), we regard this as a meaningless age, giving a minimum estimate for the tangential tectonics event. The isotopic resetting is ascribed to the Brasiliano shear deformation along the huge E-W Pernambuco lineament and a southern satellite, with the sampled sites included in their influence zone.

Another dating target was the so-called "Rajada orthogneiss", a two mica leucogranite displaying a flat-lying foliation and clearly intruding the flysch type mica-schists, as also does the augen gneisses. In several instances it was seen cutting the S_1 fabric of the hosts, and its foliation was correlated to the S_2 one. The problem here is that these rocks display a NE stretching lineation in the foliation plane, thus at a high angle to the NNW-N one linked to the southwards $F_1 + F_2$ thrusting seen in the host lithologies and the augen gneisses. This feature could be explained along two lines: (i) either their flat-lying foliation is truly S_2 , and the stretching is not parallel to the transport direction for an unknown reason; (ii) the foliation is much younger, and together with the lineation refers to a hypothetical extensional-transcurrent shear as commented above. Such reasoning was put forward because dating of a few nearby intrusions close to Dormentes (figure 4) resulted in an isochron with 743 ± 59 Ma ($R_0 = 0.7072 \pm 0.0005$; figure 5B). More to the south, close to Rajada, another isochron with 539 ± 25 Ma ($R_0 = 0.7093 \pm 0.0004$) was obtained in a similar body (DNPM/CPRM, unpubl. data). Taking all analyses together, it was obtained an isochron (MSWD = 24.31) with 667 ± 10 Ma ($R_0 = 0.7073 \pm 0.0001$). If the date is correct, the scatter could be ascribed to initial heterogeneity of the magma, a feature common in leucogranites (see Vidal et al. 1982, for instance), and would reinforce hypothesis (ii) as above. However, it is also known that mica-rich rocks are easier to reset. The other possible interpretation is thus of a Brasiliano resetting of rocks syntectonic to the southwards thrusting (hypothesis (i) above), which we know to be of Transamazônico age for reasons outlined in the next section. In the present case, the resetting interpretation is further supported comparing the two younger dates with an isochron of 634 ± 8 Ma ($R_0 = 0.7094 \pm 0.0000$; this figure is probably too high) obtained (DNPM/CPRM, unpubl. data) in a late to post-tectonic syenite intrusion (the Caboclo complex) east of Afrânio. The presence of secondary carbonate and other late retrogressive minerals in these orthogneisses are again suggestive of a severe disturbance of the Rb-Sr system. The point is thus of a considerable interest, and requires additional field and radiometric data.

STRATIGRAPHIC RELATIONS AT THE BORDER OF THE SÃO FRANCISCO CRATON

The Riacho do Pontal region defines the northern border of the São Francisco craton (Almeida 1977; Almeida et al. 1977, 81). As such, it was regarded to be a frontal part of the Brasiliano belt in Northeast Brazil, with structural vergence towards the craton. Detailed investigations carried out by L.C Souza and Jardim de Sá (to be published elsewhere) and succeeding field mapping (Souza et al. 1979; Souza 1982) and a reconnaissance structural approach by Jardim de Sá and Hackspacher (1980), resulted in a very different point of view.

South of the large Sobradinho dam, the Riacho do Pontal micaschists continue to display their tangential deformation style, with clear shear criteria indicating southwards movement. They rest upon basement gneisses and granites, as well as quartzites which define ridges varying in trend from NNE in the east (near the dam wall) to E-W in the west (figure 4). These quartzites are also deformed. East of Piçarrão, between Incaibro and Brejo de Dentro, they show a mildly developed E-W L_1 intersection lineation combined with a N-S quartz stretching fabrics. This last one can be enhanced in ultramylonitic bands that follow its bedding. S_1 cleavage is poorly to mildly

developed, dipping to the north. A series of imbricate thrust sheets can be defined close to Brejo de Dentro. Open E-W late folds affect these structures in the quartzite and the foliation in the overlying micaschists. The lower quartzite contact appears autochthonous, as suggested by little deformed basal polymict (basement clasts) breccias and conglomerates seen in the São Gonçalo farm. This feature and the large strain contrast between the quartzites and micaschists suggest that a major nappe contact can be inferred at the base of the micaschists, which constitute thus an allochthonous sheet probably displaced along tens of kilometers.

Further east, passing near the dam wall, occurs a marked NNE dextral transcurrent shear zone which defines, south of the dam, the eastern limit of the supra-crustals. This shear zone develops N-S trending upright to inclined folds which re-fold the metasediments and turn them from the western E-W trend (figure 4). The shear zone was followed to the south up to the northern main scarpment of the Tombador Formation, where it disappears below. This last unit comprises flat-lying, undeformed (apart from later faults) quartzites, sandstones and conglomerates, and defines the base of the middle Proterozoic cover (Espinhaço Supergroup) of the São Francisco craton. Close to the São Pedro farm, these sediments unconformably overly sheared basement granites and low grade supracrustals. Furthermore, several remains of this sedimentary cover survive north of the main scarp, as seen along the road Juazeiro-Sento Sê, south of the Sobradinho dam. These flat-lying remains, first mapped by Kegel and Barroso (1965) and later confirmed by Jardim de Sá and Hackspacher (1980), outstandingly overlie the micaschists and quartzites, with a clear non-conformity preserved in several outcrops.

The middle Proterozoic age of the Espinhaço Supergroup is well established south of this region. The Caboclo pelites above the Tombador sandstones furnished a Rb-Sr isochron on whole rocks and fine fractions with 1290 ± 52 Ma, ascribed to a late anchimetamorphic event (Brito Neves et al. 1979). Macedo (1982) and Macedo and Bonhomme (1984) obtained an alternative alignment with 1457 ± 71 Ma. An isochron based solely on fine fractions, with 958 ± 38 Ma was reliably linked to a late diagenetic event defining a minimum age for the sediments. On the other hand, overlying pelites of the Una (Bambu) Group gave a 932 ± 30 Ma result for the same method, again taken as a late diagenetic event. In central Bahia, anorogenic granites coeval with the Espinhaço basal felsic volcanics were dated at 1.73 Ga by the U-Pb zircon method (Maruejot et al. 1987). A similar age was reported by Brito Neves et al. (1979) from felsic volcanics in Minas Gerais. A time interval between 1.7 and 1.4 Ga inferred for this cratonic cover leaves implied at least a Transamazônico age for the micaschist nappe emplacement and other related deformations underlying the Tombador sandstones.

From the dam wall to the north, the NNE shear zone cuts through some low grade metasediments which probably belong to an autochthonous cover (or an earlier supracrustal sequence of the craton). Around Riacho do Sobrado, NW of Petrolina (figure 4), the shear zone controls the emplacement of porphyritic granites with subordinate diorites. These granites display a steep dipping N-S trending foliation and gently plunging stretching lineation easily correlated with the shear zone fabric. Outcrops of mylonites are also common and exhibit greenschist facies mineralogy. Late granite and pegmatite veins are emplaced controlled by NE transtensional zones. All these features imply a syntectonic age for the granite, as regards to the shear zone. Near Riacho do Sobrado, an errorchron was defined with 2000 ± 107 Ma ($R_0 = 0.737 \pm 0.003$; figure 5C). Further north along the zone and NW of Lagoa Grande, another pluton of the same type furnished an isochron with 1848 ± 19 Ma ($R_0 = 0.7139 \pm 0.0005$; DNP/CPRM unpubl. data). Integrated in the regional context, this shear zone could represent a lateral ramp related to the thrust tectonics, or be slightly younger; the Barra Bonita klippe and the micaschists south of the dam are nitidly affected by it and certainly belongs to allochthonous sheets displaced along the shear zone.

All the data above described lead to a Transamazônico age for the southwards thrust tectonics. It follows that an early Proterozoic age must be accepted for the supracrustals, including the flysch type micaschists. The São Francisco craton also behaved as a stable block during the 2.0 Ga orogeny, probably with limits different from the ones finally established during later Brasiliano times.

ORTHOGENESES IN CENTRAL AND SOUTHEASTERN CEARÁ

Across extensive and poorly mapped regions of Ceará state, we again face the hypotheses of monocyclic Proterozoic evolution, with most structures ascribed to the Brasiliano event (Caby and Arthaud 1986), or a polycyclic setting as accepted by others mainly based on Rb-Sr dating (Jardim de Sá 1984a; Pessca et al. 1986, among others). Well established field relations in smaller areas, coupled with the reappraisal of these previous dates as well as new ones, provide now at least two structural-stratigraphic markers that will help to unravel the orogenic evolution over this wide region.

Around Pedra Branca, Archean dates were obtained by Pessoa et al. (1986) in basement gneisses. These rocks and their old gneissic banding are overprinted by tangential style structures (described by Caby and Arthaud 1986; Hartmann et al. 1986; see also Hartmann et al. 1984) which also affect an S type garnet-bearing two mica leucogranite frequently intruded along recumbent axial surfaces. This rock (the Cedro granite) is also recognized intruding a highly deformed cover (the Independência Complex) more to the west. Pessoa et al. (1986) reported an isochron with 1.75 Ga for it, which must be taken as a minimum age and confirms that central Ceará is also affected by the Transamazônico tangential tectonics defined further east of that region.

One of the important key areas recently studied in Northeast Brazil is the Orós belt, SE of Ceará, as described by Macedo et al. (1988) and Martins Sã et al. (1988). A sedimentary sequence comprising basal arkoses and quartzites is overlain by turbidites with minor intercalations of calcareous rocks and metavolcanics, possibly representing flysch deposits as suggested by volcanic clasts in greywackes. All of them have been deformed in up to three folding phases, the second (and most important) and third ones closely linked to transcurrent shear zones along the edges of the belt. The metamorphism reached greenschist or low amphibolite facies. Regional early recumbent structures were not proven, as opposed to the Seridó belt. Felsic orthogneisses close to the base of the sequence were found to be volcanic and subvolcanic types (flows, sills and tuffs), as shown by their fine-grained matrix, blue quartz phenocrysts and other relict textures, chilled margins and sedimentary interflows. Their petrography suggest subalkaline to alkaline affinities. Subordinate intermediate to mafic types are also present. An isochron with 1759 ± 21 Ma ($R_o = 0.7053 \pm 0.0001$) was obtained on these rocks. A similar age (1762 ± 174 Ma, $R_o = 0.7048 \pm 0.0017$) in coarser augen gneisses intruding the basement to the east suggests that they are comagmatic plutonic facies. Once more these dates are taken as emplacement ages, in this case indicative of pre-tectonic or anorogenic magmatism. The supracrustal sequence is thus thought to have been entirely deposited during the middle Proterozoic (Martins Sã et al. 1988; Macedo et al. 1988), or be composed by a basal unit of this age, overlain (in stratigraphic unconformity) by a late Proterozoic flysch unit as suggested by Caby (1985,87) and Caby et al. (1987). This last view is taken on the basis of a 665 ± 40 Ma isochron ($R_o = 0.7076 \pm 0.0017$) obtained on syn-F₂ granites intruding the western basement of the belt, confirming that its deformation must be ascribed to the Brasiliano cycle. A similar proposal was made by Jardim de Sã et al. (1986) regarding metasediments and metavolcanics that crop out in westernmost Rio Grande do Norte, and which are intruded by syntectonic leucogranites dated at 617 ± 39 Ma ($R_o = 0.7100 \pm 0.0003$).

These results suggest that, while the Transamazônico tangential deformation and related orogenic events have a wide distribution within the Borborema Province, narrow monocyclic belts can also be defined, like Orós, again with a transcurrent style-dominated tectonics.

DISCUSSION

The data summarized so far has important implications concerning the tectonic evolution of Northeast Brazil. The hypothesis of a Proterozoic polycyclic evolution for at least some of the supracrustal belts in the province receives strong support from a number of lines, explored along a basic approach that combines well established field relations and dating of felsic plutonics related to a tectonometamorphic history. Some of the important constraints so far defined are:

- (i) The Seridó supracrustals are part of only one major volcanosedimentary sequence. Field relations preclude significant stratigraphic breaks within it. At least the basal units are intruded by 2.0 Ga granites, what gives an early Proterozoic age for the whole pile of supracrustals.
- (ii) The 2.0 Ga granites in Seridó have field and (preliminary) chemical characteristics of syntectonic intrusions. Even though not yet found cutting the upper flysch formation, the previous statement implies the involvement of the whole supracrustal sequence and these intrusions in the Transamazônico orogenic event, whose main preserved feature is a strong tangential deformation. This is further suggested by resetting of basement gneisses (older than 2.3 Ga) during the 2.0 Ga event.
- (iii) Field mapping in the Cachoeirinha-Salgueiro and Riacho do Pontal segments of the belt confirm the intrusion of the syn-tangential deformation orthogneisses at the level of the flysch formations. Dating of these intrusions, to confirm their 2.0 Ga age, have still not been satisfactorily accomplished, due to problems of isotopic disturbances (see below).

(iv) Field relations south of Riacho do Pontal, in the Sobradinho dam area, are decisive to our interpretation. There no doubts there that the Riacho do Pontal supracrustals, deformed by tangential structures (including a micaschist nappe) and transcurrent shear zones possibly acting as lateral ramps, are covered in a classical, outstanding non-conformity by the middle Proterozoic Espinhaço Supergroup. Furthermore, granites syntectonic to the transcurrent shear zones are dated ca. 2.0 Ga. These data confirm the rejuvenation problems detected in the interior of the Brasiliano-age province and commented above under (iii).

The points listed clearly demonstrate the Transamazônico age of a regional tangential deformation that affected a long belt across central Northeast, running from Seridó to Riacho do Pontal. There is enough evidence that this tectonic event is also present over a wide area in Ceará and possibly in a few others in the province. Furthermore, it is obvious that the northern continuation of this belt can be found somewhere in Nigeria. At the same time, the geological history at Orós and western-most Rio Grande do Norte defines a monocyclic Brasiliano belt. A felsic (and subordinate mafic) volcanic to plutonic anorogenic suite, possibly with alkaline to subalkaline affinities, is associated with platformal sediments and have an age ca. 1.76 Ga, marking the onset of cratonic conditions in the Borborema Province after the end of the Transamazônico orogeny. The upper turbidite sequence could be broadly contemporaneous with the shallow water facies, or deposited much later as a Brasiliano flysch. This subject is currently under detailed investigation (Martins Sã, pers. com.).

These latter observations confirm that the model put forward by Jardim de Sá (1984a) must be improved in order to consider other monocyclic belts like Orós, located in the interior of the Borborema Province, apart from the traditional ones accepted as of Brasiliano age - the Sergipano and Coreaú/NW Ceará, located at their margins.

The early Proterozoic/Transamazônico age established for the Seridó/Cachoeirinha/Riacho do Pontal belt, and the external orogenic setting characterized in its southern segment, also brings strong implications for the geology of the northern part of the São Francisco craton. The main one is that the major, high grade metamorphism and accompanying deformation in the basement gneisses and greenstone belts is probably Archean, or at least 2.3 Ga old. Reconnaissance sections confirm that a typical supracrustal assemblage (including marbles, quartzites and kinzigites) within the basement orthogneisses can be easily followed east until the Curuçá valley granulites, regarded by some as of Transamazônico age. We will not elaborate further on this point, that will be dealt elsewhere.

Our final comments are addressed to the kind of geochronological approach here adopted. We feel that the combination of dating felsic metaplutonics linked to the structural history of the country rocks is a very powerful one, as demonstrated here and in many other papers in the literature, and could be additionally strengthened by the use of other isotope systems. In several cases it worked nicely, as exemplified in Seridó, overcoming problems like extensive resetting. Rb-Sr closed (or nearly so) system behaviour was exhibited by the G_2 syntectonic orthogneisses in Seridó and central Ceará, as well as the anorogenic suite at Orós. The same holds true for basement orthogneisses in the interior part of the Sergipano belt (Jirau do Pontal inlier), dated at 2509 ± 105 Ma, and at the Orós belt, with 2596 ± 194 Ma (authors unpubl. results). Several other Archean dates are known in the province (see Pessoa et al. 1986, for instance) that support this point.

On the other hand, cases of incomplete or complete resetting are also unequivocally demonstrated. The former is exemplified by the result obtained with the Riacho do Pontal augen gneisses - 968 ± 35 Ma, regarded as a meaningless age due to partial Brasiliano resetting of Transamazônico rocks. In this case, a key control in resetting is ascribed to shear zone deformation along the Pernambuco lineament. An interpretation considering this date as a reliable one is ruled out as it faces the problem of a hypothetical Uruçuano orogeny that did not affect the already deposited Espinhaço Supergroup. A good example of complete resetting is given by the Caió orthogneisses at Açú, which give nearly the same age (1977 ± 32 Ma) as younger G_2 intrusions that cut through their fabric (2086 ± 68 Ma) (Macedo et al. 1984). The sampled site consists of a heterogeneous assemblage of metric-sized orthogneiss sheets interleaved with metavolcanic amphibolites and intruded by younger G_2 pegmatites. We believe that isotopic resetting through metamorphic fluids could be efficiently accomplished under this way, due to the abundance of structural discontinuities like lithological contacts. On the opposite side, large, massive outcrops of homogeneous orthogneisses are probably more resistant to later overprinting. Obviously, these resetting cases must be additionally investigated using other radiometric systems in order to better understand them.

CONCLUSIONS

Geochronological dates and field relations strongly support the concept of Proterozoic polycyclic belts in Northeast Brazil, which were first deformed in the Transamazônico (ca. 2.0 Ga) orogeny and later reworked during the Brasiliano/Pan-African event (ca. 760-510 Ma). The main recognized belt runs from an older cratonic border at Riacho do Pontal, through the Cachoeirinha and Seridó regions, and probably continue in Nigeria. Its present shape is however strongly modified by the later orogenic cycle, and the available data are not enough to further speculate upon the geodynamic processes involved in this older cycle.

The Brasiliano orogeny is also implied in monocyclic belts, not only at the margins, but also in the interior of the Borborema Province, the best studied case being Orós (SE Ceará).

The results here presented have also far reaching implications concerning the cratonic basement terranes to the south, which may not be so young as presently accepted.

Acknowledgements The authors are indebted to many hours of discussions and collaborative work with their colleagues from the Geology Department at Natal (specially Laécio C. Souza and Jaziel M. Sá) and CPRM, as well as the staff of the Centro de Pesquisas Geocronológicas at São Paulo. Jean-Michel Bertrand (CRPG, Nancy) and Reinhardt A. Fuck (UnB, Brasília) added valuable discussions during a recent field trip in the region. Research grants from FINEP and CNPq, besides CPRM field support, are gratefully acknowledged.

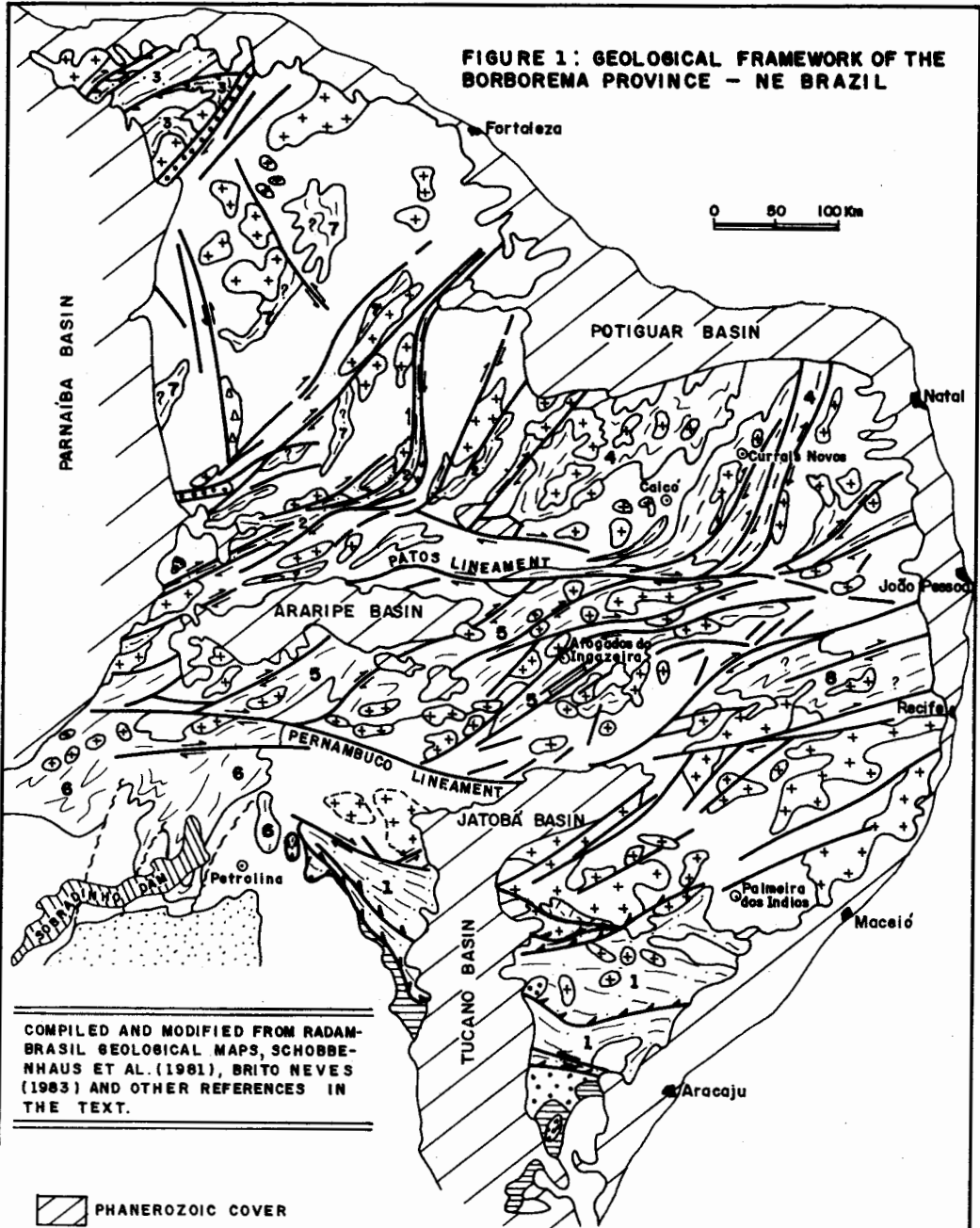
References

- ALMEIDA, F.F.M. - 1967 - Origem e evolução da Plataforma Brasileira. Dep. Nac. Prod. Min., Div. Geol. Min., Bol. 241: 36 p.
- ALMEIDA, F.F.M. - 1977 - O cráton do São Francisco. Rev. Bras. Geoc., 7 (4): 349-364.
- ALMEIDA, F.F.M., HASUI, Y., BRITO NEVES, B.B. and FUCK, R. - 1977 - Províncias estruturais brasileiras. Atas VIII Simp. Geol. Nordeste: 363-391.
- ALMEIDA, F.F.M., HASUI, Y., BRITO NEVES, B.B. and FUCK, R. - 1981 - Brazilian structural provinces: an introduction. Earth Sci. Rev. 17: 1-29.
- ARCHANJO, C.J. and SALIM, J. - 1986 - Posição da Formação Seridó no contexto estratigráfico regional (RN-PB). : Atas XII Simp. Geol. Nordeste: 270-281.
- BRITO NEVES, B.B. - 1975 - Regionalização geotectônica do Precambriano nordestino. PhD Thesis, Inst. Geoc., Univ. São Paulo: 198 p.
- BRITO NEVES, B.B. - 1983 - O mapa geológico do Nordeste oriental do Brasil, escala 1/1.000.000. Livre Docência Thesis, Inst. Geoc., Univ. São Paulo: 177 p.
- BRITO NEVES, B.B., KAWASHITA, K. and PESSOA, D.A.R. - 1975 - A posição estratigráfica do Complexo Caicó. Atas VII Simp. Geol. Nordeste: 289-297.
- BRITO NEVES, B.B., KAWASHITA, K., CORDANI, U.G. and DELHAL, J. - 1979 - A evolução geocronológica da Cordilheira do Espinhaço: dados novos e integração. Rev. Bras. Geoc., 9 (1): 71-85.
- CABY, R. - 1985 - New geodynamic concepts regarding the crustal evolution of NE Brazil. Abstr. Conf. "Tectonics and Geochemistry of Early to Middle Proterozoic Fold Belts", EMR Record 1985/28.
- CABY, R. - 1987 - Precambrian terranes of Benin-Nigeria and Northeast Brazil and the late Proterozoic South Atlantic fit. Abstr. Conf. "Tectonothermal Evolution of the West Africa Orogens and Circum-Atlantic terrane linkages", IGCP Project 233 Abstr. Series.
- CABY, R. and ANDREPOULOS-RENAUD, U. - 1983 - Age à 1800 Ma du magmatisme subalcalin associé aux métasediments monocycliques dans la chaîne pan-africaine du Sahara central. Jour. Afr. Earth Sci., 1 (3/4): 193-197.
- CABY, R. and ARIHAUD, M.H. - 1986 - Major Precambrian nappes of the Brazilian belt, Ceará, Northeast Brazil. Geology, 14: 871-874.
- CABY, R., RAHAMAN, M.A. and BOESSE, J.M. - 1987 - Archaean and Proterozoic of southwest Nigeria: lithostratigraphy and petrostructural evolution compared with the Saharian and Brazilian segments. Abstr. 14th Col. African Geol., Berlin.
- CORDANI, U.G. and BRITO NEVES, B.B. - 1982 - The geologic evolution of South America during the Archaean and Early Proterozoic. Rev. Bras. Geoc., 12 (1-3): 78-88.
- DOSTAL, J., CABY, R. and DUPUY, C. - 1979 - Metamorphosed alkaline intrusions and dyke complexes within the Pan-African belt of Western Hoggar (Algeria): geology and geochemistry. Precambrian Res., 10: 1-20.
- HACKSPACHER, P.C., JARDIM DE SÁ, E.F. and LEGRAND, J.M. - 1980 - Organização estrutural e evolução policíclica na região sudeste da Serra do Feiticeiro, Lages - RN. Anais XXXI Congr. Bras. Geol., 5: 2616-2625.
- HACKSPACHER, P.C., MACAMBIRA, M., McREATH, I. and SCHELLER, T. - 1987 - Tectono-mag-












- matic evolution of the Taipu-Cardoso polydiapiric granitoid bodies, Rio Grande do Norte, Brazil. *Int. Symp. Granites Assoc. Mineralizations, Salvador, Extended Abstr. Vol.*: 91-95.
- HARTMANN, M.B., SOUZA, L.C., TAGLIANI, T.R.M. and DONATO, M.T. - 1984 - Zoneamento metamórfico da porção centro-leste da Folha Independência - CE. *Atas IX Simp. Geol. Nordeste*: 93-103.
- HARTMANN, M.B., SIMÕES, S.J.C., MENEZES, J.E.J.F., SILVEIRA, E.L., MENDES, R.E. and LIMA, F.I.C. - 1986 - O Complexo Pedra Branca (CE) - aspectos descritivos da deformação crustal profunda. *Anais XXXIV Congr. Bras. Geol.*, 2: 784-792.
- JARDIM DE SÁ, E.F. - 1978 - Revisão preliminar sobre a "Faixa Dobrada do Seridó" e eventuais correlatos no Nordeste. *Rev. Ciência, UFRN*, 1: 77-83.
- JARDIM DE SÁ, E.F. - 1984a - A evolução proterozóica da Província Borborema. *Atas XI Simp. Geol. Nordeste*: 297-316.
- JARDIM DE SÁ, E.F. - 1984b - Geologia da região do Seridó: reavaliação de dados. *Atas XI Simp. Geol. Nordeste*: 278-296.
- JARDIM DE SÁ, E.F. - 1987a - Evolução orogénica monocíclica vs. policíclica: (I) Argumentos estratigráficos e geocronológicos no Proterozóico da Província Borborema. *19 Simp. Nac. Est. Tectônicos, Salvador, Bol. Resumos*: 9-10.
- JARDIM DE SÁ, E.F. - 1987b - Evolução orogénica monocíclica vs. policíclica: (II) Argumentos estruturais no Proterozóico da Província Borborema. *19 Simp. Nac. Est. Tectônicos, Salvador, Bol. Resumos*: 12-14.
- JARDIM DE SÁ, E.F. and HACKSPACHER, P.C. - 1980 - Reconhecimento estrutural na borda Noroeste do cráton São Francisco. *Anais XXXI Congr. Bras. Geol.*, 5: 2719-2731.
- JARDIM DE SÁ, E.F. and MARTINS SÁ, J. - 1987 - Proterozoic granitoids in a polycyclic setting: a field excursion in the Seridó region, NE Brazil. *Int. Symp. Granites Assoc. Mineralizations, Salvador, Excursion Guides Vol.*: 33-45.
- JARDIM DE SÁ, E.F., LEGRAND, J.M. and McREATH, I. - 1981 - "Estratigrafia" de rochas granitóides na região do Seridó (RN-PB), com base em critérios estruturais. *Rev. Bras. Geoc.*, 11 (1): 50-57.
- JARDIM DE SÁ, E.F., KAWASHITA, K., MACEDO, M.H.F. and MARTINS SÁ, J. - 1986 - Supracrustais monocíclicas no extremo Oeste do Rio Grande do Norte? *Atas XII Simp. Geol. Nordeste*: 62-74.
- JARDIM DE SÁ, E.F., MACEDO, M.H.F., LEGRAND, J.M., McREATH, I., GALINDO, A.C. and MARTINS SÁ, J. - 1987 - Proterozoic granitoids in a polycyclic setting: the Seridó region, NE Brazil. *Int. Symp. Granites Assoc. Mineralizations, Salvador, Extended Abstr. Vol.*: 103-110.
- KEGEL, W. and BARROSO, J.A. - 1965 - Contribuição à geologia do médio São Francisco na região de Juazeiro. *Dep. Nac. Prod. Min., Div. Geol. Min., Bol.* 225: 24 p.
- LEGRAND, J.M. and MARTINS SÁ, J. - 1986 - Geotermometria, geobarometria e a zonação metamórfica do "Sinforme de Cruzeta" - RN/Brasil. *Anais XXXIV Congr. Bras. Geol.*, 4: 1407-1423.
- LIMA, E.S. - 1987 - Evolução termo-barométrica das rochas metapelíticas da região do Seridó, Nordeste brasileiro. *Rev. Bras. Geoc.*, 17 (3): 315-322.
- MACEDO, M.H.F. - 1982 - Les systèmes isotopiques rubidium-strontium et potassium-argon dans les argiles extraites de sédiments carbonatés. Application à la datation du Protérozoïque sédimentaire du Brésil dans les Etats de Bahia et Santa Catarina. *Thèse Docteur-Ingénieur, Inst. Géol., Univ. Louis Pasteur, Strasbourg*: 119 p.
- MACEDO, M.H.F. and BONHOMME, M.G. - 1984 - Contribuição à cronoestratigrafia das formações Caboclo, Bebedouro e Salitre na Chapada Diamantina (BA) pelos métodos Rb-Sr e K-Ar. *Rev. Bras. Geoc.*, 14 (3): 153-163.
- MACEDO, M.H.F., JARDIM DE SÁ, E.F. and MARTINS SÁ, J. - 1984 - Datações Rb-Sr em ortognaisses e a idade do Grupo Seridó. *Atas XI Simp. Geol. Nordeste*: 253-262.
- MACEDO, M.H.F., MARTINS SÁ, J. and KAWASHITA, K. - 1988 - Datações Rb-Sr e a Faixa Oros: dados preliminares. *Rev. Bras. Geoc.*, 18 (3) (in press).
- MARTINS SÁ, J. and LEGRAND, J.M. - 1983 - Superposição de fases metamórficas na região da Serra do Chico - Lajes - RN. *Ciências da Terra*, 7: 12-15.
- MARTINS SÁ, J., BEZERRA, F.H.R., MACEDO, M.H.F. and PEREIRA, R. - 1988 - Middle Proterozoic supracrustals and the Brasiliano orogeny in Southeast Ceará State: a monocyclic evolution. *Anais XXXV Congr. Bras. Geol.* (in press).
- MARÉJOL, P., CUNNEY, M., FUJIKAWA, K., NEMTO, A.M. and POTY, B. - 1987 - The Lagoa Real subalkaline granitic complex (South Bahia, Brazil): a source for uranium mineralizations associated with Na-Ca metasomatism. *Rev. Bras. Geoc.*, 17 (4): 578-594.
- McMURRY, J., LONG, L.E. and SIAL, A.N. - 1987 - Petrology and isotope systematics of magma mushes: some porphyritic granitoids of Northeastern Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, 17 (4): 473-480.
- McREATH, I. and JARDIM DE SÁ, E.F. - 1979 - Datações geocronológicas em rochas policíclicas: interpretação alternativa para os dados no Seridó (RN-PB). *Atas IX Simp.*

- Geol. Nordeste: 84-92.
- MINNIGH, L.D. and HACKSPACHER, P.C. - 1979 - Preliminary results of a study on structures in schists of the Seridó Formation near Cruzeta - RN. Atas IX Simp. Geol. Nordeste: 44-51.
- PESSOA, R.R., BRITO NEVES, B.B., KAWASHITA, K., PESSOA, D.A.R. and FUCK, R.A. - 1986 - Contribuição ao estudo da evolução geocronológica do maciço de Tróia - CE. Atas XII Simp. Geol. Nordeste: 75-93.
- SALIM, J., DARDENNE, M.A., LEGRAND, J.M. and JARDIM DE SÁ, E.F. - 1979 - Geologia, gênese e controles das mineralizações de scheelita no distrito de Lages (RN). Atas XII Simp. Geol. Nordeste: 397-407.
- SANTOS, E.J. and BRITO NEVES, B.B. - 1984 - Província Borborema. In: Almeida, F.F.M. and Hasui, Y. (eds.) O Pré-Cambriano do Brasil. Ed. Edgard Blucher: 123-186.
- SANTOS, E.J., COUTINHO, M.G.N., COSTA, M.P.A. and RAMALHO, R. - 1984 - A região de dobramentos Nordeste e a bacia do Parnaíba, incluindo o cráton de São Luís e as bacias marginais. In: Schobbenhaus, C., Campos, D.A., Derze, G.R. and Asmus, H.E. (eds.) Geologia do Brasil, texto explicativo para o mapa escala 1:2.500.000. Dep. Nac. Prod. Min.: 131-189.
- SOUZA, J.D. - 1982 - Geologia do Complexo Rio Salitre, norte da Bahia. Anais XXXII Congr. Bras. Geol., 1: 357-373.
- SOUZA, J.D. et al. - 1979 - Projeto Colômi: geologia da região do médio São Francisco. Dep. Nac. Prod. Min. / Conv. DNPM/CPRM, Rel Final, unpubl.
- VIDAL, Ph., COCHÉRIE, A. and LE FORT, P. - 1982 - Geochemical investigations of the origin of the Manaslu leucogranite (Himalaya, Nepal). Geochim. Cosmochim. Acta, 46: 2279-2292.

FIGURE 1: GEOLOGICAL FRAMEWORK OF THE BORBOREMA PROVINCE - NE BRAZIL



COMPILED AND MODIFIED FROM RADAM-BRASIL GEOLOGICAL MAPS, SCHOBENHAUS ET AL. (1981), BRITO NEVES (1983) AND OTHER REFERENCES IN THE TEXT.

-  PHANEROZOIC COVER
-  BRASILIANO-AGE MOLASSE
-  BRASILIANO-AGE GRANITES
-  BRASILIANO-AGE MAFIC PLUTONICS
-  MONOCYCLIC, BRASILIANO-AGE BELTS; LATE PROTEROZOIC SUPRACRUSTALS AND A VOLCANIC-PLUTONIC COMPLEX (SXX); SUBORDINATE MIDDLE PROTEROZOIC VOLCANO SEDIMENTARY SEQUENCE (v): 1) SERGIANO BELT, 2) ORO'S-W RIO GRANDE DO NORTE, 3) NW CEARÁ.
-  LATE PROTEROZOIC CRATONIC COVER (SERGIANO FOREDEEP).
-  MIDDLE PROTEROZOIC CRATONIC COVER (ESPINHAÇO SUPERGROUP).
-  POLYCYCLIC, TRANSAMAZÔNICO-AGE BELTS REWORKED IN THE BRASILIANO CYCLE; EARLY PROTEROZOIC SUPRACRUSTALS, WITH MANY ALLOCTHONOUS LOW ANGLE CONTACTS NOT REPRESENTED: 4) SERIDÓ, 5) SALGUEIRO-CACHOEIRINHA, 6) RIACHO DO PONTAL, 7) CENTRAL CEARÁ, 8) EASTERN PERNAMBUCO; INCLUDES TRANSAMAZÔNICO GRANITES.
-  HIGH GRADE BASEMENT OF ARCHEAN OR EARLY PROTEROZOIC AGE, HIGHLY REWORKED IN THE INTERIOR OF THE PROVINCE; INCLUDES TRANSAMAZÔNICO GRANITES.
-  BRASILIANO-AGE SHEAR ZONES
-  TRANSAMAZÔNICO-AGE SHEAR ZONES AT RIACHO DO PONTAL.

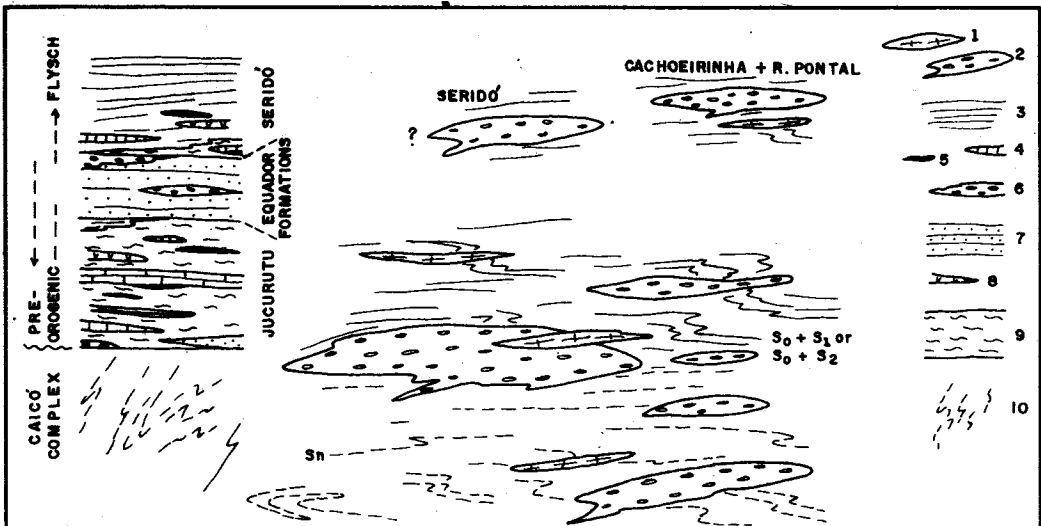


Figure 2: Schematic stratigraphic sequence and structural and stratigraphic relations of G_2 orthogneisses in Seridó. (1) Leucogranite orthogneiss; (2) Augen orthogneiss; (3) Micaschists; (4) Marbles; (5) Scheelite-bearing calcilicites; (6) Metaconglomerates; (7) Quartzites; (8) Metavolcanics; (9) Paragneisses; (10) Caicó gneisses and migmatites. At the level of the flysch, such intrusions are known further south. Explanations in the text.

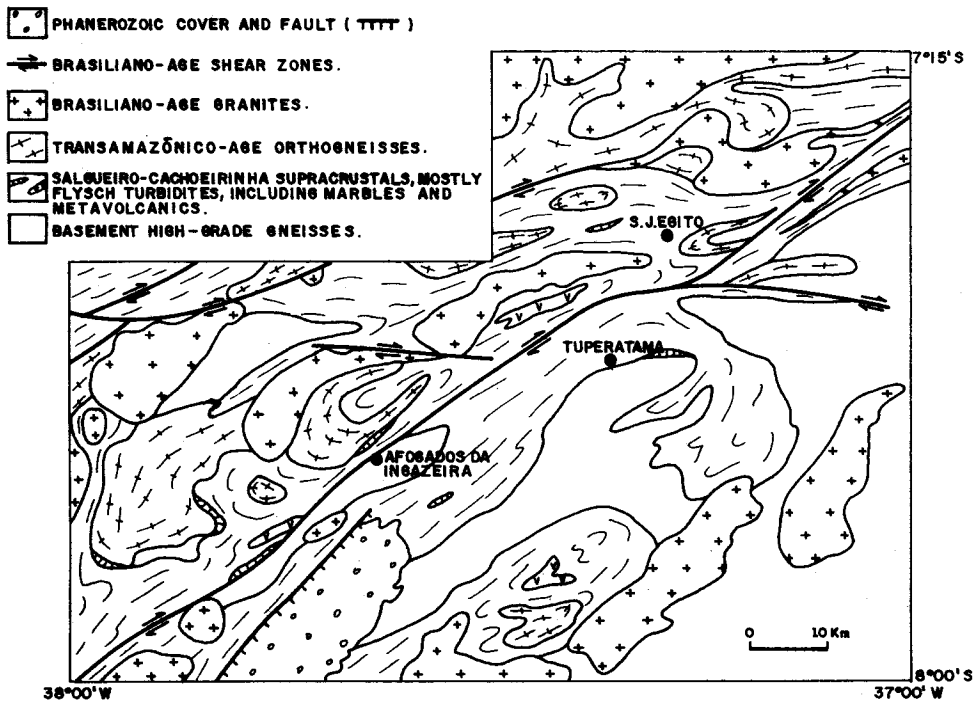


Figure 3: Simplified geological map of the Afogados da Ingazeira area based on field work done by a DNPM/CPRM project and authors structural reconnaissance.

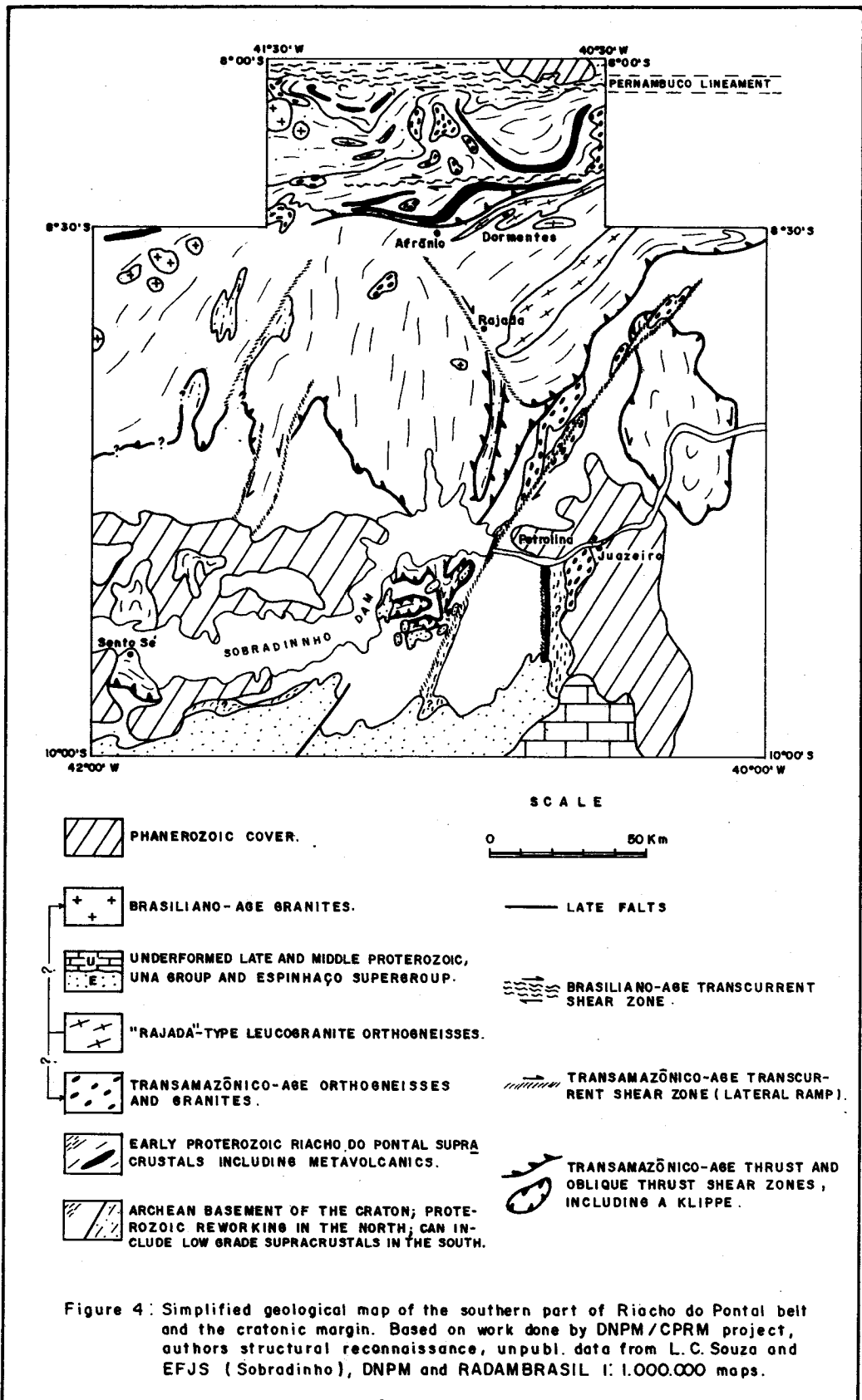
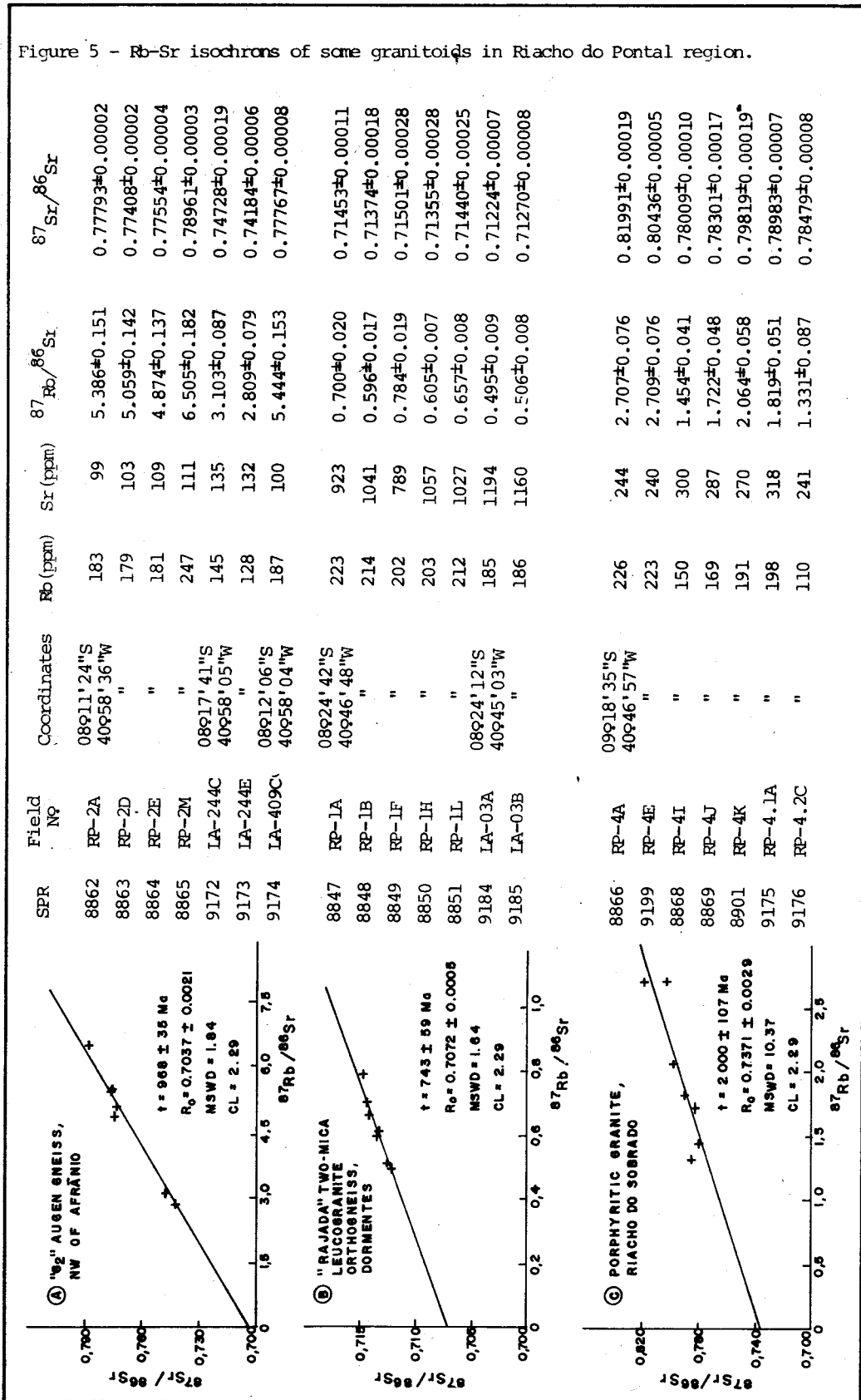


Figure 4: Simplified geological map of the southern part of Riacho do Pontal belt and the cratonic margin. Based on work done by DNPM/CPRM project, authors structural reconnaissance, unpubl. data from L. C. Souza and EFJS (Sobradinho), DNPM and RADAMBRASIL 1: 1.000.000 maps.

Figure 5 - Rb-Sr isochrons of some granitoids in Riacho do Pontal region.



TECTÔNICA COLISIONAL EM TORNO DE BLOCO PARANÁ, BRASIL

Paulo César Soares

Departamento de Geologia-UFPR, Centro Politécnico-Paraná

RESUMO

A cobertura cratônica fanerozóica representada pela Bacia do Paraná oblitera muitas feições geológicas que constituem importantes peças na compreensão da tectônica proterozóica do Centro Sul do Brasil. As informações de sub-superfície, embora pobres, foram integradas com aquelas obtidas nas áreas marginais. No escudo leste-paranaense, em especial, trabalhos mais detalhados permitiram modelizar a evolução proterozóica no contexto de margem continental, com colisão arco-continente, no Proterozóico Médio, e continente-arco-continente no Proterozóico Superior. O registro sedimentar, parcialmente metamorfizado, foi reconstituído em 5 seqüências tecto-sedimentares; cada uma representa um tipo especial de bacia com vulcanismo associado, e foi afetada por uma tectônica deformadora característica de seu habitat geotectônico e estágio evolutivo de margem continental. A correlação destas seqüências é estendida a outras faixas colisionais à margem do Bloco Paraná.

ABSTRACT

The Paraná Basin cover most of the blocks and belts of the proterozoic orogenic cycle. Many relations are obscured by this extensive cover, especially the Paraná continental block and margins. The data from the precambrian basement were integrated with those from exposed areas of central and south regions of Brazil. The collisional sequence of events, the pre-orogenic distribution of continents and oceans are interpreted in a general model of the dynamic of plate margins.

Five sequences of volcano-sedimentary deposits were classified. The first one with quartzitic sandstones, basaltic volcanics, pelitic derived xists, correspond to a ocean-continent margin. It was affected by the kibarinn diastrophic cycle (1440 M.a.), with granite intrusions. The second made of basic volcanics carbonates, chert, iron and manganese formations and dominantly graywackes and arcotic quartzites at the upper part. It was deformed by the Grenville diastrofism accretting many blocks. The third is made of phyllites, limestones and quartzites and represents back arc marginal and mediterranean sea, closed in the neopaleozoic. The fourth sequence with red beds and carbonates represent inland seas with precocious molasses foldes in the last fase of Brasiliano cycle, the Katangan diastrofism. The fifth is composed of continental terrigenous, volcanics and piroclastic deposits in faulted basins, of the Cambrian, representing the pos-collisional thermo-tectonic relaxation of the activated belts.

AGRADECIMENTOS

À FINEP pelo apoio dado (PADCT, PROJ.GEOLESTE PARANÁ-UFPR).

À DOCEGEO e MINEROPAR pelo apoio técnico.

À Vaci pela ajuda. A Rose Gonçalves pelos desenhos e a Wanessa Souza pela datilografia.

INTRODUÇÃO

A compreensão da história geológica proterozóica da macro-região centro-sul do Brasil tem sido obscurecida, por um lado, pela extensiva cobertura cratônica fanerozóica. Por outro lado, a visão particular para cada sub-região tem limitado a abrangência dos modelos descritivos e genéticos formulados por diferentes autores. Mais ainda, muitos pesquisadores tem trabalhado com modelos particulares, morfológicos, apenas, que são fáceis de construir e comunicar. Os modelos tipo processo-resposta são mais adequados para a análise dos sistemas geológicos; o tempo constitui uma variável fundamental na resposta, e o sistema tem de ser modelizado por uma sucessão de respostas, um sistema morfogenético, dinâmico.

A resposta particular numa determinada região e num determinado tempo não pode servir de modelo para a compreensão do geral. As hipóteses que tem sido construídas e modelizadas são particulares, limitadoras e exclusivistas. O modelo particular deve suceder o geral. O modelo geral incorpora possibilidades de desenvolvimentos alternativos, e então aceita múltiplas hipóteses. A restrição às hipóteses com a obtenção e análise das informações (dados mais conceitos) restringe também os modelos particulares ajustáveis.

O trabalho apresentado visa contribuir como modelo genérico dinâmico para a geologia histórica do Centro Sul do Brasil. Envolveu um longo e intensivo manuseio de dados e confronto de informações, trabalhos sobre mapas e seções geológicas e colunares. A contribuição maior resulta de trabalho similar realizado no Paraná, São Paulo e sul de Minas Gerais onde os trabalhos de campo do autor e a maior familiaridade com as informações e entidades geológicas facilitou sua compreensão. Os primeiros resultados da análise geo-histórica global das seqüências sedimentares proterozóicas, sua deformação e magmatismo associado, foram publicados em Soares (1987).

Muitos dados foram levantados e/ou discutidos com diversos colegas; versões preliminares deste trabalho foram apresentadas em várias oportunidades nos últimos 3 anos, tendo recebido críticas e sugestões de colegas, que o autor agradece profundamente. Para E. Wernick, C. Chiodi F^o, Y. Hasui, A.P. Fiori, J.C; Biondi, J.M. Reis Neto, J.F. Santos e M. Basei, os quais discordam em maior ou menor parte, dos conceitos emitidos, o autor agradece as críticas recebidas, questões apresentadas e seu apoio com discussões.

PREMISSAS ASSUMIDAS

Uma das grandes dificuldades da aplicação do método científico em geociências é a ausência de leis ou princípios básicos. Como consequência torna-se necessário assumir alguns conceitos que parecem lógicos e demonstráveis e fazê-lo explicitamente. Paralelamente busca-se apoio nas leis e princípios das ciências auxiliares à geologia: a física, a química e a matemática.

O ponto crítico é a tectônica global atual. Foram os processos atuais os principais processos que construíram a litosfera terrestre? Assumiremos que sim e reconhecemos que as respostas não foram as mesmas. Afinal o presente é a chave do passado, mas não sua réplica. As principais propriedades da história geológica são três:

1^o - a irreversibilidade na evolução terrestre, em sua energia interna e sua expansão, como um sistema semi-aberto;

2^o - a ciclicidade em sua história como parte de um sistema galáctico e universal;

3^o - a crescente complexidade dos fenômenos geológicos, decorrentes da combinação de sucessivos ambientes e formas.

Admitiremos, principalmente, que as massas litosféricas continentais foram menores no passado mais distante e que as massas litosféricas oceânicas foram recicladas e digeridas de tal forma e velocidade, em processos internos sub-litosféricos, que pouco ficou incorporado à litosfera continental em toda história geológica. Admitiremos que a fluabilidade da litosfera continental sobre a astenosfera é a causa das colisões entre blocos continentais, entre os quais ficam incorporadas "segregações" sedimentares e magmáticas. Admitiremos também que defor-

mações intensas com encurtamento superior a 50% e metamorfismo regional só ocorrem com consumo litosférico de material oceânico em zona de subducção; mais, que associações, com dobramento isoclinal, cavalgamento e transposição, são alóctones em relação a seu embasamento siálico atual.

Em quarto lugar assumiremos que as zonas de encurtamento litosférico foram precedidas por estiramento na mesma ordem de grandeza de forma a balancear o equilíbrio das cargas isostáticas. Independente do grau de estiramento e encurtamento, admitir-se-á que as margens de blocos litosféricos continentais mais estirados tem menor fluviabilidade e tendem a subduzir-se nas colisões, instabilizando e ativando termal (fusão, metamorfismo) e mecanicamente (cisalhamento e ruptura) a margem cavalgante, onde ocorrerão manifestações intensivas de soerguimento - erosão, metamorfismo, migmatização, magmatismo granítico, rifteamento e generalizado rejuvenescimento isotópico (Dewey, 1980; Murrell, 1986).

Em quinto, teremos em conta que o posicionamento da zona de subducção relativo ao bloco continental é um fator determinante das características termo-dinâmicas da colisão: se ao lado e por fora do bloco continental, o arco magmático será mantélico; se na margem continental muito estirada, o arco magmático envolverá mistura manto-crosta, espessamento tectônico retroarco; se na margem continental pouco estirada, dominará a intrusão de material crustal reciclado e espessamento não tectônico (Fig.2).

Em sexto, assume-se que os processos tardi-colisionais, de ajuste das margens, se caracterizam por deformações no plano horizontal, com transcorrências, sob progressivo aquecimento em consequência do espessamento crustal prévio. Após a colisão ocorre a relaxação das tensões: em uma litosfera cavalgante enfraquecida pelas isótermas sobre elevadas e hidratadas na crosta superior, ocorre formação das bacias rifteadas e fusão intra-crustal.

Relativamente ao magmatismo félsico e sua diversidade, que constitui a principal manifestação termodinâmica do evento colisional, vamos considerar quatro grupos genéricos (Harris, et al; 1986):

(I) - granitos pré-colisionais, calco-alcálicos, fundidos no manto por água da zona de subducção;

(II) - granitos calco-alcálicos sin-colisionais, de transformação por fusão hídrica compressional, na crosta e de metassedimentos;

(III) - granitos sub-alcálicos tardi-colisionais, híbridos com material mantélico e crustal, associado a tectônica rúptil, compressional;

(IV) - granitos alcalinos a peralcalinos, pós-colisionais de fusão anidra infra-crustal (Fig.2).

Os processos que antecedem as colisões continente (arco) - continente podem também ser representados pelas bacias onde ocorrem a acumulação e deformação das seqüências sedimentares e vulcano-sedimentares. Estas seqüências tecto-sedimentares orogênicas podem ser descritas pelos seus principais membros finais (como na Fig.2).

CICLOS GLOBAIS VERSUS EVENTOS LOCAIS

Para o Fanerozóico aparece claramente evidente que os eventos geológicos locais ou regionais são manifestações de tendências cíclicas globais; e que estes ciclos globais comportam ciclos de menor ordem, nos quais os eventos não tem correlação extensiva. A abundante documentação geológica sistematizada por Salop (1983) e Benkó (1985) revelam que o Pré-Cambriano também evoluiu em ciclos e alguns eventos globais marcam irreversivelmente estágios evolutivos do planeta.

As orogenias do final do Proterozóico inferior (2100-1800 M.a., Zooshaniana, da palavra chinesa para orogenia (Plumb e James, 1986); representaram a consolidação de grandes blocos continentais, formando os primeiros megacontinentes. A acumulação de calor sob a extensa calota litosférica, característica dos períodos de megacontinentes, provocaram a reativação e rifteamento que produziu inúmeros blocos continentais de tamanho variado e todos os fenômenos associados (aulacógenos, plutonismo alcalino, carbonatítico, básico, granitos rapakivi, anorogênicos, vulcanismo continental, etc), na fase inicial (1800-1600 M.a.) do megaciclo Proterozóico Médio.

Este evento de estiramento litosférico global representa um

marco na história da Terra, com formação de um mosaico de blocos continentais e oceânicos. Sucessivos eventos colisionais culminaram no final do Proterozóico Médio (1000 M.a.), com fechamento, total ou parcial, de grande parte dos oceanos. Novamente outro evento de estiramento litosférico continental reabriu algumas faixas colisionais com diferentes graus de oceanização restrita, na primeira fase (1000-800 M.a.) do Proterozóico Superior, com extensiva sedimentação e importante evento glacial. Na última fase (700-500 M.a.) os eventos colisionais suturaram as faixas formadas no Proterozóico Médio e retomadas no Superior; extensas bacias de antepais e de margem cratônica acumularam sedimentos contendo restos de Acritarcas e a fauna Ediacara. A imagem morfo-estrutural, gerada dentro dos cratons fanerozóicos, é a de faixas colisionais mesoproterozóicas ou meso-neoproterozóicas, colineares, assimétricas, interceptando faixas vestigiais mais antigas dentro dos blocos continentais.

Como resultado desta evolução, as faixas consideradas brasileiras são policíclicas: um mega-ciclo mesoproterozóico com amplos registros de sedimentação e vulcanismo oceânico na fase intermediária, metamorfizados e transportados sobre a crosta continental (1000 M.a.); um mega-ciclo neoproterozóico com amplo registro marinho de margem continental estirada; na fase intermediária, marinho de margem orogênica no final e continental de rifteamento pós-orogênico, no início do Fanerozóico (520 M.a.).

A figura 4 apresenta os principais eventos geológicos nos diferentes estágios dos dois mega-ciclos e em diferentes ambientes litosféricos, com base na figura 2.

MODELOS DESCRITIVOS DAS ENTIDADES GEOLÓGICAS DO CENTRO-SUL

As entidades geológicas que serão brevemente revistas aqui são falhamentos, zonas de cisalhamento dúcteis, blocos crustais, associações litológicas e complexos batolíticos alojados em faixas meta-sedimentares. As entidades oeste-africanas não serão revistas; os dados utilizados neste caso foram de Salop (1983) e Hawkesworth et al. (1986) e Porada (1979).

BLOCOS CRUSTAIS

São entidades geológicas compostas por rochas arqueanas e eoproterozóicas que se comportaram rigidamente nos eventos do Proterozóico Médio e Superior. Dois tipos podem ser distinguidos: os ativados e os não ativados. Os blocos crustais ativados foram submetidos à falhamentos, intrusões graníticas poligenéticas, desde stock a batolitos, migmatização e soerguimento diferencial, com pequenas bacias falhadas preenchidas por vulcânicas básicas a félsicas e terrígenos continentais. Rochas granulíticas são expostas nestes blocos devido à erosão subsequente ao soerguimento. Apresentam anomalias gravimétricas positivas. Tais blocos são representados por faixas largas, paralelas às faixas neo-mesoproterozóicas; recebem denominações locais: "Maciço" de Pelotas, "Maciço" de Guaxupê, "Maciço" de Joinville, "Maciço" Goiano. Outras áreas tem características similares: "Faixa" Paraíba, como continuação do "Maciço" de Joinville para nordeste; ou o conjunto de blocos a norte da falha de Taxaquara onde se alojam grande diversidade de corpos graníticos migmatíticos e os batólitos brasileiros calcoalcalinos de Morungaba e Socorro (granitos híbridos; Wernick e Galembeck, 1986). O Maciço Goiano (parte sul) continua sob a Bacia do Paraná, como faixa de blocos ativados a nordeste (indicado pela anomalia Bouguer, no mapa de Haralyi et al, 1985); para sul estende através da faixa à margem ocidental da Bacia do Paraná (datações brasileiras em granitos e migmatitos em poços para petróleo; em Cordani et al, 1984) até o bloco do Rio Tebicuari, no Paraguai.

Recentes pesquisas de Basei (1987) em Santa Catarina confirmaram que o "Maciço Pelotas" constitui um bloco de rochas antigas intencionalmente injetadas por material granítico brasileiro, correspondendo a um "arco magmático" como definido por Fragoso-Cesar et al (1981). A distribuição desta faixa de blocos ativados é apresentada no mapa da fig.4. Estas faixas ativadas são melhor interpretadas como arcos magmá-

ticos autóctones, no sentido de que sua posição é original em relação ao bloco continental a que pertenciam antes da magmatização. Representam margens pouco estiradas de litosfera continental, resistentes ao encurtamento tectônico na fase colisional.

Quanto aos blocos crustais passivos (não ativados), sua principal característica é a pobreza em granitos, epi ou mesoproterozóicos circunscritos, associados a grandes falhas, sem migmatização. Apresentam pequena re-homogeneização isotópica (K-Ar em micas). Afloram como núcleos gnássicos ou antiformais ou margens denudadas de coberturas metamórficas alóctones e sedimentares autóctones, como no oeste do Rio Grande do Sul (craton Rio da Prata de Fragoso-Cesar et al 1980) e em Santa Catarina (faixa Ribeirão da Prata; Basei e Teixeira, 1987) e craton Luiz Alves (Kaul, 1979). Estas regiões pouco afetadas, junto aos complexos metamórficos são interpretadas como margem litosférica continental estirada da parte litosférica oceânica subductada. Podem ter sido submetidas a fatiamento e espessamento tectônico, como conseqüente aquecimento e fusão crustal (caso Rio de La Plata) ou não, por menor flutuação (caso São Francisco).

COMPLEXOS BATOLÍTICOS

Consideram-se aqui corpos graníticos formados por múltiplas intrusões com grandes dimensões e contatos intrusivos com discreto efeito termal. Destacam-se os complexos batolíticos de Encruzilhada (RS) com 620 Ma (Fragoso Cesar et al, 1986), Cunhaporanga, Três Córregos (PR) e Agudos (SP) e Valsungana (SC), este gerado por fusão crustal, com idade Rb-Sr de 622 ± 64 Ma; Basei e Teixeira, 1987. Sob a Bacia do Paraná, na extensão SW dos corpos batolíticos paranaenses ocorrem granodioritos (730 Ma, Rb-Sr; Cordani et al, 1984) e quartzomonzonitos (1290 Ma, Rb-Sr; op.cit.).

Os complexos batolíticos isolados nos complexos metamórficos, com composição granodiorítica-monzogranítica, textura perfiroide, foliação nas margens, são interpretados como gerados na borda da litosfera continental super-atenuada em transição para oceânica. São arcos magmáticos alóctones a paraúctones pois na colisão sofrem transporte juntamente com os complexos metamórficos para sobre a litosfera continental estirada. (Fig.2)

ASSOCIAÇÕES LITOLÓGICAS METAMÓRFICAS

Dividiremos estas associações em 5 complexos, revistos a seguir.
1º - Xistos a muscovita, biotita, plagioclásios, anfibólios e granadas.

Contém seções subsidiárias de quartzitos, calcoxistos e formações ferríferas e manganésíferas. Foram submetidas a metamorfismo na fácies xisto verde superior a anfibolito inferior, e transposição dúctil em eventos subsequentes. Correspondem aos Grupos Setuva (Paraná, São Paulo), Formação Serra de Itaberaba (SP, Juliani, 1985), Araxá (Minas Gerais e Goiás) e Itapira (São Paulo). Possivelmente inclui-se aí a parte basal do Grupo Brusque (parte inferior, "seqüências vulcano-sedimentares" descritas por Silva e Dias, 1981) e ainda parte do Grupo Cuiabá, "seqüências meta-turbidíticas" descritas por Luz (1981), e vulcânicas riódácitas e basálticas (Almeida, 1984), exclusive o Grupo Bom Jardim de Goiás.

Todas estas associações são caracterizadas por protolitos de origem marinha profunda, com seqüências turbidíticas e cálcio-ferro-manganésíferas, vulcânicas básicas submarinas, indicadoras de bacias oceânicas.

As idades são pouco conhecidas. Idades de metamorfismo no Mesoproterozóico (1100 a 1400 M.a.) são identificadas em várias unidades: Grupo Araxá, Grupo São Roque (seqüência inferior, Tassinari et al, 1985); Grupo Setuva (Chiodi Fº, 1984). Possivelmente partes do Grupo Andreilândia, seriam correlatadas. Para o início do ciclo sedimentar, os dados são mais escassos. No Grupo São Roque (seqüências inferior, formação Serra do Itaberaba), registro de vulcanismo riolítico foi datado de 1800 Ma (U - Pb em zircões; Schenus et al, 1986) sugerindo bem o rifteamento formador das bacias marginais.

2º - Quartzitos e xistos*

Reconhece-se uma extensiva ocorrência de quartzitos, gradando a scovita - quartzos xistos, filitos até metacalcários. Foram submetidos intensa deformação e metamorfismo na facies xisto-verde intermediária superior e anfibolítica. Os grupos Canastra, Paranoá e Andrelândia (par-superior), e possivelmente Agua Clara são representativos deste com-exo. Representam um ciclo de regressão-transgressão no final do Pro-rozóico Médio, com abundante suprimento de areia arcósiana depositada ambiente costeiro. A idade da parte superior deste ciclo situa-se nro do intervalo de 1350-900 Ma com base em estromatolitos do Paranoá ardene et alli, 1973; in Marini et al, 1984). Segundo Trow et al(1983), Grupo São João Del Rei pertence ao mesmo ciclo de Andrelândia, podendo correlacioná-lo, por seus termos filíticos a carbonáticos a parte su-rior do Paranoá e Canastra.

3º - Metarenitos, filitos, meta-diamictitos - metacarbonatos.

Este agrupamento genérico engloba rochas com grau baixo de meta-rfismo, facies xistos verdes, zonas de clorita e da biotita. Inclui -aí rochas de origem marinha predominantemente terrígena, inclusive se-mentos proglaciais. Os registros desta glaciação são presentes em vá-as unidades, ajudando a correlação: Grupo Cuiabá (parte inferior) , -ngui (Formação Votuverava), São João Del Rei e Macaúbas. O único ar-mento comum para a idade é a glaciação: seria correlata ao primeiro ríodo glacial do Proterozóico Superior, há cerca de 900 M.a. (Salop , 37). Em algumas regiões estas rochas foram intensamente deformadas co-nos Grupos Cuiabá, Açungui e São João Del Rei. Incluem-se neste con-nto partes dos Grupos Brusque, Porongos e São Roque. Conglomerados ba-is, pacotes de meta-arenitos quartzosos, formações hematíticas lenti-lares, espessos pacotes de filitos com intercalações de calcários calc-ticos são características comuns. Algumas unidades do Grupo Açungui o ricas em calcários dolomíticos e dolomitos (Formações Itaiacoca e piru) e contém espessas pilhas vulcânicas (Cuiabá e Açungui). É possí-l que a este conjunto deva-se associar as Formações Vazantes (anterior Bambui; Couto e Bez, 1981). A deformação principal, contemporânea com morfismo, ocorreu em evento compreendido entre 750 e 650 Ma, indica-por isócronas Rb-Sr. Este agrupamento é representado pelos Grupos rumbá na parte do Bloco Paraná, Açungui, Formação Itaiacoca e partes periores do Votuverava. Estas seqüências são interpretadas como resul-do da transgressão que acompanhou o estiramento crustal retro-arco , licado por intrusões de "sills" de diabásio (Soares, 1987). Em algu-s faixas depositaram-se em mares mediterrâneos (Faixa Brasília); em tras, como mares de margens continentais-oceânicas (Faixas Tijuca , raguai), com interveniência de arcos vulcânicos (Faixa Apiai).

4º Tilitos - carbonatos - pelitos - arenitos vermelhos.

Esta associação ocorre em geral na seqüência: sedimentação gla-al, transgressão marinha, regressão, com deposição continental. Estas idades são reconhecidas a noroeste: Formação Puga - Araras - Raizama - amantino. Tem-se seqüência similar no Grupo Bambui, cuja idade esten-se de 680 a 600 Ma (Vendiano, Couto et al, 1981; Kawashita et al, 1988).

Paraná e Rio Grande do Sul é possível encontrar correspondente apenas n seções terrígenas arcósianas, com depósitos marinhos, dobradas como, Grupo Maricá (RS) e "Seqüências" Camarinha-Antinha (PR). Estas unidades ão preservadas em sinclinais e sobre a cobertura metamórfica orogêni-. Sob a Bacia do Paraná são conhecidas várias ocorrências, em poços , rochas sedimentares vermelhas arcósianas, que podem ser correlacioná-is a esta associação. Estendem-se desde o sul de São Paulo (PN-I-SP) é o Rio Grande do Sul (IT-I-RS), com conglomerados, arenitos e silti-s, aqui referidas como Seqüência Seara; o poço de Seara (SE-I-SC) cor- cerca de 300 m desta associação. A parte norte é predominantemente pe-tica, enquanto a sul é psamítica (V.fig.4). A idade Rb-Sr, bastante ciável (972-793, RT), indica idade de material da área fonte.

Indicações de glaciações são conhecidas na Formação Puga, na ba-do Bambui e no Camarinha (em São Luiz do Purunã). Este evento glacial correlaciona com a segunda glaciação do Proterozóico Superior (Ven- ana, 650 a 700 Ma). Algumas destas associações foram afetadas por in-sões graníticas tardi-tectônicas, em torno de 650 Ma. Acrítarcas en-tradas em pelitos subjacentes ao calcário Sete Lagoas indicam idade re 680 a 570 Ma (Quadros, in Kawashita et al, 1987), consistente com

as demais informações.

No Rio Grande do Sul são correlacionáveis a esta seqüência a parte inferior do Grupo Maricá (no sentido de Santos, 1987; ou as formações Hilário e Vargas, no sentido de Ribeiro e Fantinel, 1978). Estas seqüências apresentam importante contribuição vulcânica andesítica calco-alcalina associadas a lito-arenitos tipo vulcanarenitos, filarenitos e arcósios (Ribeiro e Fantinel, 1978). Apresenta deformação intensa, e aloctônia (Jost e Hartman, 1984) e metamorfismo fraco a incipiente com idade anterior a 625 M.a. (idade de granitos nela intrudidos, Ribeiro e Fantinel, 1978). Tais características da Seqüência permitem caracterizá-la como associada a arco vulcânico, provavelmente como prisma de domínio turbidítico de pré-arco (fore-arc) em oposição as características terrígenas das demais descritas, como Camarinha e Antinha (retro-arco). No Estado de São Paulo o Grupo Eleutério, de Ebert (1971), correlaciona-se à seqüência, pela associação sedimentar (arcósios e siltitos vermelhos), deformação (dobras, foliação e falhamento transcorrente compressional) e anqui-metamorfismo. A Formação Gaspar, do Grupo Itajai, é incluída nesta seqüência, por seus depósitos marinhos, arcósios e siltitos vermelhos e sua deformação compressional. Sua idade deve ser anterior a 546 Ma, que é a idade do Granito Subida, (Basei e Teixeira, 1987), nele intrudido. Ocorrem tufos, associados aos sedimentos e riolitos (Apiuna) recobrimdo a formação. Corresponde a depósitos de antefossa sobre a margem continental de Luiz Alves, defronte a faixa metamórfica.

5º - Conglomerados arenitos e siltitos arroxeados e vulcânicas continentais.

Inclui-se nesta seqüência depósitos continentais formados em bacias falhadas tipo grabens com preenchimento por vulcânicas básicas a intermediárias, sucedidos por sedimentos vulcanoclásticos, flúvio-lacustres, e recobertos por vulcânicas e sub-vulcânicas félsicas. A deformação está associada à rúptil sub-vertical, extensional com deslocamentos horizontais, adernamento de blocos e raras dobras abertas, como verificada nos Grupos Castro e Guaratubinha, no Paraná e, em Santa Catarina, são correlatas as formações Queçaba e Campo Alegre. Estas associações podem ser descritas genericamente, conforme Daitx (1979) e Soares (1987), por:

- associação terrígena vulcanoclástica e arcosiana de arenitos e siltitos imaturos de coloração vermelha arroxeadada, quando alterados;
- associação vulcano-sedimentar intermediária, inclusive basalitos, andesitos riolíticos, piroclásticos e siltitos e arcósios flúvio-lacustres;
- associação vulcano-sedimentar félsica, dominando vulcânicas, subvulcânicas e piroclásticas riolíticas, subsidiariamente siltitos e arcósios;
- associação sedimentar, com predominância de siltitos lacustres, arenitos conglomerados.

Estes depósitos estão preservados em vestígios isolados de bacias falhadas, em contextos diferentes. A Bacia Castro situa-se à frente de um arco magmático alóctono; as Bacias de Guaratubinha e Campo Alegre situam-se sobre embasamento parcialmente ativado (quase arco magmático autóctone), com predomínio de vulcânicas. A Bacia de Queçaba (SC), situa-se em arco magmático autóctone.

No Rio Grande do Sul, incluem-se nesta seqüência os terrígenos do Grupo Camaquã (com lavras andesíticas raras) e a Formação Acampamento, constituída de vulcânicas riolíticas sotoposta (Ribeiro e Fantinel, 1978) ou as molassas autóctones de Jost e Hartman (1984).

No Sul de Goiás, encontra-se a Formação Piranhas, com terrígenos piroclásticos, preservada em graben falhado no contato embasamento ativado (arco magmático autóctone) faixa metamórfica Araxá, posterior ao granito Serra Negra.

PLUTÔNICAS GRANÍFICAS

Não há dúvidas que o grande evento da atividade plutônica granítica e migmatítica situa-se entre 700 a 500 Ma. Vamos considerar este evento primeiramente. Em segundo lugar, consideremos três grandes ambientes geológicos de alojamento dos granitos: 1º) as faixas sedimen-

tares-metamórficas brasileiras alóctones; 2º) as áreas gnaissico-migmatíticas com remigmatização brasileira parcial intensiva - arco magmático autóctone; 3º) as áreas gnaissico-migmatíticas antigas sem metamorfismo ou remigmatização brasileira (margens passivas subductadas). (Quadro I).

Segundo estes três ambientes de registro geológico, os corpos graníticos podem estar associados aos seguintes ambientes geotectônicos da fase colisional:

1º) arcos magmáticos paraúctones, com batólitos, gerados por fusão mantélica e alojados em litosfera transicional (granitos do Grupo I e II, de Harris et al, 1986) e corpos menores gerados por fusão crustal e alongamento na cobertura;

2º) arcos magmáticos continentais autóctones com batólitos gerados por fusão crustal e alojados em litosfera continental pouco atenuada e sobre-aquecida;

3º) zonas de fatiamento e espessamento da litosfera cavalgada, com fusão crustal e injeção de corpos nas fatias cavalgantes (granitos do Grupo II e III).

Superpõe-se a estes diversos ambientes a intrusão de granitos alcalinos e peralcalinos correspondentes ao grupo IV.

Os granitóides batolíticos, alojados nas faixas sedimentares metamórficas, porfiróides, granodioríticos a graníticos, com forte contribuição mantélica, orientados nas margens, onde se encontram enclaves de rochas básicas e de encaixantes xistosas, correspondem a raízes de arcos magmáticos formados na margem super-atenuada de litosfera continental: inclui-se aí os batólitos de Cunhaporanga, Três Córregos, Agudos dos Grandes, Ibiúna (calcoalcalinos, híbridos, Wernick e Galembeck, 1986) e o batólito de Valsungana (Idade U:Pb em zircão de 650 Ma, Basei e Teixeira, 1987) e ainda o batólito Encruzilhada do Sul (Fragoso - Cesar et al, 1986). Correspondem a granitos tipo I.

Associam-se a estes batólitos corpos graníticos satélites, posteriores, alongados, porém discordantes, pós-metamorfismo, micáceos, anatéticos (ou de transformação, conforme Chiodi Fº et al, 1987), classificáveis como do Grupo II de Harris et al (1986; Soares, 1987).

As áreas gnaissico-migmatíticas, com remigmatização parcial a intensiva pene-contemporânea à intrusão de batólitos é bem representada pelos blocos Pinhal e Campinas (SP), com os batólitos de Pinhal, Morungaba e Socorro (granitos calco-alcalinos híbridos, Wernick e Galembeck op.cit.) no Estado de São Paulo; "Maciço" Pelotas com os complexos batolíticos Pedras Grandes (SC) e Arroio dos Ladrões (RS). Formam intrusões do Grupo III. Inúmeras intrusões menores de sieno-granitos deste grupo se associam à estruturas de sistemas transcorrentes na litosfera cavalgante, no arco e em bacias retroarco.

A Suite (complexo) Arroio dos Ladrões é acompanhada por outros corpos menores, de características calco-alcalinas, com idade entre 600-700 Ma, alojados em migmatitos de idade pouco mais antiga no setor oriental (Jost et al, 1984).

O complexo Arroio dos Ladrões (630-580 Ma, Nardi et al, 1984) ou Dom Feliciano (544 Ma, Fragoso - Cesar, 1986; re-homogeneização?) constitui a fase tardi-tectônica afetada pelo sistema transcorrente e está alojada em granitos gnaissicos (Suite Pinheiro Machado, 775 ± 35 Ma, Fragoso-Cesar, 1986) e gnaisses (Piratini, 845 ± 28 Ma, idem), formando o complexo batolítico interpretado como raiz de arco magmático polifásico (granito do Grupo I) desenvolvidos na transição litosfera oceânica-continental.

A Suite Don Feliciano (RS) é correlata à Pedras Grandes (SC), está com idade Rb-Sr de 552 ± 17 Ma, Basei e Teixeira) correspondendo a importante evento termal tardi-colisional (Grupo III), sucedido pela fase pós-colisional e bacias vulcano-sedimentares Molássicas subsequentes (550-500 Ma, Grupo IV).

No bloco Encruzilhada a ocorrência do granito (suite) Encruzilhada do Sul entre xistos e gnaisses brasileiros assemelha-se a porções de batólito sin-orogênico de ambiente da faixa metamórfica tipo Três Córregos, no Paraná, ou Valsungana em Santa Catarina. Parece corresponder ao arco magmático de Cunhaporanga - Três Córregos, em sua colisão com o Arco Dom Feliciano (Fig.4).

Nas regiões sem migmatização ou metamorfismo brasileiro ocorrem

granitóides em corpos arredondados ou retangulares circunscritos, de dimensões pequenas a sub-batolíticas. São em geral de trend alcalino a peralcalino com elevada razão Na/K. Destaca-se o bloco São Gabriel (RS), nas regiões pouco a não migmatizadas (quase-arco magmático) onde ocorre intrusões similares, tipo Serra do Mar. Constituem intrusões pós-orogênicas, associadas com descompressão geral da zona de colisão. Suas idades situam-se entre 500 e 550 Ma.

Na parte norte do Bloco Paraná (GO, MG, MT, MS), observa-se que não ocorrem batólitos na faixa metamórfica. São encontrados poucos corpos graníticos pequenos intrusivos sub-concordantemente nos xistos Grupos Araxá, Ibiá e Cuiabá. Idades Rb-Sr de 800 Ma (Gordani e Sija Jr, 1978; in Marini et al, 1984) e K-Ar de 600 a 580 Ma foram obtidas para algumas intrusões no Araxá. A faixa do Grupo Cuiabá apresenta número restrito de corpos intrusivos tardios pós-orogênicos, como o Granito São Vicente e o Serra Negra datados em torno de 500 Ma. Deve ser considerado que a faixa mais interna da litosfera cavalgante está encoberta pela Bacia do Paraná, como poder ser inferido pela posição do alto gravimétrico apresentado no mapa da fig.2, (Haraly e Hasui, 1982); idades de rejuvenescimento isotópico desta faixa ativada foram obtidas em gnaiesses: 1320 Ma (convencional Rb-Sr, poço OL-I-SP) e em quartzito possivelmente do Grupo Cuiabá, 861 Ma (Rb-Sr, convencional), conforme Cordani et al, 1984. Os corpos intrusivos parecem ser tipo II, calco-alcalinos.

ENTIDADES ESTRUTURAIS

1^a) A Tectônica Transcorrente

O mais importante fenômeno de ordenação das entidades geológicas na região sudeste do Brasil é o falhamento transcorrente este-nordeste, lateral direito. As características das principais falhas transcorrentes foram levantadas e descritas em vários trabalhos (Algarite et al., 1974; Soares et al. 1976; Cavalcanti et al., 1979; Hasui et al, 1982). Três cinturões de transcorrência são facilmente reconhecidos em imagens e no campo: Cinturões São Paulo, N50-60E; Ouro Fino, N-60-70E; Cassia-Lavras, N60-80W. O primeiro envolve a faixa de falhas anastomosadas, entre os falhamentos de Cubatão e Caucaia. Para nordeste terminam como empurrões N30-E, no bloco norte; para sudoeste terminam como empurrões N20-30E, na faixa Apiai, no bloco sul. O sistema de deformação transpressional associado, no Paraná, foi estudado por Soares (1985 e 1987) e Fiori (1984); as dobras N30-60E, escalonadas junto ao cinturão transcorrente, refletem a intensidade do cisalhamento, com transporte que deve ter atingido uma a três centenas de quilômetros. Tal deformação se associou ao principal evento termal da região, entre 600 e 550 Ma. Os granitos gerados neste evento são os tarditectônicos, grupo III (Soares, 1987).

Este evento deformou as bacias molássicas precoces (seqüência 4). As mesmas características espaciais e temporais são atribuíveis ao sistema transcorrente Ouro Fino (Soares et al, 1976). Estes dois cinturões transcorrentes foram envolvidos em sistema transtensional com rotação anti-horária, pós-colisional, resultando na formação das fossas molássicas vulcânicas (seqüência V) e na intrusão dos granitos do Grupo IV (Soares, 1987).

Na zona transcorrente Campo do Meio (Zona Rúptil Cassia-Barbacena), a cinemática foi mais complexa tal como se pode ver pelos diferentes sentidos de deslocamento encontrado por diferentes pesquisadores (Crosta et al, 1986). À primeira vista parece um par conjugado da Zona de Ouro Fino, como visualizou Wernick et al (1978). Entretanto as estruturas macro e micro, associadas, como dobras e empurrões EW, indicam que o movimento principal foi lateral direito e precedeu ou foi contemporâneo com o cavalgamento do Grupo Canastra sobre o continente. Posteriormente um segundo evento de pequeno rejeito a rotação foi lateral esquerda.

Esta zona de transcorrência é subparalela à borda do bloco São Francisco na zona de colisão com o bloco Paraná. A zona de Ouro Fino é oblíqua à margem leste do bloco Paraná e penetra no interior do bloco, aparecendo como forte lineamento magnético profundo (Soares et al, 1983). Já a zona de São Paulo termina sem penetrar no bloco Paraná, afetando apenas o bloco ativado do Espírito Santo. O falhamento de Corupá, em

Santa Catarina, parece constituir também importante zona de transcorrência, separando o bloco cratônico de Luiz Alves de sua parte ativada.

As falhas transcorrentes são interpretadas como o processo de reajuste tardi-colisional entre blocos rígidos de margens não paralelas, ao longo das zonas deformadas (bloco Encruzilhada, justaposto ao Pelotas) e dentro do próprio bloco (Central Paraná), especialmente nos blocos cavalgantes ativados. Associado a estas falhas se desenvolvem os empurrões, raramente cavalgamentos, e dobras subverticais que geram a configuração principal dos cinturões. Estruturas menores de pequena deformação, em geral descritas como D₃ e D₄ foram interpretadas como do evento transpressional e transtensional, respectivamente.

2ª) Tectônica de cavalgamento

Em todas as faixas estas estruturas foram descritas, em alguns casos com nappes e inúmeras outras estruturas associadas. Em todas as faixas foi também verificado o envolvimento de camadas neoproterozóicas, em alguns casos com intensa deformação, contemporânea com metamorfismo fraco, cisalhamento dúctil e grande transporte tectônico, como sumarizado em Marini et al (1984) para faixa Brasília, Trow et al (1983) para a faixa São João del Rei, Soares (1987) para a faixa Apiai, Jost e Hartman (1984) para faixa Tijucas. Estas estruturas representam o importante evento de convergência entre os blocos continentais, com subducção A e B, com empilhamento tectônico da cobertura, entre 800 e 650 Ma, no antepaís. Afetam os Grupos Açungui (PR) São Roque (SP), Brusque (SC), Porongos (RS), Cuiabá (MT e MS) e Vazantes (GO).

3ª) Zonas de Cisalhamento dúctil de baixo ângulo

Este estilo tectônico é encontrado no Paraná no embasamento da seqüência I, mesoproterozóica, porém coplanarmente cisalhadas e com lineações minerais. Ocorrem sobre diferentes litologias do embasamento, gerando blastomilonitos na fácies xisto verde, zona de almandina, a anfibolítica. É interpretada como zona de descolamento basal das supra-crustais mesoproterozóicas em seu transporte sobre o continente. Dobramentos posteriores expõe este embasamento em núcleos gnaissicos, isotópicamente rejuvenescidos e às vezes com granitos intrusivos no núcleo (Granito Cerne, PR). Este estilo ocorre também com frequência em Minas Gerais e Goiás sob a cobertura alóctone do Araxá (Araxá, Catalão, Piracanjuba, etc.) A idade deste evento é anterior a 1000 Ma, contemporâneo e tardio em relação ao metamorfismo principal da superestrutura. Corresponde ao principal evento de subducção B, tendo em vista a frequência de corpos máficos a ultramáficos que foram fatiados e transportados neste evento. A superestrutura adquiriu seu estilo deformacional com transposição dúctil neste evento, o Uruçuano. As estruturas desta deformação são preservadas e em geral aparecem descritas como da fase D₁ regional, com superfícies S/C bem definidas nos Grupos Setuva (PR), Araxá, Andrelândia e Canastra (MG); Serra de Itaberaba e Itapira (SP).

CONCLUSÕES

Diversos pesquisadores tem procurado uma forma organizada de apresentar os registros geológico do centro-sul e sudeste do Brasil interpretado em termos de tectônica global. Algumas tendências podem ser caracterizadas por fixismo ou verticalismo, no caso da representação por aulacógenos, ou "geossinclíneos ensiálicos", intracratônicos, etc. Outras, por "envelhecerem" as entidades geológicas, reduzindo-as ao arqueano ou proterozóico inferior.

As principais restrições à modelização dos processos fanerozóicos de tectônica global nas faixas epiproterozóicas são superadas quando se considera uma evolução policíclica num megaciclo meso-neoproterozóico-eopaleozóico, a partir da ruptura do mega-contidente eoproterozóico em vários blocos continentais.

O bloco continental Paraná, com seu núcleo cratônico foi envolvido em colisão com cinco ou seis blocos continentais e 3 ou 4 blocos micro-continentais intermediários a leste; o reajuste em torno destes blocos (PE, LA, ES) gerou o sistema transcorrente compressivo (fig.4).

A colisão continental iniciou-se já em 1350 Ma, prosseguindo com outros eventos colisionais a 1000 Ma, 750-800 Ma e 600 Ma, refletindo progressivo fechamento dos oceanos formados. Precedendo, e entre estes eventos, ocorreram fases de subsidência litosférica, provocada por

estiramento e separação continental (seqüência I), colisão arco-conti - nente (II), estiramento retro-arco (III), sobrecarga litosférica (IV) , e relaxação extensional pós colisional (V).

A presença de embasamento gnaissico sob as formações deformadas e matamórficas não são evidências de embasamento siálico, pois estas coberturas são alóctones.

A subducção da margem leste do bloco Paraná sob os microconti - nentes PE e LA=ES, é indicada pela ativação destes blocos e pela acumu - lação sedimentar naquela margem (Seqüência Seara). A mesma feição é en - contrada na margem oeste do bloco Congo.

Durante a colisão final os reajustes de margem dos blocos con - duziu a intensa transcorrência, com fatiamento vertical do bloco ES, com rotação horária, coincidindo com o principal evento termal.

A presença suposta de uma faixa de subducção na margem leste do bloco Paraná é sugerida também pelas características de retro-arco no leste paranaense e pelo magmatismo. Entretanto, pouca informação existe como evidência mais concreta, como gnaisses, quartzitos e meta-básicas com idades K-Sr de 500-550 Ma.

A parte norte do Maciço Goiano (Bloco Goiano) a norte da infle - xão dos Pirineus colidiu com o bloco Paraná, juntando aí longitudinal - mente seqüências depositadas em margens de blocos continentais distin - tos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALGARTE, J.P. et al., 1974 - Projeto sudeste do Estado de São Paulo. Rel. Final, Conv. DNPM/CPRM. São Paulo.
- ALMEIDA, F.F.M., 1984 - Província Tocantins, setor sudoeste. In: Almeida F.F.M. e Hasui, Y. O Pré-Cambriano do Brasil. Edgar Blucher, p. 265 - 281.
- ARTUR, A.C. & WERNICK, E., 1986 - Interpretação geotectônica de alguns aspectos do embasamento cristalino do Estado de São Paulo. An.XXXIV. Congresso Brasileiro de Geologia. 3:1285-95.
- BASEI, M.A.S., & TEIXEIRA, W., 1987 - Geocronologia do Pré-Cambriano, Eo-paleozóico de Santa Catarina. IN: DNPM/CRM. Textos básicos de geolo - gia e recursos minerais de Santa Catarina. 1:91-129.
- BENKÖ, F., 1985 - Geological and Cosmogonical Cycles. Akad.Kiado Buda - pest. 420p.
- CAMPOS NETO, M.C., 1985 - Evolução do Pré-Cambriano paulista e regiões adjacentes (mesa redonda) - Atas 5º Simpósio Reg. Geologia. São Pau - lo, 561-586.
- CAVALCANTE, J.C. et al. 1979 - Projeto Rio Sapucaí. Relatório final , DNPM/MMR, série geologia nº 4, 299p. Brasília.
- CHIODI, Fº,C., 1984 - Contribuição à geologia das regiões sul paulista e leste paranaense. Grupos Açungui e Setuva. An. Congresso Brasilei - ro de Geologia.
- CHIODI, Fº.C., SANTOS, J.R. & SOARES, P.C., MORETZSOHN, J.S., 1987 - As - pectos geológicos e metalogenéticos dos granitos Morro Grande, Pieda - de e Varginha - Vale do Ribeira, Paraná. Atas III Simpósio Sulbrasi - leiro de Geologia, v.2, p.515-543. Curitiba.
- COUTO, J.G.P., 1984 - Algumas considerações sobre a evolução tectônica/ metalogenética dos continentes sul americano e africano no protero - zóico (formação de bacias rifteanas) e os efeitos de uma tríplice colisão cratônica na região sul do estado de Minas Gerais e áreas ad - jacentes dos estados do Rio de Janeiro e São Paulo (Brasil).An.XXXIII Cong. Brasileiro de Geologia , Rio de Janeiro, VII:3044-3055.
- COUTO, J.G.P. & BEZ, L.- 1981- A glaciação Jequitai: um guia estratigráfi - co para o Pré-Cambriano superior no Brasil. Revista Brasileira de Geociências v.11(1):17-21.

- CORDANI, V.G., NEVES, B.B., FUCK, R.A., PORTO, R., THOMAS F², A., CUNHA, F.B., 1984 - Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. *Petrobrás, Ciên. Tec. Pet.*, nº 15, 70p.
- CROSTA, A.P. CHOUDURI, A. SZABÓ, G., SCHRANK, A., 1986 - Relações entre tipos litológicos e suas estruturas regionais nos terrenos arqueanos e proterozóicos do sudoeste de Minas Gerais. *An. XXXIV Cong. Brasileiro Geologia.*, 2:710-720.
- DAVINO, A., 1979 - O baixo gravimétrico da região de Caldas Novas, Goiás. *Atas 2º Simpósio Regional Geologia. Rio Claro*, 1:87-100.
- DAITX, E., 1979 - Contribuição ao conhecimento geológico dos depósitos molássicos relacionados à região de dobramentos sudeste. *At. 2º Sim - pósio Regional Geologia. Rio Claro*, 1:147-156.
- DEWEY, J.A., 1980 - Episodicity, Sequence and style at convergent plate boundaries. In: *The Continental crust and its Mineral Deposits*, ed. D.W. Strangway, *Geol. Ass. Canadá Sp. p.* 20:553-573
- EBERT, H., 1971 - Os paraibides entre São João Del Rei, MG e Itapira, SP, e a bifurcação entre Paraibides e Araxáides. *Bol. Esp. Soc. Bras. Geol. SP* 1:177-78.
- FIORI, A.P. (coord.), 1984 - Lineamentos tectônicos e possíveis mineralizações no Pré-Cambriano Paranaense. *Rel. Conv. UFPr - Mineropar - 2º vol. Curitiba.*
- FRAGOSO CÉSAR, A.R.S., 1980 - O craton Rio de la Plata e o cinturão Dom Feliciano no escudo Uruguaio-Sul-Rio Grandense. *Cong. Bras. Geol.*, 31. Camboriu, 5:2879-2892.
- FRAGOSO CÉSAR, A.R.S., FIGUEIREDO, M.C.H., SOLIANI, JR. E., FACCINI, V.F., 1986 - O batólito Pelotas. (proterozóico superior/eo-paleozóico) no escudo do Rio Grande do Sul. *An. XXXIV Cong. Bras. Geol.*, 3:1322-1343.
- HADALYI, N.L.E. - 1978. Carta gravimétrica Bouguer do oeste e sul de Minas Gerais, nordeste de São Paulo e sul de Goiás. Tese, Instituto de Geociências, Un. de São Paulo (inédito).
- HARRIS, N.B.W., PEARCE, J.A. & TINDLE, A.G. - 1986 - Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward, M.P. e Ries, A.C. (1986), *Collision Tectonics*, *Geol. Soc.*, Sp. Publ., 19:67-81.
- HASUI, Y. - 1982 - The Mantiqueira Province: Archean structures and Proterozoic Evolution. *Rev. Bras. Geol.* 586; 12(1-3):167-171.
- HAWKESWORTH, C.J.; MENZIES, M.A. & VAN CALSTEREM, P. - 1986 - Geochemical and tectonic evolution of the Damara Belt, Namibia. In: *Collision Tectonics*, *Geological Society Special Publication*, n:19, p:305-320.
- ISSLER, R.S. & FREIRE, F.A., 1985 - A diversidade dos granitos da região sul do Brasil. *An II Simp. Sulbrasileiro Geol.* p.89-101. Florianópolis.
- JOST, H. & BITENCOURT, F., 1980 - Estratigrafia e tectônica de uma fração da faixa de dobramentos de Tijuca no Rio Grande do Sul. *Acta Geol. Leopoldensia. Geol.* 4(7):27-60.
- JOST, H. & HARTMANN, L.A. 1984 - Província Mantiqueira, setor meridional, In Almeida, F.F.M. & Hasui, Y. (1984): *O Pré-Cambriano do Brasil*, p. 345-368.
- JULIANI, C., BELJAVSKIS, P., SCHORSCHER, H.D. 1986 - Petrogênese do vulcanismo e aspectos metalogenéticos associados: Grupo Serra do Itaberaba na região do São Roque - SP. In: *An. XXXIV Cong. Bras. Geologia* 2: 730-750.

- MARINI, O.J., FUCKMR, A., DARDENE, M.A. E DANNI, J.C., 1984 - Província Tectônica central e sudeste. In Almeida, F.F.M. e Hasui, Y. Pré-Cambriano do Brasil. p.205-281.
- MURREL, S.A.F., 1986 - Mechanics of tectogenesis in Plate Collision Zones. In: Coward & Ries (eds) Collision Tectonics, Geol.Soc. An. Sp. Pub. 19:95-111.
- NARDI, L.V.S. - 1984 - Geochemistry and Petrology of the Lavras Granite Complex, RS, Brasil. Tese de Doutorado. Universidade Londres. Londre 268p.
- PLUMB, K.A. & JAMES, H.L. - 1986 - Subdivision of Precambrian time: recommendations and suggestions by subcommission on Precambrian stratigraphy. Precambrian Research, 32:65-92.
- PORADA, H. - 1979 - The Damara-Ribeira orogen of the Pan-African Brasiliano cycle in Namibia South-west Africa and Brazil as interpreted in terms of continental collision. Tectonophysics 57:237-265.
- RIBEIRO, M. & FANTINEL, L.M. - 1978 - Associações petrotectônicas do escudo do Rio Grande do Sul. Iheringia, Série Geologia, 5:19-54. Porto Alegre.
- SALOP, L.I. - 1983 - Geological Evolution of the earth during the Precambrian. Springer - Verlag - New York. 486p.
- SCHMUS, W.R. van, TASSINARI, C.C.G. & CORDANI, V.G. - 1986 - Estudo geocronológico da parte inferior do Grupo São Roque, An XXXIV Congress Brasileiro de Geologia, 3:1399-1406.
- SILVA, L.C. & DIAS, A.A. - 1981 - Projeto Timbó - Barra Velha, Brasil, Rel. Convênio DNPM-CPRM. Porto Alegre, 282p.
- SOARES, P.C. - 1985 - Seleção de prospectos no Estado do Paraná: Avaliação Estrutural. Rio Doce. Geol.Min. S.A., Rel.Int. 75p. (inédito).
- SOARES, P.C. - 1987 - Sequências tecto-sedimentares e tectônica deformadora no centro-oeste do escudo paranaense. III Simp. Sul Brasileiro. Geol.v.2, p.1 a 32, Curitiba.
- SOARES, P.C. et al - 1976. Projeto Caldas II. Rel. Final Convênio DNPM/FFCLRC. Rio Claro.
- SOARES, P.C., CZORDAS, S., BARCELOS, P. - 1983 - Análise e interpretação lineamentos a partir de imagens radar-Landsat e suas relações com a tectônica da Bacia do Paraná. Rel.Int.JPT, 63p. 12 mapas. São Paulo.
- TASSINARI, C.G.C., KAWASHITA, K., XIKUCHI, R.K.P. - 1985 - Estudo geocronológico nos metaconglomerados do Grupo São Roque, no Estado de São Paulo. 5º Simpósio Reg. Geol. Atas, 1:201-210.
- TROW, R.A.J., RIBEIRO, A., PACIULLO, F.V.P. - 1983 - Geologia Estrutural dos Grupos São João Del Rei, Carrancas e Andrelândia, Sul de Minas Gerais. An.Ac.Bras.Ciências, 55 (1):71-85.
- VAN SCHMUS, W.R., TASSINARI, C.C.G., CORDANI, U.G. - 1986 - Estudo Geocronológico da parte inferior do Grupo São Roque, An XXXIV Cong. Bras. Geol., 3:1399-1406.
- WERNICK, E. & GALEMBECK, T.M.B. - 1986 - Caracterização do plutonismo granítico do ciclo brasileiro no estado de São Paulo através do método da tipologia do zircão. Anais XXXIV Cong. Bras. Geol., 3:1369-1384.
- WERNICK, E.; FIORI, A.P.; BETTENCOURT, J.S. E CHOUDHURI, A. - 1979 - A tectônica rígida do fim do Ciclo Brasileiro e sua implicação na estruturação da borda sul e sudoeste do Craton do São Francisco: Tentativa de um modelo preliminar. An.I. Simp. Craton São Francisco e suas faixas marginais.

QUADRO I - Organização dos corpôs graníticos brasileiros na Região Centro-Sul, segundo o ambiente geotectônico e mecanismo gerador

	MARGEM DE LITOSFERA SUBDUCTADA		LITOSFERA ATENUADA			
			ARCO MAGMÁTICO		ARCO MAGMÁTICO	
Ambiente	Pouco deformada	Complexo Metamórfico alóctone	Alóctone	Para-tóc - retro - tones arco	Complexo	Autoctone "quasi-arco"
			500			
Pós-Colisional	S. Ramada (535)	S.Vicente (525)	Carambei	Sguario Piquiri (?)	F.Itu	Graciosa Pedras Grandes
	S.Subida (550)		550			
Tardicolisional	S. Caçapava (550)	S.Guabiruba		Guabiruba Socorro(?)	S.	Arroio dos Ladrões S.S. Pedro Alcantara Pinhal
		11b Nova Itália 600-630 S.Campinas	600	11b Encruzilhada 11a Valsungana 640		11b Complexo Tabuleiro Migmatitos - 640
Síncolisional			Cunha-poranga	T.Correios A.Grandes	Varginha	Pinheiro Machado Compl.Pinhal
			700/800			
Pré-colisional	Blocos Paraná R.Plata Luiz Alves E.Bolívia S.Francisco Kalaari Congo	Tijucas Leste Paraná I Paraguai L.O. Consumida	Terrenos cionados gnaissico migmatiticas C.Apiari Mirim C.Piratini	Acre	Apiari	Complexo Gnaissico Granulítico Maciço Goiano Guaxupê NW Paraná Tebiquari Pelotas
			900			

Dados principalmente de:

- I - IV - Grupos de granitos Issler, 1985; Jost et al, 1984
- S - Suites Basei e Teixeira, 1987
- F - Fácies Wernick e Gallembock, 1986
- Chiodi, 1984, Chiodi et al, 1987
- Fragoso-Cesar et al, 1986.

550 - Idade em milhões de anos

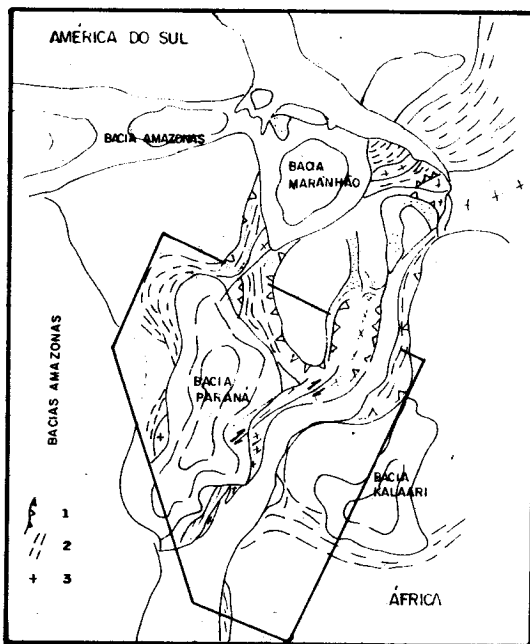


Fig.1. Localização da Área investigada em relação aos principais elementos geológicos, na parte ocidental do continente Gondwana-Re - construção pré-deriva mesozóica, baseada em vários autores.

1. Contato tectônico entre faixas deformadas do mesoneoproterozóico.
2. Rochas metamórfica proterozóicas.
3. Áreas afetadas por magmatismo granítico e migmatização.

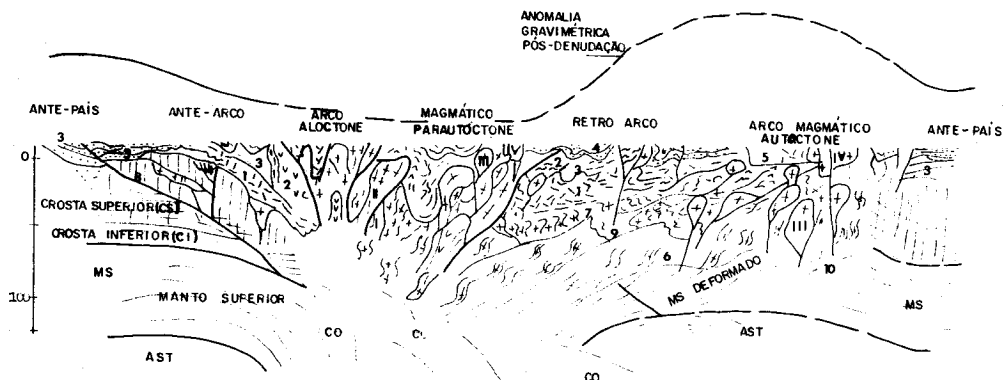


Fig.2. Modelo idealizado genérico de cinturão colisional com a presença de área alóctone e retroarco em litosfera super-atenuada. 1. seq. pré-orogênica; seq. sin-orogênica precoce (arco-cont.); 3. seqüência tardi-orogênica; 5- seqüência pós-orogênica; 6- crosta desidratada f.granulítica; 7. crosta remigmatizada; 8. fatiamento litosférico (espessamento tectônico); 9. tectônica compressiva de alto ângulo tardi-colisional; 10. tectônica distensional pós-colisional; granitos; grupos I- fusão C.O. (mantélicos); II - fusão Ce ou meta - sedimento (sin-colisionais); III- fusão MS+CS+CI (Sintexia, tardi-colisionais); IV- fusão CI (pós-colisional): OBS: os arcos magmáticos não autóctones e a faixa retroarco podem ser retiradas do modelo para litosferas pouco estiradas (RS, MT, MG, etc).

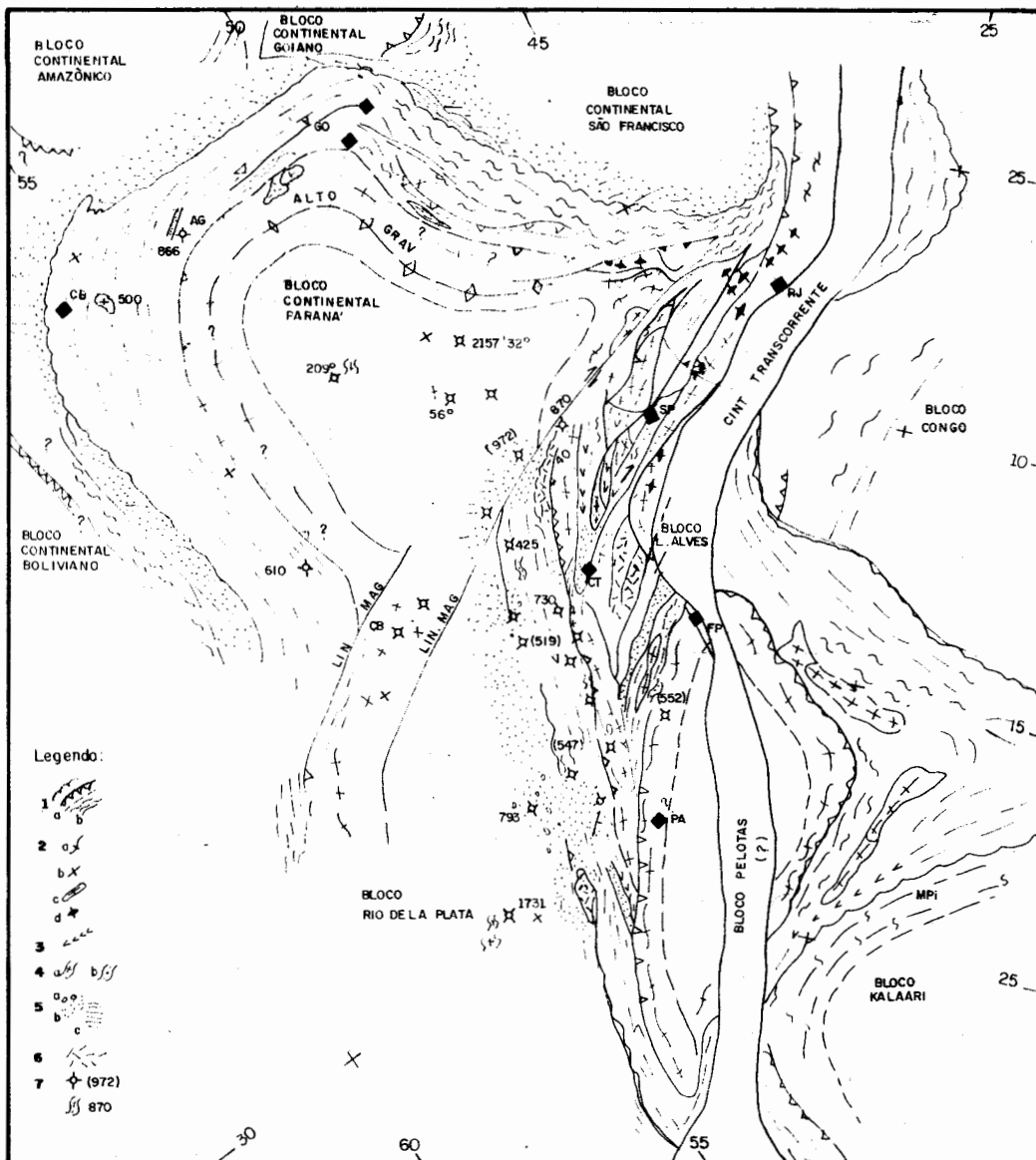


Fig. 3.- Distribuição dos principais elementos geológicos associados à evolução do bloco Paraná, inferida sob a cobertura da Bacia do Paraná.

Legenda - 1. limite de faixas alóctones, denteado na placa cavalgante: a- filitos a Bi e clorita, metarenitos, metacalcários; b - xistos a Bi e Granada; 2. áreas migmatizadas (a), com intrusões batolíticas (b e c) e com granulitos (d); 3. Meta-vulcânicas básicas a intermediárias; 4- gnaisses, migmatítico (a) e paragnaisses (b); 5- coberturas terrígenas psófiticas (a), psamíticas (b) e pelite-carbonáticas (c), dobradas; 6- coberturas detríticas, vulcânicas e piroclásticas félsicas nas dobradas; 7- furo que atingiu o embasamento na Bacia do Paraná, com litologia, idade Rb-Sr convencional e K-Ar. O ajuste dos continentes compensou o estiramento litosférico mesozóico. Os dados são de diversos autores citados no texto.

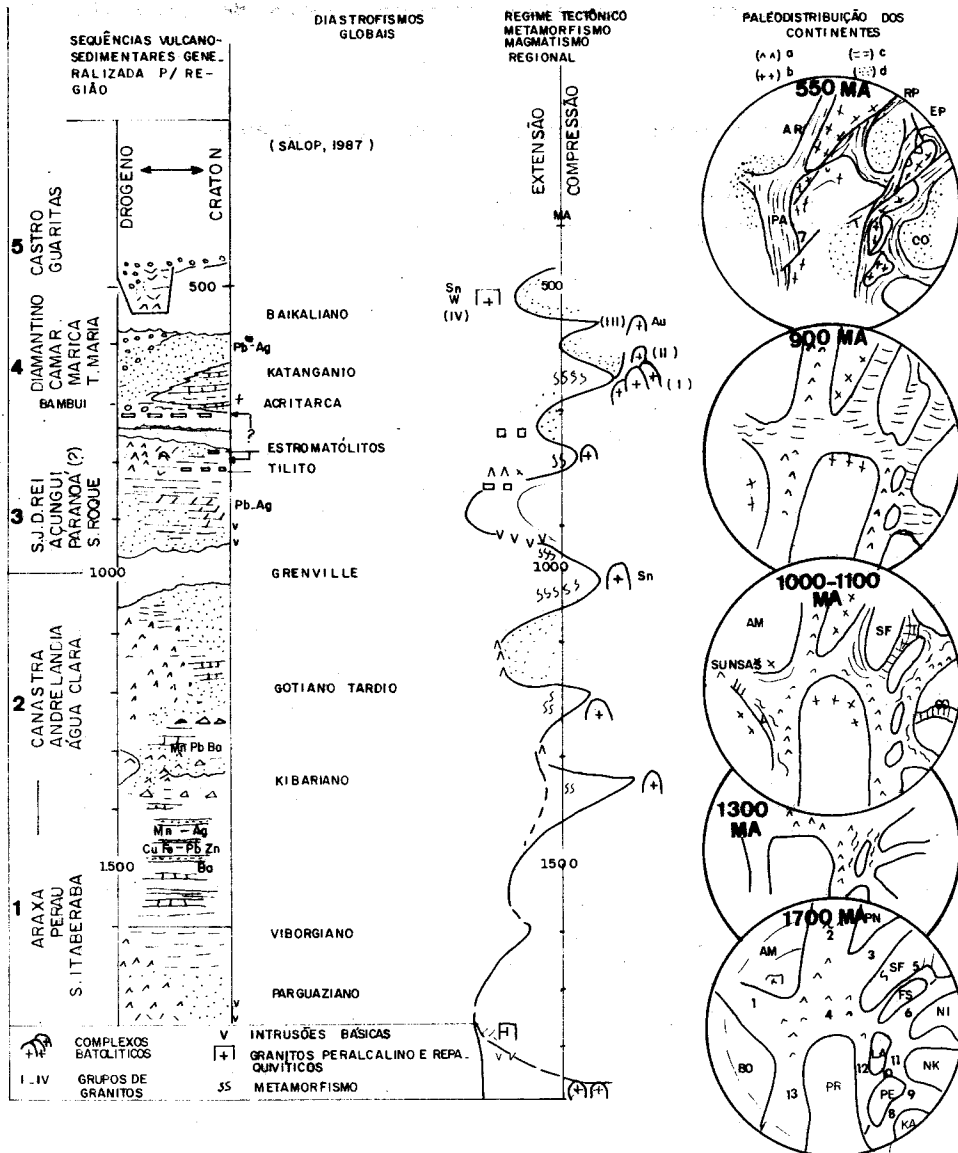


Fig.4 - Quadro dos eventos Geodinâmicos no Meso e Neoproterozóico em torno do bloco Paraná: tentativa de correlação e paleodistribuição dos blocos continentais. BLOCOS: Pr-Paraná; BO-Bolívia; AM-Amazonas; PN-Parnaíba; SF-São Francisco (ES-faixa Espírito Santo); LA-Luiz Alves; PE - Pelotas; KA - Kalaari; NI - Nilo; NK - Neokasai. Oceanos e/ou faixas dobradas: 0- Oubangui; 1- Sunsai; 2- Araguaia; 3- Uruaçu-Rio Preto; 4- Minas-Brasília; 5- Espinhaço; 6-11- Conj. Ocidental; 7-10 - Tijucas; 8-Jariep (Namíbia); 9- Damara; 12- Apiai; 13- Paraguai T - Cinturão de transcorrência; zonas: a- bacias oceânicas, vulcânicas básicas; b- orógeno, magmatismo félsico em margem continental; c- bacias marginais a transitórias de antepaís; bacias periféricas de antepaís.

EVIDÊNCIAS DE NEOTECTONISMO NA BACIA AMAZÔNICA

Elena Franzinelli – Depto. de Geociências, Universidade do Amazonas, Manaus

Jacyro Piuci – Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia, Manaus

ABSTRACT The neotectonic features in the upper sequence of the Alter do Chão Formation are considered in this paper. These features are evident in some outcrops along the road Manaus-Itacoatiara-Manaus, in the north area the Central Amazon Basin. They are composed by a complex sets of normal faults, having variable throw and "dragging" structures on the downthrow blocks. They are more conspicuous in the watersheds (Ex. Rio Preto da Eva-rio Urubu). Generally the iron oxide concretions in the lateritic soil above the sediments accompany these features, where are present, showing these dislocations occurred after the lateritisation processes. The dips and the strikes of the dislocation surfaces follow the big lineations of the principal drainage. We suppose to exist a correlation between these features and the directions of the continental plates movements and of the actuating forces in the brasilian "intercratonic" basins.

INTRODUÇÃO Perquirir os fenômenos inerentes aos resultados da atuação de neomovimentações ou de tectônica moderna, para usar a terminologia de Riccomini et al. (1987), ocorrentes em território brasileiro, não é atividade fácil para a práxis geológica. As dificuldades para esta prática, entre outras causas, corroboraram durante muito tempo, com a crença de que o escudo brasileiro consistia de um complexo asísmico, conforme nos lembra Putzer (1984). Todavia, Alfred L. Wegener tinha se pronunciado publicamente, pela primeira vez, em Frankfurt, em janeiro de 1912, a favor da grande idéia de uma deriva dos continentes a partir das evidências apresentadas pelas costas dos continentes americanos e africanos. Surgiu com Wegener a teoria da Pangea, uma grande e única massa de terras emersas que se fragmentaram e se movimentaram sobre a superfície do planeta. Na verdade, as singulares características entre as costas dos continentes banhados pelo Atlântico, já tinham sido colocadas em evidência, pela primeira vez, no ano de 1620 pelo filósofo inglês Francis Bacon, pouco mais de um século após o continente americano ter sido descoberto pelo genovês Cristóvão Colombo. E, um desenho, visualizando as idéias do estudioso francês Antonio Snider Pellegrini, foi publicado em 1858, onde os três continentes (América, Europa e África) estão unidos, o que mostra que as idéias sobre a deriva continental e seus fenômenos correlatos não são tão jovens (Ruggieri 1976). O fato é que estas idéias cresceram a tal ponto que muitos estudiosos acreditam que o fenômeno da Pangea aconteceu pelo menos três vezes e está em direção, quiçá, ao quarto evento ciclopangeomórfico.

Visualizar em escalas regionais os fenômenos neotectônicos é uma atividade relativamente simples. Por exemplo, através de cartas mundiais, é possível vislumbrar a estreita correlação que deve existir entre grandes estruturas da mesodorsal atlântica nas circunvizinhanças da costa norte brasileira, especialmente uma das grandes trans

formacionais que ocorrem com direção NE nas imediações do Amapá. Também, não é difícil imaginar, munido-se do mapa mundial dos terremotos, que os acontecimentos geodinâmicos andinos têm implicações com terrenos brasileiros.

Por outro lado, na Amazônia, certos aspectos resultantes de movimentações modernas são vistos, sobretudo, em vários tipos de levantamentos cartográficos obtidos por instrumental sensorial (DNPM 1974a, 1980, 1981a, 1981b; IBGE 1982). Assim, por exemplo, são mais ou menos evidentes certas estruturas impostas nas formações geológicas mais modernas que ocorrem na Amazônia Central (Igreja & Franzinelli 1987), inclusive, quando os levantamentos são feitos através de fotografias aéreas convencionais, como foi o caso do trabalho de Sternberg (1950) para citar uma observação desse tipo, que acabou produzindo eficácia nas corretivas interpretações do arcabouço estrutural da Bacia do Amazonas durante as últimas décadas (Bahia & Abreu 1985). Estruturas imprimidas por neotectonismo, entretanto, são difíceis de serem encontradas e decididas em afloramentos de formações sedimentares, mesozóicas e, ou, cenozóicas, como o caso da Formação Alter do Chão. É, neste caso, uma tarefa de geologia de campo, feita no campo, propriamente dito, por geólogos interessados em tais assuntos. É o que pretendemos discutir neste artigo, sabendo-se que sua importância está atestada pelos vários trabalhos que foram realizados nos últimos anos. Para citar dois exemplos: Drake (1987) e Sadowski (1987). Todavia, entre nós propostas sobre a deriva continental tenham sido elaboradas desde meados da década passada (Rezende 1971; Rezende & Ferradas 1971).

GEOLOGIA DA FORMAÇÃO ALTER DO CHÃO Caputo et al. (1972) elaboraram um histórico da nomenclatura estratigráfica da Bacia do Amazonas e atualizaram as denominações pertinentes. A seqüência de sedimentos vermelhos, inconsolidados, compostos de argilitos, folhelhos, siltitos, arenitos e com muito menor predominância de conglomerados, que atingiram uma profundidade de 545 m, durante a perfuração do poço em Alter do Chão, foram denominados de Formação Alter do Chão, desde meados da década de 1950 e em todos os trabalhos posteriores da Petrobrás.

Outras denominações já tinham sido propostas anteriormente, desde os trabalhos de Agassiz em meados da década de 1860, que usou o termo Arenito Manaus para descrever corpos de arenitos silicificados e ferruginosos aflorantes em igarapés de Manaus. Também, como nos lembra Caputo et al. (op. cit., p.43) o Arenito Manaus ocorre em forma de lentes, não cabendo mapeá-lo como formação geológica. Outros autores, usaram as denominações de Série Itauajuri, para definir arenitos espessos, capedores das camadas paleozóicas na Região de Monte Alegre; Série ou Formação Barreiras, termos muitas vezes usados para identificar sedimentos continentais vermelhos que cobrem grande parte das camadas paleozóicas da Bacia Amazônica e que apresentam semelhanças a feições litológicas da costa norte brasileira. Os primeiros pesquisadores das décadas de 1860 e 1870 chegaram a supor que esses arenitos atingissem toda costa brasileira, até o Rio de Janeiro.

De fato, consagrou-se o epíteto, até hoje, de Formação Alter do Chão, homônimo da localidade paraense, a partir dos trabalhos da Petrobrás. Em dois relatórios, pelo menos, o Departamento Nacional da Produção Mineral usou a mesma nomenclatura (DNPM 1972 e 1974b). Na última versão impressa do Mapa Geológico do Brasil (DNPM 1981a) segundo de histórico mais atualizado, através de texto explicativo elaborado pelo DNPM (1984), o nome foi conservado. E, corroborado, recentemente, para uso no sistema classificatório aplicado às bacias sedimentares brasileiras, proposto por Figueiredo & Gabaglia (1986).

Os sedimentos constituintes da Formação Alter do Chão, provavelmente foram depositados em ambientes aquoso continental, onde a contribuição fluvial-lacustrina parece ter sido significativamente forte e são pobres em fósseis. Parece que a área estava, durante a deposição dos sedimentos, em processo de imersão não profunda. Com graus de energização provavelmente médios. Entretanto, não é possível afirmar com categoria, que estivesse passando por uma subsidência provocada por abatimentos sucessivos ou não das rochas subjacentes. Pois, a imersão a que a área estava submetida, poderia ter sido originada simplesmente a partir de desnivelamentos relativos entre os níveis de águas que propiciaram tais sedimentações.

Sua espessura máxima foi estimada em 1200 m, em uma coluna estratigráfica da Bacia do Amazonas elaborada por Andrade & Cunha (1971). No projeto argila Manaus o DNPM (1972) investigando materiais para construção civil, se referiu a arenitos, siltitos e argilitos. Sendo a predominância para os arenitos, siltitos e argilominerais do grupo da caulinita com traços de gibsita e raramente illita e ainda, feldspato e quartzo. Entretanto, em trabalho publicado, o DNPM (1981a) propôs para o Mapa Geológico do Brasil uma litologia formada de quartzo-grauvaca, arenito e argilito.

Quanto a neotectônica que poderia ter afetado a Formação Alter do Chão, o DNPM(1974b) em trabalhos do "Projeto Norte da Amazônia, Domínio Baixo Rio Negro" cita três fases distintas de fraturamentos incidentes sobre a área e considera que poderiam ter ocorrido mais desses eventos tectônicos embora não tivessem sido observados em tais levantamentos. Dessas três fases, a mais antiga representaria deformações rígidas de idade pré-siluriana; a intermediária, um diastrofismo gravitacional mesozóico acompanhado pelas intrusões básicas e a última fase, evidenciada por falhamentos normais que cortam a Formação Alter do Chão, sem contudo afetar as camadas mais jovens.

Os principais alinhamentos estruturais teriam direções NW-SE, sendo que os mais proeminentes, são representados por aqueles que condicionaram em parte o curso do Rio Negro. Os falhamentos mais notáveis teriam direções N30W e N40W. Uma estruturação tipo normal é sugerida nas camadas cretáceas do Grabem de Limoeiro (Baixo Amazonas) por Rezende (1971) e Schaller et al. (1971), o que possibilita supor que o fenômeno tectônico que atingiu a Formação Alter do Chão foi muito mais abrangente que as circunvizinhanças onde ocorrem esses sedimentos cretáceos em processo de dissecação mais recente.

Embora, a Formação Alter do Chão seja pobre em fósseis, seus sedimentos passaram e continuam passando por uma intensa oxidação. Price (1960 apud DNPM 1984) considerou que a unidade sedimentar em destaque é de idade neocretácea. Isto, a partir de exame de um dente de dinossauro terópodo encontrado no furo NO-ST-1-AZ, no Estado do Amazonas.

Daemon & Contreiras (1971) através de um zoneamento palinalógico da Bacia do Amazonas, estabeleceram uma idade cenomaniano a maestrichtiano para os sedimentos Alter do Chão. Posteriormente, Daemon (1975) clareou ainda mais a questão da datação da Formação Alter do Chão através de estudos específicos micropaleontológicos de vários testemunhos de sondagens da Petrobrás, quando concluiu que a deposição dos sedimentos da Formação Alter do Chão teve lugar desde o Cretáceo Inferior até o Cretáceo Superior. Um mapa geológico da região do médio Amazonas, simplificado, obtido a partir de modificações do trabalho do DNPM (1981a) mostra a extensão da Formação Alter do Chão na área estudada, conforme figura 1.

TECTÔNICA REGIONAL Registros de movimentações tectônicas são claramente visíveis

através da imposição drenante, quando as observações são feitas em escala de grandeza regional. Caratêres precípuos, observáveis, dessas feições estruturais imprimidas nos terrenos estão ligados à retilidade e ao paralelismo que elas apresentam no meio ambiente superficial, conforme observou Sternberg (1950) nos Rios Negro, Preto da Eva e Urubu, na Região de Manaus. Nos casos de trechos de rios afogados da Região do Médio Amazonas, as direções estruturais NE e NW estão refletidas nos vários espelhos d'água: lagos Castanho, Mamori, Badajós, Miua, Grande de Manacapuru, Anamã, Piorini, Rio Apuaú, para citar alguns exemplos. Também, movimentações tectônicas, em geral, podem estar associadas a outros fenômenos geológicos, como exemplo, ao magmatismo pós-paleozóico em território brasileiro, conforme Almeida (1986). Além das grandes estruturas nos assoalhos oceânicos, segundo Aubouin et al. (1980). Parece que a Fossa de Romanche (7370 m de prof.) é a principal estrutura no Assoalho Oceânico Atlântico que poderia ser correlacionada a neomovimentações na Bacia do Amazonas.

Independente das feições estruturais apresentadas, geralmente, o escudo brasileiro é considerado um complexo asísmico. Todavia, alguns autores têm publicado hipótese sobre movimentações tectônicas em terrenos da região Amazônica. Putzer (1984) por exemplo, aventou a possibilidade de interrelação entre falhas transcorrentes e a zona de fratura Romanche, ao longo do eixo da Bacia do Amazonas. Sternberg (1953) mencionou 39 ocorrências de terremotos na região, entre os anos 1690 e 1953.

Com efeito, as geóclases estão sendo objeto de observação mais acurada principalmente a partir do trabalho de Alfred L. Wegener em 1912, quando o autor usou um modelo de tectônica de placas para construir a teoria da deriva Continental. Os elementos proponentes preponderantes favoráveis à teoria da deriva dos continentes estão localizados no hemisfério sul, onde as evidências geológicas e paleontológicas são mais nitidas. Este fato, por si só, corroborou com a intransigência de alguns pesquisadores do hemisfério norte em relação à aceitação das novas idéias de Wegener, no início do século. Nos últimos anos, entretanto, esses conceitos têm sido tratados de outras formas, de acordo com Drake (1987).

Na cadeia mesodorsal do assoalho Atlântico, grandes estruturas originadas por falhas transformantes durante a expansão do fundo oceânico, com direções gerais próximas da direção do eixo da Bacia do Amazonas, ligeiramente deslocado para nordeste, mostram que o fenômeno da expansão e suas implicações transformacionais está correlacionado com uma movimentação, de caráter destrógiro, da placa cratônica que representa o atual escudo guianense. Esta rototranslação em sentido antihorário, provocada pelas forças transformacionais oriundas da expansão Atlântica e que encontra como anteparo resistente a presença de forças contrárias localizadas do outro lado do continente sulamericano, na placa oceânica do Pacífico, provocou um fraturamento generalizado em toda porção da Bacia do Amazonas, atingindo, inclusive, depósitos mais jovens propiciando um reticulado que acabou compartimentando toda formação Alter do Chão.

Esta estruturação ocorre em todo continente sulamericano e pode ser correlacionada com outras estruturas modernas ocorrentes fora da Bacia do Amazonas. Por exemplo, na região da Bacia do Paraná, conforme fenômenos de tectonismo recente detectados por Bjornberg & Gandolfi (1974) e em pequenas bacias, como por exemplo, na Bacia Potiguar, conforme Milani & Latgé(1987).

O exame expedito que se faz nas atuais feições geomorfológicas litorâneas impostas sobre a costa do Atlântico no continente sulamericano mostra um caráter ímpar, exótico, no trecho norte brasileiro, entre a Baía de Marajó e a Baía do Tubarão, do lado

leste da Ilha de São Luis do Maranhão. Todos os outros limites costeiros são nitidamente retilíneos comparados ao fantástico nicho de rias.

O caráter afogado da costa norte, onde, à oeste está situada a Ilha de Marajó e do outro lado à oriente onde está esculpida a Ilha de São Luis, tem sido explicado como sendo resultado de três tipos de acontecimentos separadamente ou conjugadamente : 1) flutuação positiva do nível do mar 2) desague do sistema hídrico do Amazonas 3) correntes marítimas. Todavia, seu aspecto de costas afogadas possibilita supor que, além dos três fenômenos citados, a provável subsidência crustal da área corrobora para melhor interpretar tais feições geomorfológicas.

Na Baía de Marajó, alguns raros afloramentos com sinais de movimentações nos estratos superiores podem ser observados em ambas costas marginais, a ocidente (Ponta de Pedras e Joanes) e a oeste (Mosqueiro). Esta significativa separação entre a Ilha de Marajó e a parte continental se processa ainda hoje através de um desmonte erosivo diferencial, provocado pelo efeito ondulatorio das águas de marés altas, possível nos sedimentos menos jovens e graças à presença de estruturas de neotectonismo anteriormente imprimidas com direção geral NE, através das quais o Rio Tocantins, que desaguava mais a ocidente na direção do Lago Arari, foi captado, se transformando na Baía de Marajó.

O paralelismo entre o Baixo Tocantins seguido da Baía de Marajó e o Rio Oiapoque é uma feição representativa de estruturas desenvolvidas na direção geral NE. O Rio Oiapoque está encaixado em uma zona de falhas onde suas vertentes brasileiras e do lado da Guiana Francesa estão essencialmente diferenciados: do lado brasileiro, os rios são bastante curtos; do outro lado, os tributários da margem guianense possuem percursos mais longo. Estas são algumas das feições observadas em superfície para corroborar com o entendimento da tectônica regional.

O PROBLEMA A área reconhecida para início das observações detalhadas está localizada nas proximidades da margem da calha Amazônica setentrional acompanhando, grosso modo, o trecho que vai desde a desembocadura do Rio Negro até o Rio Uatumã. Asmus & Porto (1972) consideraram que a porção média da Bacia do Amazonas pode ser interpretada como um rift incipiente, possivelmente relacionado com o ciclo Eopaleozóico. Todavia, mais tarde, Asmus & Baisch (1983) em críticas e reavaliações sobre as bacias interiores, reconheceram que as causas que deram origem a essa bacia, ainda se situavam no terreno das hipóteses. Recentemente, Bahia & Abreu (1985) propuseram um modelo associando o Rift do Amazonas com um sistema Aulacogênico na Plataforma Amazônica, onde, a tectogênese intraplaca teria oferecido agasalhamento para os componentes sedimentares da Bacia do Amazonas. Então, é possível que ainda existam dúvidas sobre as suposições dos condicionamentos de graus intracratônicos e intercratônicos para geração dessa bacia sedimentar.

Qualquer macro constatação dessa região Amazônica permite inferir, de imediato, que vários vales drenantes são típicos de condicionamentos estruturais. Para citar alguns exemplos do trecho estudado: Rio Preto da Eva, Urubu, Uatumã. Entretanto, considerando o eixo médio principal do Rio Amazonas, observa-se direção NW para esta drenagem setentrional do Amazonas. Na calha sul, examinada a drenagem encaixada em estruturas conspícuas, nota-se que sua direção predomina para NE. Estes dois conjuntos de estruturas, na calha meridional predominando NE e na vertente norte com direções NW, quando comparados com a direção principal média do Amazonas mostram a possibilidade de serem representadas por um modelo de elipsóide de tração e compressão, simplificado na figura 3, onde o esforço principal se localiza ao longo do eixo que drena o Rio Amazonas.

A partir de análises feitas sobre as cartografias obtidas por levantamentos sensoriais é visível observar que a drenagem do Rio Amazonas está derivando para a direção norte, erodindo a margem da calha setentrional e ao mesmo tempo deixando à sul, por onde o rio tinha passado anteriormente, um assoreamento muito extenso de planícies de inundações que separa atualmente uma anterior continuidade da Formação Alter do Chão, ocorrente entre as duas vertentes sul e norte (DNPM 1974a, 1980, 1981a, 1981b IBGE 1982). Iriondo & Suguio (1981) sugeriram movimentações de blocos durante o Holoceno envolvendo toda planície Amazônica em território brasileiro. Em trabalho mais detalhado Iriondo (1982) separou quatro feições geomorfológicas na planície Amazônica: planície de bancos e meandros antigos, planície de bancos e meandros atuais, depósitos estuarinos e depósitos de inundação. Além do território brasileiro, à oeste, na área limítrofe com a cordilheira andina, as feições geomorfológicas dos terrenos mais jovens, também têm merecido atenção de alguns pesquisadores, conforme artigo publicado por Räsänen et al. (1987).

Com efeito, o eixo hidráulico do Rio Amazonas se encontra deslocado assimetricamente para norte, em relação ao eixo da Bacia Sedimentar do Amazonas ao longo de toda extensão onde se distribui a Formação Alter do Chão sendo que essa assimetria fica maximizada na região do braquioclinal de Monte Alegre. Neste caso, teria acontecido um basculamento de sul para norte, onde a parte setentrional estaria em subsidência, daí, o motivo principal dos sedimentos da Formação Alter do Chão estarem sendo erodidos conspicuamente na margem norte da calha. No citado "Projeto Argila Manaus" o DNPM (1972) denomina de tabuleiros, determinadas peculiaridades geomorfológicas da Formação Alter do Chão e chama a atenção para os escalonamentos existentes nessas feições onde suas vertentes W e SW apresentam maior inclinação, além de estreitamento dos talwegues que possuem encostas íngrenes, drenagem ortogonal e controlada por linhas estruturais.

Entretanto, com as últimas evidências de campo sobre a atuação de movimentações tectônicas que atingiram os sedimentos da Formação Alter do Chão, inclusive as que têm sido descobertas recentemente, fica evidente que existe uma compartimentação bastante estruturada, controlada por fraturas, falhas, dobras de arrasto existentes nessas camadas geológicas (fig. 2).

Por outro lado, o clima, a energia de radiação solar e a pluviosidade medianamente alta provocam alterações intempéricas nos litoestratos ocorrentes, mudando com intensidade o caráter geológico de superfície além de toda vasta região onde ocorre a Formação Alter do Chão. Suas rochas sedimentares e sedimentos estão profundamente intemperizados, o que dificulta as investigações no campo. Assim, vários fenômenos ligados a essas rochas, que seriam por si só explicativos evidenciais, deixam de ser observados devido aos espessos horizontes de materiais que se transformaram em horizontes de alteração e à presença da exuberante cobertura vegetal que formam verdadeiros sistemas auto-sustentados na transformação da energia solar em biomassa.

CONCLUSÕES Os fenômenos de neotectonismo ocorrentes na região, provocaram uma compartimentação peculiar e conspicua nos sedimentos da Formação Alter do Chão da Bacia do Amazonas. É necessário verificar em campo, os graus dos efeitos dessa tectônica moderna, em coberturas sedimentares mais jovens.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M.de - 1986 - Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-paleozóico no Brasil. REV.BRAS.GEOL., 16(4):325-349.
- ANDRADE, C.A.C.de & CUNHA, F.M.B.da - 1971 - Revisão geológica da Bacia Paleozóica do Amazonas. In: CONGR.BRAS.GEOL., 25, São Paulo, 1971. Anais..., São Paulo, SBG, v.3, p.93-112.
- ASMUS, H.E. & BAISH, P.R. - 1983 - Dez anos (1972-1982) da classificação das bacias sedimentares brasileiras: críticas e reavaliações. REVISTA CIÊNCIAS DA TERRA, Salvador(7):8-12. (Soc.Bras.Geol.).
- ASMUS, H.E. & PORTO, R. - 1972 - Classificação das bacias sedimentares brasileiras segundo a tectônica de placas. In: CONGR.BRAS.GEOL., 26, Belém, 1972. Anais..., Belém, SBG, v.2, p.67-90.
- AUBOUIN, J.; BROUSSE, R.; LEHMAN, J.P. - 1980 - Tratado de geologia, tectônica, tectonofísica morfológica/Précis de géologie, tectonique, tectonophysique, morphologie/trad. David Serrat. Barcelona, OMEGA. (t.3, il.de André Mariot). (cap.11, p.342-348).
- BAHIA, R.R. & ABREU, F.de A.M.de - 1985 - O rift do Amazonas, sistema aulacogênico na plataforma amazônica. In: SIMP.GEOL.AM., 2, Belém, 1985. Anais..., Belém, SBG, v.1, p.222-241.
- BJORNBERG, A.J.S. & GANDOLFI, N. - 1974 - Falhamentos recentes na Região de São Carlos SP. In: CONGR.BRAS.GEOL., 28, Porto Alegre, 1974. Anais..., Porto Alegre, SBG, v.6, p.241-243.
- CAPUTO, M.V.; RODRIGUES, R.; VASCONCELOS, D.N.N.de - 1972 - Nomenclatura estratigráfica da Bacia do Amazonas histórico e atualização. In: CONGR.BRAS.GEOL., 26, Belém, 1972. Anais..., Belém, SBG, v.3, p.35-46.
- DAEMON, R.F. - 1975 - Contribuição à datação da Formação Alter do Chão, Bacia do Amazonas. REV.BRAS.GEOL., 5(2):78-84.
- DAEMON, R.F. & CONTREIRAS, C.J.A. - 1971 - Zoneamento palinalógico da Bacia do Amazonas. In: CONGR.BRAS.GEOL., 25, São Paulo, 1971. Anais..., São Paulo, SBG, v.3, p.79-88.
- DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL - 1972 - Projeto Argila Manaus; relatório final. Manaus, DNPM/CPRM.
- DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL - 1974a - Carta planimétrica. DNPM/PROJETO RADAM. (Esc.1:250.000). (fl.SA.21.Y-B).
- DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL - 1974b - Projeto norte da amazônia, domínio baixo Rio Negro; relatório final integrado. Manaus, DNPM/CPRM.
- DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL - 1980 - Carta imagem de radar. DNPM/RADAM BRASIL. (Esc.1:250.000). (fls.SA.21-Y-C e SA.20-Z-D).
- DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL - 1981a - Geologic Map of Brazil and adjoining ocean floor including mineral deposits. Brasil. (Esc.1:2.500.000).
- DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL - 1981b - Mosaico semicontrolado de radar DNPM/RADAM BRASIL. (Esc.1:250.000). (fls.SA.20-Z-D e SA.21-Y-B).
- DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL - 1984 - Geologia do Brasil. Brasília. 501p. (Coord.Carlos Schobbenhaus et al.)
- DRAKE, C.L. - 1987 - International geological congresses and plate tectonics. EPISODES/

- INTERNATIONAL GEOSCIENCE NEWS MAGAZINE, OTTAWA, Ontario, Canadá 10(4):235-237. (IUGS).
- FIGUEIREDO, A.M.F. de & GABAGLIA, G.P.R. - 1986 - Sistema classificatório aplicado às bacias sedimentares brasileiras. REV. BRAS. GEOC., 16(4):350-369.
- INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA - 1982 - Lambert conformal conic projection. 2. ed., Brasil. (Carte internationale du monde au 1.000.000°).
- IGREJA, H. & FRANZINELLI, E. - 1987 - Neotectônica; o lineamento Rio Negro, um exemplo. ICE, Manaus(4):17-18. (Dep. Geoc. Univ. Amazonas). FUA
- IRONDO, M.H. - 1982 - Geomorfologia da planície Amazônica. In: SIMP. QUAT. BRAS., 4, Rio de Janeiro, 1982. Atas..., Rio de Janeiro, SBG, p.323-348.
- IRONDO, M.H. & SUGUIO, K. - 1981 - Neotectonics of amazon plain. Bulletin of the INQUA Neotectonic Commission, Stockholm (4):72-78.
- MILANI, E. & LATGÉ, M.A. - 1987 - Modelagem gravimétrica da porção terrestre da Bacia Potiguar e suas implicações geotectônicas. BOL. GEOC. PETROBRÁS, Rio de Janeiro 1(1):75-85.
- PRICE, L.I. - 1960 - Dentes de theropoda num testemunho de sonda no Estado do Amazonas. An. Acad. Bras. Ci., Rio de Janeiro 32(1):79-84.
- PUTZER, H. - 1984 - The geological evolution of the Amazon Basin and its mineral resources. Dordrecht, DR. W. JUNK PUBLISHERS. (p.15-46, In: THE AMAZON, Edited by Harald Sioli).
- RÄSÄNEN, M.E.; SALO, J.S.; KALLIOLA, R.J. - 1987 - Fluvial perturbation in the western Amazon Basin: regulation by long-term sub-andean tectonics. SCIENCE, Washington (238):1398-1401.
- REZENDE, W.M. de - 1971 - O mecanismo de intrusões de diabásio nas bacias paleozóicas do Amazonas e Maranhão. In: CONGR. BRAS. GEOL., 25, São Paulo, 1971. Anais..., São Paulo, SBG, v.3, p.123-137.
- REZENDE, W.M. de & FERRADAES, J.O. - 1971 - Integração geológica regional da bacia sedimentar da Foz do Amazonas. In: CONGR. BRAS. GEOL., 25, São Paulo, 1971. Anais..., São Paulo, SBG, v.3, p.203-214.
- RICCOMINI, C.; TESSLER, M.G.; SUGUIO, K. - 1987 - Novas evidências de atividade tectônica moderna no sudeste brasileiro: os depósitos falhados da Formação Pariquera-Açu. São Paulo, ABEQUA, p.29-42. (publ. av. n.2).
- RUGGIERI, G. - 1976 - Storia della geologia dall' Atlantide alla Pangea. 1.ed., Milano, Arnoldo Mondadori. 123p.
- SADOWSKI, G.R. - 1987 - A possible relation between pulses of platform activation and plate kinematics. TECTONOPHYSICS, Netherlands(143):43-57.
- SCHALLER, H.; VASCONCELOS, D.N.; CASTRO, J.C. - 1971 - Estratigrafia preliminar da bacia sedimentar da foz do Rio Amazonas. In: CONGR. BRAS. GEOL., 25, São Paulo, 1971. Anais..., São Paulo, SBG, v.3, p.189-202.
- STERNBERG, H.O'R. - 1950 - Vales tectônicos na planície amazônica? REV. BRAS. GEOG., Rio de Janeiro(4):3-26(sep., an.12, IBGE/CNG).
- STERNBERG, H.O'R. - 1953 - Sismicidade e morfologia na amazônia brasileira. An. Acad. Bras. Ci., Rio de Janeiro(25):443-453.

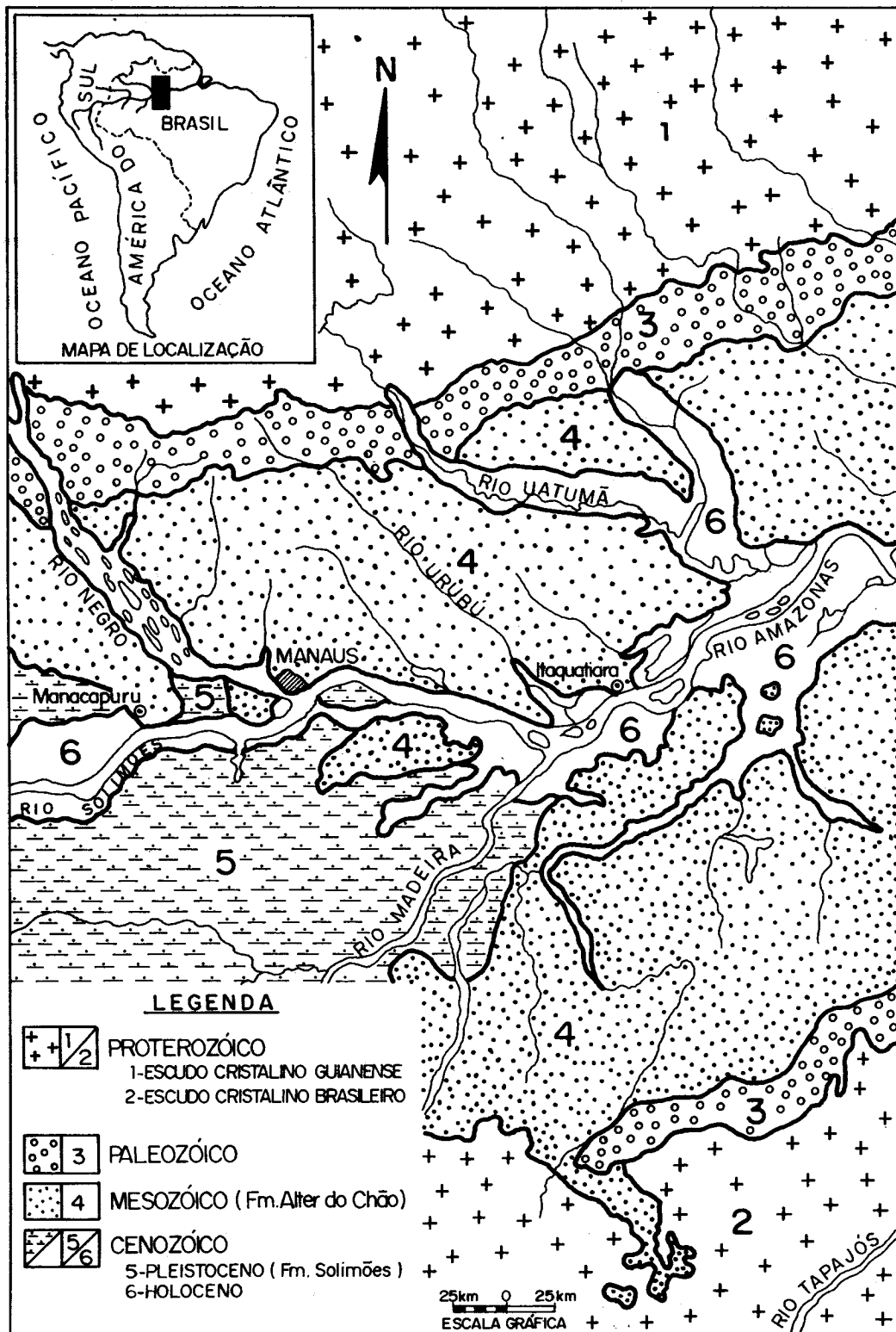


FIG.1 MAPA GEOLÓGICO DA REGIÃO DO MÉDIO AMAZONAS SIMPLIFICADO (mod. DNPM 1981)

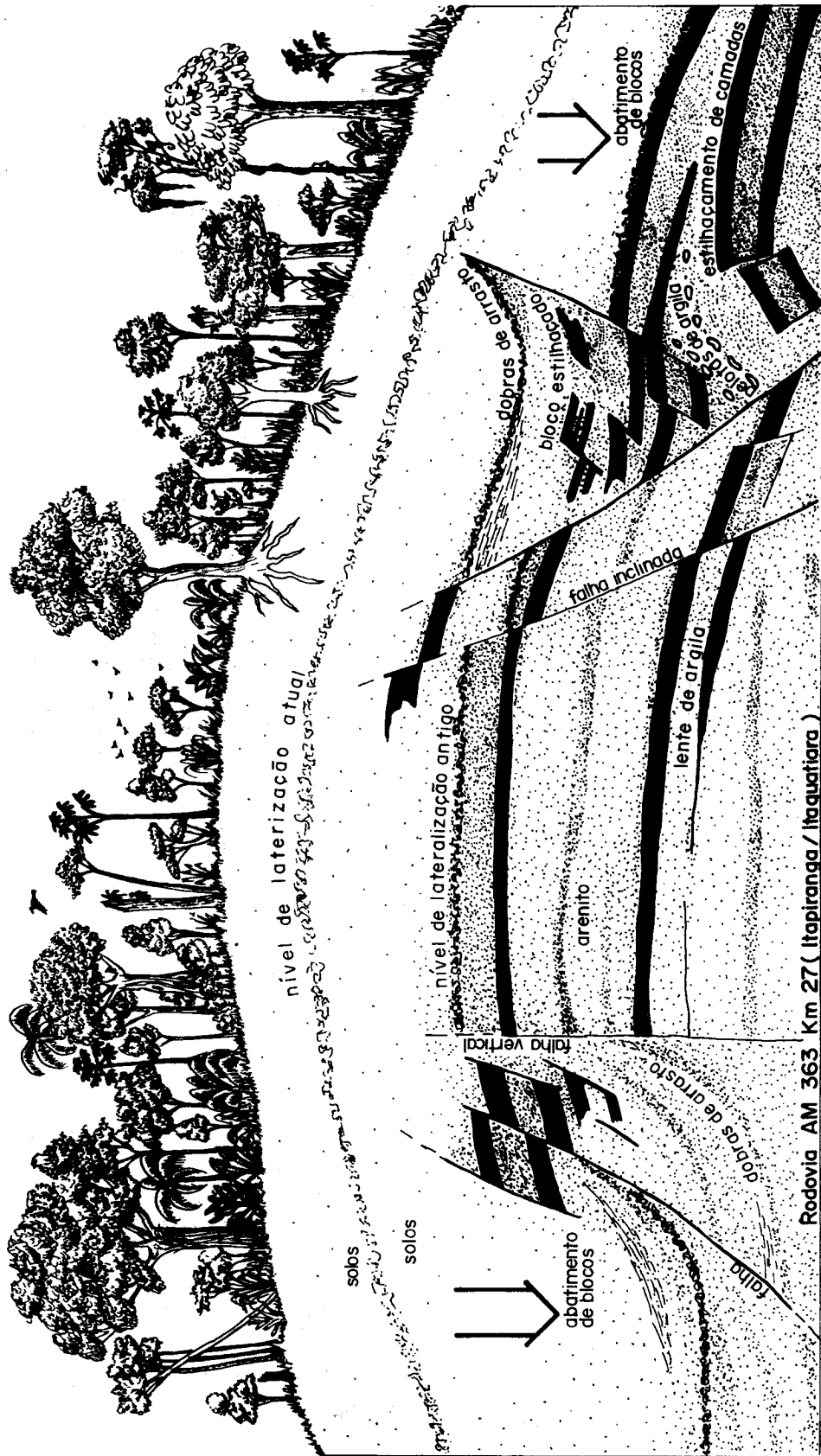


FIG. 2 SEÇÃO TIPO EM TALUDE DE CORTE SEM ESCALA

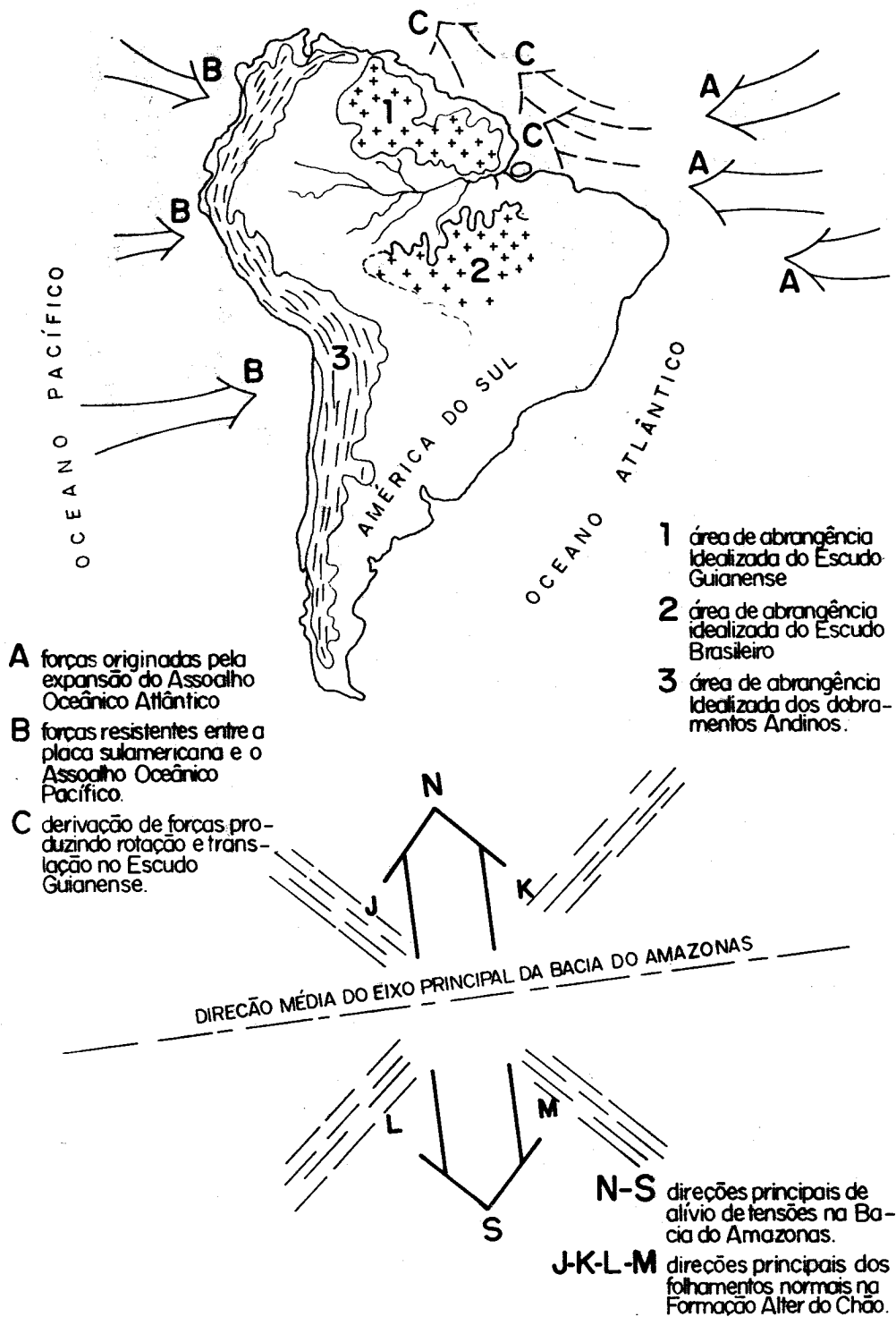


FIG.3 MODELO HIPOTÉTICO DAS PRINCIPAIS DIREÇÕES DE ESFORÇOS

EL BASAMENTO PRECAMBRICO DE LA PUNA AUSTRAL: UNA LLAVE PARA LA INTERPRETACION GEOTECTONICA DE LOS ANDES CENTRALES

R.H. Omarini – Universidad Nacional de Salta-Argentina

R. Mon – Universidad Nacional de Tucumán-Argentina

H.J. Goetze – Institut Fur Geophysikalische Wissenschaften, FU Berlin

F. Hongn – Universidad Nacional de Tucumán-Argentina

R. Marret – Department of Geological Sciences and Institute for Study of the Continents, Cornell University

RESUMEN

Recientes investigaciones realizadas en la Puna Austral entre los 25° y 26° de latitud sur han permitido confirmar la existencia de importantes afloramientos de rocas precámbricas.

En base a un perfil transversal realizado entre las localidades de Pasto Ventura, Antofalla y Qda. Honda y a los perfiles locales efectuados en Botijuela, Qda. Honda y Esquina Negra se ha establecido la existencia de dos contrastantes unidades precámbricas. Una compuesta por rocas metamórficas de alto grado (gneis, migmatitas y granitoides) y la otra de menor grado metamórfico compuesta por esquistos y anfibolitas. En ambas series se ha identificado una intensa deformación polifásica la que contrasta con el estilo simple de deformación que presenta el Ordovícico el que se apoya en discordancia.

La Faja Eruptiva de las Puna incluye afloramientos de rocas metamórficas de alto grado la que son reinterpretadas aquí como la porción aflorante del sustrato más antiguo del basamento de la Puna Austral. Los esquistos y anfibolitas de la región de Antofalla y Qda. Honda se los considera como la unidad precámbrica más joven y es considerada como equivalente a las sedimentitas precámbricas de la Cordillera Oriental Argentina (Fm. Puncoviscana).

A partir de los datos geológicos y geofísicos disponibles se efectua una interpretación preliminar del basamento de la Puna y su conexión con áreas precámbricas adyacentes.

ABSTRACT

Field observations recently made in Southern Puna between 25°S and 26°S confirm the presence of important outcrops of Precambrian rocks.

As illustrated in a cross section constructed between Pasto Ventura, Antofalla and Quebrada Honda as well as local cross sections of Botijuela, Quebrada Honda and Esquina Negra, the presence of two distinct Precambrian units has been proposed. One of the units is composed of high-grade metamorphic rocks (gneisses, migmatites and granitoids) while the other is composed of lower-grade metamorphic rock (schists, and amphibolites) Both units display intense polyphase deformation in contrast with the simple deformation of the Ordovician low-grade metasedimentary rocks which rest unconformably above.

The Faja Eruptiva of the Puna, wich includes extensive outcrops of high-grade metamorphic rocks, is reinterpreted here as the oldest exposed basement of the Southern Puna. The schists and amphibolites near Antofalla and Quebrada Honda are considered to be a younger Precambrian unit, possibly the lateral equivalent of the Precambrian low-grade metasedimentary rocks of the Cordillera Oriental (Puncoviscana Formation).

Based on available geological and geophysical data, a preliminary attempt has

been made to correlate the basement of the Southern Puna with adjacent Precambrian terrains.

INTRODUCCION

En los últimos años se han intensificado los estudios en el sector central de Cordillera de los Andes con la finalidad de establecer la naturaleza y edad del basamento sobre la cual se desarrolló el edificio andino. Con idéntica finalidad se ha intentado establecer la vinculación entre el Macizo de Arequipa y el Cratón Pampeano. A pesar de ello los resultados han sido parciales dado que entre ambos macizos se interpone el arco volcánico cenozoico y las cuencas terciarias de la Puna que cubren el basamento antiguo. No obstante en esta región, principalmente en el sector oriental existen importantes afloramientos de rocas sedimentarias ordovícicas y graníticas-metamórficas, (Faja Eruptiva de la Puna Oriental Mendez et al., 1973), esta última asignada al Ordovícico por Omarini, et al., (1984).

Turner, (1964), postuló la existencia de rocas precámbricas en la Puna identificando los afloramientos con nombres formacionales como Oire, Copalayo y Caucota. Estas dos últimas formaciones fueron asignadas posteriormente por Aceñolaza y Toselli, (1971) al Ordovícico. Aunque dichos autores no separan ni diferencian los niveles con graptolites de las rocas metamórficas asociadas. Sagerstrom y Turner, (1972) asignan una edad precámbrica a las rocas esquistosas del Salar de Antofalla. Mendez et al. (1979), da a conocer dos edades para el granito de Macon de 630 ± 20 y 670 ± 20 m.a. Los esquemas tectónicos realizados por Eremchuk et al., (1979) y Mon y Hongn, (1987), incluyen para el sur de la Puna a un basamento prepaleozoico. Aramayo, (1986) define como Formación Pachamama (precámbrica) a los afloramientos del margen oriental del Salar del Hombre Muerto. Para Coira et al., (1982); Allmendinger, et al., (1982); Ramos et al., (1986) y Willner et al., (1987), el basamento de la Puna se desarrolló durante el Ordovícico por la acreción de un bloque aloctono "terrane". Esquema que difiere de aquellos realizados por Omarini, (1983); Omarini y Cordani, (1988) y Damm et al. (1988) quienes postulan la existencia de un sustrato desarrollado durante el precámbrico en los Andes Centrales.

Esta compleja situación indujo a los autores a examinar el marco tectónico de los complejos graníticos-metamórficos ubicados en el sector sur de la Puna Austral (Alonso et al., 1984), a lo largo de dos perfiles realizados entre los 24° y los 26° S. y los 66° y los 69° W aproximadamente. Se ha utilizado para ello técnicas microtectónicas para identificar, diferenciar y separar los complejos precámbricos de los ordovícicos según sus estilos deformacionales. Las conclusiones arribadas se apoyan también en las recientes investigaciones gravimétricas realizadas en el Noroeste Argentino por investigadores de la Universidad Libre de Berlín y la Universidad Nacional de Salta, Argentina en el marco del Proyecto Global de Transectas (GCT).

GEOLOGIA

En la Fig. 1 se ha representado la geología del área estudiada destacando la estructura y la litología presente. En el perfil (Fig.2), se ha realizado la interpretación tectónica, destacando los estilos deformacionales dominantes de las unidades Precámbricas y Ordovícicas aflorantes en el área. En el perfil (Fig.3) se realiza una interpretación de la litósfera en la Puna Austral utilizando para ello las unidades Precámbricas analizadas.

PRECAMBRICO

Las rocas asignadas a este período afloran en el sector sureste del área de estudio formando parte de la unidad Faja Eruptiva de la Puna Oriental (Mendez et al. 1973) y en el sector noroeste en Botijuela, Esquina Negra, Qda. Honda y en la Qda. del Caballo Muerto próximo al C° Archibarca. En este último sector los afloramientos son aislados pero en su conjunto presentan una orientación norte-noreste. En su constitución petrográfica ambos sectores presentan diferencias muy contrastantes. En el sector sureste predominan gneises y esquistos granatíferos, estaurolíticos, sillimaníticos etc. y granitoides cuya composición mineralógica y textural fue generada por un proceso metamórfico-anatéctico. Estos afloramientos son muy similares a los estudiados por Aramayo, (1986) en la inmediaciones del Salar del Hombre Muerto. En este sector la secuencia típica está representada por rocas gnésicas-migmatíticas con intercalaciones de bancos de anfibolitas y esquistos calcareos granatíferos. Las condiciones físicas del metamorfismo obtenidas del par granate-biotita sobre muestras de Centenario y el Jote indican temperaturas del orden de los 550° C y 3.5 Kb de presión (Aramayo, 1986).

En el sector noroeste se han podido identificar litofacies de menor grado meta-

mórfico representados por micacitas y esquistos micaceos. Estas rocas son dominantes en Botijuela, mientras que en Esquina Negra y en Qda. Honda se encuentran además asociados concordantemente potentes bancos de rocas básicas parcialmente transformadas. Asociados a esta secuencia se asignan los granitoides ubicados en las inmediaciones del C° Archibarca. La composición de los granitoides varía entre granito y granodiorita y presentan deformación interna la que en algunos sectores es muy acentuada con orientación de los fenocristales de feldespato 60° - NW. Se ha observado también la presencia de xenolitos básicos con distinto grado de asimilación y tamaño, similares a las rocas básicas de Esquina Negra y Qda. Honda. No se han detectado la presencia de xenolitos esquistosos. El promedio de las mediciones de rumbo y buzamiento de los xenolitos básicos es de 50° - 20° SE. La edad K/Ar para este granito, obtenida sobre biotita es de 485 ± 15 m.a. (Palma et al. 1986). No obstante estos autores sugieren una edad de generación más antigua.

PALEOZOICO INFERIOR

Este período está representado en el área de estudio por el Ordovícico el que se extiende en una amplia franja con dirección submeridiana desde la sierra de Calalaste en el sur hasta la sierra de Copalayo en el norte. Forma parte a su vez de una extensa franja la que penetra en territorio Argentino desde Bolivia y se extiende hasta la Cordillera de San Buenaventura, 28° de latitud sur. Los sedimentos están integrados por pelitas y grauvacas depositadas en secuencias cíclicas típicas de ambientes turbidíticos y asociado se presenta un vulcanismo básico concomitante con la sedimentación; sierra de Calalaste, Salar de Pocitos, Filo de Copalayo, (Argañaraz et al., 1972; Viramonte et al., 1976). A este período también se asignan rocas metamórficas y granitoides cuyos afloramientos definen una amplia faja denominada Faja Eruptiva de la Puna Occidental, Palma et al., (1986).

MARCO TECTONICO REGIONAL

En las unidades detalladas anteriormente se ha verificado la existencia de estilos de deformación distintos los que permiten diferenciarlas y distinguirlas entre sí. Las bases de diferenciación y correlación utilizada fue principalmente la microtectónica.

ESTRUCTURA DEL ORDOVICICO

El ordovícico de la sierra de Calalaste y cordón del Gallego conforma una franja de intenso plegamiento con rumbo norte-sur, desarrollo de clivaje de plano axial y vergencia hacia el oeste. En la mayoría de los casos los ejes de los pliegues se encuentran casi horizontales. En los bancos pelíticos se observa que el clivaje produce desplazamientos en la superficie de estratificación dando lugar a crenulaciones y microplegamientos. En el flanco oeste de la sierra de Calalaste se ha observado una mayor deformación dada por la aparición de un nuevo clivaje tipo "kinking" de rumbo este-oeste. En el diagrama de frecuencia (fig. 2A) se observa que los planos de estratificación (S_0) inclinan hacia el este mostrando una muy buena concentración de polos con un plano asociado de rumbo norte-sur. Esta distribución refleja la marcada vergencia de los pliegues hacia el oeste y la simple deformación que sufrió el Ordovícico durante la orogenia Oclóyica. Aspecto que es confirmado por las observaciones realizadas por Mon y Hongn, (1986, 1987) y Mon, et al., (1988), para la Cordillera Oriental y Sierras Subandinas. En las proximidades de Antofagasta de la Sierra (fig. 2B) el basamento precámbrico traslapa al ordovícico a lo largo de una fractura inversa que buza hacia el naciente. Situación también observada por Mon y Hongn, (1987) en el Salar de Centenario. Regionalmente esta fractura fue denominada Frente Tectónico Occidental por Salfity et al., (1975) y representa un elemento estructural de gran importancia ya que separa dos grandes unidades litoestratigráficas en la Puna que son la Faja Ordovícica y la Faja Eruptiva de la Puna Oriental (Mendez et al., 1973). Esta fractura levantó los elementos más profundos del basamento precámbrico y los puso en contacto con los más superficiales y la cobertura ordovícica, generando a su vez un empuje con una dirección este-oeste que acentuó el plegamiento de la faja ordovícica hacia occidente. En profundidad se interpreta que el esfuerzo produjo un sobrecorrimiento siendo la superficie de despegue el basamento precámbrico de la Puna, dando como resultado final un estilo tectónico simple no polifásico, desarrollado durante la orogenia Oclóyica.

ESTRUCTURA DEL BASAMENTO PRECAMBRICO

El basamento precámbrico está representado en el área de estudio por dos unidades que presentan características petrográficas y tectónicas distintas. Una aflora en el sector oriental y forma parte de la Faja Eruptiva de la Puna (sensu Omarini et al., 1984a). La otra como ya se indicó lo constituyen los afloramientos aislados del sector occidental del área de estudio aflorantes en Botijuela, Quebrada Honda y Esquina Negra.

EL BLOQUE PRECAMBRICO ORIENTAL

En el sector oriental el basamento se presenta intensamente deformado con estructuras de flujo y metamorfizado cuyas características como lo sugiere Mon y Hongn (1987) son comparables con las del Macizo Pampeano.

En la localidad de El Peñon las litologías dominantes son gneises granatíferos intercalados con bancos de calizas cristalinas y esquistos micáceos sillimaníticos. Hacia el oeste gradan a complejos migmatíticos con neomasas muy bien diferenciados y venas pegmatoides. Los granitoides en este sector presentan una estructura foliada muy marcada. En los sectores con gneises y esquistos se pueden reconocer pliegues muy apretados volcados hacia el este con un promedio de rumbos entre 30° y 45° NE (fig.2). La fábrica interna es compleja y presenta una foliación principal que responde a estructuras S-C como las descritas por Lister y Snoke, (1984). Los esfuerzos que generaron este tipo de fábrica responden a direcciones de empuje distintas a las observadas en el Ordovícico de la Puna. Este estilo tectónico es similar al descrito por Aramayo (1986) en Falda Cienaga-Salar del Hombre Muerto, aunque además destaca la existencia de un segundo juego de microplegamiento con dirección N 15° W e inclinados hacia el oeste.

Este basamento también presenta una importante milonitización el que ha obliterado y orientado estructuras anteriores y generó un clivaje con rumbo meridiano. Es posible que la edad de este último evento corresponda a la etapa final de deformación Oclóyica y sea responsable del ascenso definitivo de la Faja Eruptiva (Fig. 3B). Interpretamos que el mecanismo posible de ascenso puede haber sido similar a la de un "piggy-back thrust" (Dahlstrom, 1970; Butler, 1982).

La Faja Eruptiva de la Puna Occidental homologada por Palma et al., (1986) a la Oriental puede corresponder a uno de los bloques de la secuencia de "piggy-back thrust" generado en los Andes Centrales durante la orogenia Oclóyica.

EL BLOQUE PRECAMBRICO OCCIDENTAL

BOTIJUELA

En el sector sur del Salar de Antofalla próximo a la Vega de Botijuela afloran rocas esquistosas con una fábrica original clástica la que ha sido en parte obliterada por metamorfismo de bajo grado. Estos esquistos han sufrido una intensa deformación la que originó un bandeamiento tectónico en los que se aprecian micropliegues de 2 a 5 centímetros. Los pliegues presentan un rumbo promedio de sus ejes hacia el noroeste con un buzamiento entre 40° y 60° y un clivaje de plano axial asociado que inclina hacia el norte (fig.2C). Se aprecia también los efectos de una segunda deformación principalmente caracterizada por la generación de bandas "kinking" con un rumbo promedio de 30° noroeste y un buzamiento de 45° sudoeste, la que pliega la estructura anterior. Este estilo de deformación contrasta con el Ordovícico aflorante en las inmediaciones del Volcán de Antofalla (Quebrada del Volcán) y en general con el Ordovícico de la Puna. Difiere notablemente con los esquistos aflorante en Quebrada Honda y Esquina Negra. No obstante su fábrica guarda gran similitud con los esquistos de la sierra de Medina ubicada aproximadamente a la misma latitud que los de Botijuela pero al norte de la ciudad de Tucuman.

ESQUINA NEGRA

Los afloramientos se ubican próximo a la localidad de Antofallita en el extremo norte del Salar de Antofalla. En esta localidad se ha podido establecer una secuencia aflorante de 500 metros aproximadamente desde el piso del salar. El conjunto litoestratigráfico presenta una intensa deformación polifásica. No obstante puede interpretarse que la secuencia original estaba compuesta por una sucesión alternante de bancos con rocas volcánicas básicas y sedimentarias pelíticas. Los espesores estimados varían entre 50 y 100 metros correspondiendo los más potentes a las rocas volcánicas. La fábrica original se encuentra alterada por un metamorfismo de bajo grado el que transformo a las rocas de la secuencia volcano-sedimentaria en micacitas y anfiboli-

tas. La estructura principal observada está representada por micropliegues con limbos muy apretados con un rumbo 290° y buzamiento 45° sudoeste. Asociado a este microplegamiento se presenta un clivaje paralelo al plano axial de los pliegues el que genera un bandeado tectónico. Una deformación posterior origina pliegues con limbos muy cerrados y asimétricos con un rumbo aproximado de 30° noreste y un buzamiento 20° noroeste. A estas deformaciones se superpone estructuras planares que dan como resultado un clivaje pizarroso con un rumbo de 15° a 20° nor-noroeste, nor-noroeste el que reorienta las estructuras anteriores. Esta fábrica presenta gran similitud con observada en la Formación Puncoviscana y difiere en el área de estudio con el estilo simple de deformación de los sedimentos Ordovícicos.

QUEBRADA HONDA

Esta localidad se encuentra al oeste del Salar de Antofalla y los afloramientos de rocas precámbricas tienen un rumbo norte sur los que se extienden desde Laguna Patos hasta Vega Tamberías. Las litofacies dominantes en esta región (fig.2), corresponden a un ciclo volcano-sedimentario cuyas características son similares a las presentes en Esquina Negra. Solo se diferencian por presentar una alternancia más acentuada entre la secuencia sedimentaria y los mantos lávicos y un menor grado de metamorfismo.

El régimen de sedimentación turbidítico dominante a diferencia con los de Esquina Negra se caracteriza por presentar un mayor aporte psamítico. En general se han observado secuencias alternantes granoclasificadas y pelíticas intercaladas con pequeños bancos de conglomerados, los que indicarían una mayor proximidad a las áreas de aportes, presumiblemente ubicadas hacia el oeste.

Los complejos básicos han sufrido un intensa alteración hidrotermal de fondo oceánico lo que generó chert el que se encuentra asociado a los niveles pelíticos-gruváquicos que cubren los mantos lávicos.

La estructura interna de este complejo volcano-sedimentario se encuentra afectada por un estilo de deformación polifásico muy similar al indicado para Esquina Negra.

DISCUSION

En la Fig. 3A se esboza un esquema interpretativo de las unidades tectónicas diferenciadas del basamento precámbrico en la Puna Austral. Se ha incluido también a las unidades precámbricas de la Cordillera Oriental Argentina (Fm. Puncoviscana y equivalentes). En la Fig.3B se ha realizado una interpretación de la litósfera a lo largo de un perfil ubicado entre los 24° y los 25° de latitud sur. En el perfil se destacan las secuencias volcanoclásticas precámbricas de Cordillera Oriental y Puna y la interpretación tectónica del "thrust" que generó a la Faja Eruptiva de la Puna Oriental. Para resaltar el marco geotectónico se han utilizado los datos gravimétricos del campo residual de la anomalía de Bouguer, (Goetze et al., 1987). Como se puede apreciar de las dos unidades precámbricas aflorantes en la Puna Austral, (III y IV de la Fig.3A) solo la IV se encuentra dentro de una franja con anomalías gravimétricas positivas que como lo destacan Goetze et al., (1987), forman parte de una alineamiento NNW-SSE con anomalías residual de más de 80 mGal. Esta franja coincide con la Faja Eruptiva Occidental (Palma et al., 1986), I de la Fig. 3A. Como lo indica el perfil gravimétrico el máximo coincide con el basamento occidental de la Puna y es una respuesta de los complejos básicos y ultrabásicos asociados al mismo. Por lo tanto se estima que este basamento precámbrico se continua hacia el noroeste al menos sobre la franja de anomalías gravimétricas positivas.

Por analogía con las rocas aflorantes en Cordillera Oriental (Fm. Puncoviscana), las secuencias volcano-sedimentaria de Esquina Negra y Quebrada Honda se las interpreta como equivalentes siendo una continuación de la cuenca de la Fm. Puncoviscana en la Puna. Actualmente esta cuenca se encuentra interrumpida por el "thrust" Faja Eruptiva. Esta interpretación surge de considerar que el área de los actuales afloramientos de la Fm. Puncoviscana representa una porción de la cuenca original en la que solo están representadas secuencias sedimentarias de plataforma y de borde de talud (Omarini, 1983; Omarini y Baldi, 1984; Jezek et al., 1985; Jezek y Miller, 1987; Omarini y Cordani, 1988). Asociado a este último ambiente se han detectados importantes manifestaciones volcánicas alcalinas (Omarini y Alonso, 1987; Chayle y Coira, 1987; Manca et al., 1987). Estas consideraciones sugieren una progradación de la cuenca hacia el oeste como lo indican (Salfity et al. 1975; Omarini y Baldi, 1984; Jezek et al., 1985; Jezek y Miller 1987). En el modelo evolutivo de la cuenca de la Fm. Puncoviscana realizado por Omarini y Cordani, (1988) se observa que los sedimentos abisales y el vulcanismo submarino se encuentran en esa dirección. Es posible por lo tanto interpretar que las micacitas de Esquina Negra y Qda. Honda correspondan a los sedimentos abisales y las rocas básicas asociadas al vulcanismo de fondo oceánico. No

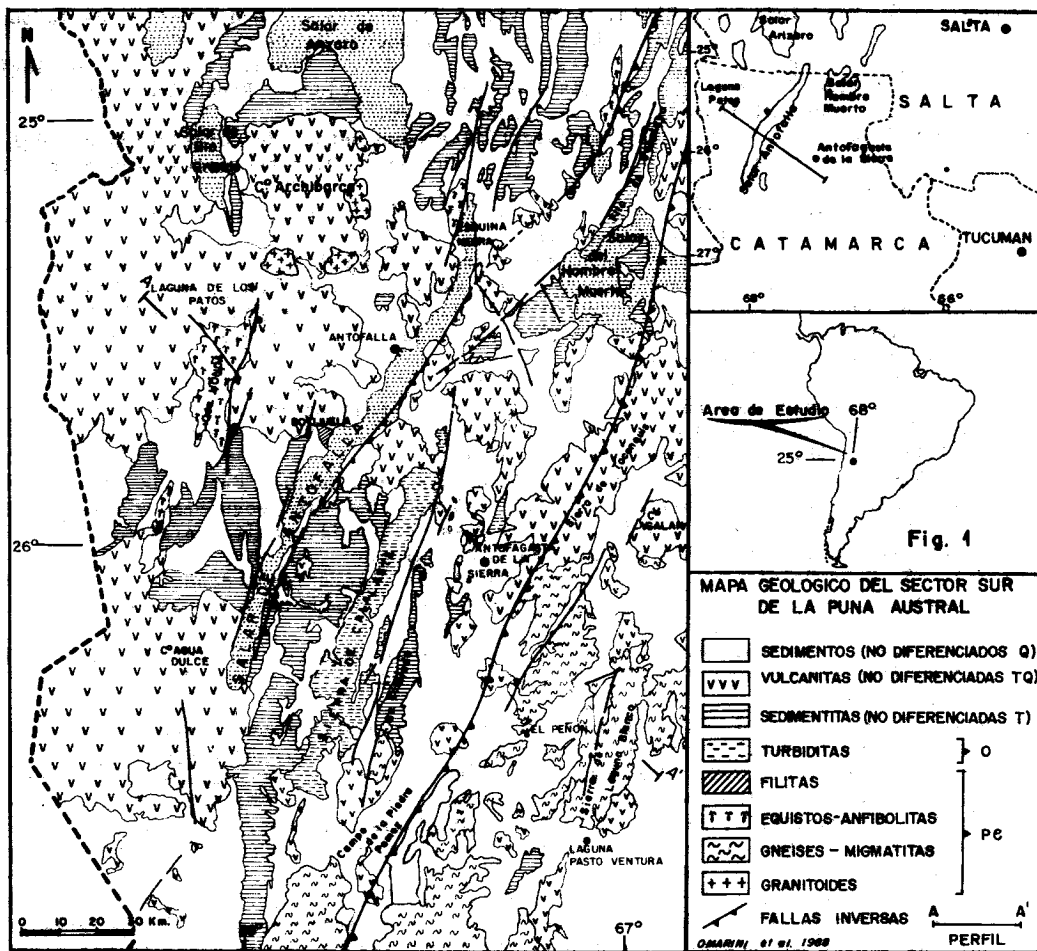
se descarta la posibilidad que algunos de los granitos deformados de la Faja Eruptiva Occidental (Palma et al., 1987) estén vinculados a la etapa inicial del desarrollo de la cuenca de la Fm. Puncoviscana. Al respecto existen en esta área datos geoquímicos de granitoides sinorogénicos (Damm, et al., 1988) que indican una posible derivación por interacción del manto con la porción basal de una corteza granulítica primitiva en un régimen cortical divergente. La existencia de una corteza sobre la cual se depositó la Fm. Puncoviscana ha sido ya mencionado por Omarini, et al., (1984b) y es posible que la misma corresponda a los complejos metamórficos-migmatíticos aflorantes en el sector Oriental de la Puna.

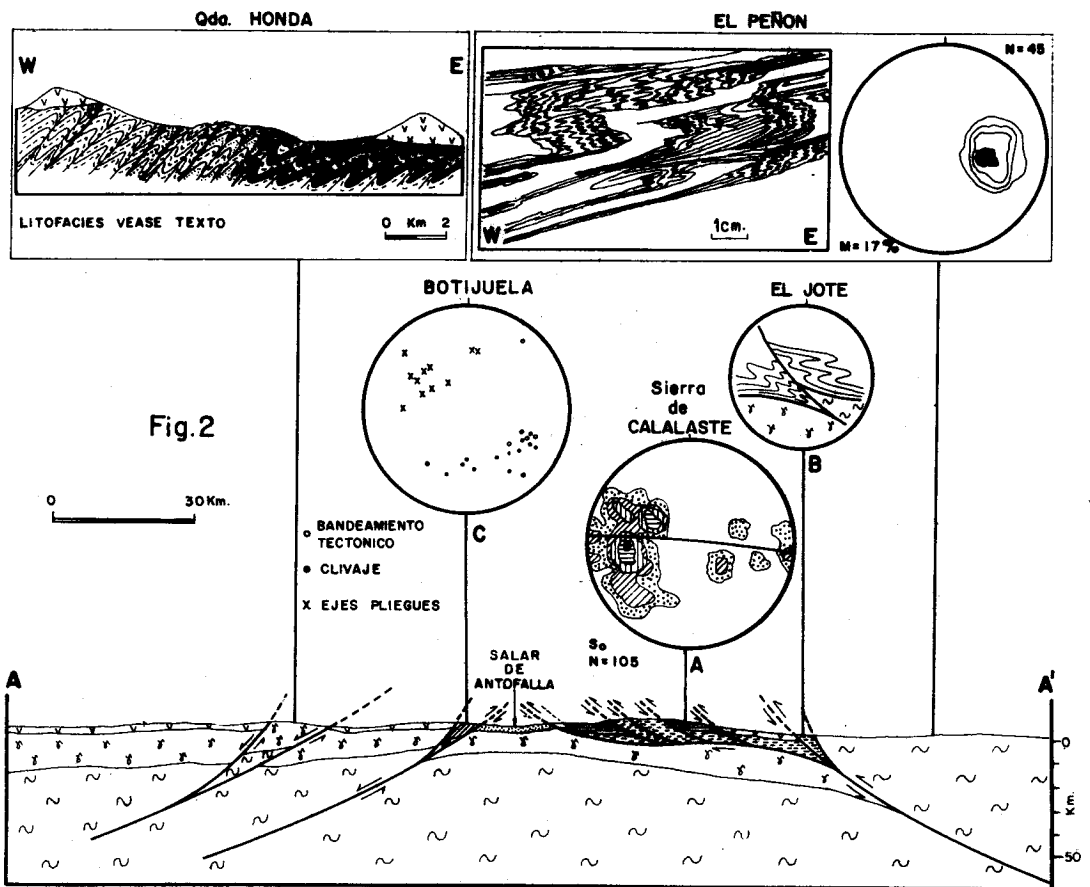
Por último cabe señalar que existen en la Puna grandes volúmenes de rocas básicas y ultrabásicas tanto en complejos metamórficos de alto grado como sedimentarios los que han sido utilizados para elaborar un modelo de subducción de margen continental activo durante el paleozoico inferior. Situación que no descartamos pero se toma para tal fin rocas y formaciones que a nuestro criterio pertenecen a distintos episodios evolutivos. Los autores de este trabajo se inclinan más a aceptar una compleja evolución del margen pacífico sudamericano durante el precámbrico superior-paleozoico inferior. Los datos actualmente disponibles prevén un modelo de cuencas intracontinentales generadas por sucesivas etapas de compresión y dilatación.

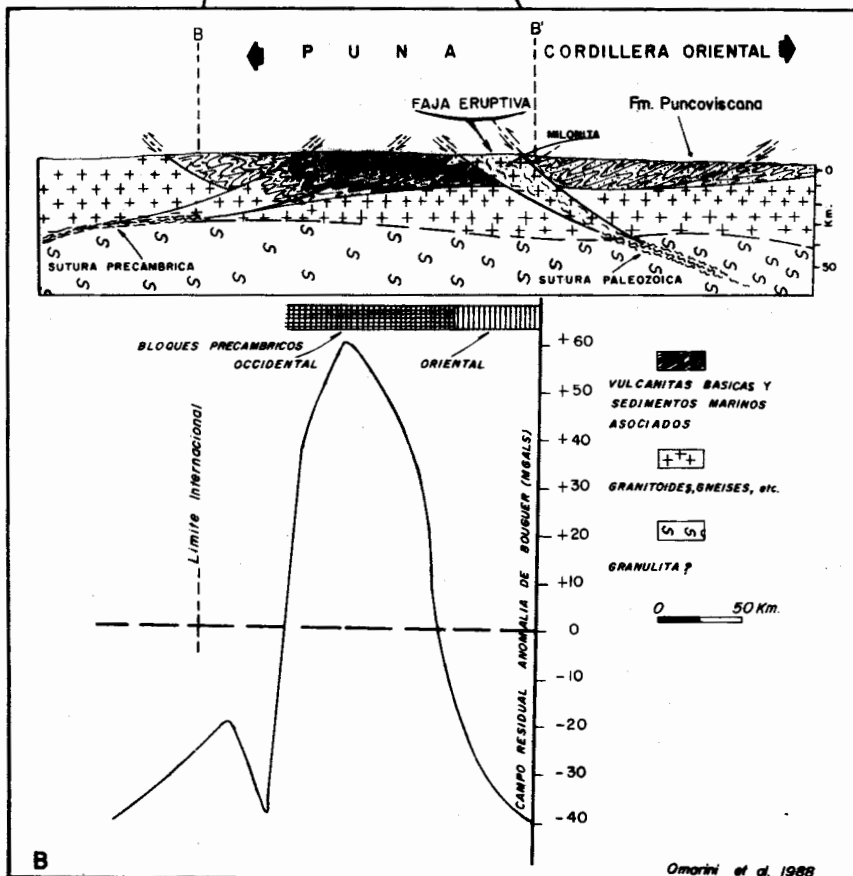
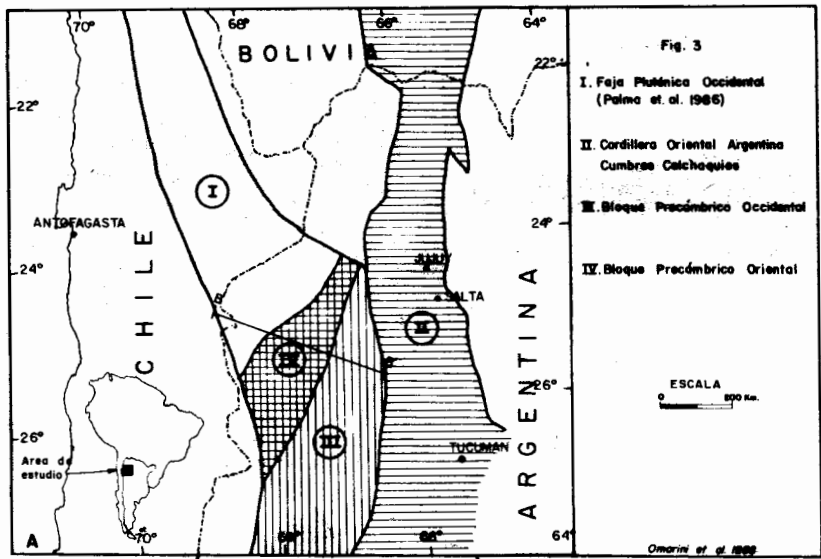
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aceñolaza, F.G. y Toselli, A. J. - 1971 - Hallazgo de graptolites ordovícicos en el supuesto precámbrico de la Puna de Catamarca y Salta. *Asoc. Geol. Arg.* XXV (2): 274 Buenos Aires.
- Alonso, R.N., Viramonte, J. y Gutierrez R. - 1984 - Puna Austral: Bases para el subprovincialismo geológico de la Puna Argentina. IX Congr. Geol. Arg. T.I: 43-63. Buenos Aires.
- Allmendinger, R, Jordan, T, Palma, M. y Ramos, V. - 1982 - Perfil estructural de la Puna Catamarqueña (25 -27), Argentina. V Congr. Geol. Arg. T.I: 499-518. Buenos Aires.
- Aramayo, C.- 1986 - Geología y petrología del borde NE. del Salar Hombre Muerto (Provincia de Salta) Tesis Profesional. Biblioteca Fac. Cs. Naturales. Univ. Nac. de Salta. 123 pp. (Inédito). Argentina.
- Argañaraz, R, Viramonte, J. y Salazar, L.-1972- Sobre el hallazgo de serpentinitas en la Puna Argentina. V Congr. Geol. Arg. T.I: 23-32. Buenos Aires.
- Butler, R.W.H. - 1982 - The terminology of structures in thrust belts. *Journal of Structural Geology*. V.4(3):239-245. London.
- Coira, B., Davidson, J., Mpodozis, C. y Ramos, V. - 1982 - Tectonic and magmatic evolution of the andes of Northern Argentina and Chile. *Earth-Science Reviews*, 18: 303-332. Amsterdam.
- Chayle, W. y Coira, B. - 1987 - Vulcanitas básicas a ultrabásicas y mesosilíceas de la Formación Puncoviscana en el área del Cerro Alto de Minas, Departamento Tilcara, Jujuy, Argentina. X Congreso Geológico Argentino T. IV: 296-298. Buenos Aires.
- Dahlstrom, C.D.A. - 1970 - Structural geology in the eastern margin of the Canadian Rocky Mountains. *Bull. Can. Petrol. Geol.* 18: 332-406.
- Damm, K.W., Pichowiak, S. Harmon, R.S., Todt, W., Omarini, R. y Niemeyer, H. - 1988 - "The Old Central Andes": A reflection of an active continental margin?. *Geol. Soc. Am. Bull. Special paper.* (in press).
- Eremchuck, J.E., Mon, R. y Sosa Gomez, J.A. -1979 - Observaciones sobre la estructura del basamento de los andes del norte de la Argentina (entre los paralelos 22° y 28° L.S.). VIII Cong. Geol. Arg. T.II: 203-212. Buenos Aires.
- Goetze, H.J., Chong, G., Lahmeyer, B., Omarini, R.H., Salfity, J.A. Schmidt, S., Strunk, S. y Viramonte, J.G. - 1987 - The gravity field and its relation to the andean volcanism between 20° and 26° S. X Congr. Geol. Arg. T.IV: 352-355. Tucumán, Argentina.
- Jezeq, P., Willner, A.P., Aceñolaza, G. y Miller, H. - 1985 - The Puncoviscana trough a large basin of late precambrian to early cambrian age of the pacific edge of Brazilian shield. *Geologische Rundschau*. 74 (3): 573-584.
- Jezeq, P. y Miller, H. -1987 - Petrology and facies analysis of turbiditic sedimentary rocks of the Puncoviscana Trough (upper precambrian-lower cambrian) in the basement of the NW Argentine Andes. *American Geophysical Union*. 287-293.
- Lister, G.S. y Snoke, A.W. - 1984 - S-C Mylonites. *Journal of Structural Geology*. V.6(6): 617-638.
- Manca, N., Coira, B. y Perez, A. - 1987 - Episodios magmáticos de los ciclos Pampeanos y Famatiniano en el Río Yacoraité, Jujuy. X Congr. Geol. Arg. T.IV:299-301. Tucumán, Argentina.

- Mendez, V., Navarini, A., Plaza, D. y Viera, O. - 1973 - Faja eruptiva de la puna oriental. V Congr. Geol. Arg. T.IV: 89- 100. Buenos Aires.
- Mendez, V., Turner, J.C.M., Navarini, A., Amengual, R. y Viera, V. - 1979 - Geología de la región Noroeste, provincias de Salta y Jujuy, República Argentina. Dir. Gral. Fab. Militares. 118 pp. Buenos Aires.
- Mon, R. y Hongn, F. - 1986 - La microtectónica como método de correlación geológica en el basamento del norte argentino. III Reunión de Microtectónica. (en prensa). La Plata.
- Mon, R. y Hongn, F. - 1987 - Estructura del ordovícico de la Puna. Rev. Asoc. Geol. Arg. T. XLII (1-2):31-39. Buenos Aires.
- Mon, R., Hongn, F. y Omarini, R.- 1988 - Estructura del Basamento Andino entre los paralelos 24° y 28° latitud sur. V Congr. Geol. Chileno. (en prensa). Santiago.
- Omarini, R. 1983. Caracterización litológica diferenciación y génesis de la Formación Puncoviscana entre el Valle de Lerma y la Faja Eruptiva de la Puna. Tesis. Univ. Nac. de Salta, Argentina 220 p.
- Omarini, R.H., Viramonte, J.G., Cordani, U., Salfity, J.A. y Kawashita, K. - 1984a - Estudio geocronológico Rb/Sr de la Faja Eruptiva de la Puna en el sector de San Antonio de los Cobres, Provincia de Salta. IX Congr. Geol. Arg. T.III: 146-158. S.C. de Bariloche, Argentina.
- Omarini, R.H., Aparicio, A., Parica, S., Pichowiack, S., García, Cacho, L., Damm, K.W. Viramonte, J.G. y Salfity, J.A. - 1984b - Estudio geoquímico y geocronológico Rb/Sr del complejo granítico Santa Rosa de Tastil, Salta, Argentina. Preimpreso IV Congr. Geol. Chileno. Antofagasta, Chile.
- Omarini, R. H. y Baldis, B. - 1984 - Sedimentología y mecanismos deposicionales de la Formación Puncoviscana (Grupo Lerma, precámbrico-cámbrico) del norte argentino. IX Congr. Geol. Arg. T. I: 383-398. Buenos Aires.
- Omarini, R.H. y Alonso, R.N. - 1987 - Lavas sincrónicas con la sedimentación de la Formación Puncoviscana. Salta, Argentina. X Congr. geol. Arg. T. IV: 292-296. Tucumán, Argentina.
- Omarini, R. H. y Cordani, U. - 1988 - The northwestern argentine basement (The Puncoviscana mobile belt). V Congr. Geol. Chileno. (en prensa). Santiago.
- Palma, M.A., Parica, P.D. y Ramos, V. - 1986 - El granito de Archibarca: Su edad y significado tectónico. Rev. Asoc. Geol. Arg. T. 41, (3-4): 414-419. Buenos Aires.
- Ramos, V., Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., Mpodozis, C., Kay, S.M., Cortés, J.M. y Palma, M. - 1986 - Paleozoic terranes of the Central Argentine-Chilean Andes. Tectonics. Vol. 6: 855-880.
- Salfity, J.A., Omarini, R.H., Baldis, B. y Gutierrez, W. - 1975 - Consideraciones sobre la evolución geológica del precámbrico y el paleozoico del norte argentino. II Congr. Latinoamericano de Geología Económica. T.IV: 341-362. Buenos Aires.
- Sagerstrom, K y Turner, J.C.M. - 1972 - A conspicuous flexure in regional structural trend in the Puna of Northwestern Argentina. U.S. Geological Survey. Prof. Paper 800-B:205-209.
- Turner, J.C.M. - 1964 - Descripción geológica de la hoja 7c Nevado de Cachi (Provincia de Salta). Dirección Nacional de Geología. Boletín N°99.
- Viramonte, J.G., Sureda, R. y Raskovsky, M. - 1976 - Rocas metamórficas de alto grado al oeste del Salar Centenario. Puna Salteña. VI Congr. geol. Arg. T. II: 191-206. Buenos Aires.
- Willner, A.P., Lottner, U.S. y Miller, H. - 1987 - Early paleozoic structural development in the argentine basement of the andes and its implication for geodynamic reconstructions. American Geophysical Union. 229-239.







EL MINERAL DE HIERRO EN AMERICA LATINA

Gustavo Ascanio Torres

Ministério de Energía y Minas, Dirección General Sectorial de Minas y Geología, Dirección de Minas

EL MINERAL DE HIERRO EN AMERICA LATINA

ABSTRACT

The largest deposits of iron ore in Latin America are found on the Precambrian Shields as banded iron formations, known as itaberrites in Brazil and ferruginous quartzites in Venezuela. In this paper, they are considered sedimentary-volcanogenic. The residual deposits of iron ore generated from these rocks are under industrial exploitation in Brazil and in Venezuela.

Hypogenic ore deposits: magmatics, metasomatics and volcanics, were also generated along the circum-pacific border, due to the geologic environment created by the interaction of the tectonic plates of the earth crust at that region.

The remaining iron ores were generated as sedimentary rocks, deposited in shallow marine environment as chamosite and other iron silicates and also as bicarbonate which substitutes isomorphically the calcium carbonate of fossil shells. Diagenesis transformed, occasionally, these minerals into goetite, hematite and magnetite.

INTRODUCCION

Según Holmes (1952, p.33) los diez elementos oxígeno, silicio, aluminio, hierro, calcio, magnesio, sodio, potasio, titanio e hidrógeno forman el 99,34 por ciento de la corteza terrestre. Los otros noventa y cuatro elementos forman el 0.66 por ciento restante. El hierro constituye un porcentaje elevado de la corteza terrestre. Hay minerales de hierro por todas partes; sin embargo, son explotables únicamente cuando el tenor es superior a 35 por ciento en las menas de bajo tenor y superior al 55 por ciento en las menas de alta ley. Estos yacimientos de rendimiento económico se formaron en conexión con los procesos geológicos que provocaron la evolución de la corteza terrestre desde la primitiva de composición básica a la actual de composición granítica.

De acuerdo con los astrónomos, la tierra, como parte del universo se formó hace 5.000 m.a.; sin embargo, la corteza comenzó a formarse a los 4.500 m.a. A partir de esa fecha comenzó la evolución de la corteza continental.

De acuerdo con Chubert y Faure-Muret (1976-1984) la corteza terrestre entre 4.500 y 3.000 m.a. se caracterizó por la presencia de rocas básicas (plutónicas y de metamorfismo elevado) y la de volcanes que eruptaban espesos mantos de basalto. Al final de esta época comenzó la intrusión de granitos. La deposición sedimentaria comenzó en las cuencas que separaban los volcanes.

Entre los 3.000 y 620 m.a. sucedieron una serie de orogénesis que provocaron la evolución de la corteza básica a la corteza actual de composición granítica.

La última acaecida entre los 650 y 620 m.a., denominada Orogénesis Pan Africana, provocó el rejuvenecimiento general de la corteza de los continentes reunidos en la Pangea. Asociados a esta orogénesis se originaron los yacimientos hipogénicos de mineral de hierro en las montañas brasileñas orientales.

Especialmente entre los 3.000 y 2.700 m.a. se depositaron, en los cratones precámbricos, formaciones de hierro laminadas interestratificadas con otras rocas volcánicosedimentarias. Estas formaciones de hierro laminadas afloran en cinturones montañosos de rocas verdes, tanto en Venezuela como en Surinam y Brasil.

Durante el Paleozoico, Mesozoico y Terciario se depositaron yacimientos de mineral de hierro en cuencas marinas de poca profundidad, las cuales fueron expuestas por las orogénesis equivalentes a la Caledoniana, Herciniana y Alpina.

Por la interacción de las placas Pacífica, Norteamericana, Cocos, Caribe, Nazca y Suramericana se originó el ambiente geológico apropiado para la génesis de los yacimientos hipogénicos desde México hasta Chile.

El hidróxido de hierro generado por la meteorización en la faja intertropical se movilizó en estado coloidal. Estos coloides floculan tan rápidamente como se producen para formar los yacimientos residuales denominados lateritas, los cuales son yacimientos potenciales de mineral de hierro en Guyana, Surinam, Guayana Francesa y otros países de América Latina.

La meteorización, además, transporta en solución la sílice y otros minerales solubles de las formaciones de hierro laminadas, dejando como residuos los óxidos de hierro, que generan "in situ" los importantes yacimientos industriales de Venezuela y Brasil.

La base de este trabajo es el presentado por Ascanio (1987) para su incorporación ante la Academia de Ciencias Físicas, Matemáticas y Naturales de Venezuela.

Para algunas de las estadísticas se obtuvo información hasta 1.984, únicamente.

YACIMIENTOS HIPOGENICOS

Los magmas son soluciones de silicatos, óxidos metálicos y otras sustancias disueltas, que obedecen a las leyes de las soluciones químicas ordinarias. A medida que cristalizan los minerales, se produce en el magma una diferenciación de acuerdo al punto de fusión de cada uno de dichos minerales. Según Bateman (1975, p.73), el estudio de los yacimientos de magnetita titanífera de Taberg, Suecia, condujo a postular que en los magmas básicos las plagioclasas cristalizan primero y más tarde los óxidos de hierro, aislados o acompañados de los piroxenos y los óxidos de titanio. Los cuerpos resultantes son yacimientos magnéticos potenciales de mineral de hierro porque el porcentaje de titanio es muy elevado. A veces se explotan como menas de titanio y el hierro se obtiene como subproducto.

Durante la diferenciación magnética se producen fluidos, líquidos o gaseosos, que ascienden a través de las fracturas de las rocas de la corteza terrestre. Cuando estas rocas son reactivas, como por ejemplo: calizas, anfíbolitas, rocas volcánicas o los feldespatos de las rocas ígneas, dichos líquidos producirán en tales rocas lo que se denomina reemplazamiento metasomático. Los fluidos disolverán algunos minerales de la roca huésped, a los cuales transportarán en solución. En su lugar depositarán otros que podrán constituir yacimientos de rendimiento económico. El reemplazamiento puede producirse también en la zona de contacto de una intrusión ígnea; el yacimiento resultante se denominará de metasomatismo de contacto. Otras veces, los minerales transportados se depositan como vetas hidrotermales.

Mediante la diferenciación a partir de los magmas básicos se originan residuos ricos en óxido de hierro, los cuales pueden llegar a la superficie dando lugar a yacimientos volcánicos de mineral de hierro.

De inmediato se mencionarán los yacimientos hipogénicos originados en el borde del Océano Pacífico desde México hasta Chile. (Vease Fig.1 a 4).

En México, todos los yacimientos de mineral de hierro conocidos son de origen hipogénico, la mayoría de ellos asociados a intrusiones de rocas ígneas de composición diversa, de edad variable de Mesozoico a principios del Cenozoico (Gonzales Reyna, 1956). Estas intrusiones se originaron en conexión con el proceso tectónico producido por la interacción de las placas Norteamericana y del Caribe con las placas de Cocos y del Pacífico. En Baja California los yacimientos se encuentran como vetas de magnetita asociados a granitos intrusivos. En Sonora hay un yacimiento de hematita clasificado como de metasomatismo de contacto. En Chihuahua se encuentra el yacimiento La Perla constituido por diques y masas estratiformes de hematita en traquitas y riolitas sódicas. En Cohahuila el grupo de yacimientos Hercules está formado por segregaciones magnéticas y vetas de hematita inyectadas en las zonas de fracturas de un stock de cuarzo monzonita. En Durango, el Cerro Mercado, consta de diques ramificados de hematita y magnetita en riolitas, latitas y tobas riolíticas. En Zacatecas, el grupo de El Sol y La Luna son yacimientos originados por metasomatismo de contacto en calizas del Cretáceo y del Jurásico, asociados a una intrusión de Diorita. En Jalisco, el grupo de yacimiento de el Encino está formado por masas tabulares de hematita y magnetita de origen magnético, intrusivas en mármoles; asociadas a intrusiones de monzonita y latita. En Michoacán hay varios grupos de yacimientos de mineral de hierro originados en calizas por metamorfismo de contacto y asociados a intrusiones de aplitas y dioritas. En Guerrero hay un grupo de yacimientos pequeños originados por volcanismo y otro originado por metamorfismo de contacto. En Veracruz hay dos yacimientos volcánicosedimentarios de hematita y goetita que reposan sobre gravas, arenas y lutitas (United Nations, 1970) y (Labarthe y otros, 1987).

En México, según Klinger (1986), las reservas de mineral de hierro suman 407 millones de toneladas. Produjo, según Mining Annual Review, desde 1.13 millones de toneladas en 1.962 hasta 5.40 millones de toneladas en 1.971. De allí la producción bajó a 2.90 millones de toneladas en 1.973. En 1.974 la producción subió a 5.0 y de allí a 8.4 millones de toneladas en 1.984. En las estadísticas no figura como exportador de mineral de hierro.

El Istmo de América Central, de acuerdo con Schmidt y Effing(1970), comenzó a formarse como un arco de islas durante el Terciario y alcanzó su forma actual durante el Cuaternario.

La interacción entre dicho arco volcánico y la placa Pacífica produjo el ambiente tectónico apropiado para la génesis de vetas y masas de hematita y magnetita, de donde se originaron grandes depósitos de arena de esos minerales en Guatemala y Panamá.

En Sur América, los yacimientos hipogénicos de mineral de hierro de Perú y Chile se originaron por el ambiente tectónico creado por la interacción de las placas de Nazca y Sur América.

Los numerosos yacimientos de mineral de hierro de Perú están genéticamente asociados a los procesos de mineralización generados como consecuencia de las intrusiones ígneas conectadas con el metamorfismo. De ellos los únicos evaluados son Marcona y Acarí.

El yacimiento de Marcona se originó por reemplazamiento metasomático en calizas y dolomitas del Paleozoico. El mineral se presenta en bolsones irregulares de composición variable de un lugar a otro, por lo cual debe ser beneficiado para convertirlo en mena.

Los yacimientos de Acarí cubren un área de 30.000 hectáreas. Están formados por inyecciones de magnetita y hematita asociados a intrusiones de granito y diorita (United Nations, 1970).

Según Mining Annual Review, la producción de mineral de hierro de Perú aumentó gradualmente de 4.59 millones de toneladas en 1.962 a 13.0 millones de toneladas en 1.973. De allí en adelante la producción se conservó por debajo de ese nivel. En 1.984 produjo 4.10 millones de toneladas. De acuerdo con Iron Ore Manual 1.985-1.986, en 1.984 exportó 4.09 millones de toneladas a la República Federal

de Alemania, Holanda, Yugoslavia, Estados Unidos de América, Japón y Corea del Sur.

Los yacimientos hipogénicos de mineral de hierro de Chile se originaron por metamorfismo de contacto, reemplazamiento metamórfico y por volcanismo. El volcán El Laco, según Frutos y Oyarzún (1974), consta de cinco flujos de lava de magnetita de 20 metros de espesor cada uno, los cuales están asociados a los cráteres adventicios emplazados alrededor del cráter principal. Magnetita es el mineral principal aun cuando hay también algunos flujos de hematita. La ganga está formada por apatito y actinolita. Sus recursos se estiman en mil millones de toneladas con 50 por ciento de hierro.

De acuerdo con el Mining Annual Review, la producción de mineral de hierro de Chile desde 1.962 a 1.984 varió de un mínimo de 5.2 a un máximo de 13.30 millones de toneladas. Según el Iron Ore Manual 1.985-1.986, en 1.984 exportó 5.6 millones de toneladas de mineral de hierro para Japón.

Argentina posee un yacimiento pequeño originado por reemplazamiento metamórfico con 60 por ciento de hierro.

En Paraguay hay una anomalía magnética causada por vetas de magnetita que afloran esporádicamente (United Nations, 1970). El yacimiento está asociado a una granodiorita que intrusión anfibolitas del Precámbrico.

Asociados a la Orogénesis Pan Africana se originaron yacimientos hipogénicos de mineral de hierro en las Montañas Brasileñas Orientales, los cuales se encuentran como: a) Lentes de magnetita en la Bahía de Paranagua, Estado de Paraná; b) Cuerpos macizos en los Estados San Paulo, Paraná, Santa Catarina y Goias; y c) Yacimientos diseminados de magnetita titanífera en los Estados de Río Grande del Norte, Paraíba, Pernambuco y Alagoas, cuyo tenor varía de 53 a 68 por ciento de hierro.

En la Cordillera de la Costa de Venezuela: San Quintín, en el Estado Yaracuy y Chacao en el Estado Aragua son dos yacimientos magnéticos de hematita titanífera. El Dorado, en el Estado Miranda es un yacimiento metamórfico de hematita especular.

YACIMIENTOS SEDIMENTARIOS

Los yacimientos sedimentarios de mineral de hierro se depositaron en ambiente marino de poca profundidad. El hierro fue transportado como chamosita y otros silicatos de hierro y también como bicarbonato el cual substituye isomórficamente el carbonato de calcio de las conchas de los fósiles. La diagénesis, a veces, transforma estos minerales en goetita, hematita y magnetita.

En Colombia, los yacimientos sedimentarios oolíticos de la región de Paz de Río, Departamento de Boyacá, son de edad Cretáceo y Terciario (United Nations, 1970).

En Venezuela, los yacimientos sedimentarios oolíticos se localizan al norte de Humocaró, Estado Lara, en la Formación Quebrada Arriba del Eoceno Inferior (Rodríguez y otros, 1977, p.111). (Vease Fig. Nº 5).

En Brasil, los sedimentos ferruginosos oolíticos de edad Paleozoico se encuentran en el Territorio de Amazonas. Sus recursos se estiman en 200 millones de toneladas con 60 por ciento de hierro y 0.3 a 1.0 por ciento de fósforo.

FORMACION DE HIERRO LAMINADA

El 90 por ciento de las reservas mundiales de mineral de hierro se encuentran como formaciones de hierro laminadas, las cuales fueron depositadas en los escudos Precámbricos intercaladas con otras rocas volcánicosedimentarias, que afloran hoy en cinturones montañosos de rocas verdes. El óxido de hierro se acumuló, por diferenciación, en la cámara magmática desde donde fue transportado adherido a las partículas de cenizas volcánicas (Dzotsenidze, 1972).

Las formaciones de hierro laminadas de Latinoamérica yacen en los tres escudos Precámbricos y en el núcleo cristalino de la Cordillera de los Andes hacia donde se proyecta el Escudo Central Brasileño. Dichas formaciones están formadas por bandas de óxido de hierro intercaladas con bandas de cuarzo. A veces contienen bandas de silicatos y dolomita. Cuando frescas, contienen un 35 por ciento de hierro. En este caso es una roca muy dura, objeto de beneficio solamente en Canadá, Estados Unidos de América, Suecia, Liberia, China y la Unión Soviética.

En Chile hay un yacimiento de formación de hierro laminada que contiene 500 millones de toneladas con 37 por ciento de hierro.

En el Escudo Costero Brasileño se encuentran los importantes yacimientos del Cuadrilátero Ferrífero, cuya denominación proviene de la abundancia de formación de hierro laminadas (itaberitas) y de los yacimientos residuales de alta ley que de ellas se derivan. El Cuadrilátero está constituido por la Serie Minas, formada por el Grupo Nova Lima, integrado por esquistos, filitas, itaberitas, dolomitas y grauvacas; y por el Grupo Maquimé integrado por cuarcitas y conglomerados.

Las menas se dividen en itaberita que contiene de 35 a 60 por ciento de hierro, hematita silíceas con 60 a 64 por ciento de hierro y hematita de alta ley con más de 64 por ciento de hierro.

En el Escudo Central Brasileño se encuentran las regiones de Urucum y dos Carajás. Los recursos de la región ferrífera de Urucum se estiman en 10.000 millones de toneladas, los cuales se consideran recursos potenciales, debido a su bajo tenor y a su localización cerca de la frontera con Bolivia, a 2.000 kilómetros de la costa. (United Nations, 1970).

La región ferrífera de dos Carajás está situada en el Estado de Pará, a 550 kilómetros al sur de Belén, en la serranía comprendida entre los ríos Araguaia y Xingú, donde aflora el Grupo Gran Pará. De este grupo, la Formación Ferrífera Carajas reposa en contacto concordante debajo de la Secuencia Paleovolcánica Superior y encima de la Secuencia Paleovolcánica Inferior. Durante la exploración, se encontraron, en los túneles y perforaciones, intercalaciones de rocas volcánicas similares a las de las secuencias Paleovolcánica Inferior y Superior. Esto indica que las formaciones de hierro laminadas se originaron durante el mismo ciclo volcánicosedimentario (Beisiegel y otros, 1975).

Según Klinger (1988) las reservas probadas de mineral de hierro de Brasil se estiman en 14.162 millones de toneladas con 9.804 millones de toneladas de hierro.

Según Mining Annual Review, la producción de mineral de hierro de Brasil, a partir de 1.962, aumentó gradualmente de 7.21 millones de toneladas a 100 millones de toneladas en 1.981. De allí descendió a 88.7 millones de toneladas en 1.983. En 1.984 produjo 97.6 millones de toneladas.

Según Iron Ore Manual (1.985-1.986) Brasil en 1.984 exportó 88.574.000 toneladas para Japón, República Federal de Alemania, Italia, Unión Aduanal Bélgica-Luxemburgo, Francia, Estados Unidos de América, Argentina, Austria, Corea del Sur, Polonia, Rumania, Pakistán, Trinidad-Tobago, Finlandia, Yugoslavia, República Popular de Alemania, Indonesia, Canadá y Hungría.

Según Klinger (1988) la producción estimada de mineral de hierro de Brasil para 1.987 fue de 134 millones de toneladas.

Al Escudo de Guayana se asocian formaciones de hierro laminadas en Brasil y Venezuela.

Las de Brasil se encuentran al norte del estuario del Río Amazonas, de donde se generaron siete yacimientos residuales de hematita, cuyos recursos suman 10 millones de toneladas (United Nations, 1970).

Las de Venezuela se encuentran al sur del Río Orinoco, intercaladas con rocas que se suponen de origen volcánico, en los cinturones montañosos de rocas verdes de Imataca. (Veáse Fig. Nº 5).

Dougan (1972, p.1458), en su estudio geoquímico, concluye que la secuencia original de Imataca es de tipo Keewatin volcánico, caracterizado por la presencia de formaciones de hierro ftaníticas, delgadas, de menos de un metro de espesor, que se intercalan con rocas volcánicas.

A estas formaciones de hierro laminadas se encuentran asociadas dos tipos de mena:

1) Menas tipo brillante, duras, que se hayan intercaladas con rocas verdes de las facies granulita (Kalliokoski, 1965, p.112), en la parte norte del Complejo de Imataca, v

2) Menas mates, marrón de origen laterítico, a partir de las formaciones de hierro laminadas, situadas al sur del Complejo de Imataca.

C.V.G. Ferrominera Orinoco, concesionaria de los yacimientos, en 1.965, indica que los recursos de mineral de hierro del Complejo de Imataca, suman 13.823 millones de toneladas. Las reservas probadas para el 31 de diciembre de 1.987 suman 2.057.000 toneladas con 60 por ciento de hierro seco.

La producción de mineral de hierro fue de 17.782.079 toneladas para el año 1.987. De las cuales exportó 11.264.432 toneladas para Inglaterra, Italia, Bélgica, Alemania, Polonia, Francia, Argentina, España, Estados Unidos de América, Rumania, Portugal, Checoslovaquia, Barbados, Japón y Holanda.

AGRADECIMIENTO

Debo mi agradecimiento a la Ing^o Nereida Brito V. por haber revisado y transcripto este trabajo.

Gustavo Ascanio. Caracas: 01-06-1988.

REFERENCIAS CITADAS

- Ascanio, G. (1987). El mineral de hierro. Bol. Acad. Ciencias, Físicas, Mat. y Nat., Tomo XLVII, Nº 147-148.
- Beisiegel, V; Bernardelli, A.; Drumond, N.; Ruff, A. y Tremaine, J. (1975) Geología y Recursos Minerais da Serra dos Carajás, 31 p., IIAFA.
- Choubert, G. y Faure-Muret, A. (1976-1984). Afrique. En atlas geologique du monde, 1:10.000.000, 7 place de Fontenoy, 75700, París.
- Dougan, Th (1972). Origen y metamorfismo de los gneises de Imataca y Los Indios, rocas Precámbricas de Los Indios. El Pilar, Estado Bolívar, Venezuela. Mem. IV Cong. Geol. Ven., Min. de Energía y Minas, Caracas, Venezuela.
- Dzotsenidze, G.S. (1972). On the volcanic-sedimentary origin of some sedimentary iron deposits. Mem. 24th Inter. Geol. Congr. Section 4, Minerals Deposits, Canada, 338-343.
- Frutos, J. y Oyarzun, M. (1974). Tectonics and geochemical evidence concerning the genesis of El Laco lavafLOW deposits, Chile. 3 p. Universidad del

Norte, Casilla 1280, Antofagasta, Chile.

González Reyna, J. (1956). Riqueza minera y yacimientos de mineral de hierro. XX Cong. Geol. Inter., México, Tercera Edición, Banco de México, S.A., Depart. de Invest. Indust.

Kalliokoski, J. (1965). The metamorphosed iron ore, El Pao, Venezuela. Econ. Geol., 60(1): 100-116.

Klinger, F.L. (1985). Iron Ore Mineral Commodity Profiles. Bureau of Mines. United States. Department of the Interior.

_____ (1988). Mineral Commodity Summaries Bureau of Mines. United States Department of the Interior.

Rodríguez, S.E.; Rodríguez, D.; Torrealba, N. y Velasco, C. (1977). Mineralogía, génesis e importancia económica de los depósitos de hierro sedimentario de Lara suroccidental. Mem. V Cong. Geol. Venezolano. Tomo III, p.1101-1118. Min. Energía y Minas y Soc. Venez. de Geól., Caracas, Venezuela.

Schmidt-Effing, R. (1980). El origen del istmo centroamericano como vínculo de dos continentes. En nuevos resultados de la investigación geoquímica Alemana en Latinoamérica. p.21-25. Deutsche Forschungsgemeinschaft, Bonn, e Instituto de Colaboración Científica Alemana.

United Nations (1970). Survey of iron ore resources, occurrence, appraisal and use, 345 p. United Nations Publications, Sales No. 1.954.

MINERAL DE HIERRO

LEYENDA

RESERVAS TONELADAS MENA POTENCIAL YACIMIENTOS SEDIMENTARIOS

●	MAS DE 1.000 MILLONES	○
●	100 A 1.000 MILLONES	○
●	MENOS DE 100 MILLONES	○

YACIMIENTOS HIPOGENICOS

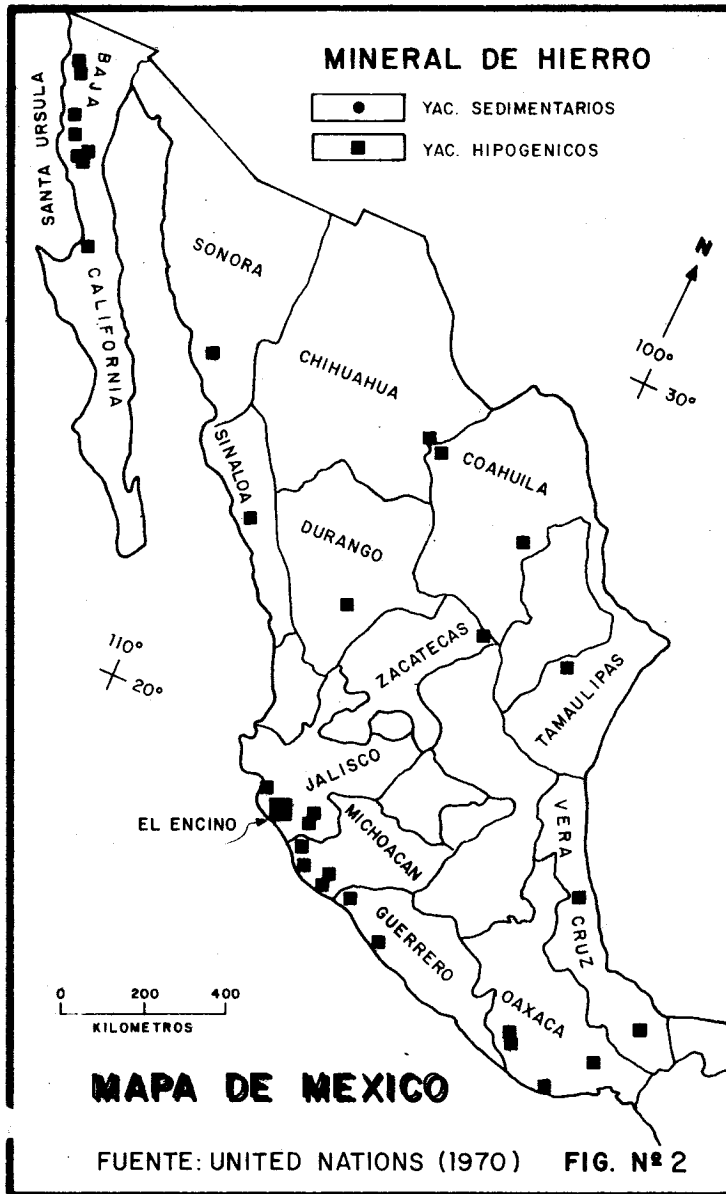
■	MAS DE 1.000 MILLONES	□
■	100 A 1.000 MILLONES	□
■	MENOS DE 100 MILLONES	□

YACIMIENTOS RESIDUALES

▲	MAS DE 1.000 MILLONES	△
▲	100 A 1.000 MILLONES	△
▲	MENOS DE 100 MILLONES	△

FUENTE: UNITED NATIONS (1970)

FIG. N° 1



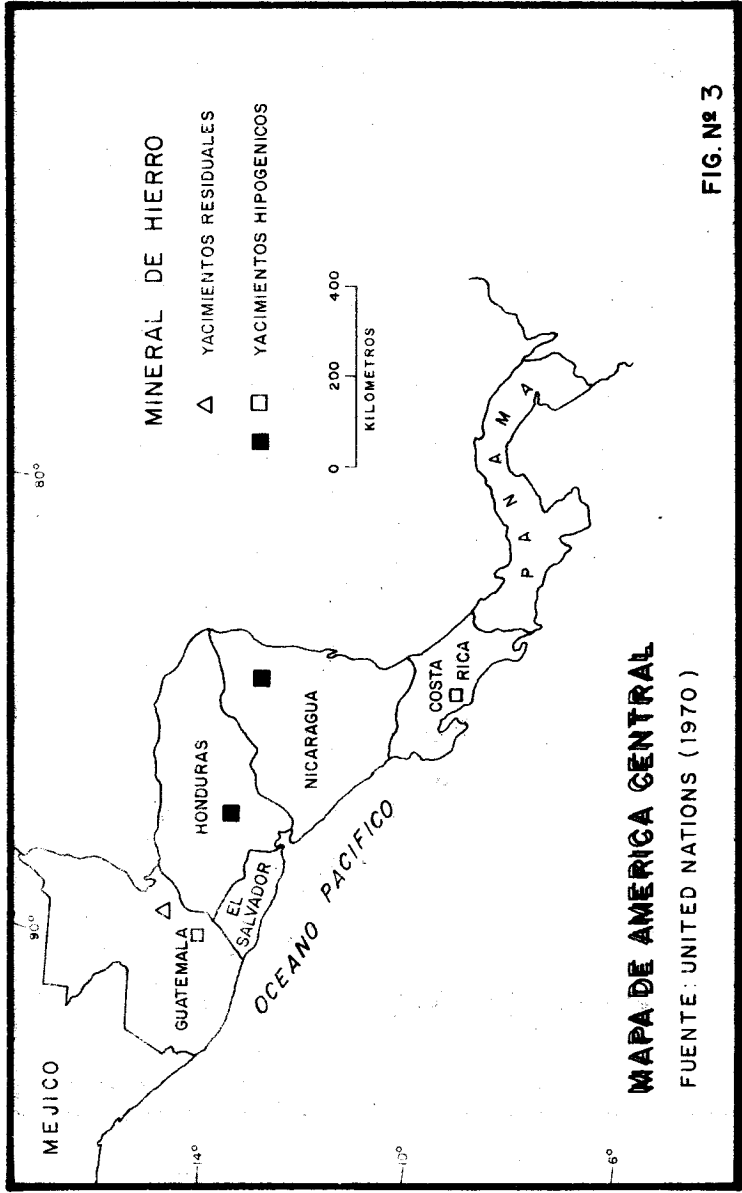
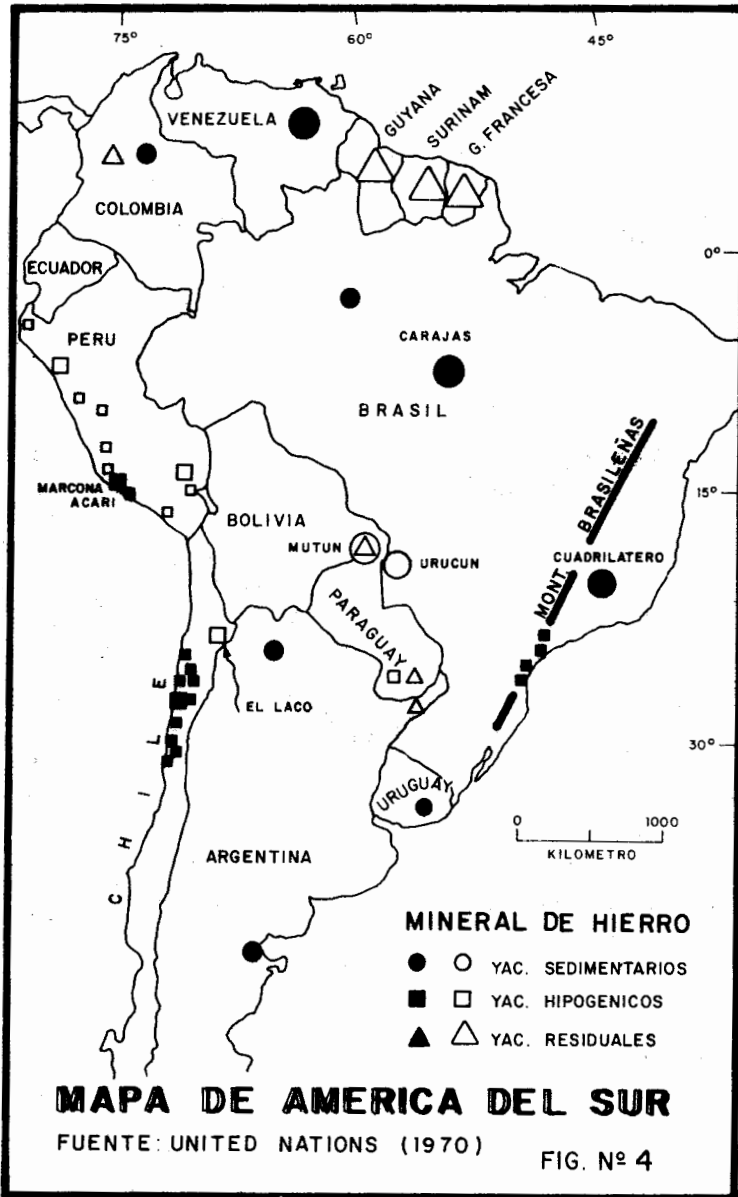
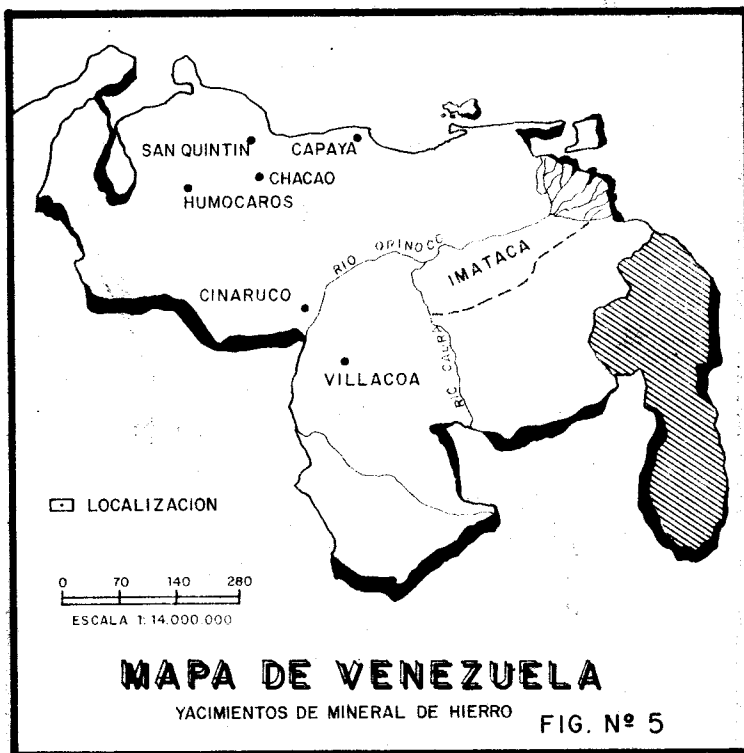


FIG. Nº 3

MAPA DE AMERICA CENTRAL
FUENTE: UNITED NATIONS (1970)





GEOLOGY OF THE RINCON DE GARCIA GOLD DEPOSIT, NICARAGUA

Hodgson – Instituto Nicaraguense de la Minería (INMINE)

Rodriguez – Instituto Nicaraguense de la Minería (INMINE)

Troeng – Swedish Geological Company (SGAB)

ABSTRACT

The Rincon de Garcia gold deposit is located in the El Limon Mining District in north-western Nicaragua. The gold mineralization is hosted in quartz veins in Tertiary volcanic rocks of andesitic composition. The gold occurs in quartzose bands as free electrum grains at grain boundaries or in polyphase mineral aggregates of jalpaite, achantite, native silver and chalcopyrite. The size of the electrum particles is generally in the range of 10-25 microns. The vein system is structurally complex and comprises both subvertical and moderately dipping veins.

The veins are associated with zones of hydrothermal alteration and spatially related to dykes of intermediate to basic composition.

Regionally, the deposit is situated in the eastern part of the Nicaragua Depression, a zone of extensional tectonics which can be traced from the Atlantic Coast in Costa Rica to the Fonseca Gulf between Nicaragua and El Salvador. The area surrounding the deposit is dominated by a sequence of volcanic rocks ranging from rhyolites to basaltic andesites in composition. Smaller, acid to intermediate intrusives also occur.

RESUMEN

El deposito de vetas auríferas de cuarzo en Rincon de Garcia, situado en el noroeste de Nicaragua, esta alojado en rocas volcánicas de edad Oligoceno Superior. La actividad volcánica ha proseguido en el area hasta el Mioceno Superior y rocas volcánicas calco-alcálinas han sido extruidas. La composición de estas rocas varia entre riolita y andesita basáltica. Una migración del volcanismo hacia el suroeste posiblemente ocurrió durante la época.

La inclinación de los estratos volcánicos hacia el suroeste empezó con la apertura de la depresión Nicaragüense. La depresión podría ser una estructura del tipo semi-graben, donde la extensión horizontal ha causado una formación de bloques fallados. Los bloques han sido progresivamente rotados mediante movimientos a lo largo de fallas normales con buzamiento al noreste. Estas fallas desplazan las vetas de cuarzo, las cuales tienen un rumbo hacia el noreste o este.

Las vetas de cuarzo están asociadas con zonas de alteración hidrotermal alrededor de un domo riolítico. Las vetas auríferas fueron depositadas de sistemas hidrotermales las cuales probablemente fueron establecidas como consecuencia del calor aportado por el domo. La formación del domo probablemente ocurrió alrededor de hace 15 millones de años.

INTRODUCTION

The Rincon de Garcia gold mine in north-western Nicaragua is a small, precious-metal deposit hosted in Tertiary volcanic rocks. Exploration of the mineralization began in 1971 and a mine was opened and put into production 5 years later. The mine was closed down in 1988. The ore from the mine was shipped to the beneficiation plant at the El Limon mine, situated approximately 20 km to the south.

The deposit belongs to the precious metal vein-type mineralizations occurring in the zone of convergent plate boundaries along the Circum-Pacific rim. The purpose of this paper is to describe the geological setting of the Rincon de Garcia deposit. The study is part of a joint Nicaraguan-Swedish geological research project, the Nicaraguan Geotraverse Project.

REGIONAL GEOLOGICAL FRAMEWORK

The main part of the Nicaraguan gold production comes from epithermal vein deposits in Tertiary volcanic rocks. The Tertiary volcanic province dominates the central part of Nicaragua (fig 1) and the sequence has been divided into two main stratigraphic units: the Coyol Group of Miocene-Pliocene age and the Matagalpa Group of Oligocene-Miocene age. The groups are separated by an unconformity. This stratigraphy is based on K-Ar determinations performed in the western and central parts of Nicaragua (Parsons Corporation, 1972). The epithermal auriferous veins are mainly located in the lower part of the Coyol Group where andesitic lavas and breccias dominate.

The northern part of Nicaragua consists of a Paleozoic-Mesozoic basement (fig 1) which extends an unknown distance below the Tertiary volcanic cover.

The Rincon de Garcia deposit is one of several gold mineralizations located within the north-west trending Nicaragua Depression (fig 2). This zone of extensional tectonics is 50-70 km wide and 500 km long, and can be traced from Costa Rica in the south-east to Honduras in the north-west (fig 1). The boundary faults of the depression are well defined in central and southern Nicaragua. Ignimbrite cappings at the eastern boundary and marine sediments on the western side are both tilted towards south-west. North-east trending faults are common on the eastern side and may be older than the formation of the depression itself. A north-south oriented fracture system, which is developed on both sides and within the Nicaragua Depression, has been interpreted as caused by Quaternary tectonic activity (McBirney and Williams, 1965). All of the active Nicaraguan volcanoes are located within the depression (fig 1).

Tertiary granitic to granodioritic intrusions along an axis parallel to the depression exist approximately 10 km east of the investigated area (fig 2). A K-Ar age on separated biotite from one of the intrusions has been determined to 29.3 ± 0.4 Ma (Parsons Corporation, 1972). Hodgson (1971) suggested that the regional dip towards south-west in the area is due to its location on the south-western limb of an anticline with the axis along the Tertiary intrusions. According to Lundberg (1984), the dip in the area is caused by faulted blocks with inclination towards the depression.

METHODS

The samples were analysed for major elements by ICP optical emission spectrometry at the SGAB Laboratory in Luleå, Sweden. The results are listed in appendix 1. K-Ar determinations were performed at

SURRC, East Kilbride, Scotland. K-Ar determinations based on old decay constants have been recalculated using the conversion tables of Dalrymple (1979).

RESULTS AND DISCUSSION

Volcanic rocks

The bedrock in the Rincon de Garcia area is dominated by a sequence of south-west dipping volcanic rocks ranging in composition from basaltic andesite to rhyolite (fig 3). The lowermost member in the sequence is an andesitic unit of lavas and breccias/agglomerates. The rocks are in general very altered. Mafic phenocrysts are altered to aggregates of chlorite and epidote and the groundmass is completely devitrified. Secondary calcite is common. This basal andesite is outcropping mainly in the northeastern part of the area. The gold bearing quartz veins are hosted in this unit. A contemporaneous acid volcanism is indicated by interlayered rhyolitic tuff horizons. The rhyolitic tuff contains abundant biotite and hornblende, indicating a parental magma rich in water.

A rhyolitic massive in the north-east forms an arcuate shaped ridge, which rises approximately 100 m above the surroundings in Cerro La Coyotera. The rhyolite shows fluidal banding and autobrecciation and is probably a volcanic dome, which extruded or intruded along the margin and southern flank of an older caldera. The basal andesite seems to have been uplifted on the southern side of Cerro La Coyotera to positions topographically higher than elsewhere. Areas of hydrothermal alteration are found within the dome and, more widespread, in a belt within the basal andesite which encompasses the rhyolite (fig 3).

A younger and more well-preserved andesitic lava is located in the central part of the area. The lava has characteristic long needles of hornblende and is less altered than the basal andesite. This second stage of andesitic activity is followed by deposition of dacitic ash flow tuffs and lavas, which cover small areas in the south. The tuffs are dipping in below basaltic andesite, which forms narrow ridges dipping 35 to 40 degrees towards southwest. The basaltic andesite is the uppermost member of the volcanic sequence and a K-Ar whole rock determination suggests an age of 7.9 ± 4.0 Ma (Parsons Corporation, 1972).

Intrusive rocks

Smaller intrusives and dikes of dioritic composition are found throughout the area. The dikes are spatially related to some of the quartz veins.

Rhyolitic dikes intrude and are locally associated with hydrothermally altered zones in the basal andesite.

A medium to coarse grained biotite granite is outcropping in the southern part of the area. The relation to the adjacent hornblende andesite and basaltic andesite is unknown.

Quaternary deposits

Almost 40 % of the area is covered by quaternary alluvial deposits and residual soil. The presence of alluvium is increasing towards south-west, i.e. towards the central part of the Nicaragua Depression.

Structures

Interpretation of Landsat, side-looking radar and air photos shows preferred lineament orientations towards north-west (fig 4). These

lineaments represent the ridges and valleys formed by the south-west dipping volcanic strata. The trend of the lineaments parallels the Nicaragua Depression and coincides with its eastern boundary fault zone. These lineaments are transected by north-easterly oriented fracture zones. The horizontal displacement along the latter structures seems to be small.

Major faults are indicated by Landsat lineaments east and north of the Rincon de Garcia area (fig 4). The rotation of north-west lineaments adjacent to the northwards striking eastern fault and the displacement of a ring structure in the south indicates a relatively late, left lateral movement. This fault probably corresponds to the Quaternary tectonic activity proposed by McBirney and Williams (1965). The northern east-northeast trending lineament enters towards west a broad valley with quaternary alluvium.

Less distinct, east trending, fracture zones are visible both on Landsat and radar images east of the mapped area. These may be of importance for the formation of ore deposits at Mina de Agua and Rincon de Garcia area since both are located on the western extension on one of these zones.

One larger and two smaller circular structures are found along a trend which is parallel to the line of active volcanoes 35 km towards south-west. The northernmost structure is the rhyolitic dome at Cerro La Coyotera. The circular structures may represent eroded volcanic centres and indicate a south-westward migration of the volcanism. Lilljequist and Hodgson (1984) proposed a model with a stepwise, westward shifting of the Tertiary volcanism along paleoarcs.

The structures within the Rincon de Garcia area are dominated by fracture zones striking north-east and north-west respectively (fig 3). The majority of the quartz veins are oriented either towards north-east or east. Both groups are displaced by the north-westerly fault zones. North-west striking veins exist locally. The north-westerly fault zone which displaces the veins in the mine (fig 5) is dipping approximately 50 degrees towards north-east (Dornan, 1986).

The south-westerly dip of the volcanic pile in the area is part of a regional feature along the eastern margin of the Nicaragua Depression (McBirney and Williams, 1965) and must be related to its formation. The similar dips on both sides of the depression suggest that it may be a half graben structure. Different models have been proposed to explain the development of half grabens. In the bookshelf or domino model (Ramsay and Huber, 1987) horizontal stretching causes a sideways collapse of the bedrock in a number of fault bounded blocks. The blocks are progressively rotated and move against each other along normal faults. Open spaces created through the tilting of the blocks are filled with sediments or lavas. This model would explain the south-westward dip of the strata in the Rincon de Garcia area as caused by rotation of blocks by movements on normal faults dipping towards north-east (similar to the fault cutting the eastern part of the Rincon de Garcia vein). A horizontal position of the strata is presumed before the onset of the tilting. This style of tectonics is suggested in the vertical profiles of fig 3. A similar result would be obtained if the movements were taken up along listric, normal faults.

It thus appears that the depression related structures are later than those hosting the quartz veins. However, several gold-quartz veins oriented parallel to the eastern border of the depression occur in the north-western extension of the investigated area. Also, some minor veins within the area are oriented in this direction. The movements associated with the horizontal stretching in the depression were probably contemporaneous with and overlapped the episode of gold mineralization.

Rincon de Garcia Mine

The gold ore is mainly located in a 4-5 m wide quartz vein which dips steeply towards north (fig 5). A subparallel, barren vein exists to the north of it. High grade ore have during the last years been mined from approximately 1 m wide veins, which are slightly inclined towards north. Evidence exists that at least one of these veins is downwards merging into the main vein (Dorman, 1986). The veins are cross-cutting a south-west dipping volcanic sequence of andesitic lavas and breccias and rhyolitic tuff. A dioritic dike is also cutting the volcanic rocks but is older than the mineralizing event. The pervasive hydrothermal alteration in the andesites is truncated by the dike, but thin veins filled with quartz, calcite and manganese oxides are cutting the dike. The dike probably acted as a mechanical barrier for the solutions without being much affected itself.

Mineralogy

The thin, north dipping veins are carbonate rich and display a diffuse banding of alternating quartz and carbonate rich bands. The ore minerals are concentrated to the quartzose bands, and on a microscale, they are located adjacent to or within carbonate rich micropods within these thin bands. Electrum is the only gold-rich mineral identified. Comparatively large quantities of silver bearing minerals are also found in these bands. The silver rich minerals are silver, achantite and jalpaite. These silver minerals are normally intergrown, often together with chalcopyrite and galena. Part of the electrum is found in these polyphase grain aggregates and part of it as free grains at grain boundaries in the matrix. The electrum grain size is less than 50 microns and most grains are found in the range 10-25 microns. (Hålenius, 1983).

Age determinations

Preliminary results on K-Ar mineral and whole rock ages have been obtained on three samples from the area (M. McIntyre, pers. comm., 1988). A whole rock age of 11.3 ± 0.4 Ma is indicated on the dioritic dike. Whole rock and mineral age determinations on two different samples from the rhyolitic tuff gave the following results: 11.3 ± 0.4 and 12.6 ± 0.3 Ma (whole rock); 15.3 and 15.5 Ma (biotite); 25.0 and 25.8 Ma (hornblende). The results indicates that both whole rock and biotite ages must have been affected by a later thermal event. If the hornblende age is considered to reflect the minimum age of the basal andesitic-rhyolitic sequence, the later event could be related to the formation of the Cerro La Coyotera dome. Since the mineralizing event is thought to be related to the emplacement of the dome, a tentative age of less than 15 Ma would be obtained for the gold mineralization. If the whole rock age of the diorite dike has not been reset, the mineralizing event would be less than 11 million years old.

Geochemistry

The volcanic rocks have been classified using the total alkali silica (TAS) diagram recommended by the IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks (Le Maitre, 1984). The subalkaline character of the volcanic suite is shown in fig 6, where all samples, except one, plot below the inclined, upper, boundary line of the basaltic andesite, andesite and dacite fields. The samples belong to the calcalcaline magma series according to the AFM diagram in fig 7. The calcalcaline character is also reflected by the relatively high contents of potassium in the andesites (Gill, 1981)

SUMMARY AND CONCLUSION

The Rincon de Garcia gold-quartz vein deposit in north-western Nicaragua is located in volcanic rocks of late Oligocene age. Volcanic activity persisted in the area until Upper Miocene times and a suite of calcalkaline rocks, ranging in composition from rhyolite to basaltic andesite, has been extruded. The volcanism possibly migrated towards south-west with time. Tilting of the volcanic succession towards south-west began with the opening up of the Nicaragua Depression. The depression may be a half graben type of structure, where the horizontal stretching causes a sideways collapse of fault blocks. The blocks are progressively rotated and the movements are taken up on north-east dipping, normal, faults. These faults displace the quartz veins in the area, which are striking towards east or north-east. The fracture zones occupied by the veins in the Rincon de Garcia area possibly existed before the formation of the Nicaragua Depression but the mineralizing event may have been contemporaneous with and overlapped by the deformation associated with the depression.

The quartz veins are associated with hydrothermal alteration zones, which seem to be spatially related to a rhyolitic dome. The gold rich quartz veins were deposited from hydrothermal systems, which probably were established by the heat supplied from the dome. The emplacement of the rhyolitic dome is thought to have taken place around 15 million years ago, and the mineralization occurred sometimes later.

ACKNOWLEDGEMENTS

We thank SAREC (Swedish Agency for Research Cooperation with Developing Countries) and IMMINE for financing the study. We also thank Ulf Hålenius, SGAB for valuable suggestions improving the manuscript.

REFERENCES

- CASE, J.E & HOLCOMBE, T.L.- 1980 - Geologic-Tectonic map of the Caribbean region. United States Geological Survey.
- DALRYMPLE, G. B.- 1979 - Critical tables for conversion of K-Ar ages from old to new constants. *Geology*, v. 7, p. 558-560.
- DORNAN, J.- 1986 - Las vetas auríferas de Rincon de Garcia. Unpublished report, INMINE.
- GILL, J.- 1981 - Orogenic andesites and plate tectonics. Springer-Verlag, Berlin, 390 pp.
- HODGSON, G.- 1971 - Geología y anotaciones mineralógicas de la planicie Noroeste y de la precordillera occidental. Catastro e Inventario de Recursos Naturales, Report 13.
- HÄLENIUS, U.- 1983 - A mineralogical investigation of the gold-bearing vein-type deposits at La Libertad, El Limon and Rincon Garcia, Nicaragua. SGAB report NICA 83002.
- IRWINE, T.N. & BARAGAR, W.R.- 1971 - A guide to the chemical classification of the common igneous rocks. *Can.J.Earth.Sci.*, 8: 523-528
- LE MAITRE, R. W.- 1984 - A proposal by the IUGS Subcommittee of Igneous Rocks for a classification of volcanic rocks based on total alkali silica (TAS) diagram. *Australian Journal of Earth Sciences* 31, p 243-255.
- LILLJEQUIST, R. & HODGSON, G.- 1983 - Structures and rock formations related to precious metal vein deposits in Nicaragua. Unpublished SGAB report NICA 83001.
- LUNDBERG, B.- 1984 - Geology of the Limon area. Unpublished SGAB report 84014.
- MCBIRNEY, A.R. & WILLIAMS, H.- 1965 - Volcanic history of Nicaragua. *Univ.Calif.Publ.Geol.Sci.*, 55: 1-69.
- PARSONS CORPORATION - 1972 - The geology of Western Nicaragua. Nicaragua Tax Improvement and Natural Inventory Project. Final Technical Report, v. IV, 220 pp.
- RAMSEY, J.G. & HUBER, M.I.- 1987 - The techniques of modern structural geology. Volume 2: Folds and Fractures. Academic Press.

Appendix 1. Major element compositions of analysed volcanic rocks from Rincon de Garcia.

Location	SiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	CaO %	MgO %	MnO %	TiO ₂ %	K ₂ O %	Na ₂ O %	P ₂ O ₅ %	LOI %	Ba ppm
1427.1/524.6	65.6	14.8	4.23	3.50	0.48	0.09	0.39	1.99	3.67	<0.01	3.7	897
1425.7/523.2	66.0	15.4	4.56	3.83	0.75	0.16	0.42	2.29	3.51	<0.01	1.9	1131
1427.6/525.4	61.3	17.6	6.24	5.26	0.74	0.12	0.57	1.36	4.23	<0.01	1.1	811
1430.8/523.7	55.0	20.0	6.21	6.71	1.82	0.10	0.60	1.60	4.39	<0.01	2.5	766
1430.7/523.8	55.9	16.4	8.38	7.63	4.00	0.15	0.73	1.72	2.69	0.22	1.5	549
1428.6/526.0	59.2	17.3	7.35	6.39	2.41	0.17	0.56	0.11	3.81	<0.01	1.2	554
1428.5/522.9	73.8	14.2	2.60	2.00	0.51	0.05	0.25	3.20	3.30	0.07	0.5	554
1428.8/526.1	71.9	13.8	2.58	1.83	0.44	0.07	0.28	3.41	4.03	<0.01	0.9	1510
1429.8/526.6	62.7	15.1	5.74	2.71	1.11	0.16	0.78	4.27	3.22	0.05	2.8	1081
1425.9/524.1	71.9	13.2	2.42	2.49	0.72	0.04	0.21	2.55	3.29	<0.01	1.9	1081
1429.9/525.4	77.8	12.4	1.25	0.36	0.24	0.02	0.19	4.50	3.01	0.09	0.4	1386
1429.2/525.2	70.9	13.9	2.74	1.79	0.27	0.05	0.28	3.70	3.70	0.05	1.7	1405
1427.7/527.0	60.5	16.2	6.92	5.91	2.79	0.15	0.69	1.80	4.29	0.31	0.5	1405
1427.8/524.5	67.3	15.4	4.80	4.00	0.63	0.07	0.47	2.28	4.44	0.29	0.3	1817
1429.3/526.1	57.0	17.5	8.49	7.16	2.97	0.12	0.88	2.52	3.40	0.39	0.2	670
1426.9/524.3	66.9	16.2	4.49	3.99	1.15	0.15	0.49	3.27	3.76	0.23	0.1	940
1426.7/523.4	65.5	16.4	5.28	4.74	0.98	0.10	0.51	1.87	4.23	0.19	0.2	980
1429.2/523.8	64.7	15.7	5.79	2.64	1.24	0.13	0.73	3.57	3.48	0.25	1.5	950
1428.2/525.8	56.5	16.8	8.41	7.24	3.54	0.14	0.81	1.70	3.33	0.37	1.0	604

CAPTIONS OF FIGURES

Fig. 1. Geological map of Nicaragua (simplified after Case & Holcombe, 1980)

Fig. 2. Location of study area

Fig. 3. Geological map of the Rincon de Garcia area

Fig. 4. Structural interpretation of the Rincon de Garcia area and surroundings

Fig. 5. Vertical (above) and horizontal sections of the Rincon de Garcia mine (modified from Dornan, 1986)

Fig. 6. Total alkali-silica (TAS) diagram for volcanic rocks from the Rincon de Garcia area

Fig 7. AFM diagram of volcanic rocks from Rincon de Garcia area
A=Na₂O+K₂O ; F=0.9xFe₂O₃ ; M=MgO. Solid line represents boundary between tholeiitic and calcalkaline suites using the criteria of Irvine & Baragar (1971)

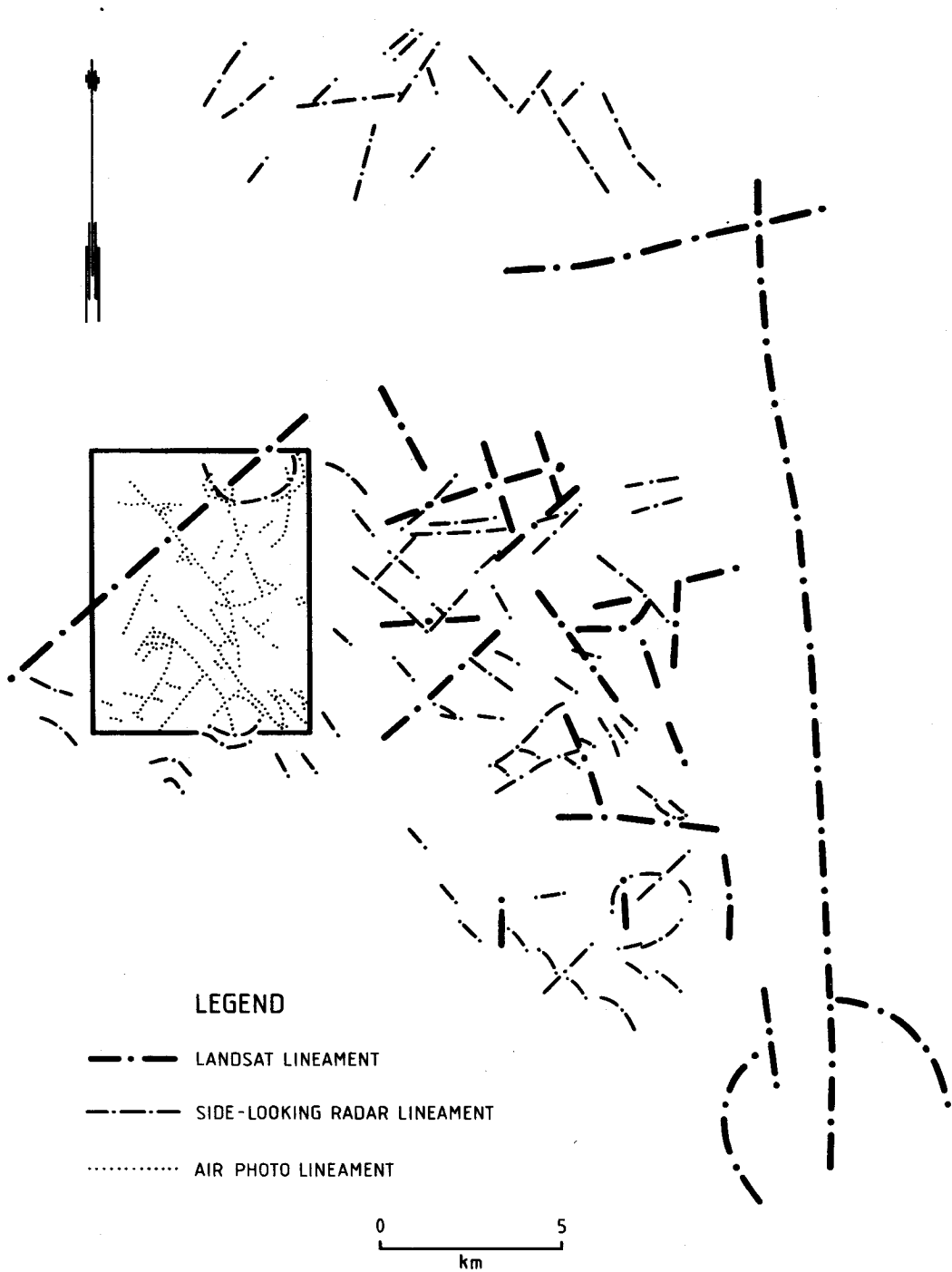
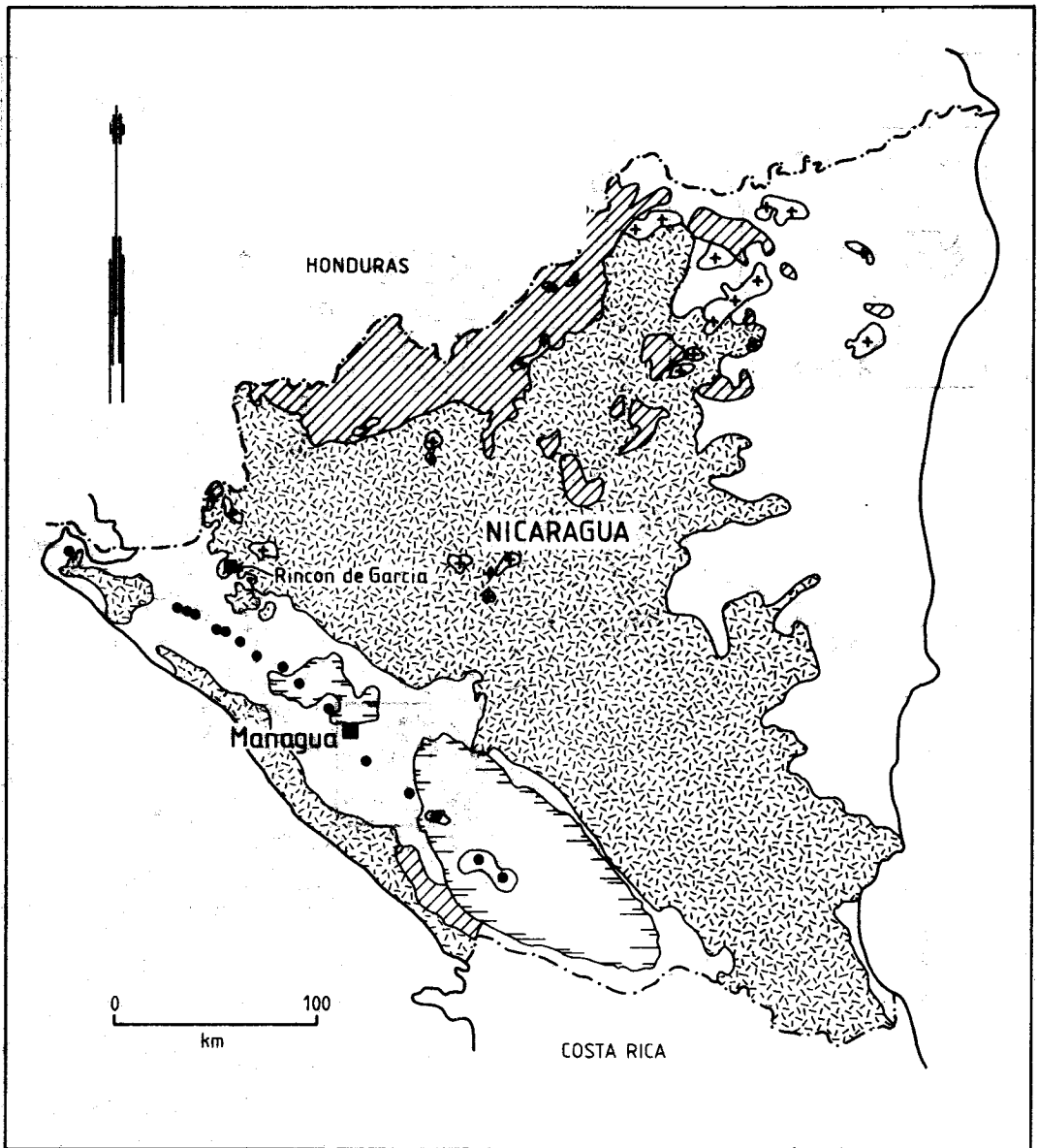


Fig. 4. Structural interpretation of the Rincon de Garcia area and surroundings



LEGEND

QUATERNARY VOLCANO



ALLUVIUM & QUATERNARY VOLCANIC ROCKS



TERTIARY VOLCANIC & SEDIMENTARY ROCKS

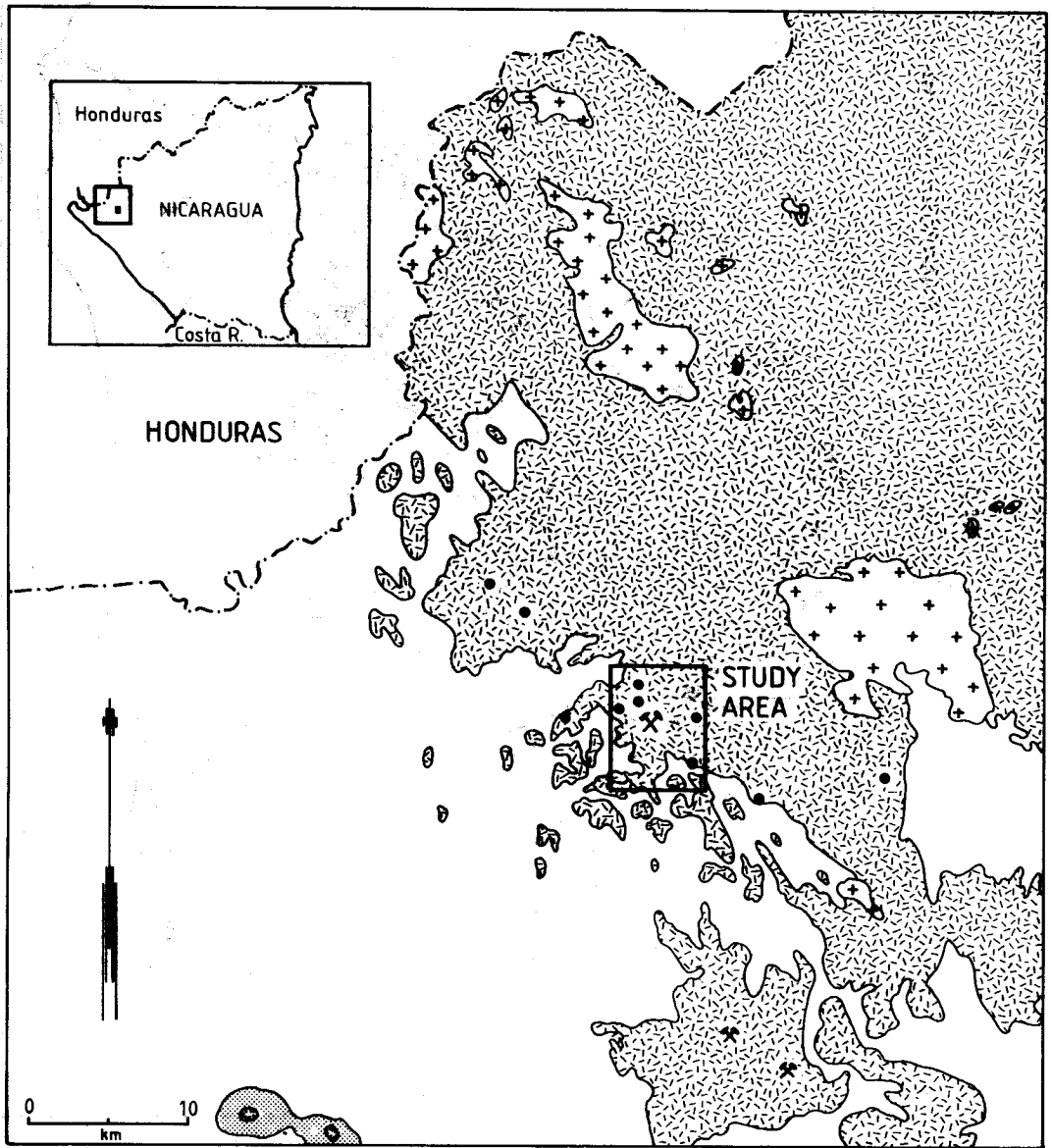


TERTIARY INTRUSIVES



PALEOZOIC - MESOZOIC ROCKS

Fig 1 Geological map of Nicaragua (simplified after Case & Holcombe, 1980)



LEGEND



ACTIVE VOLCANO



QUATERNARY ALLUVIUM



MINE



TERTIARY VOLCANIC ROCKS



TERTIARY INTRUSIVES



GOLD MINERALIZATION

Fig. 2. Location of study area

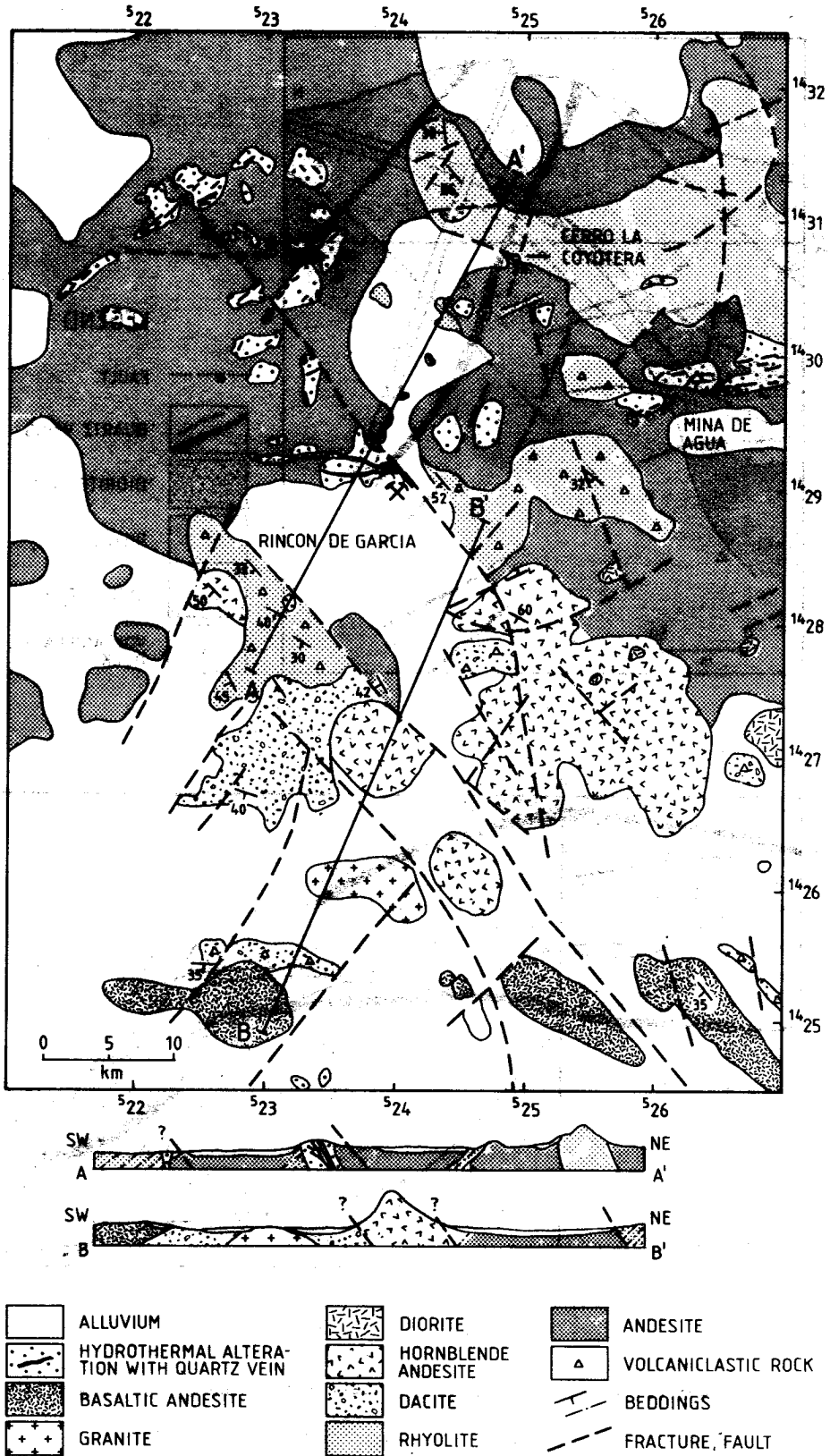


Fig. 3. Geological map of the Rincon de Garcia area

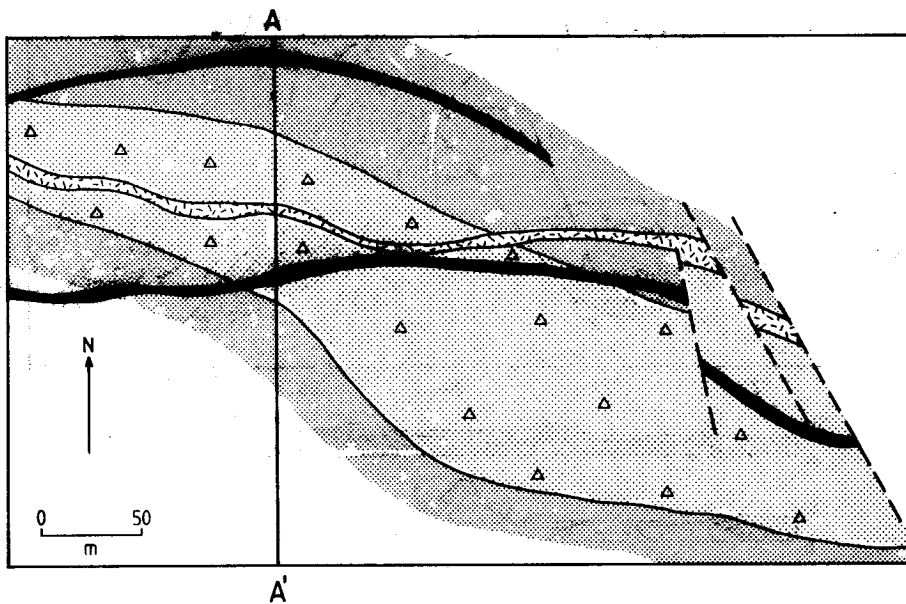
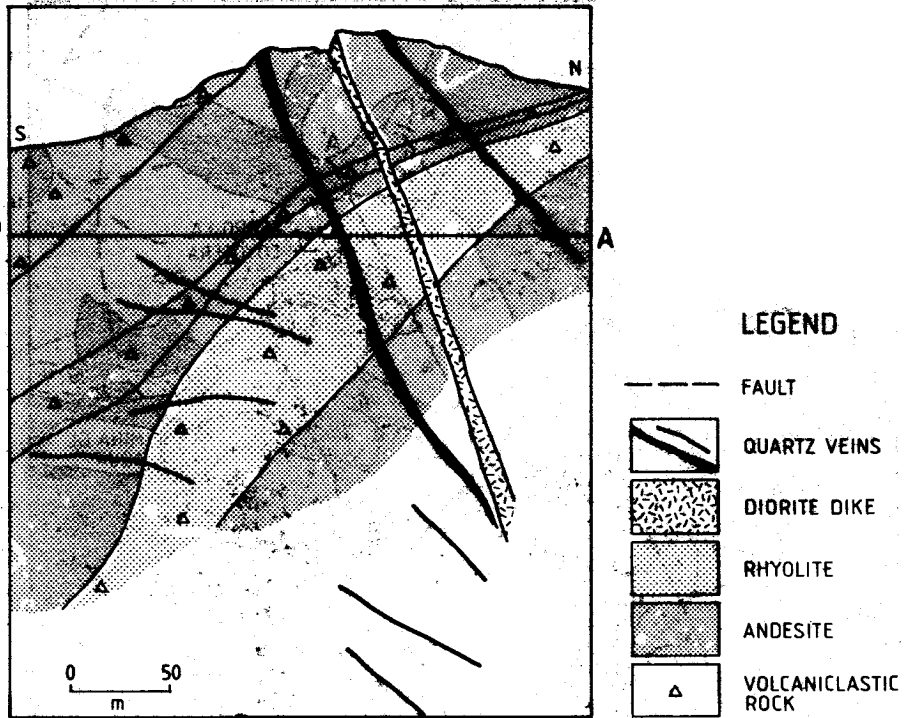


Fig. 5. Vertical (above) and horizontal sections of the Rincon de Garcia mine

EVOLUCION DE LAS PARTICULAS DE ORO EN EL TRANSCURSO DE LA FORMACION DE UN PLACER FLUVIATIL: EL CASO DE LOS PLACERES DE TIPUANI (ANDES, BOLIVIA)

Gérard HERAIL – ORSTOM, C.P. 8714, La Paz-Bolivia

Michel FORNARI – ORSTOM, 213 rue La Fayette, F75480 Paris CEDEX 10

Giovani VISCARRA – UMSA, Instituto de Geodinámica y Limnología, Casilla 12198, La Paz-Bolivia

Vitaliano MIRANDA – GEOBOL, Casilla 1219, La Paz-Bolivia

ABSTRACT

Using the studies of gold particles sampled in river beds of the Tipuani-Mapiri basin (amazonian slope of the Cordillera Real of the bolivian Andes) the evolution of the morphology and composition of gold particles occurring during their transportation in river beds is described. The morphology of the gold flakes shows a progressive transformation with the distance of transportation : increasing of bluntness and flattening, formation of characteristic forms (striations, bendings, sandwiched structures). High-fineness rim surrounding lower-fineness core is created on the gold flakes periphery, however these transformations in the composition are not only related to transport and distance of carry but also to their stay in alluviums which have been weathered. These studies allow to describe the itinerary of gold particles contained in alluviums and also to renew the classical stream sediment prospection.

INTRODUCCION

En un placer, la composición de las partículas de oro cambia cuando uno se aleja de las fuentes primarias (Mc Connel, 1907) y el oro es más fino que en las mineralizaciones primarias (Fisher, 1945). Análisis detallados han mostrado (Ramdohr, 1965; Desborough, 1970) que este aumento de la finesa media se debe a que las partículas de oro adquieren una aureola de alta finesa, mientras que el corazón conserva una composición comparable a la de las mineralizaciones primarias de las cuales proceden. Es así como la composición del corazón de las partículas de oro detrítico puede ser considerada, en cierta manera, como una memoria de la composición de las mineralizaciones primarias de las cuales proceden (Desborough et al., 1970; Giusti y Smith, 1984, por ejemplo). Al mismo tiempo, la forma de las partículas de oro es modificada en el curso del transporte (Ramdohr, 1965; Yeend, 1975; Hérail, 1980, 1984). Estas modificaciones dependen de la distancia recorrida y del ambiente de transporte.

El estudio conjunto de la composición de las partículas de oro y de su morfología ha sido usado para reconstituir la evolución de paleoplaceres como el Witwatersrand, con el objetivo principal de separar las partículas de oro de origen detrítico de aquellas que pudieron ser neoformadas (Saager, 1969; Hallbauer y Utter, 1977; Utter, 1979; Hallbauer, 1981). El mismo método aplicado a placeres recientes (Cenozoicos a Actuales) permite una descripción más precisa de la génesis de estos yacimientos (Gorshkov et al., 1972; Yablakova y Ryshov, 1973; Hérail, 1984; Giusti, 1986). Análisis de este tipo han sido efectuados con el propósito de remontar a las áreas fuentes que han proporcionado el mineral contenido en los yacimientos detríticos (Hallbauer y Utter, 1977; Hérail et al. 1988).

En este trabajo, a partir del análisis de partículas de oro de los placeres de los ríos Tipuani y Consata-Mapiri, ubicados en la

vertiente amazónica de la Cordillera Real, en el norte boliviano, se pretende caracterizar la evolución morfológica y química de las partículas de oro en un ambiente fluvio-torrencial conociendo el contexto geológico, la ubicación y características de las mineralizaciones primarias y las distancias recorridas en el curso del transporte.

LAS MINERALIZACIONES AURIFERAS DE LA CORDILLERA REAL EN SU CONTEXTO GEOLOGICO.

Uno de los distritos auríferos más importante de los Andes está ubicado en la Cordillera Real, al norte de La Paz. En esta región, el oro es extraído de vetas de cuarzo y, sobre todo, de aluviones. La mayoría de las mineralizaciones primarias (distrito de Yani) están localizadas sobre el flanco noreste de la Cordillera (fig. 1). Corresponden a mantos y vetas de cuarzo grisazulados contenidos en las areniscas con intercalaciones pelíticas del Ordovícico superior. La potencia de estas vetas es muy variable pero, generalmente, no sobrepasa los 50 cm. Muchas veces, en una misma zona están agrupadas en familias de 10 a 20 vetas paralelas (Ahlfeld y Schneider-Scherbina, 1964; Tisl, 1985).

La paragénesis está constituida, además del cuarzo, por chlorita, albita, pirita, arsenopyrita, chalcopirita y phirrotita; la esfalerita, galena y scheelita están presentes pero son escasas (Tisl, 1985). El oro ha sido detectado en microinclusiones en los sulfuros pero se presenta generalmente bajo la forma de cristales xenomorfos (fig. 2), de tamaño muy variable, en el cuarzo.

Las areniscas en las cuales están emplazadas las vetas de cuarzo aurífero, contienen también rocas espelitizadas que afloran en forma de sills que alcanzan hasta varios metros de potencia, asociadas a facies de pelitas negras, ricas en sulfuros. Estas rocas han sido definidas como el producto de un magmatismo submarino sinsedimentario (Tisl, 1985), lo que sugiere que las mineralizaciones auríferas de la zona de Yani-Ananea se emplazaron en un contexto comparable al que fue descrito para las mineralizaciones de la Cordillera de Apolobamba, en el sur del Perú (Fornari y Bonnemaïson, 1984).

Fuera de la faja de terrenos del Ordovícico superior, existen mineralizaciones auríferas emplazadas en el Silúrico (mina Progresiva) o en las corneanas que rodean el Illampu (mina Marcamarcani, Ahlfeld y Schneider-Scherbina, 1964). Estas minas son explotadas pero son de escasa producción. En el Llanvirniano de la falda norte de la Cordillera Real existen vetas de cuarzo aurífero potentes de unos centímetros a unos decímetros que constituyen importantes fuentes de oro para los placeres desarrollados en la cuenca de Tipuani-Mapiri (Hérail et al., 1988).

La parte más importante de la producción de oro de los Andes del norte de Bolivia, procede de los aluviones de la cuenca Tipuani-Mapiri y, particularmente, de los valles de los ríos Tipuani y Consata-Mapiri (fig. 1). La cuenca de Tipuani-Mapiri se extiende, con rumbo NW-SE, sobre cerca de 200 Km, paralelamente a las estructuras de la Cordillera Oriental, entre la cordillera y el sudandino. Sedimentos neógenos (Formación Cangalli), cuyo espesor es muy variable pero nunca sobrepasa los 500 metros, rellenan parcialmente una paleored fluvial (Frochot, 1901; Stoll, 1961; Freydanck, 1965; Fornari et al., 1987). La distribución de las facies sedimentarias es controlada por esta paleotopografía: conglomerados fluvio-torrenciales aguas arriba de los paleovalles al pie de la cordillera; conglomerados fluviátiles aguas abajo; arenas y limos de llanura de inundación aguas abajo entre los principales paleoríos. Nunca se observaron sedimentos lacustres, lo que indica que la cuenca de Tipuani-Mapiri no fue endoreica. El relleno de la cuenca finaliza con la edificación de abanicos aluviales en la zona norte (Formación Chimate) o de terrazas aluviales en la zona centro y sur. Posteriormente se encaja la red hidrográfica y en los valles se edifican las terrazas cuaternarias.

En la Formación Cangalli, los tenores de oro varían con la sedimentología (Freydanck, 1965; Hérail et al., 1986). Las facies con más alto tenor (varios g/m^3) corresponden a los conglomerados fluvio-torrenciales conservados agua arriba, en el fondo de los paleocañones. Los tenores disminuyen aguas abajo en las facies fluviales, mientras que las facies intermedias y de llanura de inundación son estériles o muy pobres. La Formación Cangalli, como las mineralizaciones primarias de la cordillera, provee de oro a los aluviales cuaternarios y actuales.

En el lecho de los ríos Tipuani, Challana y Consata-Mapiri, así como en sus terrazas, los tenores pueden sobrepasar varios gramos por metro cúbico. Estos ríos drenan tanto las zonas mineralizadas de la Cordillera Real como la cuenca Cangalli (fig. 1). Los tenores son mucho más bajos (generalmente inferiores a $0,5 \text{ g/m}^3$) en los aluviones de los ríos cuya cuenca vertiente es más reducida y alimentada solo por aportes locales, como por ejemplo los ríos Mariapo o Chimate (fig. 1).

EVOLUCION MORFOLOGICA DE LAS PARTICULAS DE ORO A LO LARGO DE SU TRANSPORTE EN LOS RIOS DE LA PARTE CENTRAL DE LA CUENCA DE TIPUANI-MAPIRI.

A lo largo del Tipuani y del Consata-Mapiri, el oro se distribuye desde las cabeceras, a una altura media de 4000 m donde fue notable la influencia de los glaciares cuaternarios, hasta la confluencia de estos ríos en la región de Guanay, a 520 m de altura, en plena selva tropical.

El oro liberado por la erosión de las mineralizaciones primarias de la Cordillera Real está constituido por chispas xenomorfas de oro libre cuyo tamaño es muy variable y cuyas formas son irregulares. La mayoría de las chispas tienen una morfología general en "copitos" pero presentan siempre caras cristalinas muy bien conservadas (fig. 2). Esta morfología evoluciona progresivamente en el transcurso del transporte: las formas cristalinas primarias están poco a poco borradas pero la topografía y el contorno general de las partículas de oro quedan muy irregulares, sobre la superficie aparecen estrías y marcas de impactos así como repliegues de las extremidades (fig. 2). Tanto en el lecho del Tipuani como en el del Consata-Mapiri en menos de 10 kilómetros, generalmente han desaparecido todas las formas cristalinas. Más luego se van regularizando los bordes y la topografía, adquiriendo las partículas de oro una forma general de lámina ("oro laminado") subcircular a ovalada (fig. 2). Luego, al cabo de un recorrido del orden de 30 kilómetros aproximadamente, las partículas han sido tan aplastadas por el amartillamiento que la lámina de oro que las conforma se pone muy delgada doblandose fácilmente; así aparecen muchas partículas dobladas o incluso enteramente replegadas sobre sí mismas (fig. 2).

Esta evolución morfológica general de las partículas es consecutiva a un aumento del aplastamiento que puede ser cuantificado. Para definir este parámetro para cualquier de los granos que componen un sedimento, han sido propuestos varios índices como el factor Corey (Corey 1949 in Tourtelot y Riley, 1973, Hanssen y Viaene, 1979) o el índice de aplastamiento de Cailleux (Cailleux y Iricart, 1959). Es este último índice que hemos usado para definir el aplastamiento de las partículas de oro basado en la relación $(L+1) / 2e$ donde L es el largo de la partícula, l el ancho y e el espesor; el valor del índice de aplastamiento de una partícula esférica o cúbica es de 1. Los valores se determinan por cada partícula pero se puede hacer la media de la población que compone cada una de las muestras de sedimento tomadas a lo largo de los ríos.

Tanto en el Tipuani como en el Consata-Mapiri, el valor medio del índice de aplastamiento de las partículas de oro aumenta con la

distancia recorrida desde las fuentes primarias (fig. 3). Los granos de oro proporcionados por la erosión de los cuarzos auríferos del Paleozoico tienen un índice de aplastamiento cuyo valor es del orden de 2 a 3. Al cabo de un transporte de unos treinta kilómetros, el valor medio del índice de aplastamiento es del orden de 9 y sube a valores medios del orden de 15 para un transporte de aproximadamente 60 km. Más allá el índice de aplastamiento medio de las partículas recuperadas no aumenta de manera sensible con la distancia recorrida (fig. 3) porque las chispas son tan delgadas que se repliegan sobre sí mismas.

Así, a lo largo de un río se observa una evolución progresiva de la morfología de las partículas de oro y un aumento regular del valor medio del índice de aplastamiento, al menos en el caso considerado, durante los 70 a 80 primeros kilómetros recorridos. Un exámen más detallado de la evolución de los individuos que componen las diferentes poblaciones muestra la existencia de ciertas heterogeneidades. Tanto a lo largo del Tipuani como del Consata-Mapiri, el aumento regular del índice de aplastamiento medio (fig. 3) concuerda con la existencia, en gran parte del recorrido, de partículas aplastadas con individuos (2 a 8% de la población) (fig. 4) cuyo índice de aplastamiento es inferior a 4 es decir del orden de las partículas que acaban de ser liberadas por la erosión de las vetas de cuarzo. El exámen morfológico llevado a cabo, tanto en los ríos principales como en sus afluentes, permite caracterizar estas partículas: tienen un contorno irregular, no presentan redoblamientos, son poco aplastadas y su topografía es irregular. En las cavidades se conservan formas cristalinarias primarias (fig. 2). Todas estas observaciones sugieren que estas partículas han sido transportadas sobre distancias muy cortas - inferiores a unos kilómetros -, lo que indica que, además de las mineralizaciones primarias ya conocidas en la Cordillera Real, existen otras mineralizaciones ubicadas más al norte, en el Paleozoico que aflora en la cuenca Tipuani-Mapiri (fig. 1). Una prospección reorientada a partir de dichas observaciones permitió ubicar nuevas mineralizaciones primarias (Hérail et al., 1988).

EVOLUCION DE LA COMPOSICION DE LAS PARTICULAS DE ORO A LO LARGO DE LOS VALLES DEL TIPUANI Y DEL CONSATA-MAPIRI.

El análisis de la composición de las partículas de oro contenidas tanto en las mineralizaciones primarias como en los aluviones, ha sido hecho con microsonda sobre secciones pulidas, siguiendo transectas que atraviesan la sección. Para cada partícula se hicieron entre 7 y 36 medidas, con el fin de observar las eventuales variaciones espaciales y recalcar, en el caso de las partículas de origen aluvial, la evolución de la composición desde el centro hacia los bordes.

El oro contenido en las vetas de cuarzo aurífero de la región de Yani contiene 4,5 a 6% de plata y en proporciones inferiores al 0,05% Cu, As, Fe, Ni. En las mineralizaciones primarias emplazadas en el Paleozoico de la cuenca de Tipuani-Mapiri (fig. 1), el oro contiene alrededor de 8% de plata, 0,01 a 0,04% de Cu, 0,01 a 0,05% de Fe y de As; a pesar de ligeras diferencias no se puede decir que su composición sea significativamente diferente a la del oro de la zona de Yani. En cambio, tanto los datos obtenidos de estudios anteriores (Tistl, 1985) como de análisis hechos sobre partículas de oro recolectadas en las cabeceras de los ríos de la región de Ananea (fig. 1), parecen indicar la existencia de mineralizaciones con oro aún más rico en plata (de 13 a 18%). Si bien existen diferencias de composición del oro a escala regional, nunca hemos notado variaciones de composición ni a la escala de un yacimiento ni a la escala de las partículas; en ningún caso se pudo poner en evidencia la existencia de fases de composición diferente en una misma partícula. En general, el oro procedente de las fuentes primarias de la Cordillera Real y cuya evolución es seguida en los aluviones cuaternarios es muy puro, siendo su fineza del orden de 940 a 960, salvo en la zona de Ananea donde puede descender a valores del orden de 880. El oro y la plata son los

componentes casi exclusivos de estas partículas y en este trabajo sólo se considera la evolución de la repartición de estos dos elementos.

Los resultados analíticos están sintetizados en la figura 5, donde se representa únicamente la proporción de oro. La diferencia corresponde casi exclusivamente a la plata. Las partículas 1 a 3 proceden del Paleozoico, las partículas 4 a 14 del lecho del río Tipuani, la partícula 15 del lecho de Mariapo y las partículas 16 a 22 de las terrazas del Consata-Mapiri. Se puede apreciar una evolución de la composición de las partículas de oro desde las zonas fuentes hasta los aluviales, caracterizada por un aumento de la fineza media. Este aumento se debe, en ciertos casos, a una disminución general de la proporción de plata en todas las zonas analizadas mientras que, en el resto de los casos, se explica por la aparición de una zona periférica de oro casi puro, conservando el centro de la partícula una composición semejante a la del oro de las mineralizaciones primarias.

El examen de las variaciones de composición se puede hacer considerando cada una de las partículas de oro en su contexto geológico (fig. 5). En los aluviones del lecho del río Tipuani, desde las cabeceras (muestra n° 4) hasta la confluencia de este río y del Mapiri (n° 14), se observan partículas de composición diferente. Las que están contenidas en las cabeceras de los ríos de la cuenca del Tipuani (fig. 1) tienen la misma composición que las que se encuentran en las mineralizaciones primarias, donde no aparece tampoco ninguna aureola enriquecida en oro. Aguas abajo, entrando a la Cuenca Cangallí - donde afloran los aluviones terciarios de la Formación Cangallí y las terrazas aluviales cuaternarias - aparece, en los aluviones del lecho del río Tipuani, una población heterogénea constituida por una mezcla de individuos de composición diferente (fig. 5):

- partículas de composición idéntica a la de las mineralizaciones primarias sin aureola depurada (n° 11) o con composición aún muy parecida a la de las chispas de las mineralizaciones primarias pero con aparición de una zona periférica y localmente enriquecida en oro (n° 8),

- partículas que no presentan variación espacial de composición y que son muy pobres en plata (n° 9, 12, 13); a este grupo se pueden añadir partículas también pobres en plata pero que presentan una diferencia de contenido en oro notorio entre el centro y la periferia (n° 10),

- partículas que presentan grandes diferencias espaciales de composición (n° 14): a zonas muy ricas en oro cuya fineza puede alcanzar 999 correspondientes a la aureola periférica se oponen zonas más ricas en plata, situadas al centro de la partícula y cuya composición es parecida a la del oro de las mineralizaciones primarias.

Considerando una sola muestra de aluviones del lecho del río Tipuani, tomada en el contacto con el bed-rock, se puede observar que contiene una mezcla de individuos (fig. 5, n° 8 a 13) de composición muy diferente. Ciertas partículas (n° 11) tienen una composición idéntica al oro contenido en las vetas de cuarzo de la Cordillera y pueden proceder directamente de la erosión de las mineralizaciones primarias. Otras partículas (n° 9, 10, 12, 13) son mucho más ricas en oro que las mineralizaciones primarias conocidas tanto en la Cordillera como en el Paleozoico de la cuenca de Tipuani-Mapiri y pueden proceder de la erosión ya sea de la Formación Cangallí ya sea de las terrazas cuaternarias.

En el sistema de terrazas del Consata-Mapiri (fig. 1) las partículas de oro (fig. 5, n° 16 a 22) procedentes de niveles suficientemente antiguos para que se haya desarrollado un perfil de alteración, presentan generalmente una aureola de oro con alta fineza, mientras que la proporción de plata aumenta hacia el corazón. Las partículas 16 y 17 proceden de los aluviones de la base de una terraza media del río Consata-Mapiri: la partícula 16 tiene, en el centro, una

composición comparable a la del oro de las mineralizaciones primarias de la Cordillera, y en el borde una aureola de alta fineza; en cambio la partícula 17 es mucho más rica en oro. Las partículas 18 y 19, que proceden de los niveles más alterados de este sistema de terrazas, tienen una fineza media superior a 990 y no presentan notables diferencias espaciales de composición. Procediendo de un medio semejante, la partícula n° 20 presenta una clara zonación con aureola de oro casi puro en la periferia mientras que la fineza desciende hacia el centro. Las partículas 21 y 22 proceden de la base de la capa aluvial de una de las terrazas más antiguas del valle medio del Consata-Mapiri, las muestras fueron sacadas por debajo del frente de alteración; en las dos partículas aparece un nítido efecto de borde pero en el centro, la composición permanece muy parecida a la del oro de las mineralizaciones primarias.

En el lecho de ríos secundarios (Mariapo, Chimate...), cuyas cabeceras no alcanzan la Cordillera desarrollándose el curso sobre todo en la cuenca Cangallí pueden aparecer, entre chispas muy transformadas, partículas de oro (n° 15) cuya composición es homogénea y comparable a la del oro de las mineralizaciones primarias. Además estas partículas de oro tienen una morfología poco evolucionada lo que sugiere la existencia de dichas mineralizaciones fuera de la zona cordillerana.

CONCLUSION

A partir del análisis de la evolución de la morfología y de la composición de las partículas de oro muestreadas en unos ríos de la vertiente amazónica de los Andes de Bolivia, se muestra que:

1.- En el caso de un río cuyo curso se desarrolla en una cordillera, existe una clara correlación entre la morfología de las partículas de oro y la distancia recorrida. Esta evolución se nota por la desaparición de las formas cristalinas heredadas de la cristalización del oro en las vetas y por la neoformación de estructuras particulares: estrias, replegamientos, doblamientos... Durante las primeras decenas de kilómetros recorridos (alrededor de 70 a 80 Km, en el caso estudiado) estas transformaciones coinciden con el aumento progresivo del indicio de aplastamiento; aguas abajo, el valor de este indicio no aumenta.

2.- La evolución de la composición de las partículas de oro no está directamente relacionada a la distancia recorrida pero, sí refleja el itinerario que han seguido. En los aluviales de las cabeceras se encuentran partículas de composición parecida al oro de las mineralizaciones primarias y no tienen aureola enriquecida en oro. En cambio, aguas abajo, cuando los valles se ensanchan conservando varias generaciones de sedimentos auríferos y sistemas de terrazas - hoy en día alteradas - la población de partículas de oro recolectada en el lecho de los ríos es heterogénea. Está constituida por partículas cuya composición es comparable a la del oro de las mineralizaciones primarias y por partículas más ricas en oro, algunas de las cuales presentan una clara aureola de alta fineza. En el presente estudio, es en las terrazas donde hemos encontrado las partículas más transformadas desde el punto de vista químico y es de suponer que es la erosión de estos sedimentos auríferos la que provee de partículas de alta fineza a los aluviales actuales de los ríos.

3.- El análisis conjunto de la morfología y composición de una población de partículas de oro, permite caracterizar las diferentes fuentes que han alimentado un placer y aproximar las distancias recorridas por las partículas. Estos estudios proporcionan datos que, además de permitir una mejor comprensión de la formación de los placeres, ayudan a reorientar la prospección de mineralizaciones primarias.

REFERENCIAS

- AHLFELD, F. y SCHNEIDER-SCHERBINA, A., 1964. Los yacimientos minerales e hidrocarburos de Bolivia. Bol. Esp. Dep. Nac. Geol. Bolivia, 5, 388 p.
- BOYLE, R.W., 1979. The geochemistry of gold and its deposits. Geol. Surv. of Canada. Com. Geol. du Canada, Bull. 280, 584 p.
- CAILLEUX, A. y TRICART, J., 1959. Initiation à l'étude des sables et des galets. Cent. Doc. Univ. Paris, 3 tomos, 364, 194 y 202 p.
- DESBOROUGH, G.A., 1970. Silver depletion indicated by microanalysis of gold from placer occurrences, Western United States. Econ. Geol. 65, p 304-311.
- DESBOROUGH, G.A.; RAYMOND, W.H. y IAGMIN, P.J., 1970. Distribution of silver and copper in placer gold derived from the northeastern part of the Colorado Mineral Belt. Econ. Geol. 65, p 937-944.
- FISHER, N.H., 1945. The fineness of gold with special reference to the Morobe goldfield. New Guinea. Econ. Geol. 40, p 449-495 y p 537-563.
- FORNARI, M. y BONNEMAISON, M., 1984. Mantos et amas sulfoarsenié à or: la Rinconada, premier indice de minéralisation de type exhalatif-sédimentaire dans la Cordillera Oriental du Pérou. Chron. Rech. Min., 474, p 33-40.
- FORNARI, M.; HERAIL, G.; VISCARRA, G., LAUBACHER, G. y ARGOLLO, J., 1987. Sédimentation et structure du bassin de Tipuani-Mapiri: un témoin de l'évolution du front amazonien des Andes du Nord de la Bolivie. C.R.. Acad. Sci. Paris, 305, série II, p 1303-1308.
- FREYDANCK, H.G., 1965. The gold placer deposits at the foot of the Eastern Cordillera of Bolivia. ined, 52 p.
- FROCHOT, M., 1901. Les gisements de Tipuani. An. des Mines, 9 ser., 19, p 149-185.
- GIUSTI, L., 1986. The morphology, mineralogy and behavior of "fine-grained" gold from placer deposits of Alberta: sampling and implications for mineral exploration. Can.J. Earth Sci. 23, p 1662-1672.
- GIUSTI, L. y SMITH, D.G.W., 1984. An electron microprobe study of some Alberta placer gold. Tschermarks Min. Pet. Mitt. 33, p 187-202.
- GORSHKOV, L.S.; NICOLAYEVA, L.A. y EPSHTEYN, Y.A., 1972. Changes in gold during development of fluvial and marine placers, as in Khaulaza area, southern Marine Province. Int. Geol. Rev. 14, 8, p 802-807.
- HALBAUER, D.K., 1981. Geochemistry and morphology of mineral components from the fossil gold and uranium placers of the Witwatersrand. U.S.. Geol. Surv. Prof. Pap. 11161- M, M1-M18.
- HALBAUER, D.K. y UTTER, T., 1977. Geochemical and morphological characteristics of gold particles from recent rivers and the fossil placer of the Witwatersrand. Min. Dep. 12, p 293-306.
- HANSSEN, E. y VIAENE, W., 1979. Données minéralogiques sur les paillettes d'or de la bordure S et S.E. du massif de Stavelot. Bull. Soc. belge de Geol. 88, 3, p 225-235.
- HERAIL, G., 1980. Morphoscopie et composition des paillettes d'or du piémont du Teleno (Espagne): un guide pour l'étude de la formation d'un gisement. 26 Congrès Geol. Int. V, III, p 945.

HERAIL, G., 1984. Géomorphologie et géologie de l'or détritique (Piémonts et bassins intramontagneux du Nord-Ouest de l'Espagne). ed. CNRS, 456 p.

HERAIL, G.; RUIZ, E.; ARGOLLO, J.; FORNARI, M.; LAUBACHER, G. y VISCARRA, G., 1986. El distrito de Tipuani. Geología e historia (Parte II). Khrysos, 1, 3, p 7-14.

HERAIL, G.; FORNARI, M.; MIRANDA, V. y VISCARRA, G., 1988. Découverte de nouvelles minéralisations primaires d'or dans la Cordillère Royale de Bolivie à partir de l'analyse morphoscopique de paillettes d'or prélevées en alluvion. C.R. Acad. Sci. Paris, série II, en prensa.

Mc CONNEL, R.G., 1907. Report on gold values in the Klondike high gravels. Geol. Surv. of Canada. Mem. 284, p 217-238.

RANDOHR, P., 1965. Rheingold als Seifenmineral. Jh. Geol. Landesamt Baden-Wurtemberg, 7, p 87-95.

SAAGER, R., 1969. The relationship of silver and gold in the Basal Reef of the Witwatersrand, South Africa. Min. Dep. 4, p 93-113.

STOLL, W.C., 1961. Tertiary channel gold deposits at Tipuani, Bolivia. Econ. geol. 56, p 1258-1264.

TISTL, M., 1985. Die Goldlagerstätten der nördlichen Cordillera Real (Bolivien) und ihr geologischer Rahmen. Berliner Geow. Abh., A, 65, 102 p.

TOURTELOT, H.A. y RILEY, L.B., 1973. Size and shape of gold and platinum grains. in Ore in sediments, G.C. Amstutz y A.J. Bernard ed. Springer-Verlag, p 307-319.

UTTER, T., 1979. The morphology and silver content of gold from the Upper Witwatersrand and Ventersdorp system of the Klerksdorp goldfield, South Africa. Econ. Geol. 74, p 27-44.

VISCARRA, G., 1986. Geodinámica y distribución del oro en una cuenca intramontana andina, parte central de la Cuenca Cangalli: región de Tipuani-Mariapo. Tesis. Univ. Mayor de San Andrés, La Paz, ined. 68 p.

YABLACOVA, S. V. y RYZHOV, B.V., 1973. Role of "old" gold in supplying quaternary placers of Mariinsk Taiga. Int. Geol. Rev. 15, 10, p 1182-1185.

YEEND, W.E., 1975. Experimental abrasion of detrital gold. J. Res. U.S. Geol. Surv. 3, 2, p 203-212.

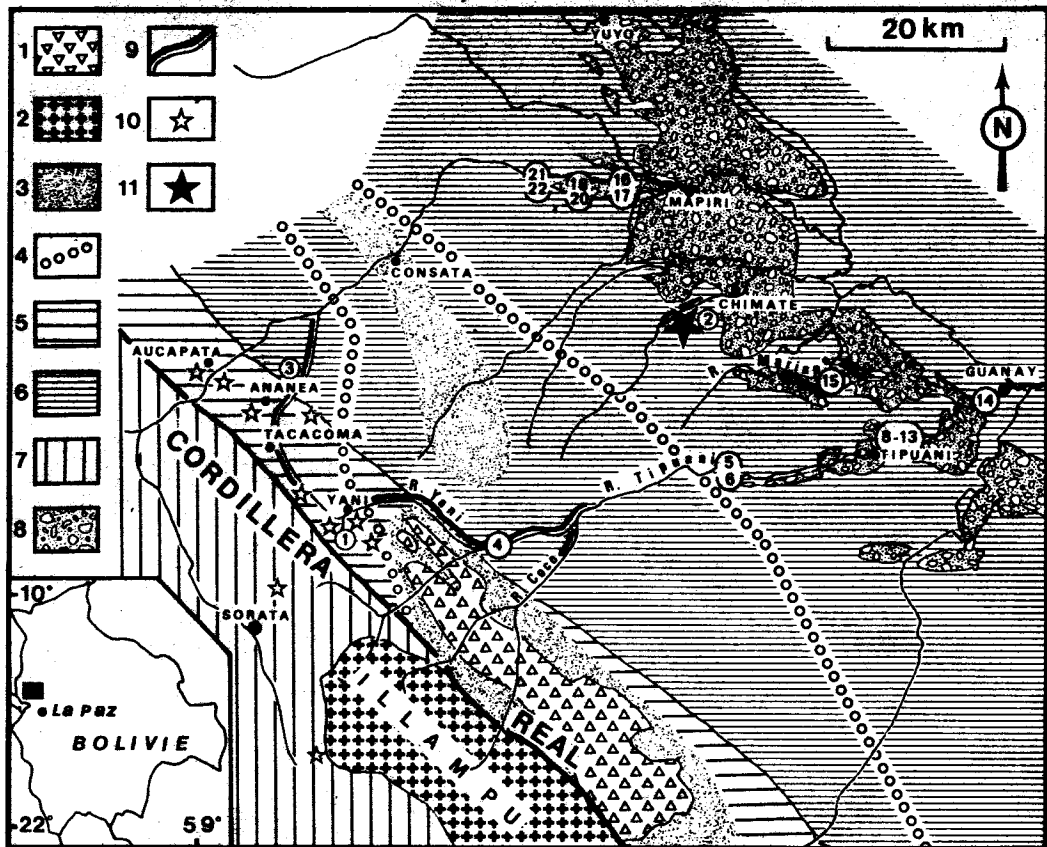


Fig. 1 : Geología y yacimientos de oro en la Cordillera Real de Bolivia. 1, granito de Zongo-Yani (eo-ercínico); 2, granodiorita del Illampu (triásica); 3, zona de metamorfismo térmico de alto y medio grado; 4, límite de la biotita; 5, areniscas y cuarcitas del Ordovícico superior; 6, pizarras negras del Ordovícico medio; 7, Siluro-devónico esquisto-areniscoso; 8, conglomerados neógenos de la Formación Cangallí; 9, sectores de los ríos estudiados donde persisten partículas de oro poco evolucionadas; 10, mineralizaciones de oro primario conocidas en la Cordillera Real; 11, mineralizaciones de oro primario del Paleozoico de la cuenca de Tipuani-Mapiri. Los números indican la ubicación de las muestras analizadas en la figura 5.

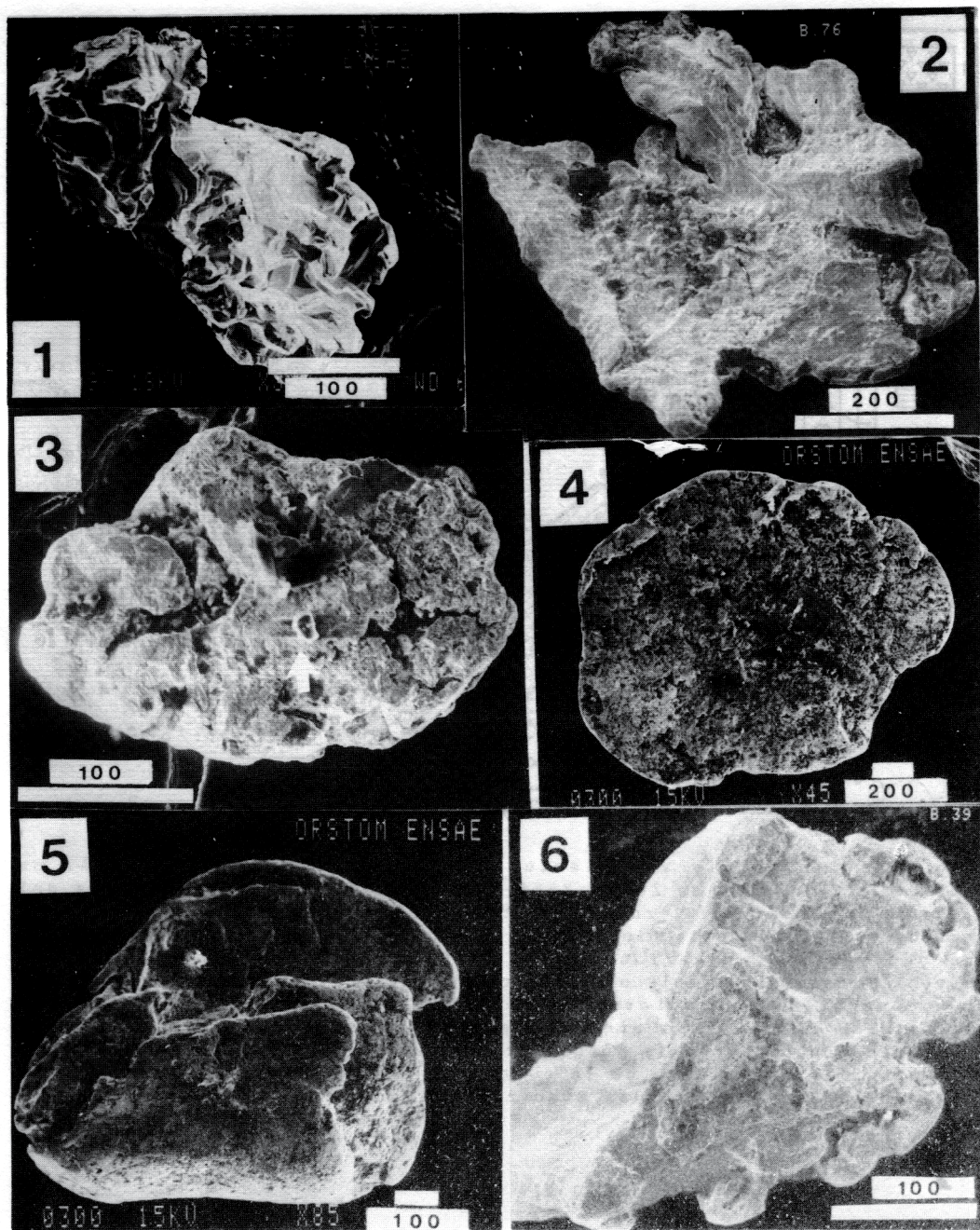


Fig. 2 : Evolución morfológica de las partículas de oro a lo largo de los ríos de la cuenca del Tipuani y del Mapiri. 1, grano xenomorfo, vetas de cuarzo de la Cordillera Real; 2, grano de contorno y topografía irregulares, sigue presentando formas cristalinarias primarias, lecho del río Yani en la zona mineralizada de la Cordillera Real; 3, partícula poco aplastada, contorno y topografía en vía de regularización, flecha=grano de cuarzo en la estria que creo; confluencia Tipuani-Coco; 4, "oro laminado", río Mapiri; 5, partícula de oro constituida por una lámina muy delgada (debido al aplastamiento) y replegada sobre sí misma; 6, partícula de morfología poco evolucionada lo que sugiere un transporte sobre poca distancia; fue recolectada en la zona de Chimate mezclada con chispas del tipo de la foto 4. Escala en micras.

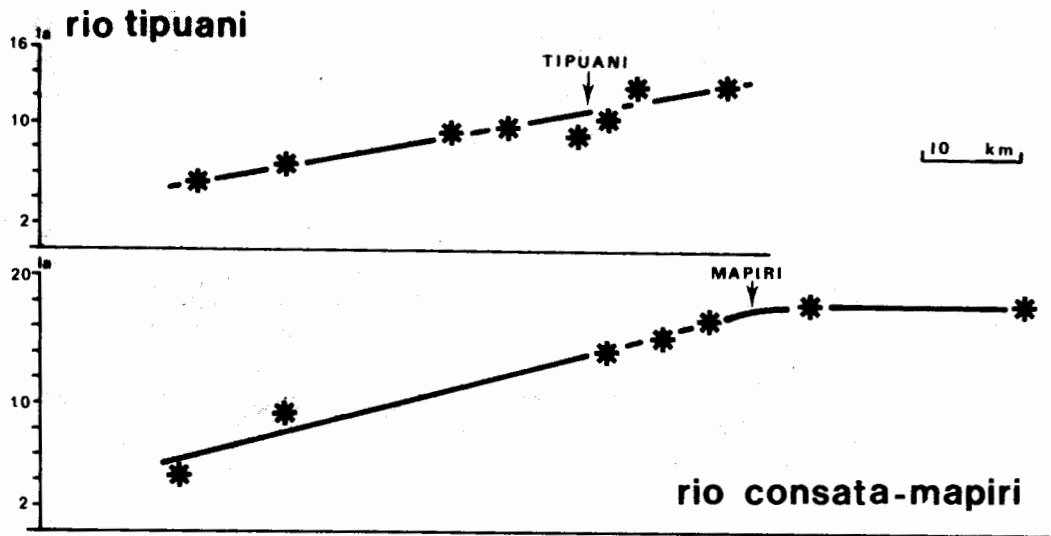


Fig. 3 : Evolución del índice de aplastamiento medio de las partículas de oro a lo largo del río Tipuani y del río Consata-Mapiri.

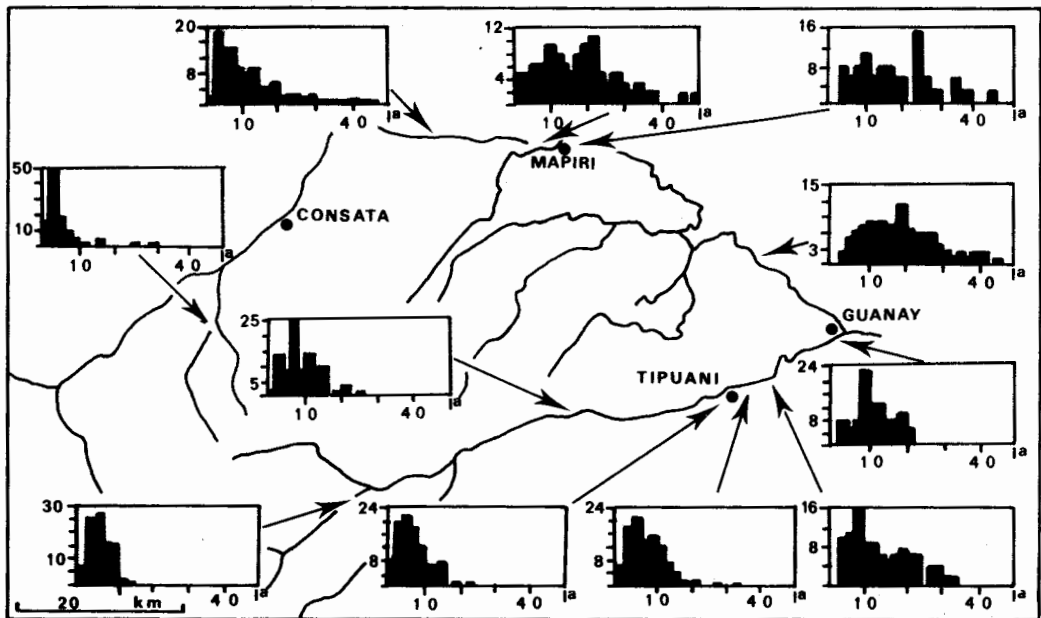


Fig. 4 : Histogramas del aplastamiento de las partículas de oro en los diferentes sectores de la cuenca-vertiente de los ríos Tipuani y Consata-Mapiri.

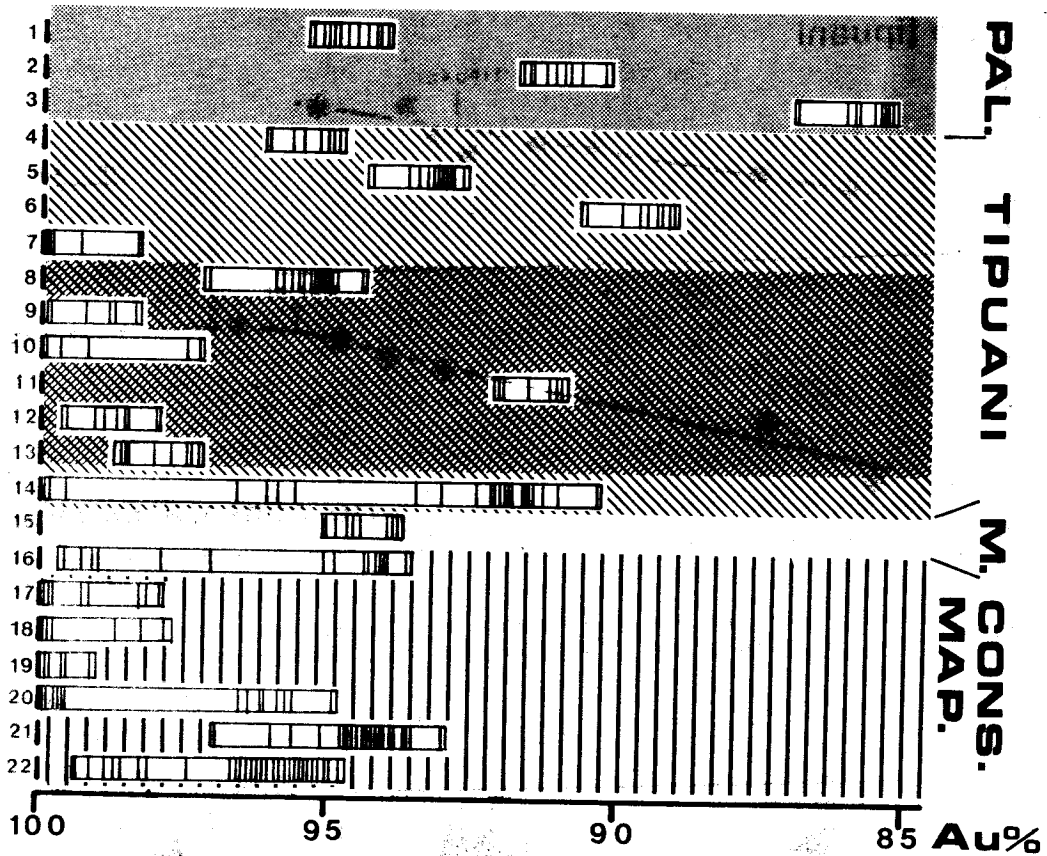


Fig. 5 : Evolución de la composición de las partículas de oro en los placeres de Tipuani-Mapiri. A la izquierda referencia de las muestras, para su ubicación ver fig. 1. Para cada partícula se ha representado (salvo si se solapan) el valor (rayas verticales) de todas las medidas de la proporción de oro hechas por microsonda en secciones pulidas. Las partículas de oro analizadas proceden de vetas de cuarzo del Paleozoico (PAL.), del lecho del Tipuani (TIPUANI) y del Mariapo (M.), así como de las terrazas cuaternarias del Consata-Mapiri (CONS.MAP.). Explicaciones en el texto.

CORRELACION PETROLOGIA Y METALOGENETICA DE LAS PERFORACIONES REALIZADAS EN LA ASOCIACION GABRICA-METASEDIMENTARIA DE LA SIERRA DE FIAMBALA, PROVINCIA DE CATAMARCA, ARGENTINA

Luisa María Villar – CONICET – Dirección Nacional de Minería y Geología

Susana J. Segal – Dirección Nacional de Minería y Geología

ABSTRACT

A differentiated gabbroic complex crops out in the southern part of the sierra de Fiambalá at about 27°50' of southern latitude and 67°30' of western longitude. It is mineralized. By the southwest it is in contact with calcsilicate metasediments. In contact to these metasediments an ultramafic belt of about 12 km. can be observed. It is constituted by dunite, lherzolite and piroxenite and it underlays a partially metamorphosed gabbro of one and two piroxenes. Geological mapping, geophysical and geochemical prospecting took us to drill five holes. Some of them went through ultramafics and gabbros and others went through metasediments.

The gabbro complex shows ore mineral associations: epimagmatic and hidrothermals. The calcsilicate metasediments have hidrothermal ore associations. Those are formed by several mineral groups such as oxides, hydroxides; iron-nickel-copper-cobalt sulphides and native elements. Some ore characteristics coincide with the variations of temperature and fluctuations of the metamorphic degree. The ore associations help to the establishment of the tectomagmatic evolution of the sierra de Fiambalá gabbro.

ANTECEDENTES

A partir de 1969 comenzó la prospección de la provincia de Catamarca, en busca de cuerpos ultramáficos y sus yacimientos asociados. Ese año fue descubierta la faja ultramáfica de la sierra de Fiambalá, la cual es parte de un plutón peridotítico-gábrico. Esta ubicada entre las latitudes 27°49' sur y las longitudes 67°33' 67°28' oeste. Posteriormente, se procedió a prospectarla, relevarla y perforarla, intermitentemente hasta el presente. Sucesivamente se realizaron: prospección geoquímica por níquel de la faja en escala 7500, el relevamiento en escala 1:2000 en áreas de anomalía geofísica coincidentes con anomalías geoquímicas, luego cinco perforaciones que llevaron al descubrimiento de mineralizaciones diseminadas de cobre, cobalto, níquel, plomo, zinc, hierro.

GEOLOGIA

El área de estudio está integrada por la Formación del Basamento Cristalino que constituye la sierra de Fiambalá (fig.1). Esta está formada por el complejo metamórfico, ortogneises, el plutón máfico-ultramáfico, granitos postorogénicos y diques de basaltos y riolitas.

Al realizarse la primera etapa del estudio se consideró la zona que se encuentra incluida entre los bordes oriental y occidental de la sierra y las quebradas del Indio y Cuestanzune (fig.1). El complejo metamórfico de las cajas del plutón por el sudoeste - donde están señaladas

las perforaciones - está constituido por anfibolitas, esquistos cuarzo-biotítico-feldespáticos, cuarzo biotítico feldespático anfibólicos y calizas impuras; estas se han denominado metasedimentos calcosilicáticos formados por los siguientes minerales: granate, diópsido, cuarzo, feldespato potásico, albita, wollastonita, escapolita, zoïcita, titanita, hornblenda, zircón y apatita, los seis últimos como accesorios. Las asociaciones indican que las facies metamórficas alcanzadas por el metasedimento es granulita, aunque la presencia de prehnitización señala la disminución del grado metamórfico.

El intrusivo ultramáfico constituye la parte basal del plutón gábrico que se extiende hacia el oriente y norte de la sierra y está caracterizado por dunitas lherzolitas, herzburgitas, piroxenitas. La faja ultramáfica que es la que esencialmente se ha perforado es concordante con los metasedimentos en la cual se aloja; tiene 12 km. de longitud y 300 mts. de ancho.

El gabro está formado por una ó varias intrusiones diferenciadas constituidas por diópsido, hornblenda, plagioclasa, diópsido-hiperseno-hornblenda plagioclasa metamorfizadas a facies anfibolitas. La cantidad de metamorfismo permite que se los denomine metagabros. Este metamorfismo alcanza facies anfibolita. El carácter de este gabro es concordante, parte de él se encuentra afectado por una gran deformación plástica (pliegues de flujo); dentro del plutón aparecen gabros no deformados plásticamente cuya intrusión se supone posterior. Esta deformación plástica así como su asociación mineralógica indica que el plutón fue intruído en la baja corteza, lo cual está de acuerdo con los conjuntos granulíticos de los metasedimentos calcosilicáticos asociados. Las dunitas muestran orientación de los espinelos en bandas rotadas respecto de la foliación de los gabros los que puede indicar una intrusión posterior de la faja ultramáfica, ó un "boudinage" de la misma.

La faja ultramáfica, parte basal del plutón gábrico, colinda concordantemente por el sudoeste con una llamada "brecha" calcosilicática constituida por xenolitos o clastos de metagabro en matriz de metasedimentos calcosilicáticos (ver fig. 1). Esta formación ha sido identificada sucesivamente como una brecha de falla (Villar y Coleman, 1986), un olistostrama y últimamente como una intrusión inicial de gabro que ha sufrido "boudinage" posterior. De cualquier manera la "brecha" con algunos xenolitos "clastos" de metagabro de 2 m. de diámetro indica gran deformación del complejo metamórfico al cual pertenece.

La última teoría atribuye a este complejo máfico ultramáfico un ascenso a través de fallas inversas a partir de una superficie de despegue aunque no se puede descartar que parte de los metasedimentos y el complejo gábrico hayan ascendido en forma de bloque.

El intrusivo ultramáfico en sí, inclina 45° en la perforación 1 es concordante con la disposición del plutón gábrico, en la divisoria de la sierra está alojado en anticlinales y sinclinales dentro de los metasedimentos. Este metamorfismo alcanza facies anfibolitas.

DESCRIPCION DE LAS PERFORACIONES.

Estas se han realizado con una Boyle BBS, diámetro BQ.

El pozo 1 tiene 300 m. de profundidad, atraviesa la lente ultramáfica constituida aquí por diferenciaciones de dunitas, lherzolitas y piroxenitas (fig.2). Pasa a la secuencia gábrica que se observó entre los 100 y los 300 metros. Esta secuencia está constituida por metagabros de un piroxeno intercalados con metagabros de dos piroxenos; aproximadamente entre 1986 y 220 m. se atravesaron intrusiones de leucodioritas y leucotonalitas. Los metagabros presentan venas de ceolitas y prehnita.

En esta perforación se encontraron dos grupos de mineralizaciones; una que caracteriza la lente ultramáfica y que está constituida por cromita, magnetita, ilmenita, awaruita, heazlewooíta y oro nativo. La cromita es el producto de una segregación magmática ocurrida en los primeros estadios de cristalización, se encuentra asociada a las dunitas basales. Los granos alotriomorfos están cortados por venillas de serpentina y en parte rodeados por magnetita arborescente. Esta última constituye cuerpos veriformes, mostrando una especie de distorsión que indica una condición de "stress" durante el proceso de serpentinización (Guillón et. al,

1973). Este proceso puede concordar con la deformación de la faja ultrabásica (intrusión posterior ó boudinage). La presencia de awaruita y heazlewoodita es el resultado de estadios tempranos de serpentización.

El segundo grupo de minerales representados por pirrotina, pentlandita, pirita, calcopirita y oro nativo caracteriza la serie gábrica. Existen dos generaciones de pentlandita: una de alta temperatura que, es el resultado de una sulfurización temprana de níquel, se encuentra diseminada y controlada por la estructura de los minerales transparentes y muestra textura granular intercumular; la otra, es el producto de una sulfurización tardía, está intercrecida con granos de pirrotina y/o dispuesta intergranularmente entre los silicatos mostrando típica textura "flamelike" (Macfarlane et.al, 1981). La pirrotina fue depositada simultáneamente con la pentlandita, se observa con textura granular con características epimagnéticas. Una suave alteración de pirrotina hexagonal a pirrotina monoclinica (300°C) aparece a través de fracturas que muestran una asociación espacial con lamelas de pentlandita. En zonas donde hay una disminución de temperatura la pirrotina pasa a un "producto intermedio" formado previamente a la depositación de marcasita.

La calcopirita de origen primario se presenta en gotas alargadas con textura similar a la pirrotina y en contacto con ella. La pirita diseminada es el resultado de un proceso magmático tardío posterior a la formación de pirrotina y pentlandita de alta temperatura. La primera se presenta como granos alotriomorfos y subidiomorfos de pequeño tamaño.

La perforación 2 se atravesó verticalmente dos secciones de serpentinitas con xenolitos metagábricos. Estos confirmarían una probable intrusión de la lente ultramáfica posterior a la serie gábrica. Los xenolitos están intercalados en los metasedimentos calcosilicáticos, formando la llamada brecha. Estas dos secciones son narices de pliegues que forman el contacto de la lente ultramáfica con aquellos.

Los ultramáficos de la faja basal del complejo gábrico presentan la misma mineralización epimagnética que la observada en la perforación 1 (fig.3).

Los xenolitos de metagabro aparecen mineralizados con grafito, pirita, calcopirita, pirrotina, mackinawita y pentlandita. En este caso la mackinawita pertenece a la misma etapa epimagnética que la mineralización de los metagabros pero originada como resultado de la interrupción de la cristalización continua de la pentlandita (break down). (Ashley, 1975).

En los metasedimentos calcosilicáticos aparecen 30 metros de un horizonte masivo de sulfuros de tipo diseminado, alojados en una roca de granate + piroxeno + anfíbol que pasa a una anfibolita sódica; está constituida por blenda, calcopirita, pirrotina, oro nativo, bornita, covelina, digenita, grafito y "limonitas". La blenda, calcopirita, pirrotina, oro nativo pertenecen a una facies hidrotermal portadora de fluidos primarios mineralizantes, mientras que la bornita digenita y covelina son componentes de la misma facies pero de origen secundario (Villar, et.al., 83), - Una particularidad dentro de esta agrupación de minerales opacos es la textura existente entre blenda y calcopirita. La última se presenta como gotas exsueitas en blenda. Este proceso de exolución es característico de zonas afectadas por metamorfismo.

La presencia de "limonitas" es el resultado de un producto de alteración de pentlandita y pirrotina. Se las observa relleno de fisuras de los minerales transparentes.

La perforación 3 atravesó verticalmente una terminación periclinial de la faja ultramáfica la que es discontinua, llegando a una profundidad de 250 m. Atravesó una lherzolita a los 20 m.; luego una sucesión de intercalaciones de gabros de uno y dos piroxenos. En la misma aparecen dos niveles de metagabros y anfibolitas de gabro, uno de 30 y otro de 45 m., a los 15 m. el primero y a los 115 m. el segundo. Su origen gábrico se conoce en base a la mineralización que portan. Entre 180 y 200 m. aparecen venas de leucotonalitas. (fig. 4).

Los minerales opacos consisten en: una asociación epimagnética, integrada por cromita, magnetita, ilmenita, pirita, calcopirita y oro nativo que caracteriza a las lherzolitas, y otra que caracteriza a los gabros formada por calcopirita, pirrotina, pentlandita, bornita, mackinawita, oro nativo, pirita, marcasita y remanentes de magnetita e ilmenita. La

presencia de cubanita penetrando los granos de pirrotina es el resultado de un producto de desmezcla. Su baja temperatura de depositación (entre 250 y 300°C) es subsecuente a la de la mackinawita que cristaliza a una temperatura cercana a 200°C (Ramdohr, 1980). Esta presencia coincide con la prehnita y prehnitización del metagabro.

La perforación 4 (fig.5) de 120 m. de profundidad atravesó verticalmente metasedimentos calcosilicáticos. A los 80 m. se presentan xenolitos de metagabros e intrusiones de pórfiros rióliticos alterados. A partir de allí cruzó la serpentinita que también contiene los clastos de metagabro.

Los metasedimentos están mineralizados con pirrotina, calcopirita, grafito, magnetita, ilmenita, rutilo; mientras que los pórfiros contienen granos de blenda, clacopirita, oro nativo y piritita.

Los metagabros presentan una asociación de pentlandita, pirrotina, piritita alterada a marcasita, oro nativo, grafito y covelina. Por último los ultramáficos muestran la misma mineralización que en el resto de los sondeos.

La perforación 5 (fig.6) atravesó verticalmente metasedimentos calcosilicáticos con xenolitos de metagabros. Entre diversas secciones de metasedimentos aparecen metamonzonitas, metasienitas, metapiroxenitas, gneises piroxénicos y metagabros.

Este sondeo muestra una mineralización relativamente constante a lo largo del mismo. La notoria presencia de grafito aparece en toda la perforación como resultado de un aporte hidrotermal a partir de una etapa postmagmática del plutón gábrico. Se lo observa en forma de granos tabulares curvados o contraídos, con bordes festoneados producidos por un proceso de deformación, en algunas secciones están orientados mostrando un control estructural. Los metagabros están mineralizados por galena, blenda, pentlandita y covelina; mientras que la mineralización de los metasedimentos calcosilicáticos es la misma que la observada en los demás sondeos.

La presencia de piritita y calcopirita en la intercalación constituida por metamonzonitas, metasienitas, metagabro y metapiroxenitas es abundante. Los dos sulfuros desarrollan texturas de recristalización ocurriendo como dos minerales íntimamente asociados resultantes de intercambio iónico entre hierro y cobre.

GEOQUIMICA

Con el fin de corroborar el tipo de mineralización y los tenores de sulfuros se realizaron cada metro, análisis geoquímicos de los cationes Ni, Co, Cu, Pb y Zn, que se proyectaron en los diagramas 1,2,3,4 y 5.

El diagrama 1 muestra claramente que la sección donde predominan los ultramáficos en general, hasta los 120 m. tiene tenores de níquel que alcanzan 2500 ppm; el cobalto llega hasta 600 ppm y el cobre en intercalaciones metagábricas alcanza a un máximo de 250 ppm. El Pb y Zn que se investigó en todas las perforaciones no muestra aquí valores superiores a 200 ppm.

Los valores generales de níquel para la porción ultramáfica del diagrama 1, coinciden con el promedio de 2600 ppm dado por Hess y Otalora para los ultramáficos (1964) y es superior al de Smaly, Mapper y Wood (1957) de 1770 + de níquel. El cobalto que señala valores de 60 ppm muestra un valor ligeramente inferior al promedio dado por Carr y Turekian (1961) de 114 ppm \pm 10.

El cobre en la parte ultramáfica es en general aproximadamente igual a los valores dados por Smales, Mapper y Wood (1957) y por Turekian y Wedhepol (1961).

El níquel y el cobalto disminuyen en los gabros, mientras que el cobre aumenta debido a la presencia de calcopirita.

En la sección ultramáfica de la perforación 2 (diagrama 2) el níquel alcanza valores de 300 ppm. El cobalto sigue el comportamiento observado en la perforación 1 alcanzando 80 ppm. y el cobre 20 ppm. En el ultramáfico los valores de Pb y Zn no sobrepasan de 50 ppm.

En los metasedimentos calcosilicáticos aparecen sulfuros de Cu, Pb y Zn, y por lo tanto existen valores de cobre de hasta 1,5% por la pre

sencia de calcopirita, bornita, digenita y covelina. La presencia de Zn en este horizonte registra valores de hasta 480 ppm con la existencia de blenda.

Anomalías de Pb de hasta 2100 ppm coinciden con la presencia de venillas de galena a los 90 m, desplazadas respecto de las anomalías de Zn.

Estas anomalías señalan las mineralizaciones hidrotermales de los sedimentos calcosilicáticos.

En el sondeo 3 (diagrama 3) el comportamiento de los cationes Cu, Co, Ni es similar al del diagrama 1 para el pozo 3.

En el pozo 4 (diagrama 4) el níquel y el cobalto aumentan en la sección ultramáfica entre 75 y 95 m, con valores de níquel de hasta 2200 ppm, los valores de cobalto son de hasta 60 ppm. En el resto del pozo, en los metasedimentos calcosilicáticos, el cobre aumenta a 220 ppm respecto del ultramáfico debido a la presencia de calcopirita.

El pozo 5 (diagrama 5) donde la mineralización de Cu, Pb y Zn de los metasedimentos se pone en evidencia, el cobre llega a 660 ppm, el Zn coincide con la mineralización de blenda alcanzando 1100 ppm y el plomo 250 ppm debido a la mineralización de galena, independiente de la de blenda y de menor temperatura.

CONCLUSIONES

- El plutón gábrico muestra una diferenciación dunita - lherzolita- piroxenita - norita - gabros metamorfizados de uno de dos piroxenos.
- La sección ultramáfica muestra una mineralización epimagmática de cromita, magnetita y oro nativo asociada a una mineralización de serpentinización formada por magnetita arborescente, awaruita y heazlewoodita.
- La sección gábrica concentra los sulfuros primarios y la sección ultramáfica óxidos y aleaciones.
- Los metagabros, gabros de uno y dos piroxenos tienen una mineralización epimagmática constituida por pentlandita, pirrotina, pirita, oro nativo y calcopirita. El grafito es hidrotermal.
- Los metasedimentos calcosilicáticos muestran dos mineralizaciones hidrotermales. Una característica de los metasedimentos en general formada por pirita, pirrotina, calcopirita, oro nativo y remanentes de magnetita e ilmenita. Y otra concentrada en el horizonte masivo de sulfuros con grafito, calcopirita, pirrotina, blenda, oro nativo, bornita, digenita y covelina.
- Existe una mineralización de galena posterior concentrada en venillas en algunas secciones de los metasedimentos calcosilicáticos.
- El grafito se lo observa en los gabros asociados a la prehnitización, esto indica un hidrotermalismo de baja temperatura asociado a una disminución del grado metamórfico a 250°C.
- La geoquímica de las perforaciones presenta anomalías en los elementos Cu, Co, Ni, Pb y Zn que coinciden con los diversos pulsos de mineralización.
- La mineralización de la capa basal, muestra carencia de S y Cu comparada de mineralización de los gabros.
- Los sedimentos calcosilicáticos pueden representar, como segunda interpretación, un skarn. Esta posibilidad se encuentra en investigación.

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Ashley, P.M. (1975). Opaque mineral assemblage formed during serpentinization in the Coolac Ultramafic Belt, New South Wales. *Journal of the Geological Society of Australia*; 22: Pt 1: 91-102.
- Carr, M.H. y K.K. Turekian (1961) The geochemistry of cobalt. *Geochim. Cosmochim. Acta*: 23- 9-60.
- Guillon, J.H. y L.J. Lawrence (1973). The opaque minerals of the ultramafic rocks of New Caledonia, *Miner. Deposita*: 8: 115-126.
- Hess y Otolara, G. (1964) Mineralogical and chemical Composition of the

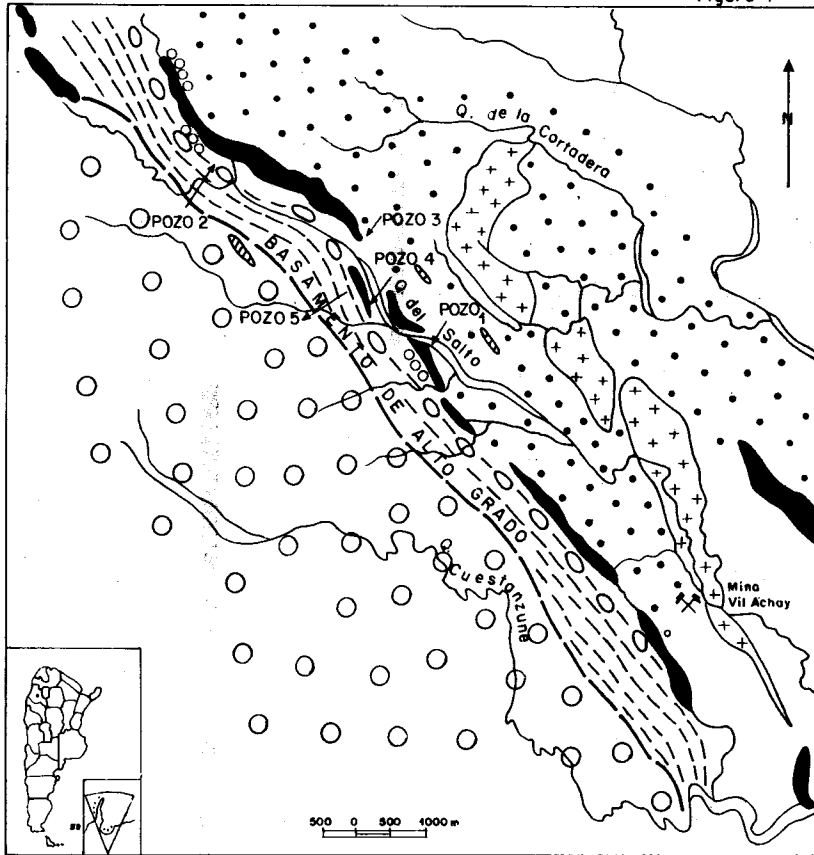
Mayaguez Serpentine Corés, in Burk, C.A.; ed.: A study of Serpentinite. Natl. Acad. Sci. Natl. Res. Council Publ.; 1188, 152-168.

- Macfarlane, N.D. y D.J. Mossman (1981) The opaque minerals and economic geology of the Nemeiben Ultramafic Complex, Saskatchewan, Canada. Miner. Deposita 16: 409-424.
- Ramdohr, Paul (1980) the ore minerals and their intergrowths. Pergamon Press.
- Smales, A.A.; D. Mapper y A.J. Wood (1957) The determination by radioc-tivation, of small quantities of nickel, cobalt and copper in rocks marine sediments and meteorites. Analysis, 82: 75-88.
- Turekian, K.K. y K.H. Wedepohl (1961). Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust. Bull Geol.Soc.Am, 72:175-192.
- Villar, L.M. (1982) Geología de dos sectores de la faja ultrabásica de la sierra de Fiambalá (Filo del Edio y Agua de los Piques), Provincia de Catamarca. Asoc. Geol.Arg.: Rev. XXXVII; 2; 237-245.
- Villar, L.M., Segal, S. y M. Godeas (1983) Mineralización y génesis de la faja ultrabásica y las metamorfitas de alto grado asociadas, sierra de Fiambalá, Provincia de Catamarca, Argentina. Segundo Congreso de Geología Económica, San Juan, tomo I; 143-159.
- Villar, L.M. y Robert G. Coleman (1986) Reinterpretación geológica de la faja ultrabásica y el bloque de alto grado de metamorfismo, sierra de Fiambalá, Provincia de Catamarca, Asoc. Geol.Arg., Rev. XLI (3-4). 410-413.

Este trabajo ha sido realizado en parte con fondos del CONICET Subsidio-Resolución 0280/87-001 Convenio CONICET-NSF.

Los tenores geoquímicos fueron determinados por absorción atómica.

Figura 1



REFERENCIAS








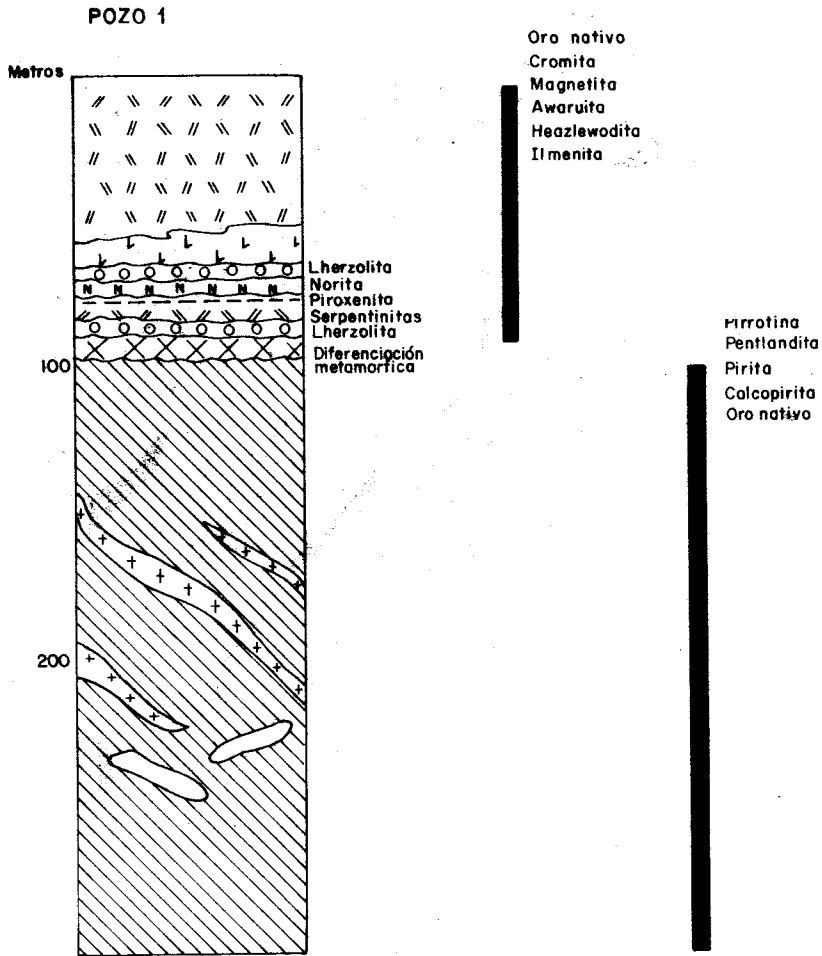
- | | |
|---|---|
|  Basaltos alcalinos |  Faja ultramáfica |
|  Granitos postorogénicos |  Metapelitos. Metagrauvas.
Metamáficos. |
|  Pseudobrechas con xenolitos de metagabros |  Metasedimentos calcosilicáticos. |
|  Gabros y metagabros de 2 y 1 piroxenos | |

Figura 2



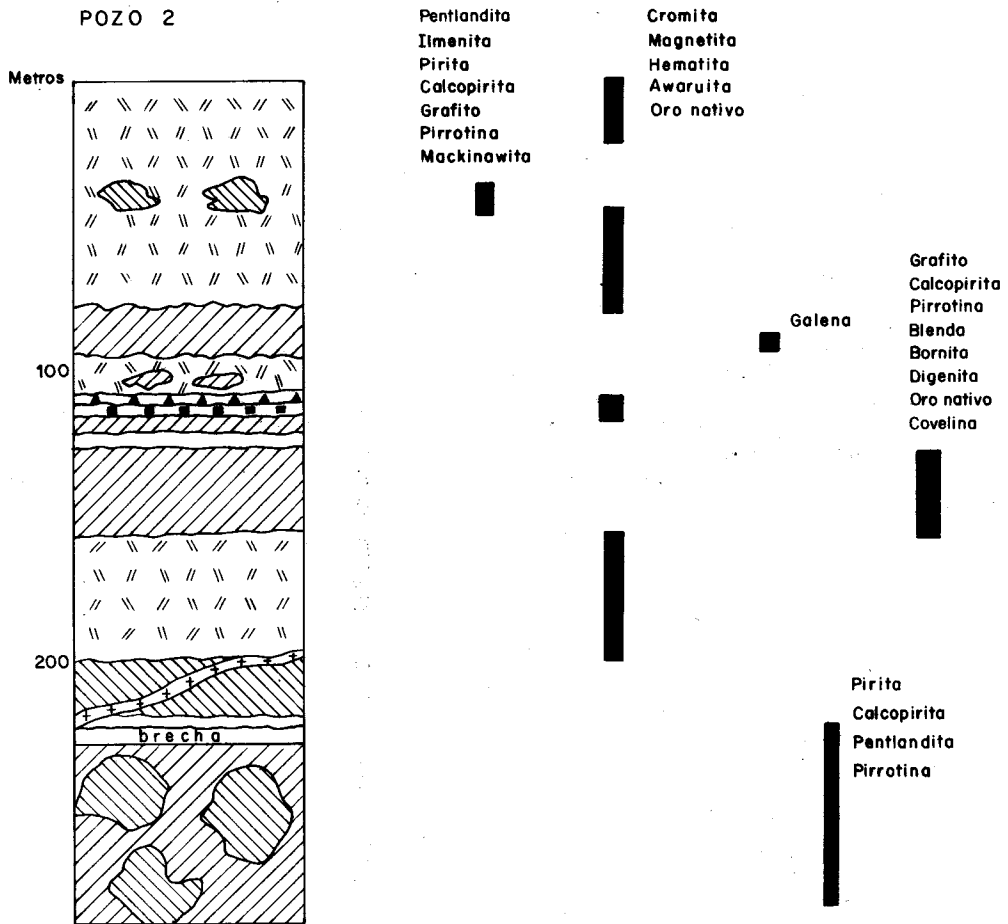
REFERENCIAS

- Basaltos
 - Leucodioritas y leucotonalitas
 - Metagabros y gabros de 2 y 1 piroxenos
 - Piroxenita
 - Norita
 - Lherzolitas
 - Serpentinitas
 - Esquistos (metasedimentitas pelíticas)
- SERIE GÁBRICA

ESCALA

20 10 0 20m

Figura 3



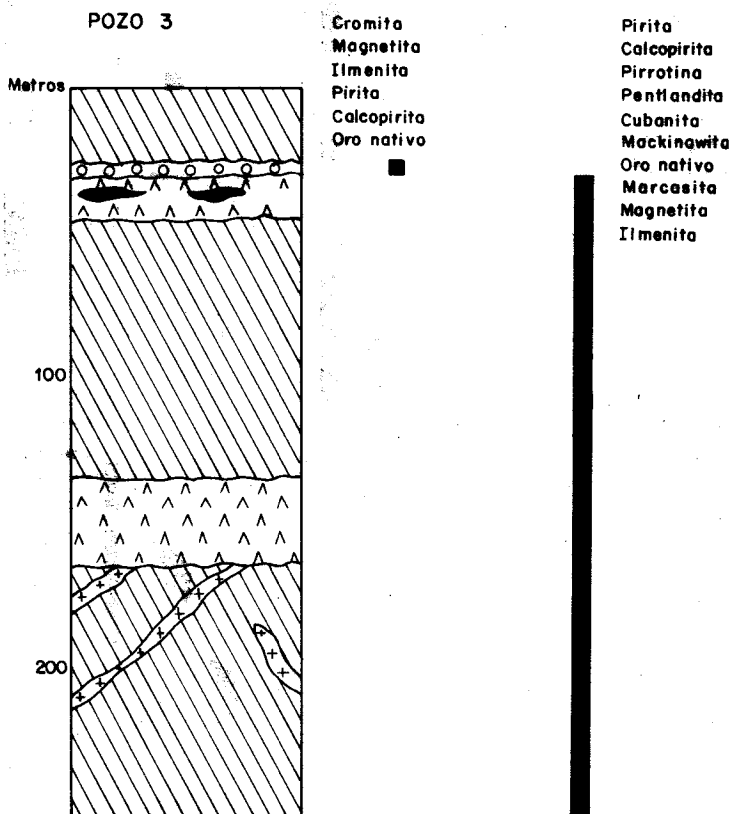
REFERENCIAS

- | | | |
|--|--|-----------------|
| | Sienitas | } SERIE GABRICA |
| | Metagabro o gabro con 2 y 1 piroxenos | |
| | Dunita | |
| | Harzburgita | |
| | Serpentinitas | |
| | Metasedimentos calcosilicáticos | |
| | Esquistas (metasedimentitas pelíticas) | |

ESCALA

20 10 0 20m

Figura 4



REFERENCIAS

- | | | |
|--|--------------------------------------|--------------------|
| | Leucotonalitas | } SERIE
GABRICA |
| | Anfibolitas con cataclasis | |
| | Lherzolita | |
| | Anfibolitas de gabro | |
| | Metagabro o gabro de 2 y 1 piroxenos | |

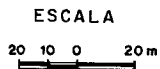
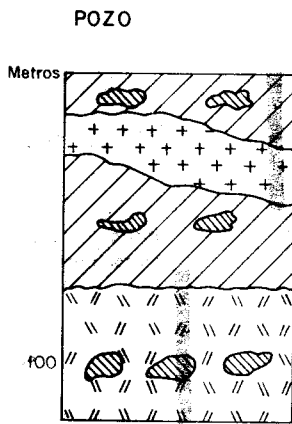
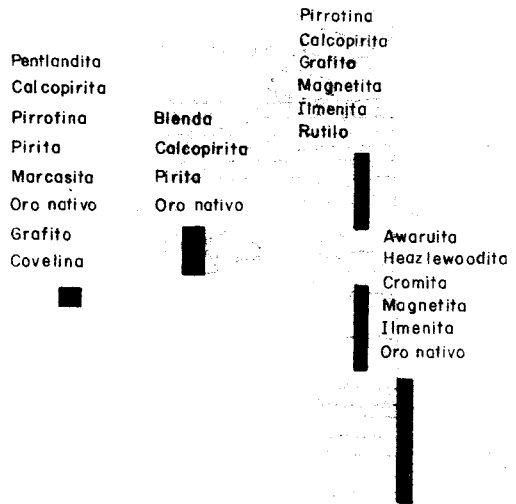


Figura 5



REFERENCIAS

- Porfiro riolítico
- Metagabro
- Serpentinitas
- Metasedimentos calcosilicáticos



ESCALA

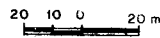
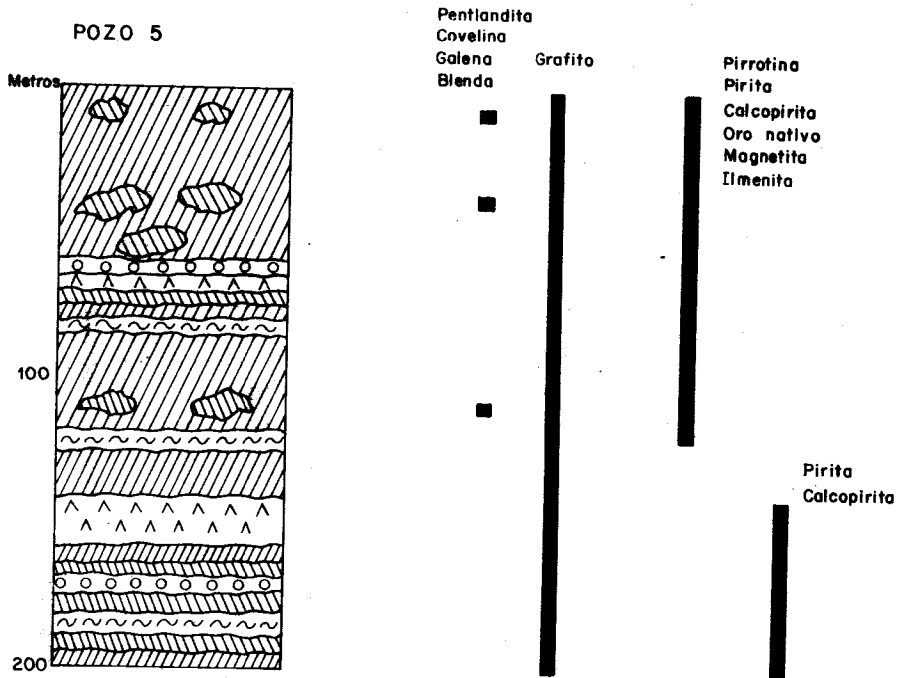







Figura 6



REFERENCIAS

-  Gabro
-  Gneises piroxénicos
-  Metamonzonitas metasiénitas
-  Piroxenitas
-  Metasedimentitas calcosilicáticas

ESCALA
20 10 0 20

DIAGRAMA 1

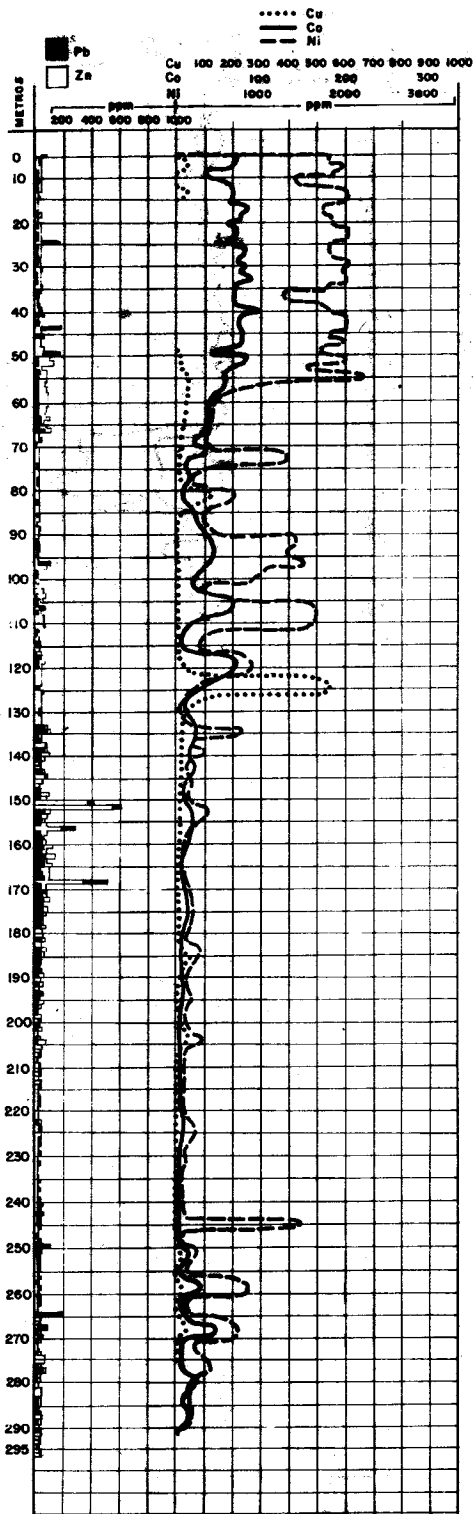


DIAGRAMA 3

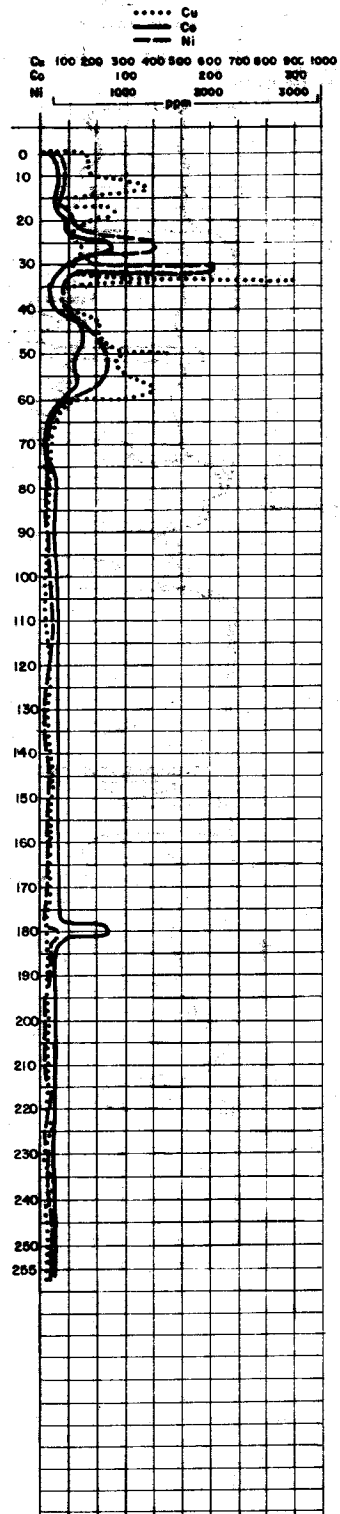


DIAGRAMA 2

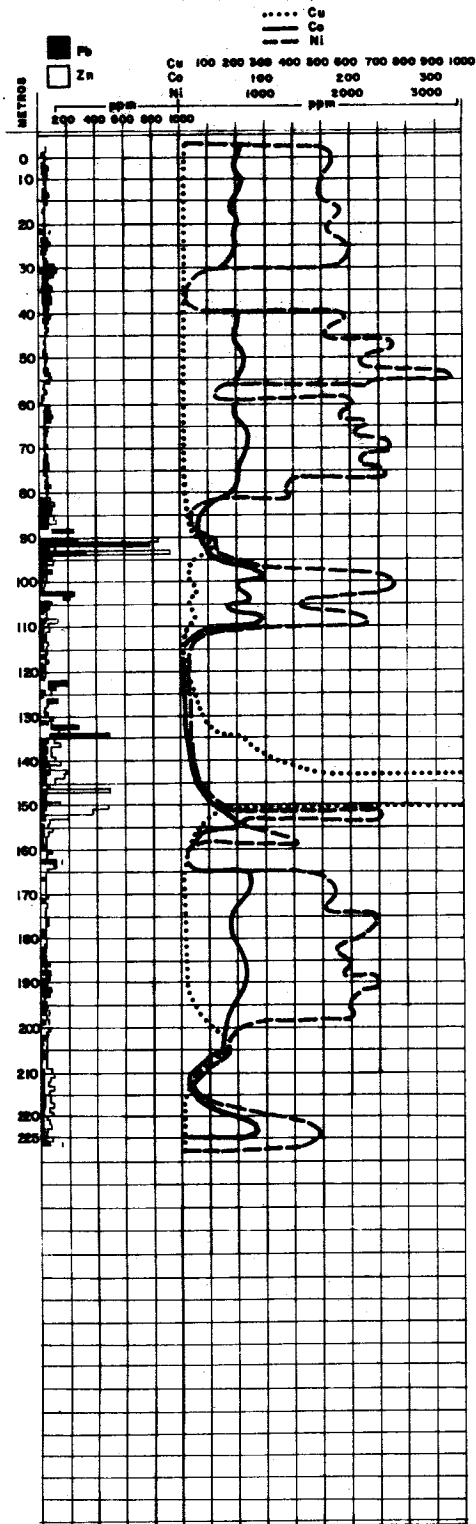
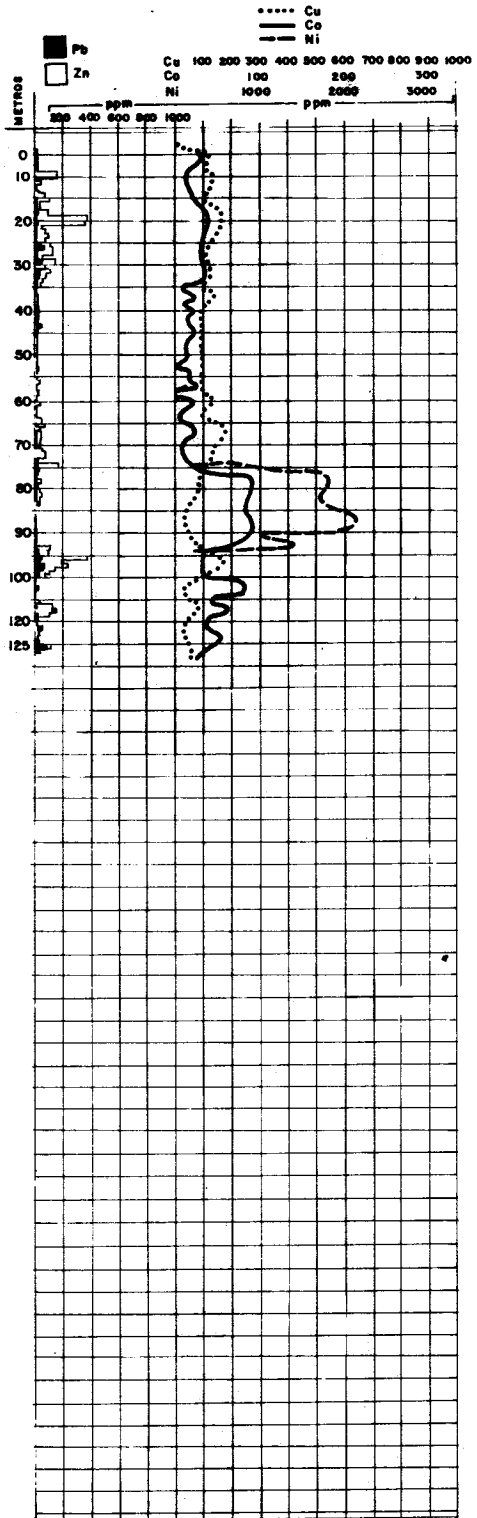
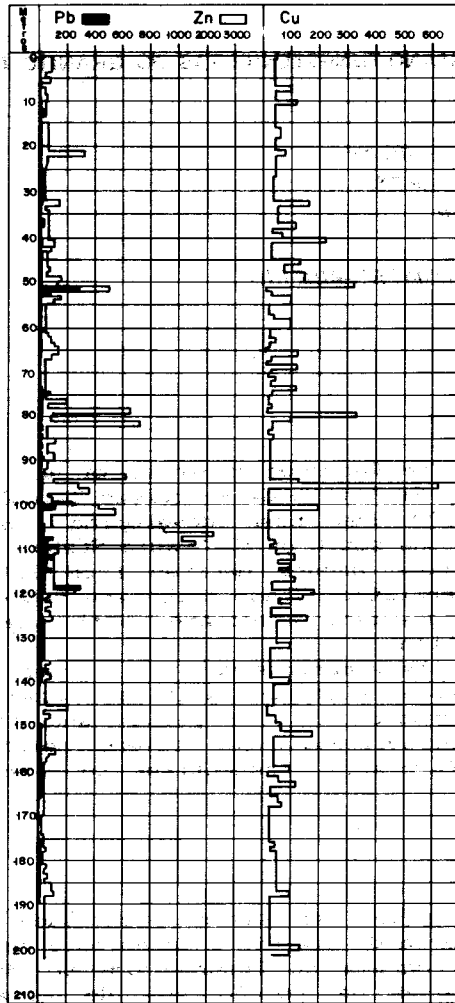


DIAGRAMA 4



Pozo 5

Diagrama 5



AS MINERALIZAÇÕES ESTANO-TUNGSTENÍFERAS DO GRANITO CORREAS (SP)*

Claudio Luiz Goraieb – IPT/SP

Mirian Cruxén Barros de Oliveira – IPT/SP

Ivan Sérgio de Cavalcanti Mello – IPT/SP

Rubens Borges da Silva – IPT/SP

* Trabalho realizado com o apoio do PRÓ-MINÉRIO

ABSTRACT

The Agrupamento de Recursos Minerais of the Divisão de Minas e Geologia Aplicada, of Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo S.A. (IPTD) has been developing research and mineral prospection works in the south of São Paulo State, where the presence of several epigenetic rock groups derived from late to post-magmatic alterations are evidenced. These rocks are represented by albitites or apogranites and greisens associated with the granite cupola of calcalkaline composition.

The presence of these metassomatites, as well, mineralizations of tin, tungsten, tantalum, niobium, yttrium, topaz and lithium micas, allied to shallow erosion of the pluton and the existence of an extensive eluvial/colluvial/alluvial covers neighboring the Correias Granite, indicates favorable perspectives to mineral potentiality of the prospect.

INTRODUÇÃO

A área de enfoque vem sendo pesquisada pelo IPT, com o patrocínio da Secretaria da Ciência e Tecnologia do Estado de São Paulo (SCD), através do Programa de Desenvolvimento de Recursos Minerais (PRÓ-MINÉRIO). Situa-se na porção sul do Estado de São Paulo, abrangendo as regiões administrativas dos municípios de Ribeirão Branco e Itapeva, distante cerca de 350 km da capital.

Os trabalhos executados nesta etapa incluíram pesquisa bibliográfica e fotointerpretação da área, com subsequentes trabalhos de campo onde foram efetuados o mapeamento geológico (escala 1:25 000) e amostragem geoquímica de sedimentos de corrente e concentrados de bateia, além de estudos petrográficos parcialmente complementados por algumas análises químicas.

Neste artigo, são apresentados os dados geológicos, geoquímicos e petrográficos obtidos, assim como, as mineralizações associadas ao Granito Correias e aos conjuntos epigenéticos, originados através de processos de alterações tardi a pós-magmáticas atuantes na cúpula granítica e encaixantes próximas.

Cabe ressaltar, no entanto, o caráter preliminar das informações contidas no texto, principalmente pelo fato de não se dispor no atual estágio da pesquisa, de dados petroquímicos, geocronológicos e de subsuperfície.

GEOLOGIA REGIONAL

Adotou-se neste artigo a nomenclatura proposta por IPT (1986) para as unidades litoestratigráficas com expressão regional, como forma de homogeneização dos vários termos utilizados por diferentes autores na designação das mesmas.

A área em questão está inserida no contexto geológico da região sudeste do País, onde porções de rochas mais antigas do embasamento arqueano separam faixas de dobramentos constituídos principalmente por supracrustais arqueo-proterozóicas, compondo um quadro geotectônico definido como região de Dobramentos sudeste (Almeida et al., 1976).

Os grandes eventos termo-tectônicos Jequié, Transamazônico, Uruaçuano e Brasileiro deixaram impressos nas diferentes unidades, características próprias que possibilitaram uma reconstituição da história geológica, através de um quadro que pressupõe uma evolução policíclica, e que abrange períodos que vão do Arqueano ao Cambro-Ordoviciano.

Nos últimos anos, uma evolução tectono-estrutural baseada no cavalgamento de blocos crustais arqueanos foi proposta por IPT (1986). Dentro deste enfoque, na região que abrange o Granito Correás, definida como pertencente ao Bloco São Paulo, associam-se rochas do embasamento apresentando metamorfismo de grau médio, representadas por ortognaisses variados, granito-gnaisses porfiroblásticos, xistos gnaissóides e paragnaisses subordinados, com graus variáveis de migmatização. Esses núcleos, que pertencem à área de influência do batólito Três Corregos, sempre foram interpretados como relacionados ao magmatismo do final do Evento Brasileiro. Entretanto, o reconhecimento de feições estruturais ligadas ao evento arqueano de cisalhamento dúctil nessas rochas granitóides, levou inclusão das mesmas em uma única unidade de embasamento designada Complexo Apiaí-Mirim (Hasui et al. 1984 e IPT 1986).

As supracrustais relacionadas a este bloco foram agrupadas sob a designação de Grupo Ribeira (IPT 1986), apresentam metamorfismo de grau médio a início de grau forte, com algumas associações de paragêneses de fácies xisto verde (IPT 1985), englobam faixas metapsamopelíticas e metapelíticas representadas por rochas calcios-silicáticas com níveis mármores associados, quartzitos, xistos, calcio-filitos, metabasitos, meta-ultrabasitos e metassedimentos migmatizados.

Sobrepondo-se a esse conjunto, também ocorrem na região as supracrustais do Grupo Açungui, apresentando metamorfismo na fácies xisto verde e constituindo-se em seqüências brasileiras metapsamo-pelíticas representada por mármores, quartzitos, filitos, meta-arcóseos e conglomerados oligomíticos.

Intrusões de rochas granitóides encaixadas em seqüências supracrustais e no embasamento cristalino são frequentes. Apresentam texturas e composições variadas, sendo geralmente porfiróides, de composição alcalina e sub-alcalina. A maioria dos autores cita idades brasileiras para essas rochas, existindo porém a possibilidade de serem em parte mais antigas, relacionadas a eventos termo-tectônicos do Proterozóico Médio (Kaul 1984, IPT 1986, CPRM 1986).

São muito expressivos no contexto geológico regional os grandes lineamentos ligados a zonas de cisalhamento dúctil de alto ângulo e a grandes falhamentos transcorrentes, no último caso, ligados à tectônica rúptil que afetou a região.

As rochas sedimentares da Bacia do Paraná afloram a norte e noroeste do Granito Correás. Ocupam grande extensão territorial no Estado de São Paulo, e exercem um nítido controle morfo-estrutural, limitando a Região de Dobramentos Sudeste a uma faixa restrita, paralela à linha da costa.

Exerceu grande importância regional a reativação da plataforma sul-americana durante o Mesozóico, que se caracterizou por intenso magmatismo básico e alcalino gerando numerosos maciços, diques e sills, que podem ser observados em quase toda a região.

Completando o quadro geológico regional, deve-se destacar também a existência de extensas áreas de sedimentos inconsolidados do

Quaternário, constituindo grandes terraços e planícies aluvionares intermontanas e Costeiras.

GEOLOGIA E PETROGRAFIA DO GRANITO CORREAS

Este plúton se localiza na porção central da área mapeada (Fig. 1), constituindo-se num corpo alongado na direção nordeste, de forma elipsóide, com dimensões de um "stock", totalizando aproximadamente 5 Km² de área aflorante (Goraieb et al. 1987).

Os limites do maciço com as encaixantes (rochas granito-gnáissicas e migmatíticas do embasamento pertencente o Complexo Apiaí-Mirim, bem como quartzitos e anfibolitos do Grupo Ribeira) são demarcados por contatos nítidos, e discordantes o que permite atribuir-lhe um caráter intrusivo.

O contato geralmente é condicionado por falhamentos, onde ocorre o desenvolvimento de zonas de brechas silicosas. Efeitos térmicos são raros, observa-se localmente no contato com anfibolitos a ocorrência restrita de hornfels básico (Goraieb et al. 1987).

Sua composição varia de granito 3a a 3b (Streckeisen 1973) (Fig. 2), exibe caráter leucocrático, coloração rósea, granulação média, ocorrendo porções mais finas (veios de microgranito) onde é freqüente a presença de fluorita. A presença de cristais de plagioclásio individualizados, o caracteriza portanto, como do tipo "subsolvus" (Tuttle & Bowen 1958).

A textura predominante é a inequigranular hipidiomórfica, passando a porfiróide ou porfirítica em alguns termos (Prancha 1, foto A). Caracteriza-se pela presença de microclínio em cristais subédricos, geralmente milimétricos a centimétricos, plagioclásio com hábito ripiforme em grãos subcentimétricos a milimétricos, quartzo em cristais subédricos a euédricos, subarredondados, submilimétricos a milimétricos, geralmente em agregados de vários grãos. Cristais bem desenvolvidos de microclínio costumam apresentar pertitas do tipo "patches" (manchas), típicas de substituições, enquanto os cristais menores, submilimétricos não pertíticos, possivelmente são neoformados. O plagioclásio original é oligoclásio, em cristais freqüentemente zonados, com núcleos mais cálcicos que as bordas, que podem chegar até albita. Em proporções subordinadas (< 10%) ocorrem biotita parda a verde (parcialmente cloritizada), mica incolor a pardo-acinzentada (protolitionita ou li-muscovita, segundo Troger 1979) e ainda fluorita e zircão. Em algumas amostras estudadas observou-se apatita, opacos, sericita, carbonato e argilo-minerais + hidróxidos de ferro, os últimos, produtos de alteração.

Feições de cataclase e hidrotermalismo são localmente observadas e evidenciadas pela presença de microfraturas inter e intragranulares, cristais de plagioclásio parcialmente alterados em sericita e apresentando lamelas de geminação encurvadas ou até quebradas, cristais de quartzo fragmentados e com forte extinção ondulante, palhetas de mica dobradas, além da presença de clorita.

O Granito Correias apresenta graus variáveis de alteração tardi a pós-magmática, destacando-se os processos de albitização precoce e greisenização. A microclinização possivelmente tardia, parece ter sido um processo mais fraco e restrito. Estes processos metasomáticos se tornam mais intensos nas bordas do corpo, formando cúpulas de albititos, veios e bolsões pegmatóides/pneumatolíticos com quartzo, topázio e micas litiníferas, além de conjuntos de greisen dentro do corpo granítico e nas encaixantes próximas.

Conforme anteriormente observado por Goraieb et al. 1987, o posicionamento do plúton pode ser considerado do tipo permissivo, na medida em que o mesmo mostra-se em parte concordante com a estruturação regional, estando as encaixantes pouco deformadas pela intrusão e exibindo mergulhos divergentes do centro intrusivo, arqueando-se na forma de domo, indicando que o mesmo teria se alojado em zona axial de uma grande antifórma, com aureóla metamórfica estreita ou inexistente. Aparentemente, trata-se de um granito alóctone de posicionamento

epizional. Isto, aliado à ausência de feições próprias a intrusões sub vulcânicas, permite supor um emplacamento raso, possivelmente na faixa dos 3 a 6 Km de profundidade.

Suas características composicionais e texturais, dimensão, natureza das mineralizações e a proximidade física com alguns maciços da Suite Intrusiva Serra do Mar (Kaul et al. 1982 e Kaul 1984) indicam tratar-se de um granito intrusivo anorogênico. Desse modo, a intrusão teria ocorrido em área cratonizada durante o evento de reativação posterior à deformação das encaixantes (Ciclo Jequié), como atesta a ausência no maciço das feições deformacionais inerentes a este ciclo, nitidamente impressas nas encaixantes vizinhas (Goraieb et al. 1987).

O fato do litotipo Correias apresentar características que podem ser correlacionáveis aos granitos da Fácies Itu (Hasui et al. 1978), com idades estimadas de 500 e 600 M.a., e aos granitos da Suite Intrusiva Serra do Mar, permite, especulativamente, atribuir ao maciço idade eopaleozóica (entre 500 e 600 M.a.), em consonância com a proposição de Kaul (1984), para a granitogênese anorogênica que afetou a região.

No entanto, deve-se considerar a possibilidade do plúton ser mais antigo, pelo fato de que as referidas datações devam refletir o último evento tectono-termal a que essas rochas foram submetidas, e não a idade de formação das mesmas. Essa hipótese tende a crescer quando se observa a semelhança do Granito Correias e suas alterações tardi-magmáticas, com alguns maciços anorogênicos da Amazônia brasileira, especialmente os biotita granitos, com idades estimadas que variam de aproximadamente 900 M.a. a 1.800 M.a. (Dall'agnol 1982, Dall'agnol et al. 1984, Bettencourt et al. 1987).

ROCHAS RESULTANTES DE PROCESSOS DE ALTERAÇÃO TARDI A PÓS-MAGMÁTICOS

Diferentes tipos de transformações metassomáticas tardi a pós-magmáticas associadas à evolução final do Granito Correias encontram-se presentes na área.

Transformações por fluidos intersticiais (metassomatismo sódico e potássico) ocorrem principalmente na cúpula do granito, sendo que as transformações fissurais (metassomatismo ácido do íon hidrogênio) são encontradas dentro do corpo granítico e nas encaixantes próximas.

Essas zonas de alteração podem ser visualizadas no campo, principalmente na borda norte e nas extremidades nordeste e sudeste do granito e adjacências (Fig. 1).

O processo de metassomatismo potássico parece ter ocorrido com fraca intensidade, ou ter sido mascarado pela superposição dos outros processos. Já os processos de metassomatismo sódico e de greisenização atingiram grande intensidade e alteraram profundamente a composição mineralógica original do granito.

As rochas do maciço apresentam graus variáveis de alteração. Aquelas parcialmente alteradas exibem coloração rósea, textura inequigranular hipidiomórfica a porfiroblástica, caracterizada pela presença de megacristais de microclínio e quartzo arredondados, em matriz de granulação fina, constituída por plagioclásio (albita), quartzo, microclínio e micas. Os minerais acessórios são fluorita, topázio, zircão e opacos.

As micas apresentam tonalidades diversas e nelas observa-se forte descoloração, passando de cinza escuras a esverdeadas para cores pardas acinzentadas chegando a ficar esbranquiçadas. Representam principalmente transformações da biotita durante os processos metassomáticos, com passagens graduais para muscovita e muscovita litinifera.

O processo de metassomatismo sódico foi bastante abrangente nas rochas do Granito Correias. Estas apresentam feições típicas, como a presença de bordas albiticas em cristais de plagioclásio, cristais lípidos de albita no contato entre dois cristais de microclínio, "swapped rims" no contato entre dois cristais de microclínio, pertita albitica do tipo "patches" em cristais de microclínio, pseudomorfos de

albita formados pela substituição do plagioclásio original, além de textura "chessboard" em cristais de albita que substituem o microclínio pertítico (Prancha 1, foto C).

No caso de metassomatismo potássico, raramente se observam duas gerações de microclínio, uma relativa aos cristais mais desenvolvidos e pertíticos e outra dos cristais que constituem a matriz, não pertíticos e neoformados (Prancha 1, foto B).

O processo de greisenização ocorreu de forma acentuada, tornando-se mais intenso nas bordas do Granito Correias, originando inúmeros veios e bolsões de greisens, tanto dentro do corpo granítico como nas suas encaixantes circunvizinhas.

A presença desses metassomatitos preservados, sabidamente importantes concentradores de minerais metálicos, também é indicativa do baixo grau erosivo do plúton, o que lhe confere, a princípio, boas perspectivas de potencialidade mineral.

Albititos

As principais cúpulas albitíticas se encontram nas extremidades sudeste e nordeste do "stock" Correias, sendo que esta última, apresenta dimensões razoáveis, com aproximadamente 0,5 Km² de área aflorante. Também ocorrem pequenas massas rochosas ou "manchas" isoladas de albititos e/ou granito fortemente albitizado na borda norte do corpo granítico.

Afloram em altos topográficos, geralmente na forma de lagedos, onde se observam alguns sistemas de juntas e fraturas, quase sempre preenchidas por veios centimétricos a decimétricos de quartzo, por vezes com fluorita associada; o sistema principal apresenta atitudes em torno de N50-60E com mergulhos verticais.

Petrograficamente podem ser classificadas como quartzo albititos, quartzo-microclínio albititos e albititos, todas sempre com predominância de albita (30 a 60%). Embora segundo Beus (1982), rochas descritas como albititos devam conter mais de 70% de albita, as características mineralógicas e texturais dos albititos de Correias são concordantes com a definição de albititos proposta por Smirnov (1982).

São rochas leucocráticas, de coloração rosada, amarelada e esbranquiçada. Apresentam estrutura maciça, textura porfiroblástica, caracterizada por megacristais de quartzo e microclínio arredondados, emersos em matriz de granulação fina, constituída por albita em cristais ripiformes e micas pardas, cinzentas e esverdeadas. (Prancha 1, foto D). Os megacristais de quartzo são porfiroblásticos, pois englobam ripas de albita. Também podem estar presentes na matriz, o microclínio e o quartzo, enquanto topázio, zircão e opacos ocorrem em proporções acessórias.

São frequentes alguns aspectos texturais indicativos de deformação, como forte extinção ondulante em cristais de quartzo, lamelas de mica com "kinks", cristais de albita encurvados e fragmentados, além de microfraturas, algumas preenchidas por hidróxidos de ferro. Estas feições são provavelmente relacionadas às zonas de cisalhamento presentes nas bordas do maciço.

Segundo Beus (1982), vários tipos paragenéticos de albititos ou apogranitos podem ser individualizados, com base principalmente na composição da mica principal (muscovita, biotita-protolionita, zinnwaldita, lepidolita). No entanto, dever ser considerado que a maioria dos maciços albitíticos possuem zonalidades internas distintas, e podem conter até três zonas representadas por diferentes tipos paragenéticos ligados às transições graduais.

No caso dos albititos originados pelo Granito Correias, somente as características ópticas das micas não são suficientes para determinar o grupo a qual pertencem, colocando-se tanto no grupo das protolionitas como no das muscovitas litníferas (Tröger 1979).

A transição do Granito Correias para a cúpula de albitito é quase sempre gradual, ocorrendo nessa zona de transição o granito parcialmente albitizado. Essa transição corresponde a uma zonalidade

vertical típica para este tipo jazimento (Smirnov 1982), que se desenvolve com a intensificação dos processos metassomáticos.

Greisens

Várias ocorrências de greisens foram observadas na área, onde afloram na forma de enxame de veios centimétricos a decimétricos, geralmente paralelos e/ou entrelaçados, ou ainda na forma de bolsões com dimensões centimétricas a métricas.

A forma de ocorrência permitiu a distinção de dois tipos de greisens: aqueles formados a partir da rocha granítica (endogreisens), e aqueles formados a partir da rocha encaixante (exogreisens). Os endogreisens apresentam granulação mais grossa, e ocorrem na maioria das vezes, na forma de bolsões. Já os exogreisens, geralmente possuem granulação mais fina e ocorrem predominantemente sob a forma de veios, por vezes, com estruturas do tipo "stockwork". Em ambos os casos, é frequente a presença de óxidos e hidróxidos de ferro como hematita, goethita e limonita, assim como, veios de quartzo, formando agregados que se destaquem nas zonas intemperizadas de colúvio.

Possuem no geral estrutura maciça, porosidade variável, texturas granoblásticas, porfiroblásticas, heterogranoblásticas a decussada, ou poiquiloblástica, quando ocorrem inclusões de topázio em lamelas de mica (Goraieb et al. 1987).

Embora mineralogicamente endo e exogreisens não apresentem diferenças significativas, já que ambos são constituídos basicamente pelos mesmos minerais, observa-se uma tendência nos endogreisens de serem mais ricos em mica e/ou quartzo, geralmente sem topázio, ou com teor muito baixo deste mineral. Petrograficamente os endogreisens podem ser classificados como mica-quartzo greisen ou quartzo-mica greisen (Prancha 1, foto E). A mica verde cinza ou branca, por caracteres puramente ópticos, foi colocada no grupo das protolithionitas ou das Li-muscovitas (Tröger 1979). Em proporções bastante acessórias os endogreisens podem apresentar opacos, xenotima e possivelmente allanita e zircão alterados.

Os exogreisens, por sua vez, geralmente têm no topázio um de seus minerais essenciais, ao lado do quartzo e da mica, a qual apresenta características ópticas muito semelhantes às dos endogreisens. Petrograficamente podem ser classificados como topázio-quartzo greisen, mica-topázio greisen ou quartzo-mica greisen (Prancha 1, foto F). Raramente albita pode estar presente em quantidades razoáveis, constituindo albita-quartzo-mica greisen. Acessoriamente podem ocorrer zircão, rutilo, titanita leucoxenizada, opacos. Localmente observa-se também cassiterita, em agregados de cristais subédricos, submilimétricos, intersticiais, em proporções variadas, permitindo classificar a rocha como cassiterita-topázio-quartzo greisen.

Em encaixantes aluminossilicáticas o progresso da greisenização, segundo Shcherba (1970), conduz ao desenvolvimento de uma série de fácies, até mesmo a partir de um único litotipo, e a intrincadas zonações. Assim, à medida em que se afasta da cúpula granítica observa-se granito greisenizado → muscovita-quartzo greisen → quartzo greisen → topázio-quartzo greisen → topázio greisen → muscovita greisen → turmalina (hematita) quartzo greisen e veios de quartzo.

A progressão da greisenização desenvolvida nas rochas do Granito Correias e encaixantes pode ser identificada pela existência das diferentes paragêneses citadas, que caracterizariam o zoneamento desse processo metassomático em função da distância entre os conjuntos epigenéticos e a rocha de origem.

PROSPECÇÃO GEOQUÍMICA

Após amostragem geoquímica de sedimentos ativos de corrente e concentrados de bateia, as amostras coletadas foram encaminhadas para dosagem dos elementos Sn, W, Mo, Nb, Ta, Th, Y, F, Li, e Bi.

Os resultados analíticos de sedimentos corrente evidenciam zonas anômalas superpostas para Sn, W, Nb, Y, F e Li, coincidentes com as áreas de influência do Granito Correias e suas bordas alteradas pelos

processos tardi/pós-magmáticos, onde ocorrem os albititos e greisens mapeados.

Outro aspecto importante, foi a constatação de anomalias geoquímicas em sedimentos de corrente, fora do corpo granítico e razoavelmente distante de suas bordas alteradas. Estas anomalias provavelmente estão relacionadas com a dispersão hidromórfica de halos primários ligados à possível cúpula granítica sub-aflorante.

A análise dos parâmetros geoquímicos para os concentrados de bateia indicam uma paragênese mineral associativa dos elementos Sn, W, Th, Nb e Y.

Estes elementos apresentaram concentrações e teores elevados em várias amostras analisadas.

O teste "stainning" realizado em amostras previamente selecionadas, revelou em algumas delas, a presença de cassiterita com teores de 15 a 30% do volume do concentrado.

MINERALIZAÇÕES

Ocorrências significativas com mineralizações primária e secundária de metais raros foram detectados na área do Granito Correias.

Muito embora existam inúmeros conjuntos de veios e bolsões de greisens próximos do contato do granito com as encaixantes, estes nem sempre apresentam-se mineralizados.

Segundo Beus & Zalashkova (1964) a concentração de certos elementos raros tem lugar nas fases finais da greisenização. Desta forma, como só foram observadas mineralizações associadas aos exogreisens e veios de quartzo fora do granito, é provável que estes se relacionem às fases finais da greisenização, e os endogreisens, às fases iniciais.

Cabe ressaltar no entanto, a presença de uma zona greisenizada fortemente mineralizada, desenvolvida no embasamento gnáissico, distante aproximadamente 300 m da borda do corpo albitizado na extremidade nordeste do "stock".

Essa zona greisenizada apresenta-se como um corpo com estrutura diapírica sustentando um alto topográfico em relação à própria encaixante.

Constitui-se em um conjunto de greisens e veios de quartzo com porções muito brechadas, onde se observa, principalmente no quartzo, sistemas de fraturamento sub-verticais e sub-horizontais.

Nesta elevação com aproximadamente 100 m de diâmetro se encontram concentrados no elúvio e colúvio, blocos de quartzo greisen e quartzo com wolframita maciça. São frequentes os pseudomorfos de wolframita originados pelo intemperismo, formando porções de crosta ferruginosa tipo chapéu de ferro. Seixos centimétricos de wolframita, cassiterita, topázio e quartzo também são encontrados, por vezes intimamente associados, formando agregados desses minerais, juntamente com óxidos e hidróxidos de ferro. Pirita e óxidos de manganês ocorrem com menor frequência.

Os enxames de veios parecem constituir estrutura tipo "stockwork", sendo que alguns veios marginais são paralelos ou sub-paralelos, com direções norte - nordeste e noroeste predominantes. São representados por quartzo-mica greisen; mica-topázio greisen; quartzo greisen; cassiterita-topázio-quartzo greisen; cassiterita-mica-topázio greisen; quartzo-hematita greisen, além de veios de quartzo e topázio.

A natureza e composição dessas mineralizações, indicam que processos de substituição metassomática dos gnáisses e forte atividade hidrotermal controlada por soluções aquosas residuais ricas em sílica e voláteis, foram responsáveis pela sua formação.

Apesar de não se ter no momento, um nítido controle estrutural, petrográfico, petroquímico e de sub-superfície, estudos dessa natureza deverão ser levados adiante e publicados posteriormente.

Atualmente, trabalhos de detalhe estão sendo efetuados nesta área com a finalidade de se detectar possíveis halos de dispersão secundária. Através de uma avaliação visual preliminar dos minerais

pesados, concentrados no solo residual e/ou transportado próximo da ocorrência, constatou-se a princípio, teores interessantes, que variam de 0,5 a 10 Kg/m³ de cassiterita.

Nas outras ocorrências existentes na área, tanto os greisens como os albititos não apresentam mineralizações macroscópicas. Apesar das análises de rocha terem sido pontuais e não representativas, estas amostras exibiram teores fracos (Tabela 1 - amostras 23 e 24), principalmente o albitito, se comparado com as amostras da fácies Apogranito pertencentes ao Granito Madeira (Amazonas) (Tabela 1 - amostra 7), fortemente mineralizado em estanho e zircônio, além de nióbio, ítrio e terras raras, cuja associação é responsável por extensos depósitos aluvionares (Horbe et al. 1985).

Veios ou bolsões pegmatóides/pneumatolíticos ocorrem com menor frequência, e neles são encontrados grandes concentrações de quartzo, topázio e micas litínicas verdes.

Com relação à mineralização secundária, pouco se sabe até o momento e trabalhos neste sentido também estão sendo desenvolvidos.

Durante a fase da pesquisa já realizada, a análise mineralógica e química em várias amostras de concentrados de bateia revelou a presença de cassiterita, wolframita, columbo-tantalita, xenotima, rutilo e zircão. As amostras que apresentaram concentrações e teores elevados desses minerais, são provenientes principalmente de pequenos aluviões que drenam a borda norte e nordeste do corpo granítico. No entanto, algumas amostras de aluviões que drenam, o próprio granito e sua borda sul, também apresentaram boas concentrações desses minerais.

As informações obtidas do mapeamento mostram que o nível erosivo mais profundo situa-se na borda sul do Granito Correias. Desta forma, trabalhos de escavações nos aluviões que drenam esta porção da área poderão indicar a presença de depósitos soterrados, relacionados com a possível existência pretérita de outras porções de cúpula greisenizada e albitizada já erodidas.

Atualmente, alguns poços de pesquisa já foram realizados nos aluviões menores da borda norte - nordeste do plúton. Estes revelaram resultados satisfatórios, especialmente nos níveis de cascalho basal, embora os mesmos não apresentem grandes espessuras (em torno de 10 a 40 cm).

Já no aluvião de maior porte (Rio Taquari - Guaçu), apenas um ou outro poço de pesquisa orientativa foi realizado até o momento, não existindo ainda dados conclusivos. De qualquer forma, sabe-se que existe um nível de cascalho espesso (mais de 1,5 m) e mineralizado com cassiterita, muito embora ainda não tenham sido avaliados seus teores pela dificuldade de se atingir o "bed rock" nestas escavações, em função do tamanho dos seixos presentes e do grande volume d'água emergente.

Em função da existência de expressivas coberturas, principalmente afeitas às encaixantes próximas do granito (Fig. 3), conta-se com maior possibilidade da definição de jazimento envolvendo mineralizações detríticas, a estarem concentradas nas áreas de regolito, e até mesmo, a existência de jazimentos primários relacionados com os principais metalotectos da área.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Diversos maciços granitóides anorogénicos que afloram na região sul-sudeste do Brasil, têm sido citados na literatura (Issler 1979, Kaul et al. 1982, Kaul 1984, CPRM 1986, Oliveira et al. 1987).

Dentre eles, existem alguns que afloram bem próximo do Granito Correias, como é o caso dos granitos Campina do Veado e Sguário (CPRM, 1986). Muito embora estes autores assinalem a existência de variedades rapakivíticas (viborgitos) associadas a estes granitos, esta característica não se faz presente nas rochas do "stock" Correias.

No caso dos granitos Sguário e Correias que se encontram separados por estreita faixa (aproximadamente 3 Km) de rochas predominantemente gnáissicas, são notáveis as semelhanças texturais e composicionais.

Como pode ser observado no diagrama QAP da figura 2, apesar das rochas do Granito Sguário possuírem tendência um pouco mais alcalina, algumas amostras de ambos os maciços encontram-se quase que superpostas. Nas amostras do Granito Correias que apresentam esta mesma tendência alcalina, deve ser levado em conta, a possibilidade de elas estarem parcialmente alteradas metassomaticamente.

De qualquer forma, a proximidade física e semelhança desses dois granitos, despertam a hipótese de existir uma relação genética entre ambos. Neste caso, o "stock" Correias pode representar uma fase pouco mais tardia, a exemplo do que ocorre na Amazônia e em outras províncias estaníferas mundiais, onde os granitos rapakivi e tipo rapakivi antecedem fácies graníticas tardias mineralizadas.

Outro aspecto que colabora com esta suposição, é o fato de que no maciço Sguário não se tem conhecimento de mineralizações estano-tungsteníferas, e nem de fenômenos metassomáticos intensos com formação de albitos e greisens, típicos de granitos mais evoluídos.

Fazendo-se uma análise comparativa entre o Granito Correias e os biotita granitos que constituem a rocha dominante em várias províncias anorogênicas mundiais, observam-se características análogas nos aspectos estruturais, mineralógicos, texturais, petrológicos, químicos, e ainda, no que diz respeito às transformações tardi a pós-magmáticas e mineralizações associadas.

Foram executadas análises químicas para óxidos em seis amostras de rocha, assim discriminadas: uma amostra de albitito, duas de endogreisen, duas de exogreisen e uma de rocha granítica ligeiramente albitizada. As análises foram efetuadas na GEOLAB-Divisão de Laboratórios da GEOSOL - Geologia e Sondagens Ltda, e os resultados encontram-se na Tabela 2. A Norma CIPW e os valores de Niggli acham-se nas Tabelas 3 e 4.

A tabela 5 apresenta um quadro comparativo entre as influências mineralógicas, químicas e de alguns parâmetros químicos observados durante os processos de albitização e greisenização verificados por Stempok & Skvor (1974) apud Charoy (1979), para os granitóides de Krúsné Hory (Erzgebirge) e os valores obtidos para as rochas do Correias. Diferenças importantes entre os processos ocorridos nos dois maciços parecem estar relacionados ao teor de sílica, que no caso de Correias é menor nos greisens, refletindo-se no quartzo normativo e no si (coeficiente de Niggli). Mineralogicamente o teor em quartzo é bastante variado nos greisens, ora superior, ora inferior ao do granito.

A tabela 1 compara resultados de análises químicas de vários Granitos da Província Amazônica central, da Rondônia, da Nigéria da Arábia Saudita, da média dos granitos especializados, precursores e normais, com uma rocha granítica, um greisen e um albitito, todos do maciço Correias e ainda uma rocha granítica do maciço Sguário. Observa-se que as rochas do Granito Correias apresentam semelhanças químicas muito grandes com os granitos da Província Amazônica central, de Rondônia, Nigéria, Arábia Saudita e também com a média dos granitos especializados. As principais características químicas desses granitos são: enriquecimento em SiO₂ e K₂O, empobrecimento em Al₂O₃, MgO, Fe₂O₃, FeO, MnO e TiO₂ e enriquecimento em elementos raros como Sn, F, Cl, Li, B, Rb, etc (Tischendorf 1977, Taylor 1979).

Como pode ser observado no diagrama triangular QAP da figura 2, as rochas do "stock" Correias apresentam composição tipicamente granítica variando de monzogranitos (granitos 3b) a sienogranitos, (granitos 3a), sendo que os monzogranitos são predominantes.

Lameyre e Bowden (1982), discutem o diagrama QAP de Streckeisen (1973) mostrando os domínios ocupados pelas séries plutônicas, (Fig. 2a). Analisando-se essa figura observa-se que a maioria das amostras estudadas caem no campo da série monzonítica subalcalina (SAM), superpondo-se ao domínio ocupado pelos granitóides formados pela fusão da crosta (Lameyre & Bowden 1982, apud Bowden & Kinnaird 1984).

Lameyre et al. (1982) relacionam as séries granitóides propostas por Lameyre & Bowden (1982) com as mineralizações a elas associadas. A análise das figuras 2e 2b sugere que o Granito Correias pode apresentar

mineralizações de U, Th, Y e Terras Raras, o que torna sua pesquisa ainda mais interessante e promissora.

CONCLUSÕES

Apesar dos dados disponíveis obtidos durante esta fase da pesquisa não serem suficientes para a caracterização definitiva do maciço Correias, eles possibilitam uma definição preliminar do granito como unidade intrusiva pós-tectônica, de caráter anorogênico, com posicionamento raso e geração através de regime distensivo em ambiente cratogênico, apresentando características de especialização metalogenética.

Com relação a idade do maciço, em função da inexistência de dados radiométricos, o que se pode afirmar é que o mesmo seja pós-trasamazônico, podendo ser correlacionável à Suite Intrusiva Serra do Mar, definida como eopaleozóica por Kaul et al. 1982.

Existe portanto, um amplo intervalo de tempo ao qual o Granito Correias pode estar relacionado, principalmente considerando-se que o maciço apresenta características semelhantes a vários maciços amazônicos de diferentes províncias, com idades extremamente contrastantes.

A descoberta e caracterização dos conjuntos de albitos e greisens, derivados da alteração tardi/pós-magmática da cúpula granítica, assim como, a presença de mineralizações de estanho, tungstênio, tântalo, nióbio, e ítrio, certamente associados aos mencionados metassomatitos (que poderão ainda definir a existência de mineralizações de lítio, berílio e terras raras), são indicativas da potencialidade mineral promissora do prospecto Correias, e abrem perspectivas favoráveis à prospecção regional de metais raros.

Agradecimentos

Os autores agradecem ao IPT pelo apoio técnico e o fornecimento de recursos necessários à elaboração deste artigo, bem como ao Pró-Minério pela liberação dos dados para publicação. Agradecimentos são expressos também à Jilson Cardoso, Márcia A. Prevedello Maróstica, Eli Arruda Toledo, Seção de desenho, pela datilografia, desenhos e reproduções gráficas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F. de; HASUI, Y; NEVES, B.B.B. 1976. The Upper Precambrian of South America. Bol. IG, 7: 45-80.
- BETTENCOURT, J.S.; DALL'AGNOL, R.; YOKOI, O.Y.; VIGLIO, E.P.; PINHO, O.G.; SILVA, R.F.; CARNEIRO FILHO, L. - 1987 - The rondonian tin-bearing anorogenic granites and associated mineralization. In: INTERNAT. SYMP. GRANITES ASSOC. MINERALIZ. Salvador, 1987. Excursion Guides. Salvador, Superintendência de Geologia e Recursos Minerais, p. 49-87.
- BEUS, A.A. 1982 - Metallogeny of precambrian rare-metal granitoids. Rev. Bras. Geoc., 12(1/3): 410-413.
- BEUS, A.A. & ZALASHKOVA, N.Y. 1984. Post-magmatic high temperature metassomatic processes in granitic rocks. Inter. Geol. Rev., 6 (4): 668-681.
- BOWDEN, P. & KINNAIRD, J.A. 1984. Geology and mineralization of the nigerian anorogenic ring complexes. Geol. Jb., 856: 1-68.

- CHAROY, B. 1979. Définition et importance des phénomènes deutériques et les fluides associés dans les granites, conséquences métalogeniques. Nancy, Annales de l'École Nationale Supérieure de Géologie Appliquée et de Prospection Minière de l'Université de Nancy et du Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques. 364p. (C.E.N.S.G. Sciences de la Terre, Mémoire 37).
- COMPANHIA DE PESQUISAS E RECURSOS MINERAIS-CPRM 1986 - Projeto Engenheiro Maia - Ribeirão Branco; Rel. Final, 2 vol.
- DALL'AGNOL, R. 1982 - Os granitos anorogênicos da Amazônia Brasileira: suas analogias com os "younger granites" do Oeste da África. In: CONGR. LAT. AMER. GEOL., 5, Buenos Aires 1982. Actas..., Buenos Aires, v. 2, p.113-131.
- DALL'AGNOL, R.; SCHUCKMANN, W.K.; BASEI, M.A.S.; SCHAELELLER, T. 1984 - Novos dados geocronológicos e estudo de elementos traços de maciços graníticos anorogênicos da Amazônia oriental, Estado do Pará (Brasil). In: SYMP. AMAZ., 2, Manaus, 1984, Anais..., Manaus, DNPm n°59-74.
- DAOUD, W.E.K.; ANTONIETTO JUNIOR, A. 1985 - Geologia do granito estanífero Água Boa-Pitinga (AM). In: SIMP.GEOL. AMAZ., 2, Belém, 1985. Anais..., Belém, SBG, v.3,p.17-33.
- GORAIEB, C.L.; MELLO, I.S.C.; SILVA, R.B. 1987. Geologia e prospecção da área do Bairro dos Correias, município de Ribeirão Branco (SP). In: SIMP. REG. GEOL., 6, Rio Claro, 1987. (no prelo).
- HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; BISTRICHI, C.A. 1978. Os granitos e granitóides da região de dobramentos sudeste nos Estados de São Paulo e Paraná. In: CONGR. BRAS. GEOL., 30, Recife, 1978. Anais..., Recife, v.6,p.2579-2593.
- HASUI, Y.; CREMONINI, O.A.; BORN, H. 1984 - "O granito três Corregos" revisado e omaciço Catas Altas. In: CONGR. BRAS. GEOL., Rio de Janeiro, 1984. Anais..., Rio de Janeiro. v.7,p. 3023-3031.
- HORBE, M.A.; HORBE, A.C.; TEXEIRA, J.T.; COSTI, H.T. 1985 - Granito Madeira: Petrologia, petroquímica e mineralizações. In: SIMP.GEOL. AMAZ., 2, Belém, 1985. Anais..., Belém, SBG, v.3,p.284-320.
- IMEOKPARIA, E.G. 1983 - Geochemical aspects of the evolution and mineralization of the Amo Younger Granite Complex (Northern Nigéria). Chem. Geol., 40: 293-312.
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO-IPT. 1985. - Geologia das Folhas Barra do Chapéu (SG-22-X-B-I-4) e Aracaíba (SG-22-X-B-II-3), Estados de São Paulo e Paraná. São Paulo. vi (IPT Relatório 22 150).
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO-IPT. 1986 - Novo modelo geológico do Vale do Ribeira. São Paulo. 67p. (IPT Relatório 23 742).
- ISSLER, R.S. 1979 - A região de dobramento sudeste - sítio de mobilidade ensialica ou faixa magmática de colisão continental no evento geodinâmico Brasileiro ? In: SIMP. REG. GEOL., 2, Rio Claro, 1979. Programas e Resumos..., Rio Claro, SBG, p.8.
- KAUL, P.F.T.; ISSLER, R.S.; FERNANDES, E.; BONOW, C.W.; COITINHO, J.B.L.1982 - Suite Intrusiva Serra do Mar. Florianópolis, Projeto Radan Brasil, 18p. (relatório interno 540.G).

- KAUL, P.F.T. 1984 - Significado dos granitos anorogênicos da Suite Intrusiva Serra do Mar na evolução da crosta sul-sudeste do Brasil, no âmbito das folhas SG-22-Curitiba e SG-23-Iguaçu. In: CONGR. BRAS. GEOL., 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais..., Rio de Janeiro, SBG, V.6, p. 2815-2825.
- LAMEYRE, J & BOWDEN, P. 1982. Plutonic rock types series: discrimination of various granitoid series and related rocks. J. Volcanol. Geotherm. Res., 14:169-186
- LAMEYRE, J.; BLACK, R.; BONIN, B.; BOWDEN, P.; GIRET, A. 1982. The granitic terms of covering plutonic type series and associated mineralizations. (SIMPOSIUM SUR LA GEOLOGIE DES GRANITES ET LEURS RELATIONS METALLOGENIQUES. Nankin).
- OLIVEIRA, M.C.B.; RODRIGUES, E.P.; COUTINHO, J.M.V.; MARTINS, F.A.G.; FIGUEIREDO, M.C.H.; ZAPPAROLLI, L.H. 1987. Petrologia de parte do maciço granítico Guaraú-SP. In: SIMP. SUL-BRAS.GEOL., 3, Curitiba, 1987. Atas..., Curitiba, SBG, v.2,p. 571-594.
- RAMSAY, C.R. 1986 - Specialized felsic plutonic rocks of the Arabian Shield and their precursors. J. Afr. Earth Science, 4: 153-168.
- SCHERBA, G.N. 1970 - Greisens. Intern. Geol. Rev., 12: 114-149.
- SMIRNOV, V.I. 1982 - Geologia de yacimientos minerales. Moscow. Ed. Mir. Publish.
- STRECKEISEN, A.L. 1973. Classification and nomenclature of plutonic rocks. IUGS Recommendations. N. Jb. Mineral, 130:149-164.
- TAYLOR, R.G. 1979. Geology of tin deposits. Amsterdam. Elsevier. v.1.
- TISCHENDORF, G. 1977. Geochemical and petrographic characteristics of silic magmatic rocks associated with rare - element mineralization. In: STEMPROK, M.; BURNOL, L.; TISCHENDORF, G. (eds). Metalization associated with acid magmatism. Praga, Intern. Geol. Correlation Program, p. 41-96
- TRÖGER, W.E. 1977 Optical determination of rocks forming minerals, PART. 1^a determinative tabs. Stuttgart, E. Schweizerbart'she Verlagsbuchhanallung. 188p. (versão em inglês).
- TUTTLE, O.F. & BOWEN, N.L. 1958. Origin of granite in the light of experimental studies in the system NaAlSi₃O₈ - KAlSi₃O₈ - SiO₂ - H₂O. New York, Geol. Soc. America. 153p. Memoir, 74).

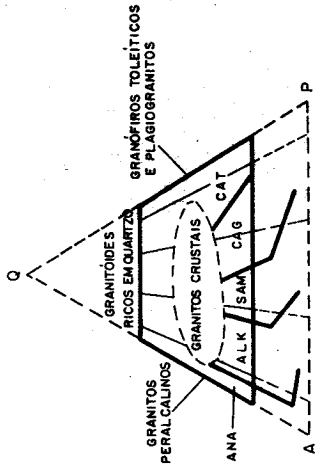


Figura 2a - Diagrama modal QAP com os grupos de classificação das séries de rochas graníticas adaptados de Lameyre & Bowden (1982), a partir de Bowden & Kinnaird, 1984

- CAT - Série trondjemítica cálcico-alcálica
- CAG - Série granodiorítica cálcico-alcálica
- SAM - Série monzonítica subalcálica
- ALK - Série potássica-aluminosa
- ANA - Série sodíca-alcálica

Obs: As linhas mais grossas marcam campos arbitrários das várias séries graníticas, incluindo as suites de rochas intermedeárias relacionadas.

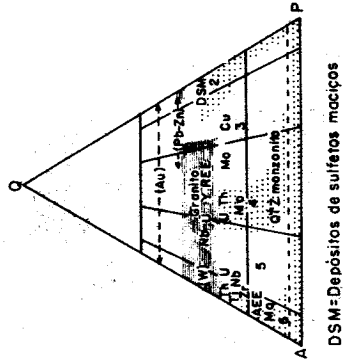


Figura 2b - Mineralizações associadas às séries graníticas dos campos de Lameyre et al (1983)

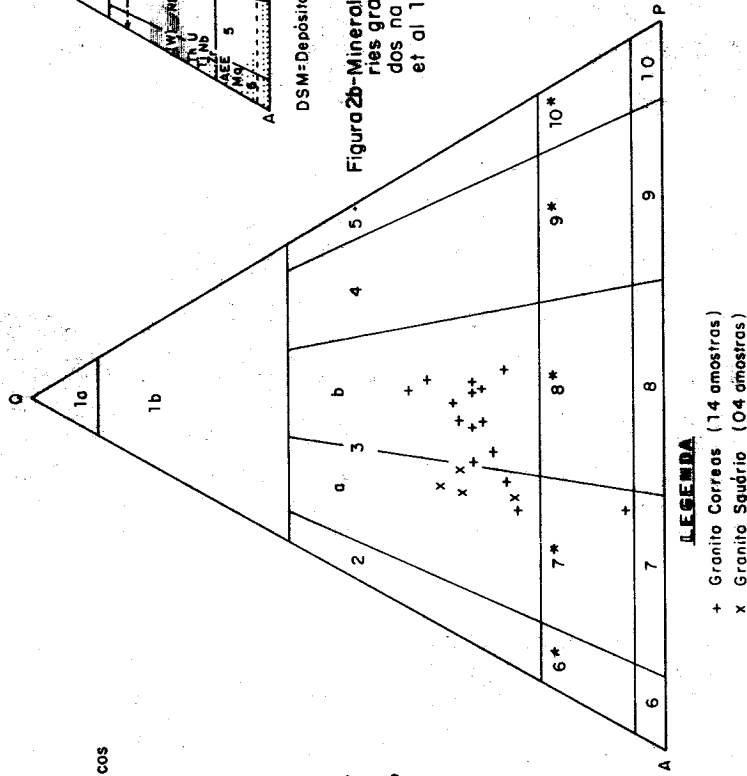
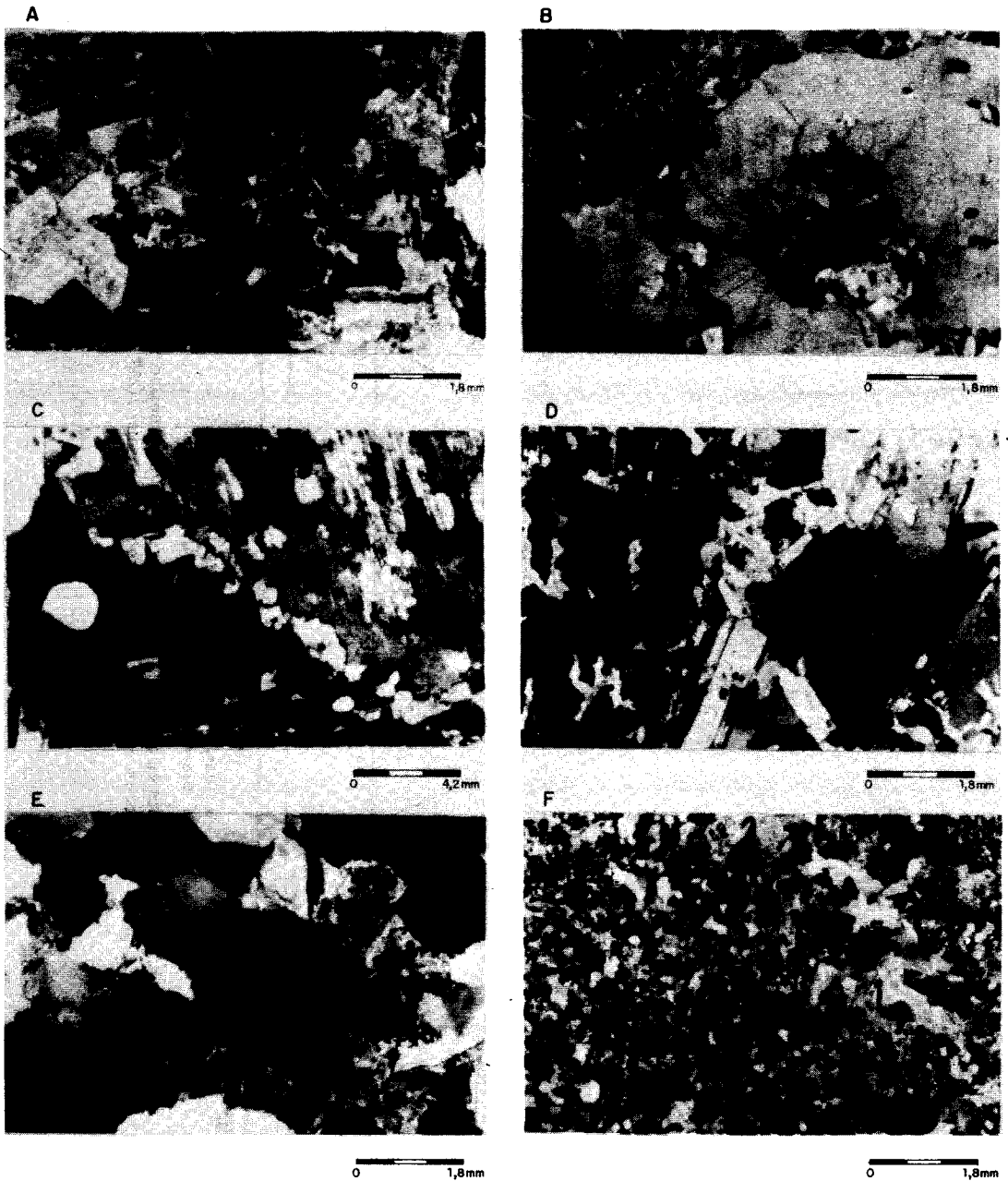


Figura 2 - Amostras de rochas graníticas submetidas a ensaio de coloração seletiva para feldspatos lançadas em diagrama triangular QAP (Strecheisen, 1973)



PRANCHA 1 - Aspectos microscópicos dos principais litotipos de Correas. FOTO A - Granito 3b com Textura inequigranular hipidiomórfica; Foto B - Cristais de microclínio neoformados inclusos em quartzo; FOTO C - Bordas albíticas do tipo "swapped rims" e textura "chessboard" em albita neoformada; FOTO D - Quartzo-microclínio albita com textura porfiroblástica; FOTO E - Aspecto característico de endogreisen (mica-quartzo greisen); FOTO F - Aspecto característico de exogreisen (mica-topázio greisen).

A= albita; AC= albita "chessboard"; FK= microclínio; FKP= microclínio perfitico; M= mica; O= oligoclásio; Q= quartzo; T= topázio

TABELA 1 - ANÁLISES QUÍMICAS DE VÁRIOS GRANITOS

ELEMENTO	PROVINCIA AMAZÔNIA CENTRAL										RONDONIA										AMAZIA SUDESTE	GRANITO CRIELOS (SP)	GRANITO SUMITO	POP. GRANITÍDIOS NORDEAIS				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20					21	22	23	24
SiO ₂	76,44	73,85	76,67	74,4	78,24	75,49	68,44	71,3	71,7	78,4	73,4	71,78	71,5	72,7	75,3	73,6	72,96	75,44	75,49	75,3	73,43	73,2	73,4	55,5	72,1	73,28	72,78	78,84
TiO ₂	0,16	0,14	0,15	0,22	0,31	0,19	0,42	0,36	0,39	0,58	0,38	0,14	0,46	0,46	0,49	0,17	0,18	0,19	0,12	0,12	0,26	0,11	0,05	0,19	0,33	0,16	0,24	0,34
Al ₂ O ₃	12,32	13,85	11,23	13,8	13,75	13,27	13,34	13,37	13,6	13,44	11,8	11,88	15,18	15,19	12,46	12,19	13,29	12,56	12,62	13,13	12,74	12,8	13,7	26,7	13,7	13,97	14,88	14,33
Fe ₂ O ₃	1,58	0,85	1,19	1,46	1,49	0,88	2,73	1,11	1,48	2,78	2,18	0,87	0,49	0,86	0,87	1,18	1,18	1,19	0,42	0,44	1,46	0,49	0,14	5,4	0,97	0,88	0,48	1,31
FeO	-	0,77	1,21	0,46	2,16	0,74	1,42	2,79	1,87	1,48	0,86	1,24	0,38	0,59	0,73	0,75	0,46	1,42	1,19	0,94	1,18	0,41	4,46	1,16	0,97	0,88	0,48	1,31
MnO	-	0,49	0,19	0,65	0,67	0,45	0,42	0,37	0,46	0,46	0,43	0,43	0,43	0,44	0,43	0,42	0,43	0,47	0,42	0,42	0,46	0,43	0,42	0,25	-	0,45	0,48	0,64
MgO	0,25	0,24	0,41	0,18	0,38	0,18	0,15	0,14	0,37	0,46	0,47	0,15	0,42	0,45	0,41	0,41	0,44	0,11	0,16	0,47	0,22	0,22	0,42	0,27	0,25	0,47	0,45	0,81
CaO	0,37	0,45	0,47	0,52	1,43	0,47	1,47	1,26	1,26	1,18	0,24	0,98	0,41	0,56	0,55	1,08	0,88	0,48	0,54	0,57	0,72	0,91	0,38	0,16	0,78	0,75	1,44	1,89
Na ₂ O	3,84	3,88	2,72	3,24	3,29	3,17	4,78	2,54	3,58	3,38	3,48	3,48	5,48	4,48	4,89	4,38	4,39	3,14	4,18	4,38	4,16	4,28	6,18	6,15	3,58	3,28	3,44	3,44
K ₂ O	4,25	5,44	5,59	4,74	5,22	4,99	3,85	5,25	5,48	5,48	6,48	6,48	4,88	4,88	5,21	5,78	5,78	4,88	4,88	4,88	4,88	4,88	4,88	4,88	5,28	4,88	4,88	4,88
P ₂ O ₅	0,14	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11	0,11
Si	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Al	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ca	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
K	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
P	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Rb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Zr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Y	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Th	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
U	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

(1) Sítio Granito tipo velho Guilherme (9 amostras)
 (2) Sítio Granito tipo novo Guimaraes (14 amostras)
 (3) Sítio Granito tipo Serra (17 amostras)
 (4) Sítios Sítio Granito Acaá Boa (17 amostras)
 (5) Sítios Sítio Granito Acaá Boa (17 amostras)
 (6) Sítios Sítio Granito - Granito "deira" (19 amostras)
 (7) Sítios Sítio Granito - Granito "deira" (19 amostras)
 (8) Sítios Sítio Granito - Granito "deira" (19 amostras)
 (9) Sítios Sítio Granito - Granito "deira" (19 amostras)
 (10) Sítios Sítio Granito - Granito "deira" (19 amostras)
 (11) Sítios Sítio Granito - Granito "deira" (19 amostras)
 (12) Sítios Sítio Granito - Granito "deira" (19 amostras)
 (13) Sítios Sítio Granito - Granito "deira" (19 amostras)
 (14) Sítios Sítio Granito - Granito "deira" (19 amostras)
 (15) Sítios Sítio Granito - Granito "deira" (19 amostras)

Fonte: DML 4600L (1982)
 Fonte: WARD et alii (1985)
 Fonte: WARD et alii (1985)
 Fonte: BESSONNET et alii (1987)

(18) Sítios Sítio Granito - tipo Rondônia (29 amostras)
 (19) Sítios Sítio Granito - tipo Rondônia (12 amostras)
 (20) Sítios Sítio Granito - tipo Rondônia (12 amostras)
 (21) Sítios Sítio Granito - tipo Rondônia (12 amostras)
 (22) Sítios Sítio Granito - tipo Rondônia (12 amostras)
 (23) Sítios Sítio Granito - tipo Rondônia (12 amostras)
 (24) Sítios Sítio Granito - tipo Rondônia (12 amostras)
 (25) Sítios Sítio Granito - tipo Rondônia (12 amostras)
 (26) Sítios Sítio Granito - tipo Rondônia (12 amostras)
 (27) Sítios Sítio Granito - tipo Rondônia (12 amostras)
 (28) Sítios Sítio Granito - tipo Rondônia (12 amostras)

Fonte: DML 4600L (1982)
 Fonte: WARD et alii (1985)
 Fonte: WARD et alii (1985)
 Fonte: BESSONNET et alii (1987)

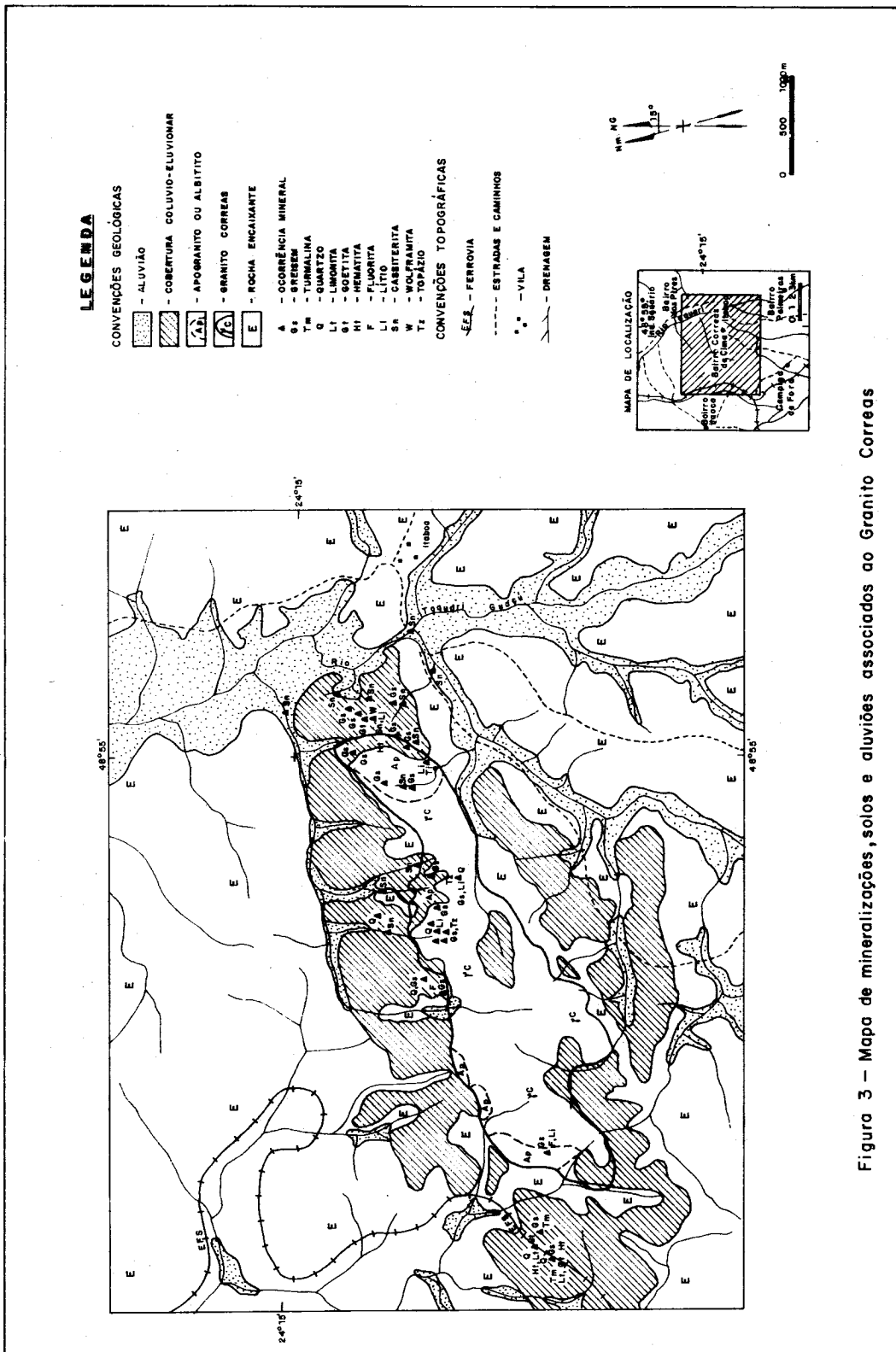


Figura 3 - Mapa de mineralizações, solos e aluviões associados ao Granito Correia

TABELA 2 - Análises químicas das amostras do Maciço Granítico Correias.

AMOSTRAS	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	P ₂ O ₅	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	MnO	H ₂ O+	H ₂ O-
Nos.	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
C-021 R	73.20	12.80	0.69	1.18	(0.05)	0.91	0.22	4.20	5.10	0.11	0.03	0.69	0.14
C-027 R	73.40	13.90	0.16	0.44	(0.05)	0.34	0.02	6.10	4.40	(0.05)	0.02	0.52	0.10
C-305 R	48.40	28.90	3.40	3.10	(0.05)	0.19	0.18	0.18	12.00	(0.05)	0.23	2.65	0.15
C-294 E-R	53.50	20.70	5.00	6.06	(0.05)	0.16	0.27	0.15	9.00	0.19	0.25	2.20	0.16
C-327 R	48.70	39.50	1.00	0.88	0.06	0.22	0.43	0.16	6.40	0.17	0.12	1.02	0.15
C-155 R	69.00	16.90	3.90	1.03	0.09	0.16	0.37	0.38	5.30	0.14	0.04	1.52	0.11

AMOSTRAS	CO ₂	S	NiO	Cr ₂ O ₃	BaO	Cl	F	Sn	Zr	Nb	W	Ta
Nos.	%	%	%	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
C-021 R	0.62	(0.010)	0.002	(0.001)	260	52	3000	18	90	32	(15)	(15)
C-027 R	0.52	0.015	0.001	(0.001)	23	(20)	1500	10	26	54	(15)	(15)
C-305 R	0.40	0.012	0.002	(0.001)	190	(20)	6700	NA	NA	NA	NA	NA
C-294 E-R	0.24	0.011	0.001	0.001	110	(20)	10500	240	260	132	18	68
C-327 R	0.25	(0.010)	0.001	0.001	700	(20)	10300	44	52	28	(15)	(15)
C-155 R	0.25	0.120	0.001	0.001	540	(20)	4300	50	42	18	(15)	(15)

NA: não analisado.

TABELA 5 - Comparação entre as influências mineralógicas, químicas e de alguns parâmetros químicos durante albitização e greisenização dos granitóides de Krusné Hory (Stemprok & Skvor 1974, apud Charoy, 1979) com as rochas do Maciço Granítico Correias.

	Variação da composição modal		Variação da composição química		Variação da composição normativa		Variação do coeficiente de Niggli	
	BKH	GC	BKH	GC	BKH	GC	BKH	GC
ALBITIZAÇÃO	-Fk	-Fk	+Na ₂ O	+Na ₂ O	+Ab	+Ab	+alk	+alk
							(albitito: 49)	(granito: 41)
	-Plag. cal.	-Plag. cal.	-K ₂ O	-K ₂ O	-An	-An	-k	-k
	+Albita	+Albita			-Or	-Or		
GREISENIZAÇÃO	-Fk	-Fk	-Na ₂ O	-Na ₂ O	-Ab	-Ab	-alk	-alk
	-Plagioc.	-Plagioc.	+SiO ₂	-SiO ₂	+Q	-Q	+si	-si
				(greisen: 55.6)		(greisen: 21)		(greisen: 225)
				(granito: 73.4)		(granito: 26)		(granito: 413)
	-Biotita	-Biotita	+Al ₂ O ₃	+Al ₂ O ₃	+Or	+Or	+k	+k
	+Q	+Q			-An	-An		
	+Mica	+Mica						

BKH: Granitóides de Krusné Hory.

GC: Granito Correias.

TABELA 3 - Norma CIPW das rochas do Maciço Granítico Correias.

	MINERAIS																
	Q	Or	Ab	An	Hy	Wo	En	Fs	Ap	Il	C	Mt	Cal	Pi	Met	He	
C-021-R	26.471	30.471	30.141	0.271	1.851	-	0.611	1.241	0.111	0.151	0.301	0.731	1.591	0.031	-		
C-027-R	21.661	25.761	49.431	-	0.671	0.761	0.051	0.611	0.101	0.071			1.301	0.041	1.291		
C-155-R	45.691	33.041	3.601				1.001		0.201	0.211	12.721	2.281	0.671	0.031	1.451	1.35	
C-327-R	21.061	38.031	1.441		1.241		1.191	0.041	0.131	0.241	35.831	1.891	0.641	0.031	0.881		
C-305-R		73.191	1.671		2.141		0.511	2.791	0.111	0.071	18.391	3.671	1.041	0.031	1.971		
C-294-E-R	16.241	56.381	1.431		7.161		0.791	6.371	0.111	0.281	12.041	5.541	0.641	0.031	1.111		

TABELA 4 - Valores de Niggli para as rochas do Maciço Granítico Correias.

	ANOSTRAS									
	si	ti	al	fa	c	alk	k	mg	qz	
C-021-R	1413.471	0.471	42.611	10.501	5.511	41.301	0.441	0.181	147.96	
C-027-R	1412.071	0.211	45.991	3.001	2.041	48.961	0.321	0.061	125.14	
C-155-R	1382.201	0.581	54.541	23.991	0.941	20.531	0.901	0.131	200.07	
C-327-R	1159.221	0.421	76.111	9.261	0.771	13.861	0.961	0.231	3.80	
C-305-R	1157.761	0.121	55.511	18.301	0.661	25.521	0.981	0.051	44.33	
C-294-E-R	1200.341	0.521	44.041	34.091	0.621	21.251	0.971	0.041	15.34	

**MINERAL EXPLORATION AND METALLOGENESIS OF GRANITOID INTRUSIONS
IN SOUTHERN BRAZIL**

Juarez Fontana dos Santos – DOCEGEO

Cid Chiodi Filho – DOCEGEO

José Santos Moretzshon – DOCEGEO

Paulo Cesar Soares – Universidade Federal do Paraná - Depto. de Geologia

RESUMO

No período de 1985 a 1987, a DOCEGEO desenvolveu parte de um amplo programa de exploração mineral estabelecido para a região sul/sudeste do Brasil. Este trabalho foi realizado através do Projeto Ponta Grossa (PGP), objetivando a avaliação metalogenética de intrusões granitóides para metais raros, base e nobres. Os alvos em perspectiva relacionam-se aos tipos clássicos de mineralizações associadas às rochas granitóides, com ênfase para jazimentos de pórfiros, skarns, greisen e filoneas.

A fixação da área de trabalho, nas porções sul do Estado de São Paulo e leste do Estado do Paraná, levou em conta alguns critérios que conferem maior favorabilidade para essa região, destacando-se: a existência de numerosas intrusões de rochas granitóides; a presença de corpos intrusivos em seqüências vulcano-sedimentares de baixo a médio grau metamórfico; a ocorrência de mineralizações de Sn, W, Mo, Au e Cu em alguns desses corpos; a maior preservação erosiva dos granitóides e encaixantes em relação às regiões vizinhas; a disponibilidade legal de áreas para requerimento; e a virtual inexistência de trabalhos sistemáticos de prospecção para granitóides.

Os trabalhos de campo realizados pelo PGP incluíram um reconhecimento geológico regional, executado em 1985, e levantamentos de semi-detálhe envolvendo mapeamento geológico e prospecção geoquímica nas áreas requeridas. Até o momento, os levantamentos de semi-detálhe puderam ser concluídos em três blocos de áreas, referentes aos denominados maciços Morro Grande, Piedade e Varginha, e parcialmente executados em um quarto conjunto de áreas, correspondente ao Maciço Francisco Simas.

Os resultados alcançados foram muito positivos, tendo-se evidenciado a presença de diferentes tipos de mineralizações em três dos maciços pesquisados. Estes resultados permitiram demonstrar a validade do enfoque exploratório e a eficiência da metodologia de trabalho adotada no PGP, comprovando a vocação metalogenética das rochas granitóides na ambiência pesquisada.

INTRODUCTION

The study and search of granitoid related mineralization has been centered on phanerozoic terrains. Proterozoic and older granitoid rocks have usually been considered of low interest to mineral exploration. This unbalanced treatment is due to the larger number of known mineral deposit in younger terrains. Nevertheless, the

geological processes normally invoked to explain the genesis of these deposits have left their imprint in older rocks. The paucity of ore fields associated with precambrian felsic plutonism is probably not related to their genesis but to their preservation. Accordingly, precambrian terrains with granitoid intrusions displaying low erosional level might constitute suitable exploratory ground. This reasoning prompted DOCEGEO (CVRD Group) to conduct a regional exploration program, the Ponta Grossa Project (PGP), looking for granitoid related mineral deposits in southern Brazil.

The PGP covered an area of 30,000 km² in the Paraná Shield (State of Paraná) and adjoining areas in the States of São Paulo and Santa Catarina (Fig.1). The factors considered in the definition of the area were: the frequency of granitoid intrusions hosted by low grade metavolcano-sedimentary sequences; the already known occurrences of Sn, W, Mo, Au and Cu; the erosional preservation relative to other precambrian regions; and the lack of previous systematic exploration activity.

The PGP resulted in the development of an efficient exploratory methodology and definition of basic concepts concerning regional granitoid metallogenesis. This paper gives an overview of the exploration methodology and its results, with emphasis in the description of three different mineralized intrusions.

GEOLOGICAL FRAMEWORK

The Paraná Shield and adjoining areas comprise a segment of a NE trending proterozoic mobile belt, roughly parallel to the coast and covered in the west by undeformed phanerozoic rocks of the Paraná Basin (Fig.1). The mobile belt is made up of two geochronologic domains. The older one includes archean gneisses, migmatites and granulites reworked during the Upper Proterozoic. The younger domain is defined by low to medium grade proterozoic metamorphosed volcano-sedimentary sequences and minor archean rocks. Both domains are intruded by granitoid bodies related to the Brasiliano Orogenic Cycle (Upper Proterozoic to Eopaleozoic).

According to Soares (1987) the Paraná Shield proterozoic evolution could be explained as a geodynamic cycle with the following phases: 1) Middle Proterozoic, rifting of a continental plate with an ocean basin formation followed by subduction an active back arc basin generation, and arc-continent collision; 2) Upper Proterozoic, continent-arc-continent collision followed by late collision transcurrency; and 3) Eopaleozoic, postcollision stress and thermal relaxation.

Three major granitoid generation episodes are admitted, beginning at continent-arc-continent collision. The first, syn to tardi-collisional (700-600 Ma) corresponds to the emplacement of batholithic complexes. The second, tardi to post-collisional (600-500 Ma) resulted in the emplacement of concordant and elongated monzogranites to alkali-syenogranites in the back arc domain. The third and last, post-collisional (500-450 Ma), was marked by the intrusion of discordant, round to polygonal, alkali and leuco-granites.

Paraná Basin sedimentation started at the Late Silurian (?) - Early Devonian, preserving the proterozoic mobile belt from deep erosional dissection. Uplift of the region (Ponta Grossa Arch) took place during the Tertiary, resulting in the removal of sedimentary cover and exposure of the basement rocks.

EXPLORATORY APPROACH

The PGP covered nearly 30,000 km², extending westward from the coastal

plains to the easternmost outcrops of Paraná Basin sediments (Fig.1) . The area is hilly with elevations ranging from sea-level to 1200 m. The climate is rainy subtropical and the original dense forest have been almost entirely removed by antropic action.

At the PGP's onset (1985) 18 granitoid bodies were selected for work, with claim adding up to 1,800 km². These bodies were considered to be representative of the different types of Paraná Shield granitoids. The criteria involved in the selection process were: outcrop area (up to 100 km²); host rocks (emphasis of supracrustal rocks); previous geological work; and free mineral rights.

The initial work was compilation, reevaluation and consolidation of previous geological data, aided by the interpretation of side-look-radar, satellite and conventional air-photo images. It resulted in identification of structural features probably related to known mineral occurrences (NE and NNW fracture systems).

Computer aided analysis of satellite Landsat MSS (Multispectral Scanner) and TM (Thematic Mapper) images, was attempted to discriminate hydrothermally altered areas in granitoids. The antropic changes of the original soil and vegetation and the absence of reliable control patterns precluded conclusive results.

Previous airborne magnetometric and scintillometric surveys were reprocessed, resulting in the dsicrimination of magnetometric and specific ratio (U/Th, Th/K, U/K) signatures for granitoid bodies and host sequences. The U/Th ratios of some granitoid intrusions were compatible with those reported by Yeates et al. (1982) and Ford & O'Reilly (1985) for mineralized granitoids in SE Australia and Nova Scotia, Canada.

The initial work, cupled with field reconaissance, led to the desistance of 8 massifs. From the remaining massifs, those occurring in the western central portion of the Paraná Shield were selected as the most favorable ones for systematic exploration. In this area the granitoids intrude low grade supracrustal sequences along favorable structural trends and present conspicuous evidence of fracturing and hydrothermal alteration.

The next stage started in 1986 and has consisted in the execution of the minimum amount of work necessary to ascertain the mineral potential of each one of the previously selected granitoid bodies. The exploration procedures applied are geological and geochemical surveying.

Semi-detail (1:25,000) geological mapping of granitoid massifs and surrounding rocks has been executed, with special attention to the evidences of fracturing and hydrothermal alteration, textural and compositional variations of granitoids, and thermal metamorphism of host rocks. Representative samples of each lithotype have been selected for petrography and chemical analysis (major, trace and RE elements).

Stream sediments have been collected according to a sampling density of 1 sample/km². The fine fraction (- 80 mesh) is analysed for Cu, Pb, Zn, Li, Ag, Au, Bi, As, Sb (atomic absorption); B, Nb, Sn, Y, Be, Mo (optical emission spectrography); Ta, W (X-ray fluorescence); and F (specific ion eletrode). The heavy mineral concentrates (in situ panning) are studied mineralogically (qualitative and quantitative analysis of magnetic and non-magnetic fractions) and chemically (Sn, W, Mo, Nb, Ta, F, B, Li, Be, Au, Ag, As). In each of the sampling stations, F concentration in stream water has been determined with a portable colorimetric kit, following the procedure described in Veiga et al. (1987). The geochemical data have been evaluated using standard statistical techniques including trend surface and factor analysis.

This approach has to this date been applied to four granitoid bodies. The work yielded negative results for one body (Francisco Simas Massif) and revealed mineralization in the other ones (Morro Grande, Piedade, and Varginha massifs).

THE MORRO GRANDE, PIEDADE AND VARGINHA GRANITOID MASSIFS

The Morro Grande (MG), Piedade (PD) and Varginha (VG) massifs had been mapped by previous regional geological work with not enough detail regarding their constitution and metallogenesis. They are elongated multiphase meso to epizonal complexes controlled by NE faults, with partially preserved cupola system (MG and PD). The three massifs are associated to the Paraná Shield second (tardi to postcollisional) phase of granitoid emplacement.

The main lithofacies are monzogranites (MG and VG), alkali syenites and alkali granites (PD), and minor syenogranites. Coarse equigranular to porphyroid (coarse matrix) textures predominate in the MG and VG, whereas medium to fine hypidiomorphic granular textures predominate in the PD. Minor aplitic, granophyric, pegmatoid, and porphyritic (medium to fine matrix) rocks are also observed.

The massifs intruded metapelitic (locally calcareous) sequences, which are thermally metamorphosed near the contacts to albite-epidote hornfels facies. Megaenclaves, metamorphosed to the hornblende-hornfels facies, occur in the MG and PD. Evidence of tardi to postmagmatic hydrothermal alteration and attending mineralization are present in the three massifs.

MORRO GRANDE MASSIF

The massif is roughly rectangular covering an area of 75 km² (Fig. 2). It includes five lithological domains (γ_1 to γ_5) defined according to composition, texture and color, which possibly correspond to different intrusive phases. The contacts among these domains and between the massif and host rocks are partially controlled by faults.

The γ_3 domain occupies most of the massif's area and comprises pinkish-grey coarse equigranular to porphyroid monzogranites. The γ_1 domain underlies the WSW border of the massif and is composed mainly of whitish-grey fine to medium hypidiomorphic granular (sometimes porphyritic) syenogranites, with minor granophyres and quartz-porphyrines. The γ_2 domain is made up of an association of γ_3 and γ_1 rocks. The γ_4 domain is characterized by grey porphyritic biotite-granites. The γ_5 rocks are subvolcanic varieties of those of γ_4 , with finer matrix and dark grey color. Field relationships show that γ_1 is the youngest phase and γ_4 and γ_5 the oldest ones. These relationships were summarized by Kveton and Ocman (1987, written communication) and are sketched in Fig. 3.

Relative to normal granites (Cf. Vinogradov, 1962), the Morro Grande lithotypes are enriched in SiO₂, Na₂O, K₂O, F, Be, Nb, Sn, Rb, Ga, Y, U, Th and depleted in TiO₂, MgO, CaO, Fe, P₂O₅, Sr, Ba and Eu (see Tab. 1 and Fig. 4). The magnitude of the departure increases from the the oldest to the youngest rocks.

Tardi and postmagmatic hydrothermal alteration has affected most lithotypes. The complete sequence of alteration includes early microlinization followed by albitization and late greisenization, as observed in γ_1 rocks. In the other domains alteration is less intense and not fully developed.

Stream sediment geochemistry revealed anomalous concentrations of Sn,

F, B, Li and Be on the SW of the massif, were γ_1 rocks occur. The same area was outlined as anomalous by the high content of cassiterite, tourmaline, topaz and fluorite in HM mineral concentrates, and F in stream waters. Grab samples of γ_1 altered granites yielded high tin concentrations, up to 270 ppm.

The petrochemical signature, specially the higher HREE concentration, the more pronounced Eu anomaly in γ_1 rocks relative to the other domains (Fig. 4), the metal content and field relationships suggest that the Morro Grande Massif is a polyphasic differentiated intrusion derived from crustal melts. This interpretation is based upon the rationale developed by several researchers (Youngle & Wen, 1982; Keqin et al., 1984; Emmerman et al., 1975; Hasking & Paster, 1979; Taylor & Fryer, 1983; Le Bel, 1983).

PIEDADE MASSIF

The massif is an elongated (11 x 2 km) intrusive body. Its shape and orientation are strongly controlled by NE trending faults. It includes two distinct lithological domains (Fig. 5), the alkali-syenitic (γ_1) and the alkali-granitic (γ_2).

The γ_1 domain is characterized by grey to pinkish-grey, medium to fine equigranular alkali-syenites, alkali quartz syenites and quartz syenites, locally foliated and usually hastingsite bearing. The γ_2 domain is made up of whitish-grey to pinkish, medium to fine equigranular alkali-granites, syenogranites and alkali quartz syenites, frequently foliated. Both domains are intruded by thin dykes of isotropic alkali-rhyolites and quartz-porphyrries (γ_3 in Table 1). Field relationships indicate that γ_1 domain represent the earliest intrusive phase. The interpreted spatial relationships are summarized in Fig. 6, according to Kveton and Ocman (1987, written communication).

Compared with normal granites (cf. Vinogradov, 1962), the Piedade lithotypes show an enrichment in Al_2O_3 , MgO, Fe_2O_3 , FeO, Na_2O , K_2O , TiO_2 , P_2O_5 , Ba, Co, V, Ni, Cr, W, Mo, B, Zr and depletion in SiO_2 , Rb, Li, Sn (Tab. 1). There is a smooth decrease in concentration from LREE to HREE (see Fig. 7).

Tardi to postmagmatic hydrothermal alteration affected γ_1 and γ_2 rocks, more intense and extensive in the latter. The main alteration processes are potassic alteration with microcline and hydrobiotite formation, sericitization and propylitization, silicification, argylization, pyritization and tourmalinization. These processes are probably related to the emplacement of γ_2 rocks.

Stream sediment geochemistry detected three targets (Bromado, Rio Piedade and Rio do Lima) underlain by γ_2 rocks. The Bromado area was outlined by Mo (up to 100 ppm), W (up to 260 ppm), and Be (up to 34 ppm) and presence of scheelite in HM concentrates. The Rio Piedade was defined by anomalous W and Mo, and the Rio do Lima by Mo, Li, F and B. The Bromado and Rio Piedade are Mo-W stockwork porphyry prospects associated with pervasively altered alkali-granites, whereas the Rio do Lima is related to tourmaline breccias and tourmalinites, characterizing a Mo breccia-pipe prospect. Follow up by soil geochemistry in the Bromado target outlined an 1,400 x 800 m anomaly with peak values of 320 ppm Mo, 790 ppm W and 46 ppm Be. The highest W values in soil and the highest concentrations of scheelite in rock are associated to 0,12 km² magnetite-bearing skarnitic enclave. Bromado granitoid samples with visible molybdenite, scheelite and pyrite assayed 550 ppm Mo, and 870 ppm W.

The petrographical and chemical attributes of the Piedade granitoids

specially the trace and RE elements signature, as well as its metallogenesis are typical of mantle derived granites with crustal contamination, i.e. the syntexis granitoids of Keqin et al. (1984), and also comparable to the I-type granites of Chappel and White (1974) and magnetite series of Ishihara (1981). Two small intrusions, Taici and Estrela monzogranites (Fig.5), have petrochemical patterns (Fig 7), hydrothermal alteration and metallogenetic specialization similar with the Piedade granitoids.

VARGINHA MASSIF

The massif is elongated and occupies an area of 10 x 2,5 km (Fig.8). Preliminary work done to date indicates that the massif is mostly monzogranitic with minor syenogranitic components. Five lithological domains (γ_1 to γ_5) were defined by texture and color (see Fig. 8) and are characterized by coarse grained equi to inequigranular fabrics with minor pegmatoid and aplitic facies. The VG granitoids have high content of SiO_2 and alkalis (Tab. 1) and there is a remarkable variation in trace and RE elements distribution pattern of rocks from different domains (Fig. 9).

Hydrothermal alteration, mainly albitization and sericitization/muscovitization, is spatially associated with deformation (mylonitization and fracturing) and generation of veins containing fluorite, calcite, tourmaline, scheelite and sulfides.

Stream sediment geochemistry yielded anomalous values of W (up to 190 ppm) in the massif's northern portion (γ_1), where scheelite reaches 2 wt.% in HM concentrates. These results are related to the high frequency of veins containing scheelite, tourmaline and fluorite. HM concentrates assayed up to 143 ppm Sn and 17 ppm Mo, but no cassiterite and molybdenite were detected. Grab rock samples assayed up to 100 ppm W and 9 ppm Sn.

In spite of the incipient knowledge about the VG's constitution, the petrochemical signature suggest the presence of granitoids derived from crustal melts and granitoids derived from mantle sources (Fig.9, Tab. 1). This inference is compatible with the metallogenetic specialization (Sn versus Mo).

CONCLUDING REMARKS

Previous data combined with evidence collected by the PGP show that the tardi to postcollisional granitoids of the Paraná Shield and neighboring areas host Sn, Mo, W, Cu and Au mineralization, defining a metallogenetic province of Late Brasiliano age (700-450 Ma).

Mineralization type and specialization are intimately associated with granitoid lineage. The Morro Grande and Piedade massifs represent the main lineages from the metallogenetic standpoint. This relationship can be conveniently characterized using the scheme developed by Keqin et al. (1984) for the granitoids of South China. The MG granitoids (mineralized in Sn) correspond to the continental crust transformation series, whereas the PD granitoids (mineralized in Mo-W) correspond to the syntexis granitoid series. It should be stressed that the trace and RE elements distribution patterns constitute an effective tool in the discrimination of the metallogenetic vocation of Paraná Shield granitoids.

The PGP results demonstrate that conceptually oriented exploration for granitoid related mineralization in proterozoic mobile belts is a valid proposition. Moreover, multidisciplinary regional evaluation followed by conventional semi-detail prospecting constitute an effective approach for target detection and discrimination.

ACKNOWLEDGMENTS

The work summarized above is the result of the effort and dedication of DOCEGEO's field and office staff. Their contribution is gratefully acknowledged. We would like to thank Wanilson A.T.Silva, Francisco M. da Cunha, Pedro (Carua) C. de Souza and José E. dos Santos. Maurício G. Ferreira Jr. comments and suggestions improved the contents and style of the manuscript.

REFERENCES

- CHAPELL, B. W. & WHITE, A. J. R. (1974). Two contrasting granite types. *Pacific Geol.*, 8, 173 - 74.
- EMMERMAN, R., DAIEVA, L. & SCHNEIDER, J. (1975). Petrological significance of trace and rare earth distribution in granites. *Contrib. Mineral Petrol.*, 52, 267 - 83.
- FORD, K.L. & O'REILLY, G. A. (1985). Ariborne gamma-ray spectrometric surveys as an indicator of granophile element specialization and associated mineral deposits in the granitic rock of Meguna Zone of Nova Scotia, Canada. In: *Proc. High Heat Production (HHP) Granites, Hydrothermal Circulation and Ore Genesis*. IMM ed., 113 - 133.
- HASKING, L.A. & PASTER, T. P. (1979). Geochemistry and mineralogy of the Rare Earth. In *Handbook of the Physics and Chemistry of Rare Earth*. Chap. 21. K. A.G. Schneider, J. & Eyring L. eds, North Holland Publ. Co.
- ISHIHARA, S. (1981). The granitoid series and mineralization. *Econ. Geol.*, 75th anniv. vol. 458 - 84.
- KEQIN, X.; NAI, S.; DEZI, W.; SHOUXI, H.; YINGJUN, L. & SHOUYUAN, J. (1984). Petrogenesis of the granitoids and their metallogenetic relations in South China. In: *Keqin, X. & Guangxi, T. eds. Geology of Granites and their Metallogenetic relation* - Beijing, Science Press 1, - 32.
- LE BEL, L. (1983). Evolution des granitoids et phase fluide, Unpubl. Report. BRGM - CNRS, Orleans - Cedex - France.
- SOARES, P. C. (1987) - Sequências tecto-sedimentares e tectônica deformadora no centro-oeste do escudo paranaense. In: *Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia 3, Curitiba, 1987. Proceedings, Curitiba, SBG (in press)*.
- TAYLOR, R. P. & FRYER, B.J. (1983). Rare earth element lytho geochemistry of granitoid mineral deposits. *C.I.M. Bull.*, 76 (860): 74 - 84.
- VEIGA, M. M.; SILVA, A. P. & SANTOS, J. F. (1987) - Kits colorimétricos - Uma solução analítica para a prospecção mineral. *Brasil Mineral*, 40, 50 - 53.
- VINOGRADOV, A. P. (1962). Average contents of chemical elements in the main types of eruptive rocks. *Geoch. Intern.*, 641 - 64.
- YEATES, A. N.; WYATT, B. W.; TUCKER, D. H. (1982) - Application of gamma-ray spectrometry to prospecting for tin and tungsten granites, particularly within the Lachlan Fold Belt, New South Wales. *Econ. Geol. Bull*, 77, 1725 - 38.
- YONGLE, W. & WEN, M. Y. (1982). Multi-phase intrusion and multi-phase mineralization in Xihuashan tungsten ore field. In: *Proceed. Tungsten Geology Symp. ESCAP, RMRDC, Bandung, Indonesia, Beijing Geol. Publ. House*, 437 - 49.

TABLE 01

AVERAGE COMPOSITIONS OF PIEDADE, MICRO GRANDE AND VIRGINIA MASSIFS

(*)	PIEDADE			MICRO GRANDE					VIRGINIA				
	δ 1	δ 2	δ 3	δ 1	δ 2	δ 3	δ 4	δ 5	δ 1	δ 2	δ 3	δ 4	δ 5
SiO ₂	63.07	68.41	73.30	75.42	73.60	71.60	70.70	70.50	70.15	74.77	75.00	71.00	73.30
Al ₂ O ₃	13.72	13.93	13.08	12.90	12.25	12.65	12.05	12.00	12.70	11.67	11.60	12.00	11.80
TiO ₂	0.97	0.41	0.15	0.09	0.31	0.57	0.55	0.51	0.43	0.16	0.15	0.18	0.22
Fe ₂ O ₃	4.42	2.37	0.71	0.37	0.31	1.21	1.65	0.99	0.95	1.17	1.10	0.93	0.84
FeO	1.28	0.40	0.41	0.26	1.31	1.43	1.69	2.26	1.69	0.21	0.31	-0.07	0.80
MnO	0.05	0.02	0.03	0.01	0.05	0.05	0.06	0.06	0.05	0.49	0.48	0.96	0.81
MgO	1.19	0.45	0.54	0.04	0.15	0.86	0.72	0.91	0.81	0.11	0.10	0.07	0.29
CaO	1.21	0.47	0.65	0.24	1.00	1.16	1.35	1.70	2.15	0.81	0.58	0.80	1.22
Na ₂ O	2.05	2.99	4.20	4.17	3.65	3.30	3.25	3.20	2.60	3.07	3.50	2.50	3.70
K ₂ O	0.67	0.25	4.82	5.30	4.75	6.13	6.25	5.90	5.73	6.50	5.90	7.40	5.73
P ₂ O ₅	0.38	0.15	0.10	0.06	0.11	0.16	0.18	0.19	0.20	0.08	0.06	0.07	0.13
H ₂ O ⁺	1.10	0.76	0.40	0.55	0.60	0.58	0.66	0.71	0.69	0.56	0.57	0.68	0.46
H ₂ O ⁻	0.16	0.13	0.07	0.08	0.06	0.09	0.08	0.00	0.05	0.11	0.21	0.12	0.07
L.O.I.	2.24	1.58	1.33	0.87	0.62	0.60	0.63	0.57	1.30	0.83	0.80	0.59	0.90
δ (ppm)													
Ba	3645.00	2104.00	520.00	87.50	330.00	710.00	635.00	590.00	492.50	156.67	53.00	78.00	225.75
Rb	213.00	241.17	168.00	750.33	239.50	210.00	120.00	140.00	342.50	583.33	430.00	710.00	390.00
Sr	520.00	590.80	241.00	32.33	214.00	200.00	340.00	320.00	382.50	131.67	66.00	59.00	118.50
Th	28.50	16.43	21.00	37.83	25.50	15.50	16.50	-15.00	23.00	-15.00	16.00	37.00	20.75
U	2.00	3.96	4.40	11.00	3.50	2.25	2.00	4.00	6.75	10.67	3.00	7.00	12.25
Zr	471.00	252.00	147.20	106.67	295.00	247.50	245.00	220.00	282.50	78.33	58.00	144.00	164.00
Nb	48.00	30.91	30.40	52.00	-20.00	-20.00	20.00	-20.00	21.50	20.00	-20.00	22.00	21.50
Li	13.50	20.65	8.00	20.17	72.00	45.25	67.00	112.00	31.50	21.33	19.00	13.00	26.50
Ga	26.50	ND	ND	21.50	19.00	17.25	18.00	20.00	14.75	14.00	16.00	16.00	16.00
F	1031.00	1603.00	900.00	681.67	2012.50	837.50	880.00	1350.00	482.25	1151.33	112.00	250.00	271.75
Cl	202.00	61.43	53.20	29.50	145.00	95.00	139.50	66.00	-20.00	-20.00	-20.00	-20.00	-20.00
V	92.00	109.74	44.20	60.67	67.00	98.00	96.00	90.00	107.50	67.00	54.00	88.00	84.67
Co	13.40	15.39	7.40	-5.00	5.50	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00
Cu	22.00	44.50	11.00	12.00	8.00	14.40	11.00	9.00	3.00	7.00	6.00	2.00	5.50
Pb	33.80	29.30	55.30	42.50	39.50	38.25	48.50	46.00	59.00	51.00	66.00	88.00	60.00
Zn	32.60	11.07	12.80	209.67	16.00	16.25	58.50	55.00	88.75	13.67	21.00	39.00	19.75
Ni	13.67	14.17	7.60	-5.00	-5.00	-5.00	5.50	-5.00	13.25	6.67	10.00	12.00	9.75
Cr	52.67	21.00	21.40	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	-5.00	15.50	20.00	-5.00	16.00	-5.00
Sn	-2.00	2.30	-2.00	18.17	3.50	3.00	-2.00	-2.00	3.75	-2.00	9.00	-2.00	2.30
Be	8.67	10.87	3.80	10.00	6.50	4.00	3.00	4.00	6.75	8.67	5.00	5.00	5.00
Cs	-10.00	10.65	-10.00	20.17	19.50	19.00	28.50	21.00	15.75	-10.00	15.00	-10.00	10.00
W	99.50	121.09	-15.00	-15.00	-15.00	-15.00	-15.00	-15.00	-15.00	31.67	-15.00	-15.00	36.25
Sc	14.75	5.96	6.40	-5.00	5.00	-5.00	9.00	7.00	-5.00	5.00	-5.00	-5.00	-5.00
Mo	4.80	10.70	3.40	-2.00	-2.00	-2.00	-2.00	-2.00	-2.00	-2.00	-2.00	-2.00	-2.00
B	17.00	131.83	12.80	32.50	10.00	12.00	10.50	-10.00	10.00	16.33	12.00	10.00	258.75
Y	44.40	16.91	11.00	32.50	40.00	40.75	29.00	76.00	-10.00	67.67	-10.00	-10.00	-10.00
Ce	212.48	135.52	39.20	57.12	139.45	75.13	69.65	129.00	105.48	44.47	10.10	17.90	50.18
Sm	18.26	7.40	2.49	6.83	10.55	7.40	5.70	11.30	6.75	26.94	0.97	1.40	4.28
Yb	2.96	0.55	0.39	6.52	5.00	2.90	2.45	4.70	1.48	9.30	1.70	2.20	2.83
La	91.74	72.90	19.60	27.95	76.90	39.23	30.50	68.40	59.95	106.10	6.90	6.00	26.15
Nd	81.64	45.18	12.07	27.50	52.95	35.68	27.05	57.40	42.55	111.40	6.10	6.50	21.05
Lu	3.44	1.42	0.41	0.22	0.91	1.17	0.89	1.40	1.20	2.18	0.16	0.19	0.44
Gd	9.70	3.92	1.49	4.52	7.75	6.15	4.95	9.70	4.30	18.27	1.20	1.90	3.70
Dy	6.20	1.72	0.77	5.18	7.35	5.40	4.35	8.90	2.68	17.30	1.60	2.40	3.73
Er	14.47	0.59	0.28	3.82	4.25	2.93	2.35	5.10	1.48	9.20	1.30	1.40	2.50
Lu	0.32	0.09	0.06	0.05	0.61	0.40	0.38	0.59	0.20	1.11	0.23	0.30	0.37
Ho	1.09	0.26	0.11	1.06	1.40	0.94	0.69	1.60	0.45	2.95	0.30	0.48	0.66
Tm	2.35	0.10	0.05	0.72	0.69	0.38	0.31	0.68	0.20	1.27	0.20	0.24	0.34
A/CNK	1.15	1.19	1.35	1.33	1.30	1.19	1.18	1.19	1.21	1.12	1.16	1.12	1.12
Na ₂ O/K ₂ O	0.24	0.36	0.87	0.79	0.77	0.54	0.52	0.51	0.45	0.47	0.59	0.34	0.65
K/Na	4.73	3.09	1.28	1.42	1.46	2.08	2.15	2.06	2.46	2.37	1.89	3.31	1.73
K/Rb	337.91	283.90	238.17	58.02	164.64	242.33	432.37	349.85	138.76	92.50	113.90	86.52	121.86
Rb/Sr	0.41	0.41	0.70	23.46	1.12	0.75	0.35	0.44	0.90	4.43	6.52	12.03	3.29
Rb/Da	0.06	0.11	0.32	8.67	0.73	0.30	0.19	0.24	0.70	3.72	8.11	9.10	1.73
F/Cl	5.10	26.09	16.92	23.11	13.88	8.82	6.31	20.45					
F/LI	76.37	77.63	182.27	33.80	27.95	18.51	13.13	12.05	15.31	53.97	5.09	19.23	10.25
No. of SAMPLES	6	9	5	8	4	5	3	2	5	4	2	2	5

NOTES: FIGURES WITH MINUS SIGN REFER TO VALUES BELOW THE LOWER DETECTION LIMIT OF THE ANALYTICAL METHOD APPLIED.
 SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, TiO₂, CaO, MgO, K₂O, MnO, P₂O₅, Sr, Rb, Cs, Th, Cl and W by X-RAY FLUORESCENCE SPECTROMETRY
 Be, V, Cr, Ce, Sm, Yb, La, Nd, Eu, Gd, Dy, Er, Lu, Ho and Tm by PLASMA SPECTROMETRY (ICP)
 Na₂O, Cu, Co, Ni, Pb, Li and Zn by ATOMIC ABSORPTION SPECTROMETRY
 Ga, Mo, B, Nb, Sn, Y and Sc by OPTICAL SPECTROGRAPHY
 F by SELECTIVE ION ELECTRODE
 U and FeO by WET CHEMISTRY
 ND: NOT DETERMINED

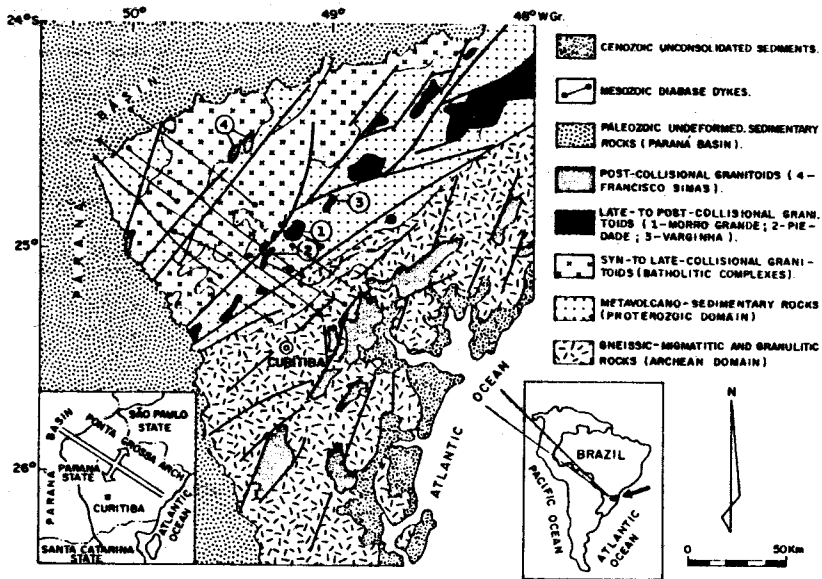


FIGURE 1 - SCHEMATIC GEOLOGICAL MAP OF THE PARANÁ SHIELD AND NEIGHBORING AREAS.

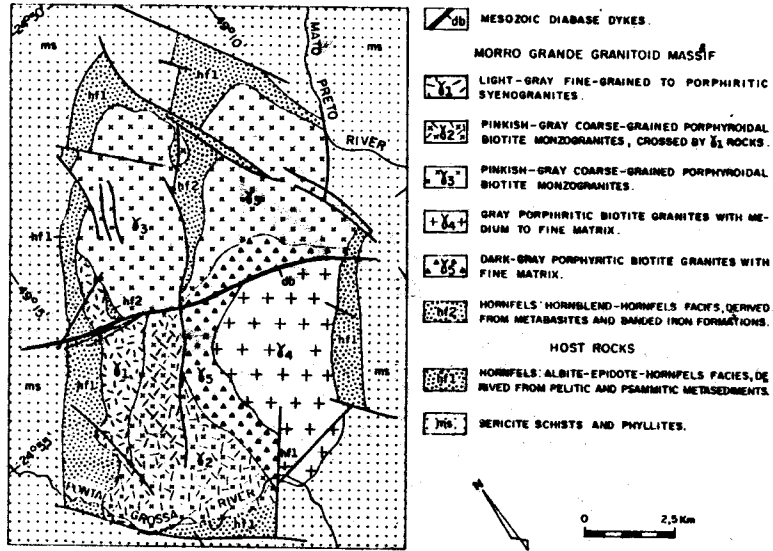


FIGURE 2 - SIMPLIFIED GEOLOGICAL MAP OF THE MORRO GRANDE MASSIF.

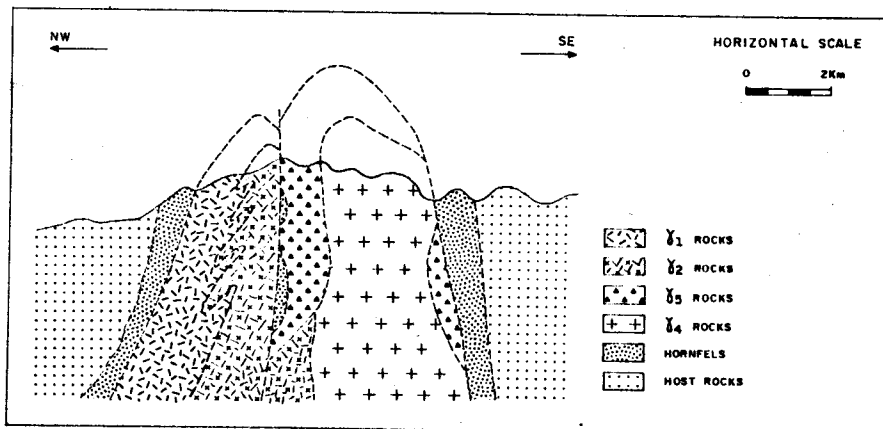


FIGURE 3 - SCHEMATIC CROSS SECTION OF THE MORRO GRANDE MASSIF

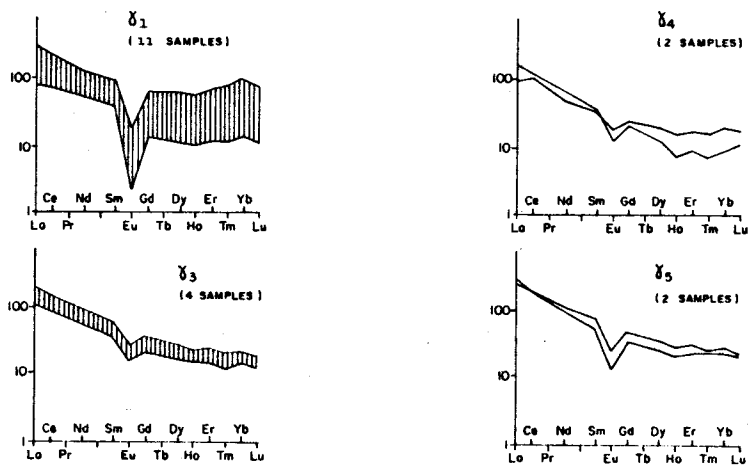


FIGURE 4 - REE DISTRIBUTION PATTERNS NORMALIZED TO CHONDRITE OF THE MORRO GRANDE MASSIF.

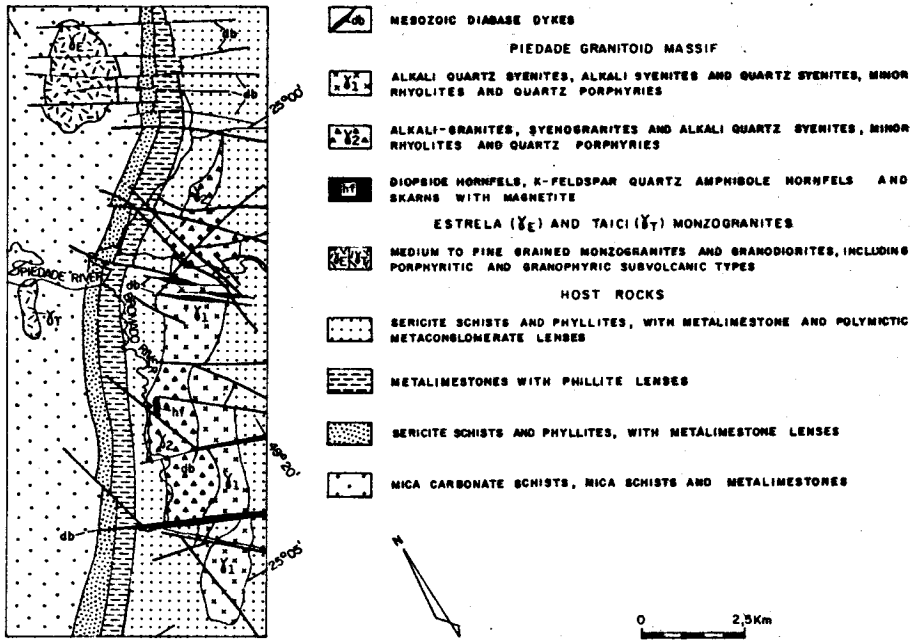


FIGURE 5 - SIMPLIFIED GEOLOGICAL MAP OF THE PIEDADE MASSIF

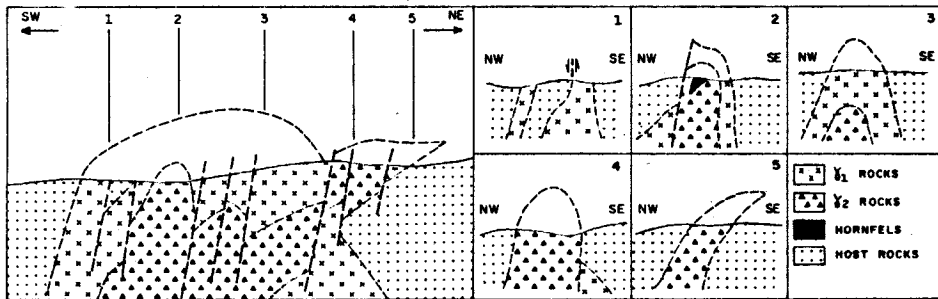


FIGURE 6 - SCHEMATIC CROSS SECTIONS OF THE PIEDADE MASSIF

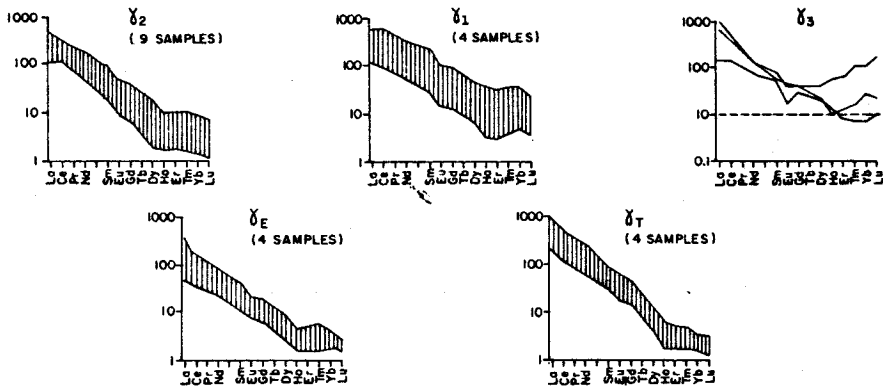


FIGURE 7 - REE DISTRIBUTION PATTERNS NORMALIZED TO CHONDRITE OF THE PIEDADE MASSIF AND ESTRELA AND TAICI MONZOGNANITES

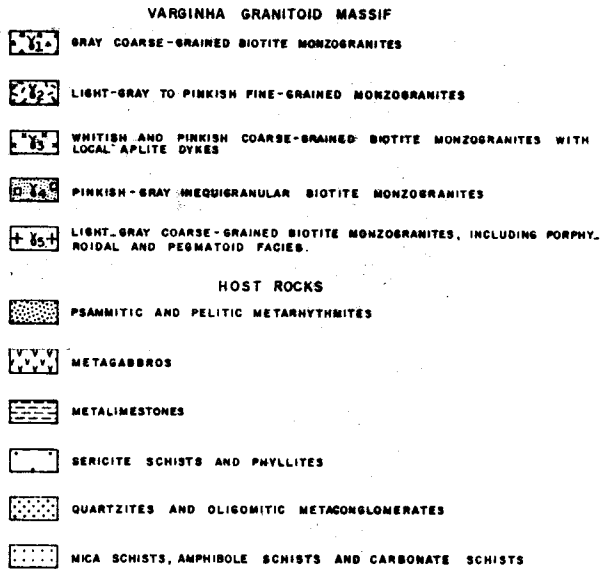
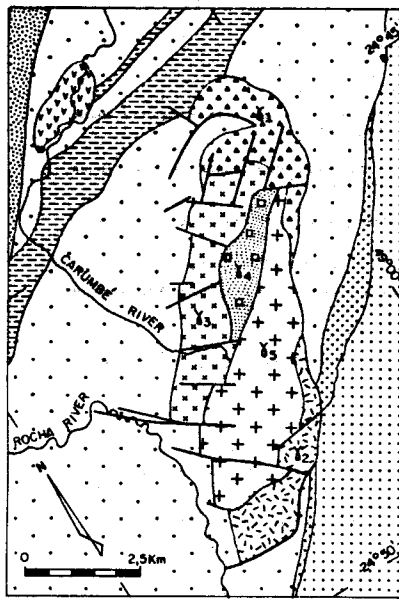


FIGURE 8. SIMPLIFIED GEOLOGICAL MAP OF THE VARGINHA MASSIF

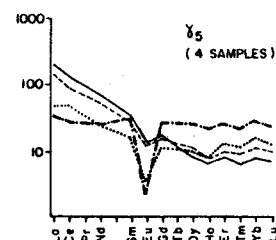
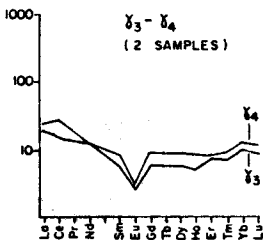
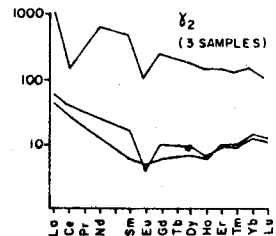
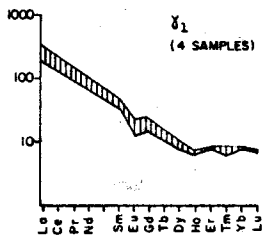


FIGURE 9. REE DISTRIBUTION PATTERNS NORMALIZED TO CHONDRITE OF THE VARGINHA MASSIF

**BODOCÓ AND FLORESTA, PE: TWO ATYPICAL Fe-Ti OCCURRENCES
IN NORTHEAST BRAZIL**

Hartmut Beurlen – Departamento de Engenharia de Minas, UFPE

Reinaldo José Barbosa Lira – Departamento de Engenharia de Minas, UFPE

Titanium mineralizations hosted in the Precambrian crystalline basement in NE-Brazil include: i) the deposit of Campo Alegre de Lourdes supposedly related to a metamorphosed layered complex; ii) the occurrences of Passira related to an anorthositic pluton; iii) conformable bodies of massive to disseminated oxides hosted by mafic-ultramafic intercalations in the gneissic migmatitic basement, including the Floresta and the Bodocó deposit and several minor occurrences; iv) punctual ubiquitous rutile and/or ilmenite mineralizations associated with quartz and/or pegmatite veins crosscutting metasedimentary or metabasic sequences. A bibliographic review about the deposits of the first three groups will be complemented in the following text by some new petrographic observations and discussion. The deposit of Campo Alegre de Lourdes stands for the largest reserve of ilmenite ore in the region, with 150 Mt of ore grading about 21% TiO and 0.7% V₂O₅. The deposits of Floresta and Bodocó may be pointed out for the atypical association of the massive Fe-Ti ores with the ultramafic members of the hosting metabasics, for the high metamorphic grade of the host-rocks probably reaching the eclogite grade and for the significant amount of Ni-Cu sulphides in some portions of the ore. In addition, the deposit of Bodocó distinguishes from the classical Fe-Ti-mineralizations throughout the world by the presence of a high Ti-chromite as the main ore mineral in some of the ore bodies.

RESUMO Mineralizações de titânio hospedadas no embasamento cristalino Precambriano no Nordeste do Brasil incluem: i) o depósito de Campo Alegre de Lourdes, BA, relacionado com um complexo metamáfico supostamente estratificado; ii) as ocorrências de Passira, PE, relacionadas com um domo meta-anortosítico; iii) lentes de minério maciço concordantes em sequências metamáficas a ultramáficas intercaladas no embasamento gnáissico-migmatítico antigo, incluindo os depósitos de Bodocó e Floresta, PE, além de outras ocorrências menores; iv) ocorrências erráticas pontuais de rutilo e/ou ilmenita em veios de quartzo ou pegmatito cortando sequências metassedimentares ou metamáficas. Uma revisão bibliográfica rápida dos tipos i) e ii) será complementada com novas observações petrográficas em Bodocó e Floresta. O depósito de C.A. de Lourdes é responsável pela maior reserva da região (excluída a parte meridional da BA), com 150 Mt de minério com 21% TiO_2 e 0,7% V_2O_5 . Os depósitos de Bodocó e Floresta destacam-se pela associação atípica dos minérios maciços com os membros mais ultramáficos das sequências metabásicas hospedeiras, pelo elevado grau metamórfico supostamente eclogítico e pela associação significativa com sulfetos de Cu e Ni. Adicionalmente o depósito de Bodocó se distingue dos tipos clássicos de mineralizações mundiais pela presença de espinélio híbrido de Cr-Ti-Fe como principal mineral minério em algumas das lentes de minério maciço.

ABSTRACT Titanium mineralizations hosted in the Precambrian crystalline basement in NE-Brazil include: i) the deposit of Campo Alegre de Lourdes supposedly related to a metamorphosed layered complex; ii) the occurrences of Passira related to an anorthositic pluton; iii) conformable bodies of massive to disseminated oxides hosted by mafic-ultramafic intercalations in the gneissic migmatitic basement, including the Floresta and the Bodocó deposit and several minor occurrences; iv) punctual ubiquitous rutilo and/or ilmenite mineralizations associated with quartz and / or pegmatite veins crosscutting metasedimentary or metabasic sequences. A bibliographic review about the deposits of the first three groups will be complemented in the following text by some new petrographic observations and discussion. The deposit of Campo Alegre de Lourdes stands for the largest reserve of ilmenite ore in the region, with 150 Mt of ore grading about 21% TiO and 0,7% V_2O_5 . The deposits of Floresta and Bodocó may be pointed out for the atypical, association of the massive Fe-Ti ores with the ultramafic members of the hosting metabasics, for the high metamorphic grade of the host-rocks probably reaching the eclogite grade and for the significant amount of Ni-Cu sulphides in some portions of the ore. In addition, the deposit of Bodocó distinguishes from the classical Fe-Ti mineralizations throughout the world by the presence of a high Ti-chromite as the main ore mineral in some of the ore bodies.

INTRODUCTION The Fe-Ti-V mineralizations hosted by rocks of the Precambrian basement in the Northeastern region of Brazil, may be tentatively subdivided in the following groups a) The deposit of Campo Alegre de Lourdes (BA) related to a supposedly metamorphosed, layered

mafic-ultramafic complex; b) Mineralizations related to the anorthositic complex of Passira (PE); c) Mineralizations related to minor metamafic intercalations in the gneissic migmatitic sequence, as the Floresta and Bodocó (PE) deposits; d) Punctual rutile and/or ilmenite mineralizations in quartz or pegmatite veins crosscutting either metasedimentary or metabasic sequences and their correlated alluvio-colluvial concentrations.

All the mineralizations of the groups a) and c) and a great part of d) are situated within rock sequences supposed to have been formed in the Archean or Lower Proterozoic and were folded and refolded in the subsequent tectonometamorphic cycles (Transamazônico, 1.8 Ga, and Brasileiro 0,65 Ga), as shown in Fig. 1. The Passira occurrences (group b) are associated with anorthosites intruded in sequences supposed to be of Middle to Upper Proterozoic age by Santos et al. (1984) (Fig. 1).

The Campo Alegre de Lourdes deposit in the northwestern extreme of the state of Bahia, with estimated reserves of 150 Mt of ore averaging 21% TiO₂, 55% Fe and 0,75% V₂O₅, is composed of several major lenses of massive ore distributed in a N-S oriented area of about 12 x 2 km.

The ore bodies form spectacular outcrops as hog backs up to 100 m high, 800 m long and 100 m wide. They present a very conspicuous, 2 to 5 cm sized regular banding, depicted by slight compositional and granulometrical variations. This banding with steep centripetal dips from 45 to 85°, together with the form and distribution of the hog backs allows to suppose the whole as a steep oval shaped basin structure with two discontinuous, nearly basal ore "layers". The remainder of the area is completely peneplanized with a thin but almost continuous alluvial - eluvial cover. A few outcrops inside of this structure are all of metabasics (gabbros, chlorite-tremolite-epidote-carbonate-schists and calcisilicates). Gneissic-migmatitic rocks occur surrounding the basin structure and are supposed to be of lower Proterozoic age (Cassedanne et al. 1976, Caldasso et al. 1978). According to this picture the ore "layers" could represent basal layers of a deformed and metamorphosed layered complex several hundred meters thick.

On the other hand, the recent discovery of an intensively deformed and metamorphosed alkaline complex composed of metacarbonatitic, calcisilicatic rocks (2.1 Ga old according to U/Pb in zircons) with a shape very similar to the Campo Alegre de Lourdes Complex and enclosed in the same gneissic-migmatitic country rocks, only 30 km westwards, could also suggest an origin by alkaline magmatism (Silva et al. 1987). But the absence of rocks with clear alkaline affinity, the dominance of gabbroic rocks and the well preserved regular centimetric banding of the massive ore, due to slight changes in granulometry and opaque gangue ratio, better support a comparison of the Campo Alegre de Lourdes Complex, with layered complexes.

The Fe-Ti-V occurrences of Passira in the State of Pernambuco, about 100 km westwards from Recife (see Fig. 1) according to Farina et al. (1981) spread along the marginal facies of an anorthositic dome, about 12 x 8 km in size, metamorphosed and migmatized at 850 Ma (Brito Neves apud Farina et al. 1981). In the central part of the pluton he describes a dominance of anorthositic rocks, including true, coarse grained, anorthosites and dioritic anorthosites (about 70% of andesine with An 40%). In the marginal facies this author observed a dominance of partially migmatized, amphibolitic, quartz-dioritic rocks. The metasedimentary to migmatitic country rocks are supposed to be of Medium to Upper Proterozoic age.

Silva Fº & Guimarães (1979) recognized the main intrusion as a leucocratic quartz diorite with about 80% of plagioclase (An 28 to 45%), some quartz biotite and hornblende with more or less erratic lenticular to tabular bodies of amphibolite. It is possible that the quartz dioritic character as described by Silva Fº & Guimarães (op. cit.) is a consequence of the granitization and metamorphism of an original anorthosite preserved only in small relics observed by Farina et al. (op. cit.).

As a rule, according to both authors, the amphibolites are wall rocks of over 10 occurrences of massive ore. With exception of one little showing of massive ore in a trench, where a conformable contact with the foliation of the amphibolite can be observed, the ore is recognized only by the concentration of blocks in the eluvium covering the amphibolites. These blocks spread over areas of up to 400 by 200 m in the largest occurrences. The largest blocks of massive ore range from 5 cm up to 1 m. There is also no indication for a possible connection between the occurrences. Although the existence of large ore bodies cannot be ruled out completely, because, with the exception of two small trenches, (no systematic prospecting was carried out up to now), these observations suggest a very small size and the inexistence of an economic interest. According to Duarte & Krauss (1979) and Silva Fº & Guimarães (1979) the TiO_2 of the massive ore ranges from 10 to 30% while the V_2O_5 content lies between 0.3 and 0.8%.

While the Fe-Ti mineralizations of types a) b) and d) may be easily compared with classical deposits as described in the literature, the deposits of Floresta and Bodocó seem very atypical, and thus, they will be treated with some more detail.

THE BODOCÓ DEPOSIT The Bodocó deposit, at Fazenda Boa Esperança in the municipality of Bodocó, in the western part of the State of Pernambuco, about 600 km westwards, from Recife, (see Fig. 1) was referred to the time in the literature by Angel & Riera (1959) as a small Fe-Ti deposit with estimated reserves of 100,000 t averaging 25% TiO_2 .

Horikawa et al. (1976) identified a series of small mafic-ultramafic lenses as host rocks of the Fe-Ti mineralizations, interlayered with the gneissic-magmatic basement of supposedly Lower Proterozoic to Archean age. They also reported the existence of five chromite levels in one of the lenses. The mafic bodies, according to these authors, follow a general NE trend over about 10 km and present a medium thickness of about 50 m by some 100 m in length (see Fig. 2). The mafics are conformably enclosed, isoclinally folded and metamorphosed together with the gneissic-migmatitic wall rocks. The intensive shearing of these rocks may be related to the transcurrent fault, striking NE, that separates these rocks from the Cachoeirinha Group (Riacho do Pontal-Piancó / A. Brigida Foldbelt) a few km to NW. Despite the great variety of rock types recognized by these authors (amphibolites, garnetiferous amphibolites, chloritites serpentinites, tremolite-chlorite schists, dioritic gneisses ect.) it was not possible to establish a systematic sequence by comparison between the lenses, because of the almost complete absence of outcrops and the intensive deformation. Eight boreholes showed that both, the chromitites and the Fe-Ti mineralizations are very discontinuous: none of the massive ore "layers" was detected in depth. Thus the possibility of large economic reserves was discarded. Only sporadically there were also observed subeconomic and discontinuous sulphide impregnations (chalcopyrite, pyrrhotite, pentlandite, millerite). The sulphides were observed to be mainly associated with actinolite-schists and amphibolites, while the most common host rocks of the chromitites are chlorite - serpentine-schists interlayered with tremolite-chlorite schists. The individual thickness of the chromitite "layers" is in the order of 20 to 50 cm, but may reach a maximum of 120 cm. A single layer may subdivide into several minor ones or even string out over distances of less than 10 m.

The centimetric to decimetric alternance of chromitite bands and the ultramafics, was observed by Horikawa et. al. (op. cit.) as the only primary magmatic texture preserved and led these authors to compare the mafic bodies with layered complexes. However it is not possible to recognize a clear regular change of granulometry or modal composition related to this banding that could be ascribed to primary depositional features. The contact between massive chromitite bands and the barren ultramafics are almost always intensively sheared. Intensive changes in chromite granulometry from less than 0.5 to over 10 mm are frequently observed but with the coarse grained portions forming irregular patches or schlieren not related to the banding.

Bulk analyses of the chromitites by Horikawa et. al. (op. cit.) gave the following ranges: 18-21% Cr₂O₃, 6-13% TiO₂, 28-47% Fe₂O₃, but did not reveal any systematic cryptic variation between the different layers. The "chromite" as indicated by these analyses is a very unusual Cr-Fe-Ti spinel that makes up over 90% of the opaques in the ore. Thus, from now on the designation of Cr-Ti spinel will be used instead of chromite.

Similar hybrid Cr-Ti spinels were noticed: a) from Bushveld, formed by Fe-Ti metassomatism aging over chromitites, with typical replacement textures and lateral change of composition to normal chromites on one side and Ti-magnetites on the other, over small centimetric to decimetric distances (Cameron & Glover, 1973); b) as disseminated spinels in terrestrial oceanic basaltic rocks (Evans & Moore, 1968, Thompson, 1973, and Gunn et. al. 1970); and c) in lunar basaltic rocks (El Goresi, 1976). None of these known occurrences may be compared with the present case regarding the geologic setting.

From the textural point of view there may be distinguished two extreme types of Cr-Ti-spinel ore:

- a fine grained ore with less than 50% volume of opaques and rare contacts between the opaque grains;
- a heterogeneous grained ore with more than 50% or even 90% opaques with very frequent foam textured massive portions.

In both textural types clinocllore is the almost unique gangue mineral. Actinolite tremolite occurs as essential continent together with clinocllore only in some portions of some layers and serpentine occurs only as accessory.

In both types of ore, the Cr-Ti spinel is now composed by a hosting phase supposed to be a Ti-holding ferrit-chromite (reflectivity of about 18 to 20%, between the maximum and minimum reflection of ilmenite) with exsolved ilmenite lamellae and, more rarely, spinel (Cr-spinel?) starlets or droplets as guests. Chemical (microprobe) analyses of the individual phases are being carried out for a better identification. The reflectivity of the hosting phase and the amount of ilmenite inclusions do not change systematically neither from base to top or laterally in single layers, nor between the different layers, according to over 50 studied polished sections, collected over the whole profile. This preliminary observation will also be checked by microprobe and bulk chemical analyses, but allows to suppose that the compositional changes verified by Horikawa et. al. (op. cit.) are due to changes in the opaque/gangue ratio rather than to the composition of the ore minerals. The comparison of the host's reflectivity with the maximum and minimum reflectivity of the ilmenite lamellae warrants a good precision of this observation. For the Cr-Ti spinels a Cr-Ti ratio of 1/2 to 1/3 and a Fe-Ti ratio of 1/4 to 1/8 can be assumed from the bulk ore composition as a preliminary approximation, without significant changes within or between the layers, because the amount of sporadic ilmenite grains interstitial to these Cr-Ti spinels seems also to be more or less constant with 5 to 10% of the total of opaques.

In the fine textured ore levels the Cr-Ti spinels form well individualized grains with 0.3 to 1.0 mm in diameter, showing random distribution in the rock. The grains are almost always completely enveloped by the gangue. Mutual contacts, when they occur, are punctual or only one faced. Frequently the opaque grains show a tendency for grouping along curvilinear strings or even, as observed in only one level, forming oval concentrations and orbicular like aggregates up to 2.0 cm in diameter, that may represent relics of the usual nodular and antinodular or even true orbicular textures of chromite ores (Fig. 3 A).

The nucleus of the antinodular or orbicular like aggregates is made up of an actinolite aggregate, (pseudomorphic replacement of pyroxene?) surrounded successively by a clinocllore rim and a Cr-Ti spinel ring. The last two rings may be repeated. The matrix of the nodules and orbicular textures is again a monomineralic clinocllore aggregate.

The Cr-Ti spinels in the fine grained ore usually are rounded but some times preserved the original octahedral forms, indicating their origin as cumulates. In both cases the contacts with the clinocllore matrix are lobulated to sutured due to the peripheral replacement by the silicate, preferentially along the cleavages. This replacement is frequently so intensive that the spinel grains appear poiquilitic or even atoll like (figs. 3B & C). The ilmenite inclusions of the Cr - Ti spinel in the fine grained ore, form randomly distributed lamellae with a few or up to 50 microns in size oriented along 111, thus indicating their origin as exsolution (oxidation exsolution). Only occasionally, in sheared portions of the ore, where the Cr-Ti spinel grains are intensively fractured or present pull appart textures, there is observed a tendency of the ilmenite to segregate and recrystallize along fractures or at the periphery, forming fine grained foam textured strings along the fractures or shearing zones (Figs. 3D & E, 4A to D).

The heterogeneous ore "layers" present changes both in granulometry of the Cr-Ti spinel and in the ratio of opaques versus gangue. However, it is not possible to recognize a clear regular change related to the banding that could be ascribed to primary depositional features. The granulometric changes from 0.5 to more than 10 mm occur frequently within the same polished section, the growth in granulometry being almost always related to an increase of the opaque content from 40 to over 70% vol. But, instead of a regular change across the layering as in layered complexes, these changes result in an irregular patchy pattern. Thus it seams, as suggested by Eales & Reynolds (1986), that the granulometric changes and grade variations are the result of post depositional coalescent recrystallization by ionic diffusion rather than of primary magmatic depositional processes.

By the rule the coarse grained portions present more intensive shear features, sometimes along two directions, overprinting the original polygonal shaped grain contacts (foam texture). In the more intensively sheared zones the grain size is again reduced to a submillimetric size resulting in a metamorphic, secondary foam texture (Fig. 4D), and compositional banding. Together with this reduction of the grain size of the original spinels there is observed a tendency of recrystallization of the ilmenite "exsolution" lamellae and its segregation towards fractures and shear planes culminating in the formation of a secondary tectonic banding. It seems that this is the nature of the banding chiefly observed in the field.

Fe-Ti mineralizations without associated Cr, occur disseminated in all mafic lenses at Bodocó, associated mainly with the amphibolitic host rocks, with rutile as a frequent ore mineral, surrounded either by titanite or by ilmenite, (retrometamorphic rim surrounding eclogitic rutile) associated with single grained ilmenite. The eclogitic grade metamorphism of these banded amphibolites is supposed by the association of garnet, with Fe-glaucophane + plagioclase symplectites (Supposed to be a product of retrograde metamorphism of omphacite) enveloping rare clinopyroxene relics, and rutile, and the absence of primary plagioclase.

Massive Fe-Ti mineralizations occur only in the northernmost lenses, (see Fig. 2). The massive portions of ore are composed by foam textured aggregates of martitized magnetite, without recognizable exsolutions, and ilmenite with scarce martitized lamellar magnetite inclusions up to 0.1 mm in size and fine, emulsion like, hematite exsolutions. The ore is hosted by a supposed peridotite with completely chloritized olivine and actinolitized pyroxene ("identified" only by the grain morphology). In coarse grained portions the ore minerals are clearly interstitial to the chlorite and/or actinolite pseudomorphoses after the primary silicates while in fine grained portions with minor amounts of ore minerals the situation seems to be inverse. The metamorphic recrystallization with grain comminution of the oxides and blastic growth of amphiboles and chlorite obliterates the primary textures. Rutile is not observed in these ores.

As in the massive Cr-Ti and Fe-Ti ores and its direct host and wall rocks, there were not recognized minerals or pseudomorphs after minerals of the eclogitic grade, it is not possible to state with complete security that they were submitted to eclogitic metamorphic grade together with the banded amphibolites and eclogites that always occur in the same mafic lenses. Against this hypothesis there is the absence of rutile and garnet in the ore. However, the retrograde minerals in both, the retro-metamorphosed eclogites and the ultramafic host rocks of the massive ores, are the same (clinocllore and actinolitic amphibole) with plagioclase and epidote occurring in addition in the eclogitic rocks. On the other hand the eclogitic rocks occur forming decimetric to centimetric alternances with monomineralic chloritites and actinolitites identical to the host rocks of the massive ore. It may be assumed that the lack of garnet in the ore and ultramafics is due to low Al content and that the transformation of ilmenite to rutile occurred only in the fine grained disseminated ores, while in the massive ores the ilmenite remained, (meta?) stable, and that both, the ores and the ultramafics and the amphibolitic eclogites are part of the same, magmatic cycle, followed by eclogite grade metamorphism and later retrograde metamorphism, and deformation. It can also be supposed that the amphibolitic and eclogitic rocks represent a primeval more fine grained igneous rock of gabbroic composition, may be volcanic or a chilled margin, that recrystallized and reequilibrated well during the successive metamorphic events. The coarser grained ultramafics and massive ores with preserved cumulative textures may represent a deeper intrusion with coarse grained and well differentiated rocks, or the internal not chilled portion of the same magmatic event, that was better preserved during the metamorphic phases.

FLORESTA DISTRICT In the municipality of Floresta and its surroundings, in the State of Pernambuco, about 400 km westwards from Recife, there is a concentration of over 40 Fe-Ti occurrences and deposits known as Floresta Fe-Ti district.

Veronese et. al. (1985) distinguish four types of mineralizations in this district according to the ore type, host-and wallrocks (Fig. 5).

Two occurrences of the first group are responsible for the bulk of the estimated reserves in the whole district, in the order of 25 Mt averaging over 29% TiO₂, (19 to 44%), and 0.1 to 0.3% V₂O₅. The mineralizations of this group according to these authors are hosted in mafic-ultramafic plutonic complexes intruded in a Lower Proterozoic metasedimentary sequence distinguished as Monteiro Group during the early tectonic stage. The greatest part of the occurrences of this group and its host rocks are identified as mega-xenoliths in syn to late-tectonic, 1.1 Ga old granites. The most frequent host rocks are chlorite-actinolite schists or massive rocks, derived from dunites and peridotites, amphibolites (frequently garnet rich and without plagioclase) and subordinated banded amphibolites with gabbroic to anorthositic composition. The frequency of massive ores and a high Ti/Fe ratio, with dominance of ilmenite over magnetite and/or hematite are distinctive for this group. The disseminated ores, when not foliated, show network textures typical for the late magmatic crystallization for the oxides, interstitial to the silicates. Sulphide impregnations grading up to 5% are interstitial to both silicates and oxides, or occur as globular inclusions of a few microns in the oxides. The sulphide assemblage is made up of pyrrhotite with some pentlandite flames (exsolutions), well individualized pentlandite grains with frequent mackinawite exsolutions or replacements, and chalcopyrite and cubanite normally in lamellar intergrowths (mutual exsolutions) (Fig. 6A). The estimated ratio is of 20/2/1 for pyrrhotite/pentlandite / chalcopyrite + cubanite.

The second group of occurrences is again related to banded metamafic sequences conformably enclosed in metasediments, gneisses and migmatites supposed to be of Archean age by Veronese et. al. (op. cit.). Massive ores are only rarely observed as boulders or gravel concentrations in the soil, with a maximum diameter of 10 to 20 cm. Though the metamafic

sequence of this group includes the same rock types of the first group, the ultramafic members are now very subordinated. There are now observed mainly garnetiferous amphibolites and banded amphibolites (metagabbros, anorthosites and meta quartzdiorites). The massive ore fragments and the oxide disseminations are related mainly to the more mafic members (darker amphibolites). The Ti-Fe ratio is lower than in the first group due to the dominance of magnetite + hematite over ilmenite. Metamorphic textures, with the oxides forming elongated grains or aggregates interstitial to the, also metamorphic, silicates, and oriented parallel to the foliation and banding, are frequent. The oxides are generally surrounded by an also oriented titanite rim. Some quartz and pegmatoid exsudations contain idiomorphic magnetite, and more rarely, ilmenite grains.

In some samples of massive ore of this group a beautiful porphyroepidoblastic texture depicted by an oriented ilmeno-hematite mosaic (mutual exsolutions of hematite and ilmenite with ratios from 3/1 to 1/1, oriented parallel to the foliation) is observed. Syntectonic magnetite porphyroblasts, partially surrounded and partially interrupting the ilmeno-hematite foliation, are enveloped by an ilmenite rim suggesting the reaction ilmenite + hematite (the foliated assemblage) = ilmenite + magnetite (porphyroblast) (Fig. 6C). There are also observed some patches and spots of a partially martitized magnetite in fine symplectitic intergrowth with rutile, without orientation and crosscutting the ilmeno-hematite foliation, thus indicating a later, retro-metamorphic or hydrothermal reaction of hematite + ilmenite = rutile + magnetite, followed by probably supergene martitization (Fig. 6E).

The four occurrences of the third group are again related with actinolite chlorite schists and amphibolites enveloped by a gnaissic-granitic-migmatitic sequence supposed by Veronese et. al. (1985) to be also of Archean age, southwards from the Pernambuco lineament. The ore is also observed only as boulders and gravel of massive oxides. Most of these fragments present a centimetric rutile core with lamellar ilmenite inclusions oriented parallel to 110. Towards the border the intergrowth becomes myrmekitic with increasing amount of ilmenite. Surrounding this rutile core there is an ilmenite mosaic with hematite exsolutions (up to 50%) sometimes showing a clear foliation like in group 2 and sometimes randomly oriented. Unfortunately it was not possible to find such a nodule within the host rock. Thus it remains dubious if the rutile is of the quartz vein type and the ilmeno-hematite is oriented by epitaxy with the core, or if they are eclogitic rutile porphyroblasts with a retro-metamorphic envelope of ilmeno-hematite. The mafic host rocks in the largest occurrences of this type, in the few available outcrops, form numerous decimetric, well foliated blocks in a non oriented mass of medium grained amphibolitic rock, seeming a magmatic breccia.

The fourth group of occurrences in the Floresta District according to Veronese et. al. (1985) is represented by some low grade ilmenite and magnetite disseminations in metamafics of the Lower Proterozoic Monteiro Group, without any economic interest.

As the conclusions on the first group of occurrences include data obtained from trenches, shafts and drill holes and geophysical observations, not available for the occurrences of the other groups, where the data result mainly from boulders, gravels and very scarce outcrops, the differences between these groups that led Veronese et. al. (1985) to suppose different mineralization processes and ages, may be in part only apparent and in part only the consequence of the geologic evolution after the primary mineralization corresponding to one and the same magmatic event. This possibility should not be discarded because there are always observed the same mafic host rock types (chlorite - actinolite schists and banded, sometimes garnetiferous amphibolites without any plagioclase, may be eclogites) and because the mineralizations are always associated with the more mafic members, an unusual behaviour for Fe-Ti deposits elsewhere. The greater frequency of the more mafic rock types observed in the occurrences of the first group could be the result of a different degree of granitization: the intermediate rocks

of the first group could have been assimilated by the granite intrusion while the more ultramafic rocks may be obliterated by the scarcity of outcrops and weathering in the second group. On the other hand, the less deformed and recrystallized ore textures of the first group in comparison with the typical metamorphic textures of the second group could also be ascribed to better preservation in those occurrences enclosed as xenoliths in granites older than the last tectono-metamorphic event. Chemical data on the hosting metamafic suites presented by Vernone et. al. (1985) don't allow to distinguish different trends between the groups of occurrences. The field occupied by the first group, with the largest number of samples, includes the fields of the other groups in all petrogenetic grids. They are all ascribed by Veronese et. al. (op. cit.) to a Ti enriched tholeiitic parent magma. A large spread observed around this trend is ascribed by these authors to chemical exchanges during metamorphism.

Thus, taking in account the common features of the two first groups, mainly the unusual association of the Fe-Ti mineralization to the more mafic members of highly metamorphosed sequences, and in addition Ga anomalies up to 500 ppm and the association with sulphides, it seems to be somewhat premature to interpret the descriptive differences between the groups as the result of mineralizations related to different magmatic events (in age and type).

OTHER OCCURRENCES ASSOCIATED TO METAMAFIC INTERCALATIONS Occurrences of Fe-Ti-V similar to those of the Floresta District, with massive ilmenite-titanomagnetite bands or schlieren associated with conformable amphibolitic to metagabbroic banded suites in gnaissic-migmatitic terrains are widespread in Northeastern Brazil. There are known the occurrences of Itaituba in the State of Paraiba, of Barro Vermelho at Custódia, Aguas Belas and Belém de São Francisco in the State of Pernambuco, of Lages in the State of Rio Grande do Norte and of Arapiraca (Serrote da Lage) in the State of Alagoas (see Fig. 1 for location). Among these there may be pointed out the last one, of Arapiraca, where a reserve of 65 Mt of copper sulfide ore grading 0.8 is hosted in part by massive low Ti (2%)-Fe ores and in part by supposedly granulitic grade metarites containing also important Ga anomalies (medium of 75 ppm).

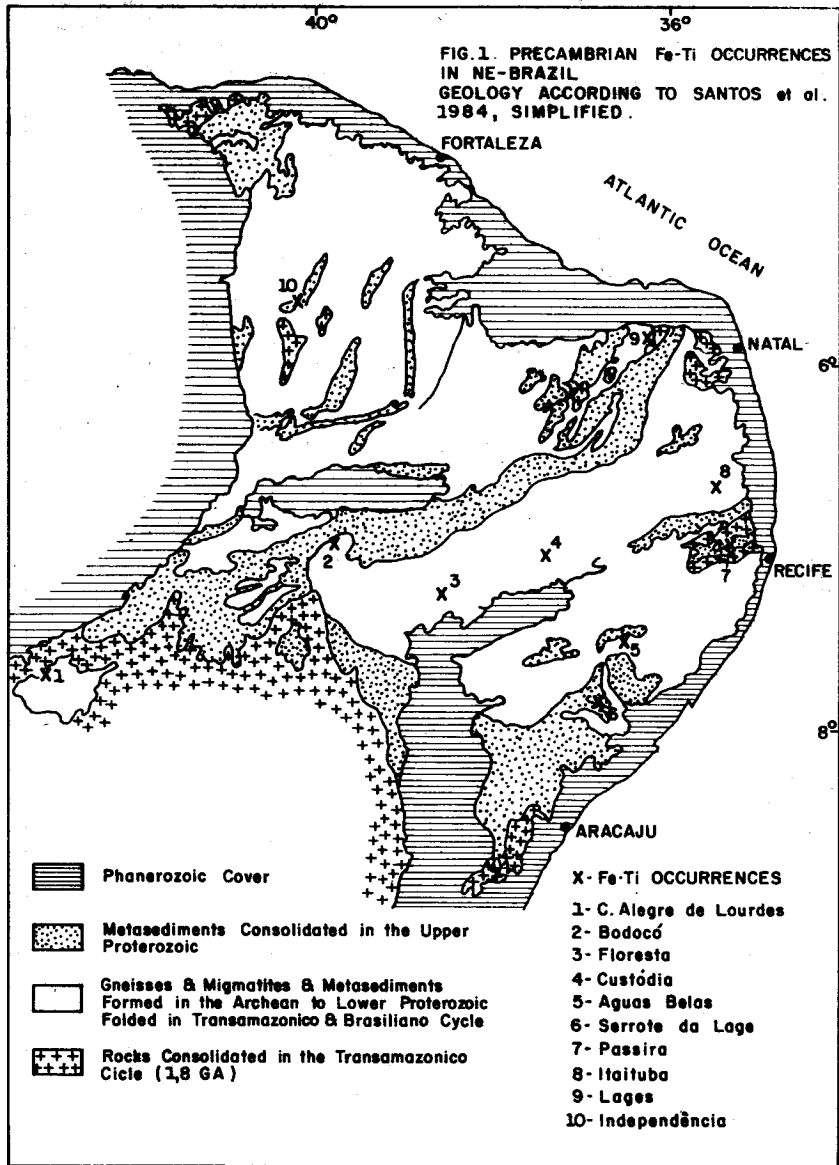
DISCUSSION Despite the lack of consistent lithochemical data that could allow a classification of the host rock suites of the Fe - Ti mineralizations in Northeast Brazil, it may be stated that the occurrences of the Passira District and the Campo Alegre de Lourdes Deposit geologically fit in well with the classical Allard Lake and Bushveld types, respectively. On the other hand the small and widespread rutile-ilmenite showings related to quartz and pegmatitic segregations, crosscutting biotite schists or metamafics agree also with well known similars in old metamorphic sequences around the world.

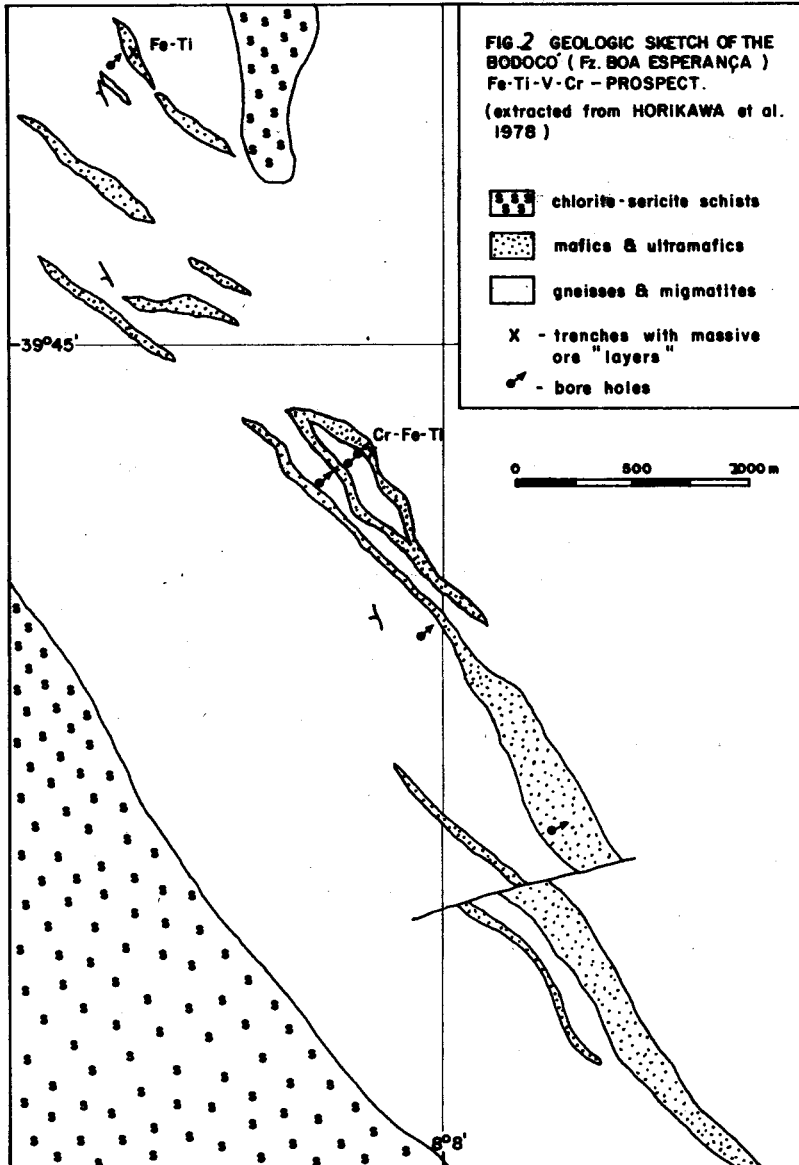
Otherwise the massive Fe-Ti ores at Floresta, Bodocó and Arapiraca contrast with the classical Fe-Ti deposits by their distinctive association with the more ultramafic members of mafic-ultramafic sequences metamorphosed in the granulitic to eclogitic grade and later retro-metamorphosed. The frequent association of some percent of Cu - Ni sulphides with the oxide ore is also a distinctive feature. High Ga contents occur in Floresta and Arapiraca and also do not have counterparts in the literature. The very peculiar Cr-Ti spinel occurring at Bodocó, is elsewhere restricted to terrestrial or lunar basaltic rocks, but there only as an accessory, and to the Bushveld complex.

REFERENCES

- ANGEL, M. & RIERA, F. - 1959 - Rapport de la Mission au Pernambouc.
Bureau Minier Guyanais-Service Francais de Cooperation Technique.
134 p.
CALDASSO, A. & MELO, C. B. & GOMES, J. A. & LIMA, R. F. - 1978 - Complexos

- máficos ultramáficos da Região Sudeste do Piauí e mineralizações associadas: Fe-Ti, Ni, Vermiculita. Roteiro das Excursões 30 Congr. Bras. Geol., SBG-Recife, : 7-25.
- CAMERON, E.N. & GLOVER, E.D. - 1973 - Unusual Titanian Chromian Spinels from the eastern Bushveld Complex. *Am. Mineral.* 58(3-4):172-178.
- CASSEDANNE, J.P. & CASSEDANNE, J. & MARANHÃO, R. - 1976 - Le gîte titanifère de Pedra Comprida (Município de Campo Alegre de Lourdes - Estado da Bahia). *Rev. Bras. Geoc.* 6(1):53-69.
- DUARTE, E.W. & KRAUSS, L.A. - 1979 - O ferro titanado de Passira-PE. CONDEPE, Relatório Final. *Rev. Pernambucana de Desenvolvimento*, 6(1): 129-141.
- EALLES, H.V. & REYNOLDS, I.M. - 1986 - Cryptic variations within chromitites of the upper critical zone, Northwestern Bushveld Complex. *Econ. Geol.* 81:1056-1066.
- EL GORESI, A. - 1976 - Oxide minerals in Lunar Rocks. In Rumble, D. (Ed.) *Oxide minerals. Reviews in Mineralogy*, 3: EG 1-46.
- EVANS, B.W. & MOORE, J.G. - 1968 - Mineralogy as a function of depth in the pre-historic Makaopuhi tholeiitic lava lake, Hawaii. *Contr. Miner. Petr.*, 17: 85-115.
- FARINA, M. & SANTOS, E. J. & MONTENEGRO, C.B. & ZANINI, F.P. - 1981 - Anortositos de Passira-Pernambuco. Atas 10 Simp. Geol. Nordeste, SBG-Recife. 402-414.
- GRUENEWALDT, G. & KLEMM, D. & HENKEL, J. & DEHM, R.M. - 1985 - Exsolution features in titanomagnetites from massive magnetite layers and their host rocks of the Upper Zone, Eastern Bushveld Complex. *Econ. Geol.*, 80(4): 1049-1061.
- GUNN, B.M. & COYLL, R. & WATKINS, N.D. & ABRAMSON, C.E. & NOUGER, J. - 1970 - Geochemistry of an oceanite ankaramite basalt suite from East Island Crozet Archipelago. *Contr. Miner. Petr.* 28: 319-339.
- HORIKAWA, Y. & TORRES, H.H. & GOMES, H.A. & MELO, C.B. & LINS, C.A. & BARBOSA, A.G. & MUNIS, M.B. - 1978 - Projeto Bodocó - Relatório Final. CPRM-Recife: 33 p.
- LIMA, R.F. & SOARES, J.V. & LAGO, S.E. & BERNARDO, D.S. & SANTOS, L.M. - 1976 - Projeto Ferro Titânio de Campo Alegre de Lourdes. Bahia-Secret. Minas e Energia-CBPM, Salvador: 128 p.
- MENOR, E. - 1971 - Comportamento mineralográfico-geológico da ocorrência de Fe-Ti de Limoeiro e Floresta-PE. Rel. In. Unpublished report CNPq.
- REYNOLDS, I.M. - 1985 - Contrasted mineralogy and textural relationships in the uppermost titaniferous magnetite layers of the Bushveld Complex in the Bierkraal Area, North of Rustenburg. *Econ. Geol.* 80-1027 - 1048.
- SANTOS, E.J. & COUTINHO, G.N. & COSTA, M.P. & RAMALHO, R. - 1984 - A Região de Dobramentos do Nordeste e a Bacia do Parnaíba incluindo o Cráton de São Luiz e as Bacias Marginais. In: Schobbenhaus, C. & Campos, D.A. & Derze, G.R.: & Asmus, H.E. *Geologia do Brasil*. Dept. Prod. Mineral, Brasília, 131-189.
- SILVA, F.F. & GUIMARÃES, I.P. - 1979 - Petrologia e cadastramento das ocorrências de Fe-Ti no Município de Passira-PE. Atas 9 Simp. Geol. Nordeste. Soc. Bras. Geol., Natal, 364-369.
- SILVA, A.B. & LIBERAL, G.S. & ISSA, F.F. & RODRIGUES, C.S. & RIFFEL, B.F. - 1987 - Depósito de fosfato em Carbonatito do Precambriano-Angico dos Dias-BA. Unpublished Report.
- THOMPSON, R.N. - 1973 - Titanian chromite and chromian titanomagnetite from a Snake River Plain basalt, a terrestrial analogue to lunar spinels. *Am. Mineral.*, 58: 826-830.
- VERONESE, V.F. & ORTIZ, L.R. & GONSALEZ, S.R. & MENOR, E.A. & MONTES, A.S. & MARQUES, N.M. & COUTINHO, J.B. - 1985 - Projeto Ferro Titanado de Floresta PE - Vol. 2 Metalogenia. Unpublished Report. IBGE - RADAMBRASIL-MINERIOS DE PERNAMBUCO, Recife.





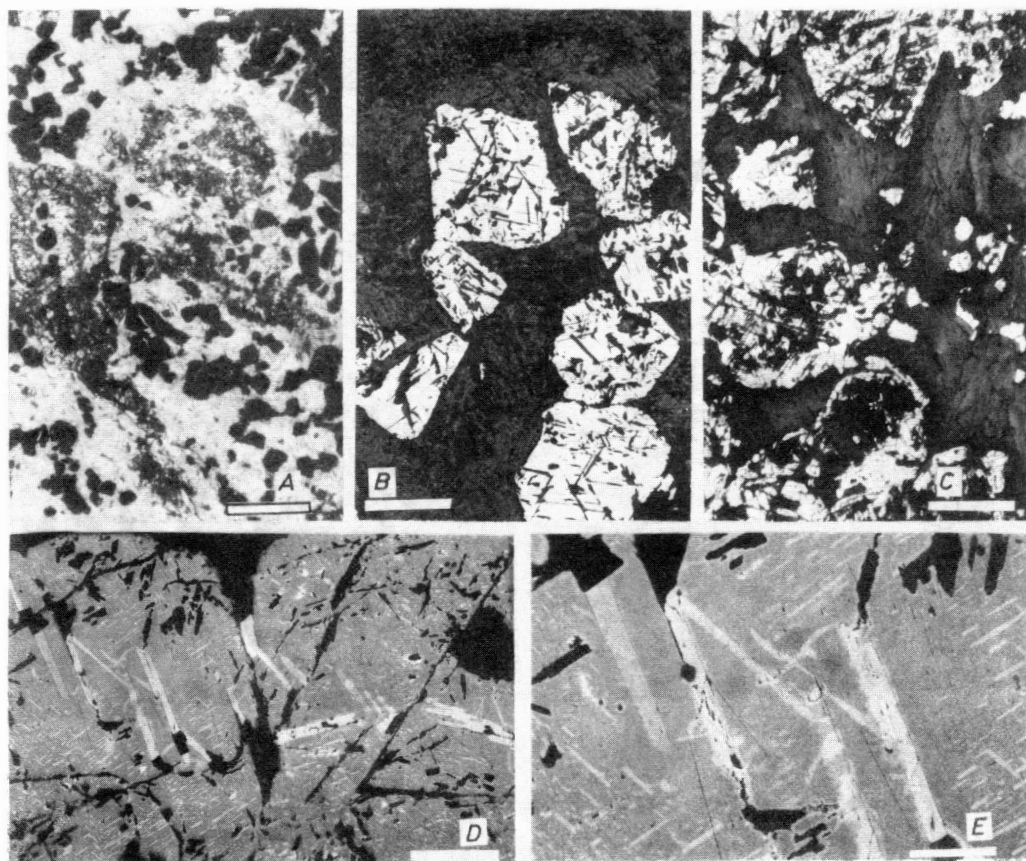


Fig. 3 Photomicrographs of the Cr-Ti ore from Lagoa da Baraúna, Faz. Boa Esperança, Bodocó. A) Orbicular like textured aggregates of Cr-Ti spinel (black) surrounding a chlorite zone (light gray) enveloping an actinolite nucleus (dark gray). Transmitted light, / Nic., bar = 2 mm. B) Disseminated Cr-Ti spinel grains (white, idiomorphic) either completely enveloped by the chlorite matrix or forming strings with single punctual or one faced contacts, suggesting a cumulative origin. The partial replacement along 111 by chlorite is responsible for the poikilitic appearance. Reflected light, air. / Nic., bar = 0.12 mm. C) Disseminated Cr-Ti spinel ore with rounded and atoll like shaped grains due to the more intensive replacement by the chlorite. Reflected light, / Nic., air, bar = 0.3 mm. D) Two Cr-Ti spinel grains with ilmenite exsolutions along 111. Note the horizontal zone with coarsened lamellae, formed by segregation and coalescent growth of the fine lamellae along a strain direction crosscutting the spinel grain boundaries. Reflected light, / Nic., air, bar = 60 micra. E) Detail from D, showing the partial transformation of ilmenite into Ti-magnetite (?), somewhat lighter than the ilmenite lamellae, and the lack of fine exsolutions in the immediate neighborhood of the coarse lamellae suggesting the segregation and coalescent growth. Reflected light, / Nic., oil, bar = 25 micra.

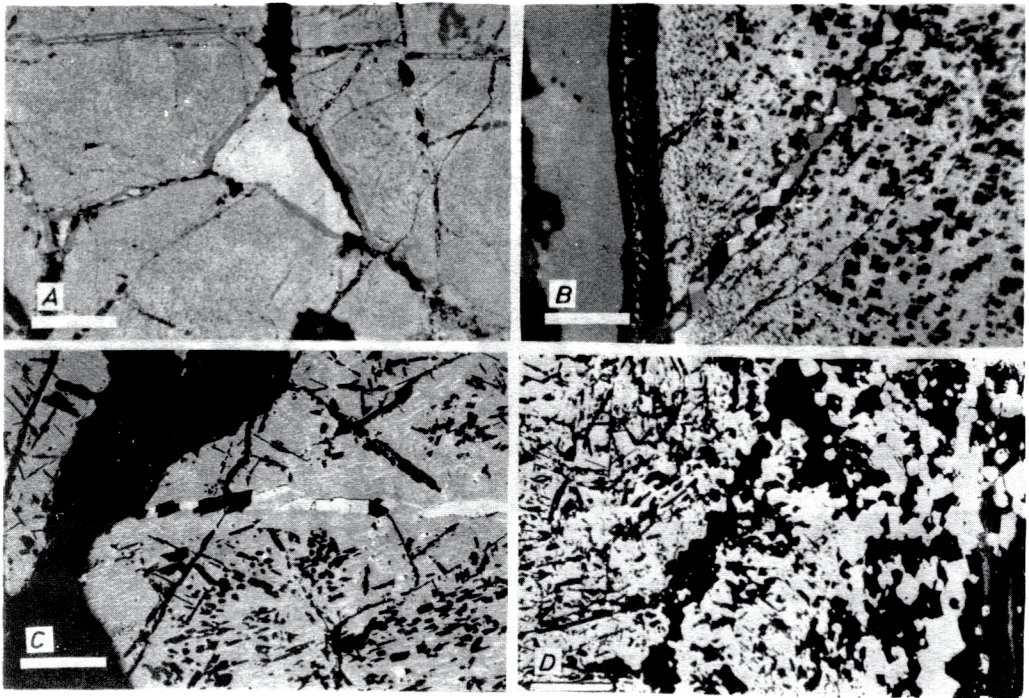
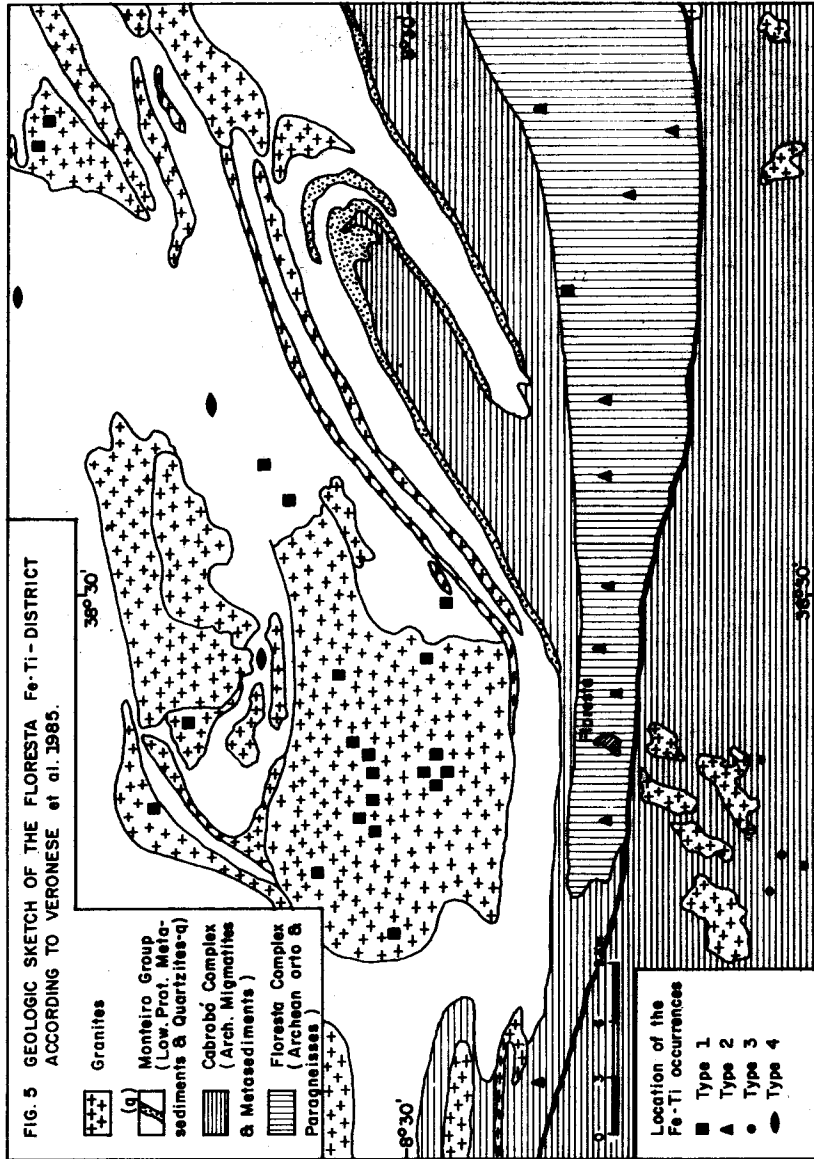


Fig. 4 Transmitted light photomicrographs of the Cr-Ti ore from Sítio Lagoa das Baraúnas, Faz. Boa Esperança, Bodocó. A) Massive coarse grained, weakly deformed ore with polygonal shaped Cr-Ti spinel grains and triple junctions filled by ilmenite (light gray) and some gangue (black). The Cr-Ti spinels (medium gray) are full of droplets or starlets of exsolved Cr(?) spinel (dark gray) and ilmenite lamellae, and are bordered by a Cr-spinel zone with myrmecitic Cr-Ti spinel exsolutions. Fractures with slight dislocations are filled by Cr spinel and ilmenite lamellae or mosaic, and some gangue. Note that the fractures maintain the same direction even crosscutting the grain boundaries, suggesting that the exsolution was favored or, at least accompanied, by deformation. Air, // Nic., bar = 0.3 mm. B) Detail from A), showing the border of the Cr-Ti spinel with the Cr spinel rim, somewhat darker and the interstitial gangue and ilmenite at the left. The size and shape of the exsolutions of Cr spinel changes from the border to the ore of the Cr-Ti spinel host. There is no direct contact between the lamellar ilmenite exsolutions or the polygonal shaped ilmenite in the fracture with the Cr-Ti spinel host. The ilmenite is always enveloped by the Cr spinel phase suggesting a coupled exsolution process. Oil immersion, Nic., bar = 25 micra. C) Cr-Ti spinel grain with lamellar ilmenite exsolutions following 111 of the host, and replacement by chlorite (black). The ilmenite shows the tendency to segregate towards the horizontal fracture. Oil, / Nic., bar = 60 micra. D) Intensively deformed ore. In the left, a weakly deformed relic of Cr-Ti spinel intensively replaced by chlorite along 111, grades to a vertical (in the textured aggregate of ilmenite and Cr-Ti spinel within a chlorite matrix. Oil, / Nic., bar = 60 micra.



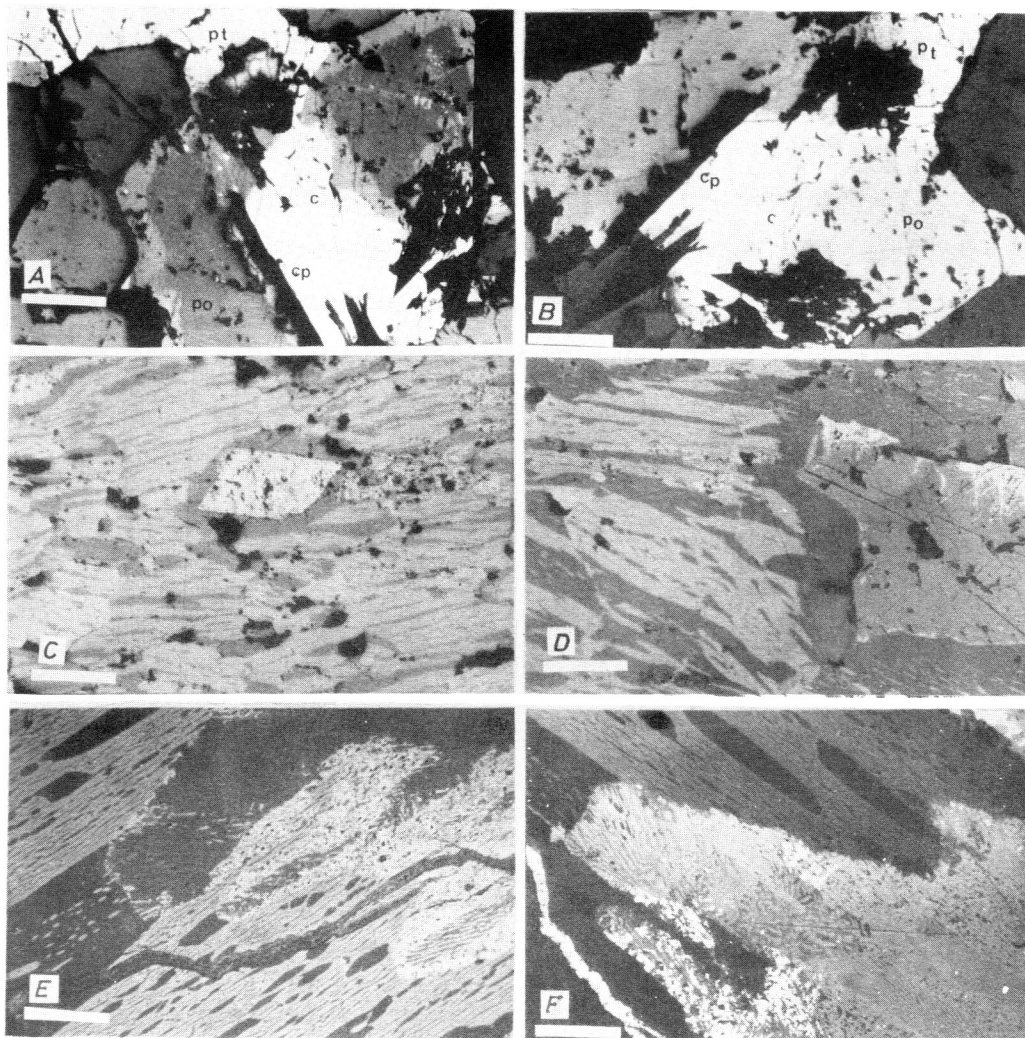


Fig. 6 Photomicrographs, transmitted light, of massive ores from Floresta. A) Massive, polygonal textured ilmenite ore (dark gray, high relief, in the left) with interstitial sulphides: zoned pyrrhotite (po), pentlandite (pt) with mackinawite inclusions (exsolutions ?), and a lamellar intergrowth of chalcocopyrite (cp) and cubanite (light gray, c). Oil, slightly crossed nicols to show the pyrrhotite zoning, bar = 60 micra. B) The same exposition than A, somewhat rotated to show the contrast of chalcocopyrite and cubanite. Note the relics of amphiboles (black), corroded by the sulphides. Oil, / Nic., bar = 60 micra. C) D) E) and F) Ilmenohematite from the Airport occurrence. C) A martitized magnetite idioblast (white, in the center) is surrounded by an ilmenite rim (dark gray) in a lepidoblastic aggregate of hemoilmenite (mutual exsolutions of discoidal hematite (light gray) and ilmenite along 0001). Air, / Nic. bar = 0.3 mm. D) The same as in C but, with the magnetite only partially martitized at the borders. Note that the foliation of the hemoilmenite in part is interrupted and in part surrounds the magnetite grain, suggesting a syntectonic origin of the magnetite. Air, / Nic. bar = 0.12 mm. E and F) Replacement of hemoilmenite by a rutile + magnetite symplectite on the right side. In the bottom of E and the right of F there is a fine geothite vein. The magnetite is in part replaced by hematite (white), in the neighborhood of the geothite vein. Oil, bar = 25 micra, E / Nic. and F, partially crossed nicols.

**MINERALOGIA DO PALEOPLACER CROMITÍFERO DE SERJANA-LIMOEIRO,
DISTRITO DE CAMPO FORMOSO-BA**

Rosa Maria Cotrim Soares – CNPq-CPGG/UFBA

Ibson Guimarães Carvalho – CPGG/Departamento de Geoquímica, UFBA

ABSTRACT

In this paper the chromitiferous paleoplacer located at the Serjana-Limoeiro Mine, Campo Formoso District, State of Bahia, is characterized in its mineralogical aspects. The deposit ranges in width from a few centimeters to about 2,5 meters and it crops out over a strike length of about 800 meters along the south scarpment that bounds the mine's open pit. Eleven samples from two crosscut profiles were collected. They were screened into granulometric fractions and each +230 mesh size fraction was treated by magnetic separation. The several magnetic and granulometric fractions were studied under optical microscopy (thin and polished sections) and X-ray Diffractometry. In decreasing frequency order, the following minerals were observed: chromite, magnetite, chlorite, ilmenite, talc, quartz, goethite, tourmaline, rutile, serpentine, zircon, altered amphiboles and stichite. The serpentine group minerals are rare and mainly occur filling the weakness (parting and fracture) planes of the spinels. Platinoids were not detected. The mineral paragenesis suggests three categories of minerals: (a) "Resistates", the primary minerals derived from the Mafic-Ultramafic Complex, the Granitic Complex, and the Metasedimentary Sequence, (b) "Secondary minerals", those formed by the metamorphic-lithification processes that affected the deposited material. For some levels of the SJ7 profile, the granulometric data indicate a normal distribution pattern while in other levels an asymmetrical pattern is recorded. This observation suggests a variable depositional dynamic condition.

LOCALIZAÇÃO E SÍNTESE GEOLÓGICA DA ÁREA

A ocorrência estudada está localizada na área da mina Serjana-Limoeiro, Distrito Cromitífero de Campo Formoso, que dista cerca de 412 km, por via rodoviária, da cidade do Salvador (Fig. 1). Na porção oeste da área ocorrem diatexitos pertencentes ao Complexo Arqueano Metamórfico-Migmatítico, na porção mediana, em uma faixa quase contínua de espessura máxima de 1,8 km, ocorrem rochas intrusivas do Complexo Básico-Ultrabásico de Campo Formoso, caracterizado pela presença de rochas máficas e ultramáficas metamorfasadas e alteradas hidrotermalmente (anfibolização, cloritização, esteatização e serpentinização). A essas transformações se sobrepõe o processo de alteração intempérica, o que faz com que os tipos originais sejam de difícil diagnose, sendo os níveis cromitíferos os mais preservados, devido à grande estabilidade da cromita. À parte norte da área é caracterizada pela presença de rochas do Complexo Granítico de Campo Formoso. Na porção sul-sudeste ocorrem rochas metas sedimentares pertencentes ao Complexo Itapicuru, principalmente derivados de pelitos, psamitos e de sedimentos químicos, e que correspondem aos filitos, filonitos, xistos a cianita-andaluzita, quartzitos, filitos ferruginosos e itabiritos. É na base desta sequência metassedimentar que se encontra a concentração secundária de cromita, motivo de estudo do presente trabalho.

CARACTERÍSTICAS E DESCRIÇÃO DO MATERIAL

O depósito secundário de cromita está localizado no escarpamento que limita o setor sul da mina Serjana-Limoeiro, na base da sequência metassedimentar denominada Complexo Itapicuru (Fig. 1). Em espessura o mesmo varia de alguns centímetros a até 2,5 metros, estendendo-se por cerca de 800 metros (Foto 1). Em exposição o mesmo é facilmente detectado pela coloração escura destoante do quartzito micáceo que gradacionalmente o superpõe. A porção inferior do horizonte sedimentar de cromita possui elevada concentração desse mineral o que lhe dá um aspecto bastante semelhante ao dos horizontes de cromita maciça primária associados ao Complexo Básico-Ultrabásico de Campo Formoso. Neste aspecto, as distinções que podem ser aí observadas são a presença de estratificação cruzada e de "graded bedding", muito embora, estes tipos de estruturas sejam possíveis de ocorrerem em depósitos primários de cromita, devido a correntes convectivas no material da câmara magmática.

METODOLOGIA

Dois perfis verticais foram amostrados da base ao nível mais superior onde a cromita parece diluir-se no seio do material quartzoso. Nove amostras foram coletadas no perfil SJ7 e duas amostras no perfil SJ8. Dessas amostras dez foram estudadas quanto a composição granulométrica e nove quanto a composição mineralógica, desde que o perfil SJ8 não foi detalhado quanto à composição mineralógica. A Tabela 1 mostra os resultados da análise granulométrica. Excetuando-se as frações < 62 μ , as demais foram submetidas a separação magnética, inicialmente em se utilizando de um imã de mão (fração FMN) e do separador magnético isodinâmica FRANTZ, nas condições de amperagens de 0,2A, 0,3A, 0,4A, 0,8A e 1,2A. O resíduo não magnético para esta última condição de amparagem foi denominado de fração não magnética (fração FNM). Os resultados dessa separação são apresentados na Tabela 2. Essas frações foram posteriormente estudadas quanto a composição mineralógica, em se utilizando de seções polidas, para determinação de minerais opacos; de montagem de lâminas com óleos de índice conhecidos, para determinação de minerais transparentes, e de lâminas e capilares, para a identificação de minerais por meio de difratometria de raios-X.

Numa tentativa de se concentrar possíveis minerais do Grupo da Platina se utilizou da placa vibratória SINEX (FTO-60HZ). As frações liberadas e as frações retidas na placa foram examinadas sem que qualquer mineral de platina ou de elementos do Grupo da Platina fosse observado.

RESULTADOS OBTIDOS

Os resultados das análises granulométricas encontram-se na Tabela 1 e Figura 2. Nesta figura são apresentadas as proporções de minerais opacos em cada amostra estudada.

A Tabela 2 traz as diversas frações obtidas pela separação magnética para cada fração granulométrica excetuando-se as frações < 62 μ e > 1000 μ (1 mm) e as frações da amostra SJ8B.

Os resultados composicionais de cada fração, em termos mineralógicos, encontram-se na Tabela 3, que utiliza o código de PARFENOFF et al (1970), ou seja A > 95%, 9 = (85-95)%, 8 = (75-85)%, 7 = (65-75)%, 6 = (55-65)%, 5 = (45-55)%, 4 = (35-45)%, 3 = (25-35)%, 2 = (15-25)%, 1 = (5-15)%, R = (1-5)% e d < 1%.

O estudo mineralógico sob luz transmitida consistiu na identificação e em uma estimativa semi-quantitativa volumétrica dos diferentes minerais em relação ao seu volume global.

Os principais minerais determinados são: opacos, clorita, talco, quartzo, minerais argilosos, minerais pesados. Os minerais argilosos são constituídos por uma fase argilosa micácea (ilita) e limonita. Uma fase carbonatada, composta de stichita foi detectada, enquanto mineral do grupo da serpentina é muito raro, tendo sido constatado como traços, junto aos minerais de argila e preenchendo planos de partição e de fraturas dos opacos (espinélios). Restos de anfibólio foram determinados em uma única amostra. Entre os minerais pesados destacam-se a turmalina e o rutilo e muito raramente o zircão, em forma de inclusões. Não foram determinados minerais do grupo dos platinóides, ou qualquer outro

mineral de importância econômica. A Tabela 4 mostra uma avaliação semi-quantitativa destes minerais, normalmente em % < 1%, razão porque foram omitidos os seus índices.

Uma única espécie de clorita foi determinada por suas propriedades óticas características, $2V = 10-20$, $n_V = 1.590-1.595$, $n_\alpha = 1.555$, $n_\beta = 1.580$, alongamento positivo. Apresentam-se em cristais muito pequenos de aspecto lepidoblástico, com maior grau de liberdade na fração >62 μ . Os resultados obtidos por difratometria de raios-X mostram as seguintes distâncias interplanares: 14,02Å, 7,07Å e 4,71Å para os picos principais (Fig. 3). Para uma fração da amostra SJ7E de mesma composição, submetida a aquecimento a 550°C (Fig. 4) para constatação da clorita, foi verificado a permanência dos picos principais correspondentes a esse mineral, como era de se esperar, apenas foram registradas pequenas variações nas intensidades destes picos.

O talco ocorre em agregado fino e fibroso, eventualmente em partículas mais finas e impregnado de limonita, exibindo uma superfície fosca (oxidada). A análise por difratometria de raios-X confirmou a presença desse mineral com picos principais a 9.3Å e 3.10Å (Figs. 3 e 4) associado à clorita.

Como minerais de argila foi identificado um argilo-mineral de 10Å (grupo das micas) e um material limonítico (goethítico). Raramente ocorre hidroxicarbonato de cromo (stichita) identificado apenas nas amostras SJ7A e SJ7E, pelos picos principais de 7.82 e 3.91Å (cf. BOUKILI et al. 1984).

Dos minerais pesados os opacos são os predominantes (cf. Fig. 2). Estes correspondem aos espinélios, aproximadamente 90% de cromita e 80% de magnetita, acompanhados de pequena quantidade de ilmenita e traços de goethita (cerca de 2%). Sob luz refletida, a magnetita mostra-se em processo de substituição pela hematita em um padrão de martitização secundária. Em relação aos minerais pesados transparentes (turmalina, rutilo e zircão) discriminados na Tabela 4, apenas a amostra SJ7I revelou concentrações excepcionais de turmalina atingindo aproximadamente 100% da fração.

INTERPRETAÇÃO DOS DADOS E CONCLUSÕES

A paragênese do paleoplacer cromífero de Serjana-Limoeiro pode ser resumida nos minerais herdados das rochas fontes e nos neoformados após deposição. Neste aspecto três categorias podem ser definidas, como a seguir.

Minerais Resistatos - nesta categoria são incluídos os minerais primários derivados do Complexo Básico-Ultrabásico: cromita, magnetita, ilmenita, rutilo, restos de anfibólios e serpentina; derivados do Complexo Granítico: quartzo, turmalina, rutilo e zircão, e da Sequência Metassedimentar (fácies mais antigas do Complexo Itapicuru): quartzo.

Minerais Secundários - compreendem os minerais derivados do intemperismo que afetou o Complexo Básico-Ultrabásico: martita e o Complexo Granítico: ilita(?).

Minerais Neoformados - compreendendo aqueles minerais formados pelos processos de litificação/metamorfismo, a saber: o talco, a clorita, a ilita (pelo menos parcialmente), a goethita e a stichita. Os mecanismos de neoformação desses minerais: metamorfismo, diaforesse, hidrotermalismo, etc... são motivos de um outro trabalho, a ser brevemente publicado pelos autores.

A presença de quartzo, em teor relativamente abundante e de turmalina sugerem uma contribuição significativa das rochas do Complexo Granítico de Campo Formoso. As características texturais desses minerais (quartzo bem arredondado sendo excluído deste contexto) sugerindo um curto transporte, corroboram esta origem. Por outro lado as características texturais dos grãos de cromita também sugerem que o transporte desse mineral foi curto. Agregados de grãos, grãos envolvidos (parcial ou totalmente) por serpentina e grãos fraturados (com planos preenchidos por serpentina) de cromita são frequentemente observados. Os agregados ou grãos isolados de cromita contidos nesses "fragmentos" de serpentinizados exibem características que são indiscutivelmente semelhantes às das cromitas dos depósitos primários da área.

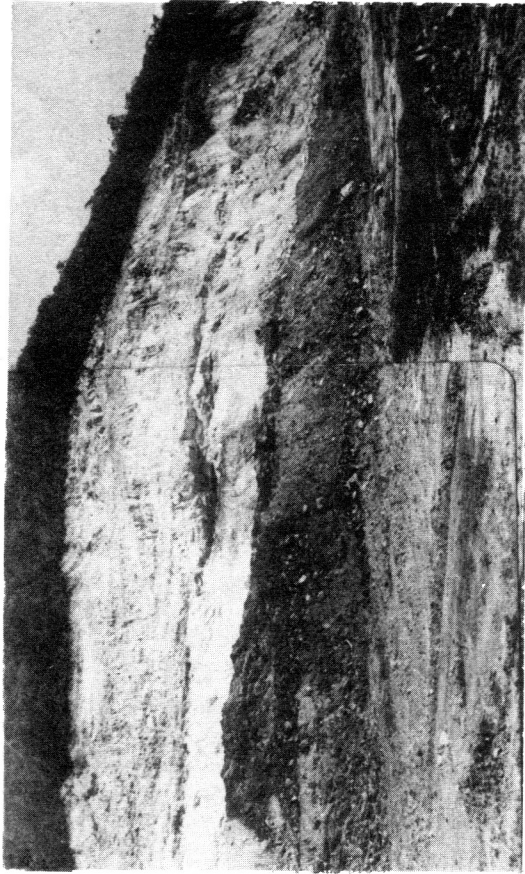
As curvas de distribuição granulométrica obtidas para as diversas amostras coletadas no perfil SJ7 (Fig. 5) indicam padrões normais para as amostras SJ7A, SJ7B, SJ7E, SJ7F e SJ7I e padrões assimétricos para as amostras SJ7C, SJ7D e SJ7H. Embora apenas um perfil foi, neste aspecto, estudado, essa informação obtida aliada à ausência de seixos ou cascalhos, presença de estratificação cruzada do tipo de corrente fluvial e "graded bedding" sugerem que as condições dinâmicas eram variáveis, mas não de forma intensa (ausência de níveis conglomeráticos), durante a deposição que teria se processado em um ambiente tipo paleo canal. Dessa forma, o não registro de presença de minerais do grupo dos Platinóides, através dos estudos efetuados, não exclui a possibilidade desses minerais poderem ocorrer em zonas outras, de maior favorabilidade às suas deposições, do paleo canal. Sugere-se pois que um maior conhecimento da estrutura desse(s) paleo canal(is) seja obtido, através de outros estudos, para que se precise a locação de perfis de amostragem favoráveis a deposição de Platinóides e se obtenha, conseqüentemente, resultados mais conclusivos, inclusive se, sendo um resultado positivo, sobre a não esterilidade do Complexo Básico-Ultrabásico de Campo Formoso. Esterilidade esta, relativa a esses elementos, tão procurada de ser comprovada ou não para aquele Complexo.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem a Itanajara José Muniz da Silva, Secretário do CPGG (Curso de Pós-Graduação em Geociências da UFBA) pela datilografia do texto e aos técnicos dos diversos laboratórios utilizados do Departamento de Geoquímica do IGUFBA pela colaboração prestada. Parte do trabalho foi efetuada sob auspícios do CNPq, Processos nº 40.2400/83 e nº 40.1084/85-GL.

REFERÊNCIA BIBLIOGRÁFICA

- BOUKILI, H.; NOVIKOFF, A. e FRANZ, J. - 1984 - Minéralogie et Geochimie des Chlorites et Hydroxy-carbonates chromitiferes de Campo Formoso, Bahia, Brésil. Cah. ORSTOM, Sér. Géol. v. XIV, nº 2, pp. 141-152.
- COUTO, P.A. et al. - 1978 - Projeto Serra de Jacobina. DNPM-CPRM, Salvador-BA. Relatório Final.
- PARFENOFF, A.; POMEPOL, C. e TOURENO, J. - 1970 - Les Minéraux en Grains. Masson e Cie. (Ed.).



- A - Metassedimentos
- B - Paleoplacer
- C - Rochas básica-ultrabásicas

Foto 1 - Vista panorâmica parcial do paleoplacer cromitífero (B) de Serjana-Limoeiro

TABELA I - ANÁLISE GRANULOMÉTRICA DE AMOSTRAS DO PERFIL SJ 7 E AMOSTRA SJ 8A (PENEIRAS USBS DE NÚMEROS 16, 35, 60, 120 E 250).

AMOSTRA % GRANULOMETRIA	SJ 7A	SJ 7B	SJ 7C	SJ 7D	SJ 7E	SJ 7F	SJ 7H	SJ 7I	SJ 8A	SJ 8B
	> 1 mm	4,59	7,68	1,12	0,94	3,90	4,18	12,60	6,91	5,50
500 µ <	8,36	9,89	1,70	2,14	5,49	8,63	14,15	12,81	8,60	6,96
250 µ <	16,07	17,05	11,22	11,51	11,77	14,69	13,54	22,75	12,30	16,78
125 µ <	20,03	18,25	27,08	29,70	14,13	15,80	18,54	28,25	27,57	26,96
62 µ <	17,93	16,25	24,15	25,65	20,94	16,85	15,07	15,69	17,89	22,89
62 µ >	31,27	28,19	33,22	28,61	41,80	37,10	23,05	10,90	26,29	20,04
SILTE	29,25	23,89	30,94	27,42	40,44	35,10	19,61	8,74	23,14	18,63
ARGILA	2,02	4,30	2,28	1,19	1,36	2,00	3,44	2,15	3,15	1,37
TOTAL	98,25	97,31	98,49	98,55	98,03	97,25	96,85	97,31	98,15	98,48

TABELA 2 - SEPARAÇÃO MAGNÉTICA DAS FRAÇÕES GRANULOMÉTRICAS RETIDAS EM PENEIRAS DE NÚMEROS USBS 16, 35, 60, 120 E 230.

AMOSTRA (Granul.)	FMN	0,2Å	0,3Å	0,4Å	0,8Å	1,2Å	FMN	SOMA GRAMAS (**)	INCLINAÇÕES E OBSERVAÇÕES
SJ 7A (62 µ)<	2,32	1,00	8,68	71,78	10,98	3,93	1,30	99,99 (100)	10:15; Apare- lho 2
SJ 7A (125µ)<	8,09	0,50	59,12	12,00	15,46	4,20	0,37	99,74 (100)	05:15; Apare- lho 1
SJ 7A (250µ)<	3,14	6,15	68,83	16,92	3,57	0,23	1,00	99,84 (100)	05:15; Apare- lho 2
SJ 7A (500µ)<	1,60	←—————		98,31 *	—————→			99,91 (100)	
SJ 7B (62 µ)<	0,43	0,15	0,50	1,04	0,85	40,50	55,70	99,17 (100)	10:15; Apare- lho 1
SJ 7B (125µ)<	1,29	-	0,58	0,02	9,19	26,18	62,38	99,64 (100)	05:15; Apare- lho 1
SJ 7B (250µ)<	1,02	-	0,20	0,15	6,40	19,30	72,81	99,88 (100)	05:15; Apare- lho 2
SJ 7B (500µ)<	0,09	←—————		98,81 *	—————→			99,90 (100)	
SJ 7C (62 µ)<	4,84	1,00	2,77	38,51	3,09	21,08	28,52	99,81 (100)	10:15; Apare- lho 1
SJ 7C (125µ)<	2,18	18,01	48,77	2,52	9,16	3,44	15,32	99,40 (100)	05:15; Apare- lho 2
SJ 7C (250µ)<	1,29	18,91	57,41	1,71	3,05	2,20	14,90	99,47 (100)	05:15; Apare- lho 2
SJ 7C (500µ)<	1,33	←—————		98,45 *	—————→			99,78 (100)	
SJ 7D (62 µ)<	3,17	1,04	3,41	45,18	19,69	23,55	3,21	98,25 (100)	10:15; Apare- lho 1
SJ 7D (125µ)<	6,50	21,84	44,33	3,50	20,79	0,11	1,88	98,95 (100)	05:15; Apare- lho 2
SJ 7D (250µ)<	3,32	45,18	37,40	3,04	8,88	0,30	1,37	99,49 (100)	05:15; Apare- lho 2
SJ 7D (500µ)<	3,37	←—————		96,38 *	—————→			99,75 (100)	
SJ 7E (62 µ)<	0,36	0,28	0,50	0,50	41,93	54,66	0,96	99,19 (100)	10:15; Apare- lho 1
SJ 7E (125µ)<	0,30	0,10	1,09	1,55	92,78	2,01	1,89	99,72 (100)	05:15; Apare- lho 1
SJ 7E (250µ)<	0,04	0,00	0,73	0,71	96,19	0,41	1,74	99,82 (100)	
SJ 7E (500µ)<	0,06	←—————		99,94 *	—————→			100,00 (100)	
SJ 7F (62 µ)<	1,63	0,06	0,09	0,06	24,58	71,60	1,34	99,36 (100)	10:15; Apare- lho 2
SJ 7F (125µ)<	2,83	0,00	0,14	1,09	94,31	0,18	1,43	99,98 (100)	
SJ 7F (250µ)<	3,26	0,00	0,80	0,46	93,95	0,10	1,33	99,90 (100)	
SJ 7F (500µ)<	1,78	←—————		98,22 *	—————→			100,00 (100)	

Continua...

TABELA 2 (Continuação)

AMOSTRA (Granul.)	FMN	0,2Å	0,3Å	0,4Å	0,8Å	1,2Å	FMN	SOMA GRAMAS (**)	INCLINAÇÕES E OBSERVAÇÕES
SJ 7H (62 µ) <	1,03	0,05	0,52	4,82	4,47	4,78	84,18	99,85 (100)	
SJ 7H (125µ) <	1,28	0,00	4,45	0,77	5,67	5,69	82,12	99,98 (100)	
SJ 7H (250µ) <	0,83	0,02	4,72	1,02	11,32	9,38	72,65	99,94 (100)	
SJ 7H (500µ) <	0,63	←—————		99,28 *	—————→			99,91 (100)	
SJ 7I (62 µ) <	0,22	0,09	0,09	0,12	0,64	1,04	97,60	99,79 (100)	10:15; Apa- relho 2
SJ 7I (125µ) <	0,20	0,00	0,00	0,00	0,40	3,98	95,42	100,00 (100)	05:15; Apa- relho 2
SJ 7I (250µ) <	0,12	0,00	0,00	0,00	0,36	0,40	99,03	99,51 (100)	05:15; Apa- relho 1
SJ 7I (500µ) <	0,00	←—————		100 *	—————→			100,00 (100)	
SJ 8A (62 µ) <	11,03	0,01	10,60	49,29	7,12	8,71	11,95	98,71 (100)	10:15; Apa- relho 1
SJ 8A (125 µ) <	7,57	0,55	70,19	10,74	6,90	3,02	0,60	99,57 (100)	05:15; Apa- relho 2
SJ 8A (250µ) <	4,77	0,15	80,51	10,03	2,88	0,59	0,30	99,23 (100)	05:15; Apa- relho 2
SJ 8A (500µ) <	2,76	←—————		97,24 *	—————→			100,00 (100)	

* As frações > 500µ < 1 mm e aquelas >1 mm. por serem muito grossas não passam pelo funil do separador Frantz. A fração >1 mm não mostra muita susceptibilidade magnética ao imã de mão, sendo composta predominantemente de grãos de crocota idiomórficos.

** Peso utilizado para cada fração, em gramas.

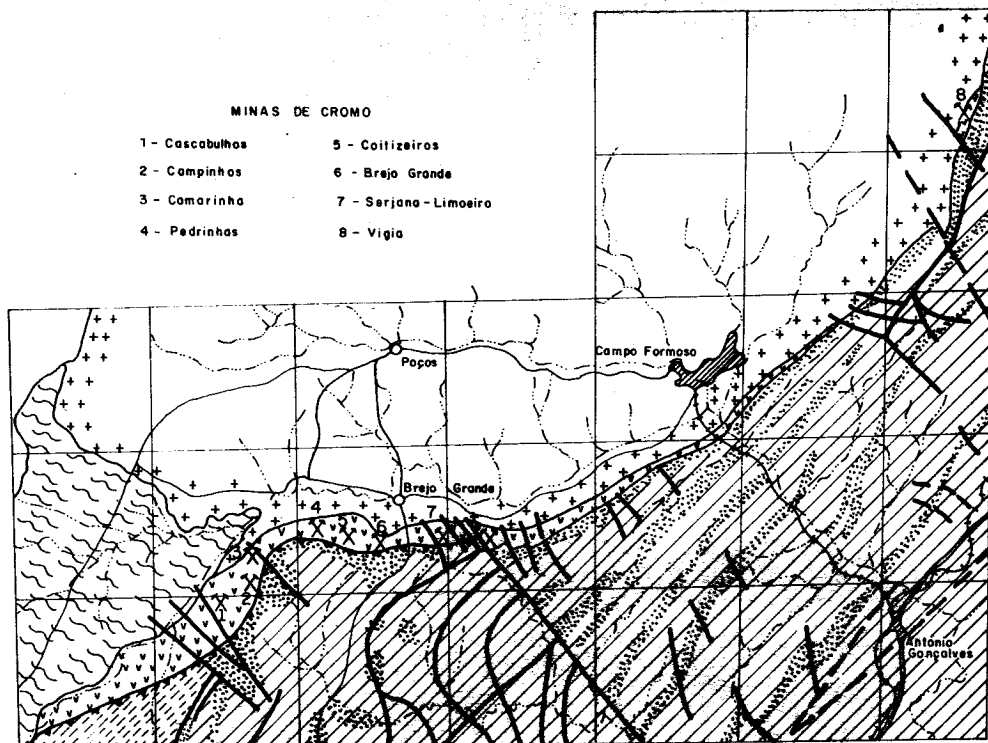
FRAÇÃO	7A		7B		7C		7D		7E		7F		7H		7I		8A		MINE-RAIS		
	0.3 0.4	0.8 1.2	0.3 0.4	0.8 1.2	0.3 0.4	0.8 1.2	0.3 0.4	0.8 1.2	0.3 0.4	0.8 1.2	0.3 0.4	0.8 1.2	0.3 0.4	0.8 1.2	0.3 0.4	0.8 1.2	0.3 0.4	0.8 1.2			
62	T	1	R	8	1	-	T	1	R	9	T	d	1	T	1	1	T	1	R		
125	8	6	2	1	8	7	2	-	T	8	8	d	R	8	*	R	7	2	2	R	
250	9	7	3	d	8	7	1	d	T	8	1	-	d	4	2	1	7	2	1	R	
500	8	-	-	1	8	-	-	d	T	7	-	-	1	7	-	-	-	-	-	R	
1000	-	d	-	-	7	-	-	-	-	7	-	-	-	1	-	-	-	-	-	R	
62	R	3	1	1	1	3	-	R	R	1	R	6	1	R	d	2	1	2	R	R	
125	1	2	3	2	1	2	6	-	R	1	2	2	2	R	3	2	1	2	3	2	
250	1	2	4	1	1	2	6	1	d	2	2	2	2	1	2	2	3	5	-	-	
500	1	-	-	1	1	-	2	1	d	-	5	-	1	1	-	1	-	-	-	-	
1000	-	4	-	-	-	3	-	-	-	3	-	-	-	3	-	-	-	-	-	-	
62	-	4	3	1	1	3	-	d	R	4	1	d	6	R	d	1	R	d	1	R	
125	1	2	4	1	1	1	2	-	-	5	R	-	4	R	2	-	R	2	2	2	
250	-	1	3	1	1	1	7	-	d	7	7	1	-	R	1	3	1	1	2	1	
500	1	-	-	2	1	-	1	-	d	-	5	-	2	1	-	1	-	1	1	1	
1000	-	4	-	-	-	d	-	-	-	3	-	-	2	-	1	-	-	-	-	-	
62	-	-	-	5	-	-	-	-	-	7	-	-	7	-	-	-	-	-	-	7	
125	-	-	-	7	-	-	-	-	-	7	-	-	7	-	-	-	-	-	-	6	
250	-	-	-	8	-	-	8	-	-	9	-	-	6	-	-	-	-	-	-	4	
500	-	-	-	6	-	-	5	-	-	8	-	-	7	-	-	-	-	-	-	6	
1000	-	-	-	-	-	-	-	-	-	6	-	-	9	-	-	-	-	-	-	8	
62	R	7	1	-	-	3	-	-	d	4	-	-	4	-	2	-	-	-	-	5	
125	1	-	-	-	-	-	-	-	-	2	2	-	d	1	d	2	R	d	1	2	
250	d	d	d	-	-	1	1	-	-	1	1	2	2	2	2	2	2	2	3	2	
500	-	-	-	d	-	-	1	-	-	1	1	2	2	2	2	1	4	3	5	4	
1000	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3	-	-	3	-	1	-	1	4	-	1	
62	d	d	d	d	d	d	d	d	d	d	d	d	d	d	d	d	d	d	d	d	d
125	d	d	d	d	d	d	d	d	d	d	d	d	d	d	d	d	d	d	d	d	d
250	d	d	d	d	d	d	d	d	d	d	d	d	d	d	d	d	d	d	d	d	d
500	d	d	d	d	d	d	d	d	d	d	d	d	d	d	d	d	d	d	d	d	d
1000	d	d	d	d	d	d	d	d	d	d	d	d	d	d	d	d	d	d	d	d	d

TABELA 3 - AVALIAÇÃO SEMI-QUANTITATIVA DOS MINERAIS DO PALEOPLACER DE CAMPO FORMOSO DE ACORDO COM AS FRAÇÕES MAGNÉTICAS.

FRAÇÃO μ	7A		7B		7C		7D		7E		7F		7H		7I		8A	
	0.3 0.4	0.8 1.2	FMN 0.4	0.8 1.2	FMN 0.4	0.8 1.2	FMN 0.3 0.4	0.8 1.2	FMN 0.3 0.4	0.8 1.2	FMN 0.3 0.4	0.8 1.2	FMN 0.3 0.4	0.8 1.2	FMN 0.3 0.4	0.8 1.2	FMN 0.3 0.4	0.8 1.2
>62	-	Tu Ru	Tu	Tu	Zr Tu	-	-	-	-	-	Tu	Ru	-	-	Tu	-	-	-
>125	-	-	-	Tu	Tu	-	-	-	-	-	Ru	Ru	Ru	-	-	-	-	-
>250	-	Tu	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
>500	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

PESADOS

TABELA 4 - AVALIAÇÃO SEMI-QUANTITATIVA DOS MINERAIS PESADOS DO PALEOPLACER DE CAMPO FORMOSO Tu(Turmalina), Ru (Rutilo). OS ÍNDICES REFEREM-SE A CONCENTRAÇÕES >1 5(50%), 10(100%). Ver código no texto. OS DEMAIS TEM CONCENTRAÇÕES < 1%.



BASEADO NA PROJETO SERRA DE JACOBINA (1978)

0 1 2 3 4 5 Km

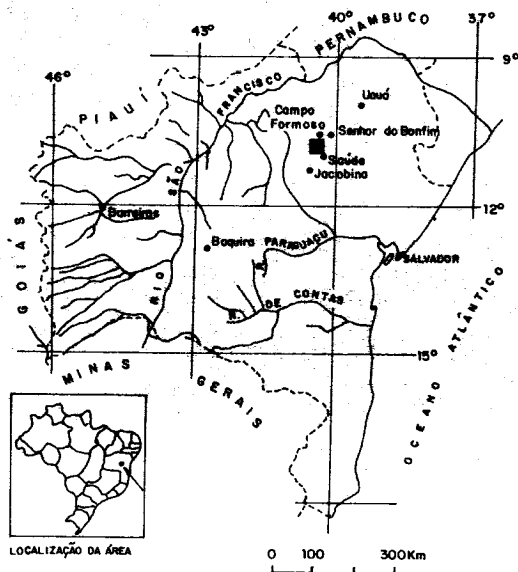
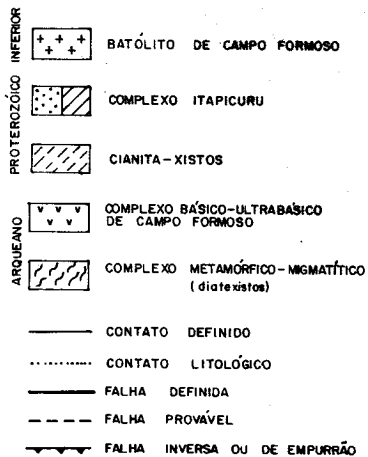


FIGURA 1- LOCALIZAÇÃO E MAPA GEOLÓGICO SIMPLIFICADO

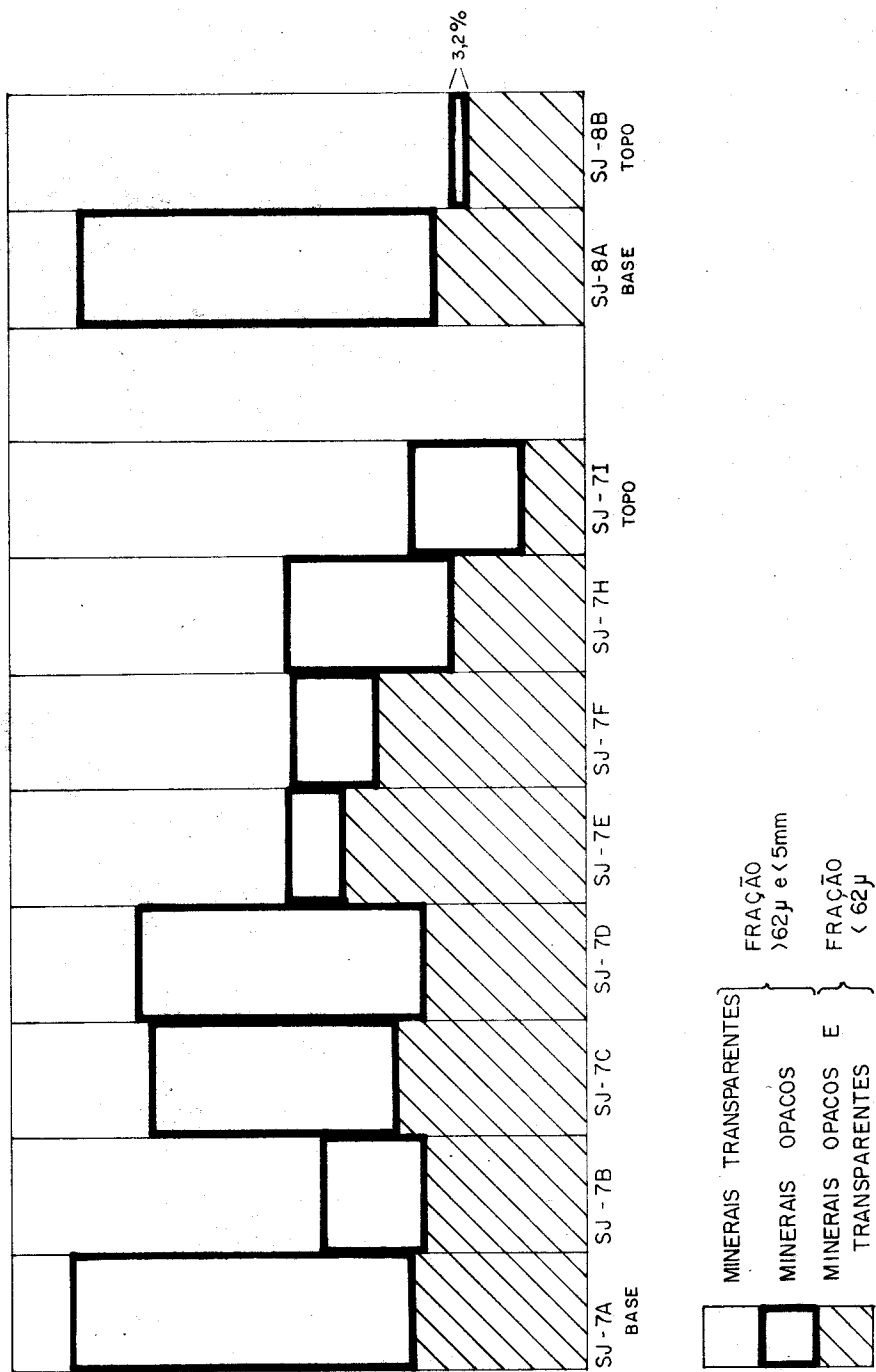


FIGURA 2 - DISTRIBUIÇÃO DOS MINERAIS OPACOS AO LONGO DOS PERFIS SJ7 E SJ8.

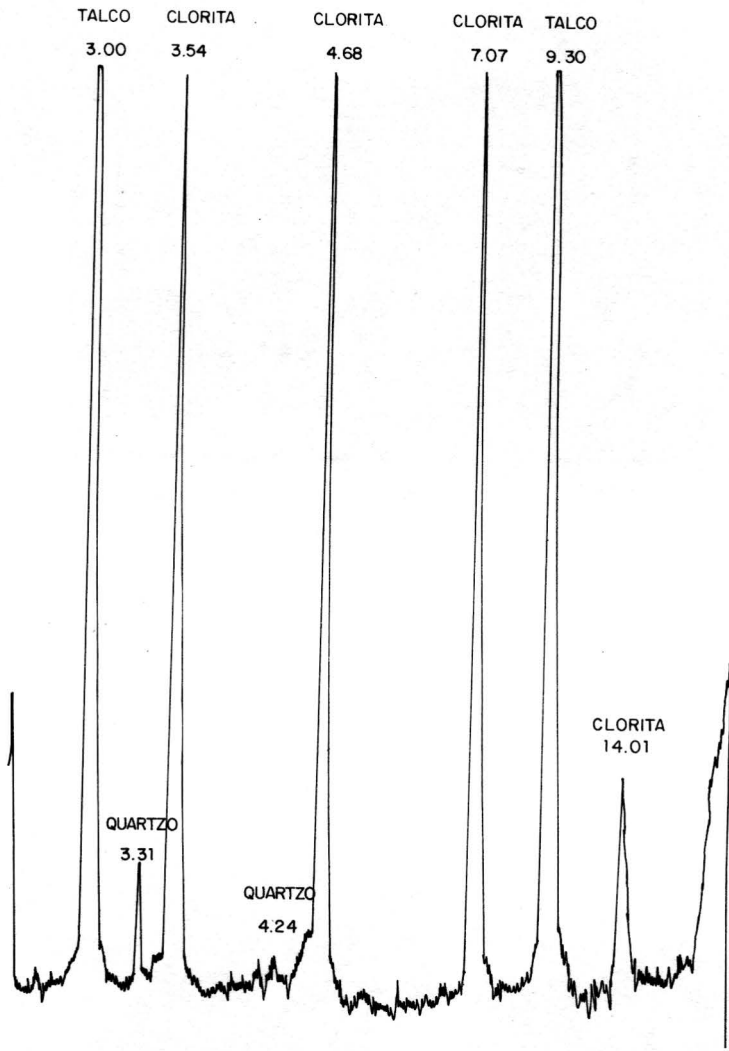


FIGURA 3 - DIFRATÓGRAMA DE RAIÓ-X DA FRAÇÃO SJ-7B (125 μ , 0.8 A°) MOSTRANDO A PREDOMINÂNCIA DE CLORITA E DE TALCO.

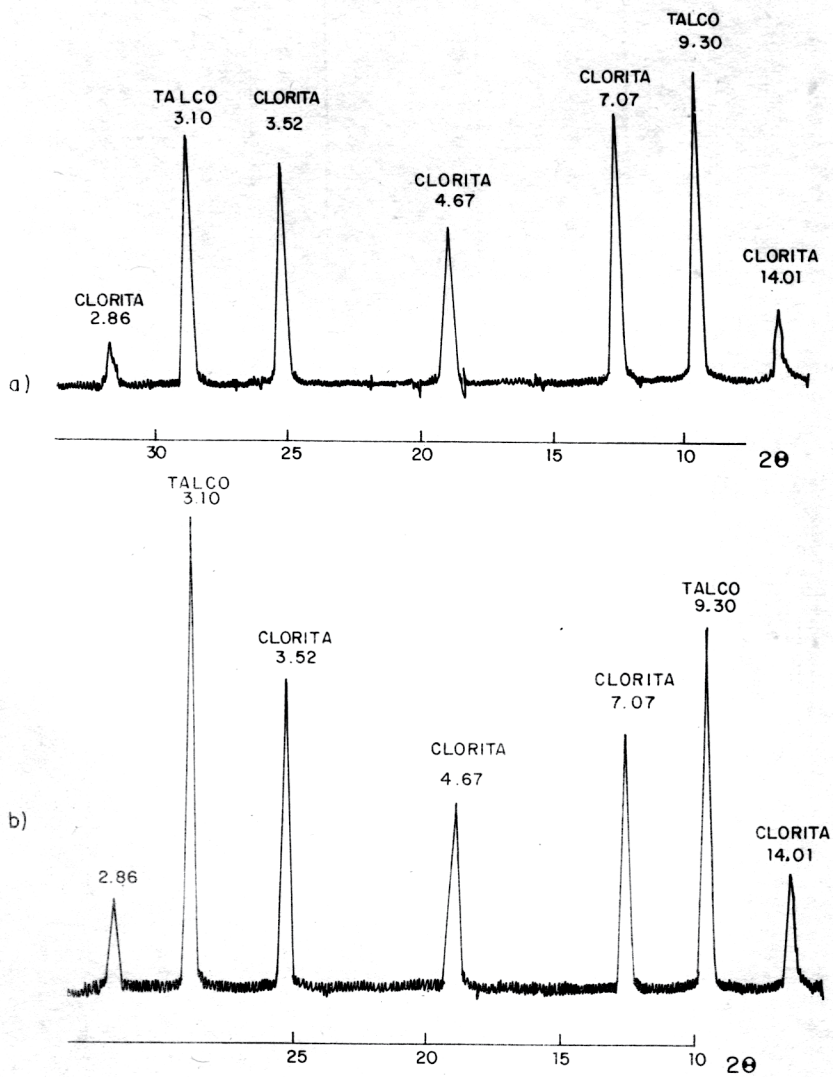


FIGURA 4 - DIFRATOMETRIA DE RAIÓ-X DA FRAÇÃO SJ-7E (62 μ , 0.8A°).
 a) NATURAL b) AQUECIDA A 550 °C

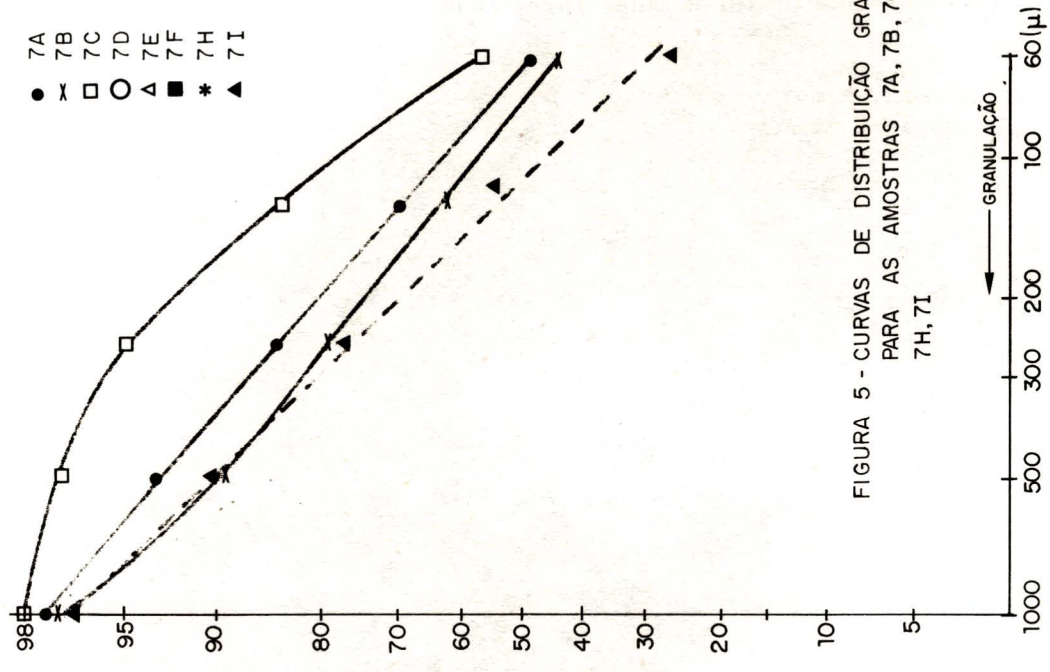
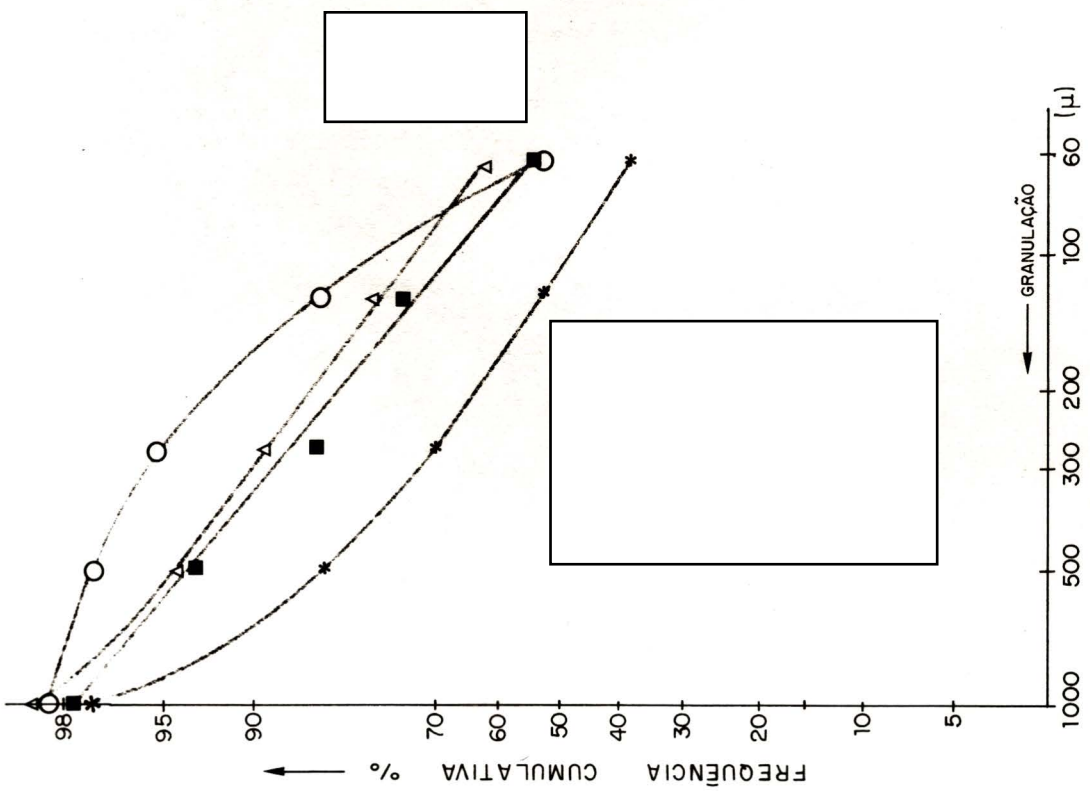


FIGURA 5 - CURVAS DE DISTRIBUICAO GRANULOMETRICA PARA AS AMOSTRAS 7A, 7B, 7C, 7D, 7E, 7F, 7H, 7I

HOST ROCK GEOCHEMISTRY AND ITS CONTRIBUTION TO THE GENETIC INTERPRETATION OF THE BOQUIRA Pb-Zn DEPOSITS, BAHIA STATE, BRAZIL

Ibson Guimarães Carvalho

Departamento de Geoquímica – IGUFBA

RESUMO

Os depósitos sulfetados de Pb-Zn-Cd-Ag de Boquira, de geometria "stratabound"-estratiforme, estão situados na área centro-sul do Estado da Bahia, cerca de 450 km a oeste da Cidade do Salvador. Os trabalhos de mineração têm sido ativos desde 1956, com uma produção acumulada de minérios primário e secundário de mais de cinco milhões de toneladas.

Os depósitos de sulfeto ocorrem em rochas metamórficas da Formação Boquira, de idade Pré-cambriana. Esta formação é dividida em três membros os quais são denominados Membro Indiviso (UM), Membro Tiros (TM) e Membro Contendas-Boquira (CBM). O UM exibe um fácies metamórfico tipo anfibolito, de grau alto a moderado, localmente com baixo grau (xisto verde) e metamorfismo retrógrado. Este membro marca o contacto transicional da Formação Boquira com o embasamento gnaiss-migmatítico denominado Complexo Gnaissico de Paramirim. O UM é composto de epidotito, xistos derivados de rochas vulcânicas, quartzitos derivados de chert, finas camadas, ou lentes, dos tipos litológicos mais abundantes e que definem as unidades CBM (formação ferrífera e calcários metamorizados) e TM (meta vulcânicas) e pequenos corpos pegmatóides que ocorrem em escala métrica, usualmente contendo quartzo, feldspato mirmequítico gráfico e schorlita. O TM é basicamente composto de riolitos, trachyrhyriotes, dacitos e trachyandesites que, topograficamente, se estendem ao longo da parte inferior da escarpa da Serra de Macaúbas. O CBM corresponde à sequência de formação ferrífera bandada (BIF) caracterizada pela presença dos fácies óxido, carbonato, silicato e sulfeto. Este último é definido por um fácies ferrífero à magnetita rico em sulfetos de Pb e Zn e corresponde às lentes de minério maciço que estão conformavelmente encaixadas no fácies silicato.

Elementos principais e traços, incluindo-se aqui 11 lantanídeos, foram determinados a partir de amostras selecionadas do CBM numa tentativa de melhor compreender a metalogênese do minério. Os resultados dessas análises são dados e discutidos no trabalho.

As evidências geoquímicas sugerem que o CBM é similar aos BIF do tipo Algoman e, é concluído, que ele foi originado em um ambiente subaquático, por atividade vulcano-exalativa relacionada ao ciclo vulcânico do desenvolvimento do sistema de "rift" aulagógeno, durante o Proterozóico Inferior.

INTRODUCTION

The Boquira Pb-Zn District is situated in the south-central area of Bahia State, about 450 km west of the city of Salvador (Fig. 1). Mine production has been active since 1956 and the cumulative ore production is over 5,0 million tons of primary (average 9,6% Pb, 2,6% Zinc) plus secondary ore (average 20% Pb). It has been the subject of study of several geologists that have searched for its genesis and evolution. In the metallogenetic aspects the following workers have emphasized the Boquira District: Cassedane (1966, 1972), Espourteille e Fleischer (1980), Carvalho (1982) e Rocha (1988).

In this paper the geochemical aspects are discussed, to test the depositional environment of the host Contendas-Boquira Member (CBM) and

the ore. The data are from chemical analyses of 18 selected samples (Tabela 1).

THE GEOLOGY OF THE BOQUIRA DISTRICT

The Boquira District is geologic- and geomorphologically defined by a narrow longitudinal belt of volcanic and volcanic-derived (including volcanoclastic) rocks which stand up as discontinuous ridges bordering the eastern flank of the Macaúbas Range, over 100 meters higher than the Paramirim Valley to the east. Ridges made up of, or enclosing, similar volcanic derived rocks are lined up west of the Paramirim River and parallel to the regional structural trend direction (Figs. 1 and 2). The geological framework is depicted by gneisses and migmatites of the Archean Paramirim Gneiss (Mg); the Lower Proterozoic (Archean?) Boquira Formation (BF) (to be detailed next); the metasedimentary rocks, mostly quartzites, of the Middle Proterozoic Santo Onofre Group, placed west and stratigraphically above the CBM; Upper Proterozoic intrusive rocks (amphibolite, gabbro-diorites and granites), and the Phanerozoic cover (mostly Quaternary alluvium, sediments and soils).

Carvalho et al. (1982) divided the Boquira Formation (BF) into three members called Undivided Member (UM), Tiros Member (TM) and Contendas-Boquira Member (CBM). The BF is a near vertical north-northwest-trending sequence which was isoclinally infolded into the gneiss-migmatitic basement (Fig. 2). The contact between the B.F. and the basement is not sharp and it is marked by transitional (high grade schists) rock types and diffused metasomatic effects. The metasomatism is caused by migmatization of the basement (mg) and its remobilized products (intrusive granites) (Carvalho et al.). As a result, the BF appears as a supracrustal series which displays different ranks of metamorphism zoned from high-grade schists (at the base) to low green-schist assemblage (saussurite-epidote-calcite-sericite) (at the top). The evidences that these rocks underwent metasomatism are (a) the frequente gradual change from one rock type to another, (b) the presence of porphyroblasts of garnet; and (c) the presence of small pegmatoid bodies, usually bearing quartz, graphic myrmekitic feldspar and schorl.

Undivided Member (UM). The UM marks the lower transitional contact of the B.F. with the Paramirim Complex. It exhibits a moderate to high-grade amphibolite facies metamorphism, with local metaphoresis and low grade facies. Carvalho (1982.b) describes the lithological composition of the UM as (a) a complex assemblage of banded and schistose materials, which in some places have a gneissic appearance making it difficult to distinguish them from the gneisses of the basement; (b) interbedded narrow lenses, or discontinuous thin beds, of the Contendas-Boquira Member and Tiros Member. Carvalho et al. (1982) suggest these lenses, or thin beds, as remnant or less altered parts of the original rocks that originated the schists, and (c) interbedded thin levels of chert-derived quartzite, epidotite and a conglomerate-like polymict material which may represent an altered polyolithologic volcanic breccia. The major types of schists (Johnson, 1962; Cassedanne e Melo, 1966; Nagell, 1970; Carvalho et al., 1982) are biotite-garnet schist, quartz-sericite-chlorite schists, banded amphibole-biotite-chlorite-quartz-magnetite (martite) schist.

Tiros Member (TM) The TM is basically made up of volcanic rocks that expose along the lower part of the deep slope of the Macaúbas Range. Carvalho et al. (1982) described rhyolites, trachyrhyolites, dacites and trachyandesites as the main rock types.

Contendas-Boquira Member (CBM). This member corresponds to a sequence of banded iron formation (BIF) and genetically related carbonate (marbles) and chert derived quartzites. The BIF is characterized by the presence of the oxide, carbonate, silicate and sulfite facies.

Oxide Facies. It presents a banded texture well marked by alternating whitish laminae of quartz and bright brown, grey, or black laminae of martitized magnetite. These bands are frequently thinner than 5 mm and display sub-banding (Photo 1). There is a gradual change of this facies into both carbonate and silicate facies and also into hematitic chert derived quartzite. Under the microscope the boundary between the bands may be sharp. The martitization is mainly observed in the zones of gradual transition into carbonate and silicate facies (Photo 2), but, in the bands with high content of quartz, and carbonate and silicate as trace component or absent, the iron-oxide mineral is hema-

tite (fine flaky specularite) without evidence of martitization. The chemical composition for major elements of specimens of this facies is given in Table 2 (samples 01, 02 and 03) and for REE is in Table 3 (samples 03 and 04).

Carbonate Facies. Carvalho et al. (1982) described this facies as a banded carbonate-rich rock (Photo 3), characterized by bands rich in carbonates (>75%) (dolomite and ferroan dolomite) alternated with bands composed of a mineral assemblage poorer in carbonate minerals (<25%) (dolomite, ferroan dolomite and ankerite) and richer in martite, magnetite, hornblende, tremolite-actinolite and cummingtonite-grunerite. Unbanded types are locally found (Contendas Farm), they have a massive texture, a greenish and grey shades of colour and is rare the occurrence of porphyroblasts of actinolite and plagioclase. Quartz occurs as a mineral that increases in content toward the direction of the oxide facies. As accessory minerals do occur chlorite, biotite-derived sericite, biotite, feldspar, tourmaline, pyrite and zircon. The chemical composition for major elements is in Table 2 (samples 05, 06 and 07) and for REE is in Table 3 (samples 07, 08, 09, 10 and 11).

Silicate Facies. Carvalho (1982b), Carvalho et al. (1982) and Rocha (1988) describe in detail this facies. The rocks of this facies are texturally banded and display the same appearance as that of the oxide and carbonate facies (Photo 4). The dark or black bands are mainly composed of magnetite with varying amounts of amphiboles. The less dark bands have variations in their mineral assemblage as follows: (a) actinolite (>60%), magnetite (>10%), pyrite (<3%); (b) pargasite (>55%), quartz (<20%), pyrite (10-20%), hornblende plus grunerite and biotite (<15%), and (c) cummingtonite-grunerite (>60%), magnetite (<30%) and subordinate (<20%) quartz, actinolite-tremolite plus hornblende and sulfides (pyrite, chalcopirite, sphalerite and galena). The chemical composition for major elements is shown in Table 2 (samples 12, 13, 14 and 15) and, for REE, in Table 3 (samples 15, 16 and 17).

Sulfide Facies. Carvalho et al. (1982) considered the silicate facies hosted sulfide ore of the Boquira BIF as equivalent to the sulfide facies found in the volcanogenic BIF of Archean Age, and they termed it of "Pb-Zn Sulfide bearing facies". Its mineral assemblage is galena, sphalerite and a gangue composed of magnetite, maghemite, amphiboles, quartz, pyrite, pyrrhotite, chalcopirite and traces of calcite-dolomite. Locally a banded texture may be observed. It is depicted by 0,5 to 1,0 cm thick bands of higher concentration of sphalerite alterned with thicker bands of almost pure galena. The primary ore chemical composition is given in Table 2. The supergene ore zone was almost entirely exploited and it was the sole type of ore produced by the district till 1963. This high grade Pb ore has a paragenesis made up of cerusite, anglesite, plumbiferous wad, pyromorphite, goethite, and, locally, some secondary zinc minerals (smithsonite and hydrozincite).

GEOCHEMICAL DISCUSSION

Algoman and Superior type iron formation are not distinguishable from each other, on the basis of their major elements chemical composition. Actually, in spite of the distinct types of depositional environment for both Lower Proterozoic (Superior type) and Archean (Algoman type) iron formations (Carvalho et al., 1982), there are no significative changes in the contents of major elements that may be used as criteria to distinguish one from each other. Carvalho et al. (1982) suggest that the lateral facies variation of the depositional environment of the BIF, whatever the type is, is a consequence of pH-Eh variations with the depth of the sea floor. The pervasive character of magnetite is related to the primitive reducing atmospheric conditions, though the content of this iron oxide mineral tends to be lower than that of hematite in the oxide facies of the Lower Proterozoic iron formation. This observation is in accordance with the change in the oxidizing conditions of the primitive atmosphere. As an example, for the Canadian deposits, Gross and McLeod (1980) estimate 8,20 and 13,00 percent, the average content of FeO for the oxide facies of, respectively, Superior I.F. and Algoman I.F. However, the content of FeO may be used as a tendency but not as a distinctive criterion.

In opposition to the major elements chemical composition, the

REE have recently been searched and more successfully used as criteria to distinguish the volcanogenic Alqoman type from the Superior type I.F. In this aspect the behaviour of Eu is a diagnostic criterion (Fryer, 1977 and 1983; Maynard, 1983).

The chondrite-normalized REE patterns for the oxide, carbonate and silicate facies of the CBM are shown in Figures 3, 4 and 5. The chondrite values were taken from Evensen et al. (1978). In all the cases Eu shows an enrichment relative to its neighbour Sm. In most of the cases this enrichment is also observed in relation to Gd, then displaying a positive peak. This behaviour is registered for the volcanogenic type of iron formation, while the patterns for Superior type display a negative peak for Eu (Fryer, 1977, 1983; Maynard, 1983).

For the Archean chemical sediments, Fryer (1977) suggests that their enrichment in Eu, compared to the coeval clastic sedimentary rocks, is resulting from the considerable proportion of Eu^{++} leached to the aqueous system. Since this is so, the Lower Proterozoic aqueous system of the depositional basin of Superior type I.F. was poorer in this element, because, at that time, the oxidizing conditions of the atmosphere made possible Eu^{++} (ionic radius = 1.17 Å) to oxidize into the less mobile Eu^{+++} (ionic radius = .95 Å).

CONCLUSIONS

Geological, tectonic and textural features, mineralogy and geochemistry have been analysed by Carvalho (1982.a, 1982.b) and Carvalho et al. (1982) to explain the origin of the ore and its host unit, i.e. the banded iron formation, of the Boquira District. The chemical analyses for REE presented in this paper support the previous idea that the ore bearing iron formation is of volcanogenic type. This conclusion is based upon the examination of the distribution patterns of chondrite-normalised REE for 10 iron formation specimens from the CBM. They show an Eu anomaly that is typical of the volcanogenic iron formation. This type of BIF occurs in the Archean greenstone terranes which are absent in the Boquira District. It suggests an aqueous depositional environment richer in Eu than that one for the Lower Proterozoic age. Carvalho (1982.a) and Carvalho et al. (1982) suggest an aulacogene tectonic system for the tectonogenesis of the Boquira District, the development of which was marked by an alkaline volcanism (TM) and an associated volcanic-exhalative process of iron formation (CBM) deposition. This process was also accountable for the Eu (REE) supply to the aqueous system. Eu^{++} was removed from the primary rocks by continental weathering and also by thermal convective cell system and, after a short aqueous solution transportation, deposited together with the others REE. The REE pattern exhibited by the oxide facies sample of number 03 (cf. Fig. 03) shows an enrichment in HREE. The location of this material (about 03 meters from the contact with the intrusive granite) and its high content in K_2O suggest that this enrichment is due to the metasomatic effect caused by the intrusive process of the granite. Compared to the values for silicate facies, the lower average contents of Eu and HREE in the carbonate facies (cf. Table 3) suggest that at least part of Eu remained in the state of Eu^{++} during the CBM deposition. In opposition, the higher content in LREE is explained by the Ca-LREE affinity since the sizes of the ionic radii of La^{+++} , Ce^{+++} , Nd^{+++} and Sm^{+++} (1.03 to .96 Å) are close to that for Ca^{++} (1.0 Å).

ACKNOWLEDGEMENTS

The work presented in this paper is part of the "Projeto Pb-Zn na Região de Boquira, Vale do Rio Paramirim, Bahia" that was supported by CNPq. (Proc. 30.1592/79). The author thanks Mrs. Zenóbia R. Menezes of the Department of Geochemistry/UFBA for major elements chemical determination on samples 03 and 15.

REFERENCES

- CARVALHO, I.G. - 1982.a - Considerações sobre o Quadro Geotectônico do Distrito de Boquira. Estado da Bahia. Anais do XXXII Cong. Bras. Geol., SBG., Salvador, V.1, 234 - 245.
- CAPVALHO, I.G. - 1982.b - Geology of the Pb-Zn Boquira District, Bahia State - Brazil. V Cong. Latinoamer. Geol., Buenos Ayres, Actas del V Cong. Latinoamer. Geol., V.2, 611 - 628.
- CAPVALHO, I.G.; ZANTOP, H. and TORQUATO, J.R.F. - 1982 - Geologic Setting and Genetic Interpretation of the Boquira Pb-Zn Deposits,, Bahia State, Brazil. Rev. Bras. Geoc., V. 12, 414 - 425.

- ASSEDANNE, J.P. - 1966 - Metallogenie du Plomb et du Zinc dans l'Etat de Bahia. Acad.Bras.Cien. Anais 38, 465 - 474.
- ASSEDANNE, J.P. - 1972 - Les Gites de Plomb et de Zinc du Brésil et leur Repartition Lineamentaire. BRGM Bull., Sect.II, 5, 1 - 31 .
- ASSEDANNE, J.P. and MELO, Z.F. - 1966 - Estudo Geológico da Mina de Boquira, Parte III. Eng.Min.Met. 44, 69 - 72.
- SPOURTEILLE, F. and FLEISCHER, R. - 1980 - A mina de Boquira. Geol.Rec. Min.Est. da Bahia, SME, Textos Básicos 3, 103 - 125.
- JENSEN, N.M.; HAMILTON, P.J. e O'NIONS, R.K. - 1978 - Rare-Earth abundance in Chondritic Meteorites. Geoch. et Cosmoch. Acta, V.42, 1199-1212.
- RYER, B.J. - 1977 - Rare Earth Evidence in Iron-Formation for Changing Pre-Cambrian Oxidation States. geochim.Cosmochim.Acta, V.41, 361-367.
- RYER, B.J. - 1983 - Rare Earth Elements in Iron-Formation. In A.F.TRENDALL and R.C.MORRIS (Eds.): Iron Formatio, Facts and Problems, Elsevier , 345 - 358.
- ROSS, G.A. and McLEOD - 1980 - A Preliminary Assessment of the Chemical Composition of Iron Formation in Canada. Can.Min., V. 18, 223 - 229.
- JOHNSON, R.F. - 1962 - Lead-Zinc Deposits of the Boquira District. State of Bahia, Brazil. USGS Bull., III0A, 31p.
- WYNARD, J.B. - 1983 - Geochemistry of Sedimentary Ore Deposits. Springer-Verlag, 305 p.
- DOCHA, G.M.F. - 1988 - Caracterização Faciológica da Formação Ferrífera de Boquira. Geol.Rec.Min.Est.da Bahia, SME, Textos Básicos (in press).
- WAGELL; R.H. - 1970 - A Formação Boquira e os Depósitos de Minério de Chumbo e Zinco em Boquira, Bahia. MME-DNPM, 4th. District (open file).

TABLE 1- RELATION OF ANALYSED SAMPLES QUOTED IN TABLES 2 AND 3

Sample	Field Number	Facies	Analyses for
01	G-B73	Oxide	Major Elements
02	G-B57	Oxide	Major Elements
03	C-76,37	Oxide (nearby granite)	Major Elements & REE
04	TB-2N	Oxide	REE
05	G-B63	Carbonate	Major Elements
06	G-B84	Carbonate	Major Elements
07	TB-1	Carbonate	Major Elements & REE
08	C-8	Carbonate plus minor quartz and amphiboles	REE
09	C-138,48	Carbonate(silicate bands)	REE
10	C-8/7	Carbonate(silicate bands)	REE
11	C-8/7B	Carbonate(silicate bands)	REE
12	G-B52	Silicate	Major Elements
13	G-B108	Silicate	Major Elements
14	G-B109	Silicate	Major Elements
15	C-127,08	Silicate	Major Elements & REE
16	TB-32/TB-6	Silicate	REE
17	TB-10(s)	Silicate	REE
18	ORE	Sulfide	Major & Traces

TABLE 2 - MAJOR ELEMENTS ANALYSES OF IRON FORMATION AND SULFIDE ORE FROM THE BOQUIRA DISTRICT

Sample	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	P ₂ O ₅	Na ₂ O	K ₂ O	MnO	LOI	S
01	40.96	0.56	0.68	0.44	52.18	2.52	0.04	0.12	0.05	0.24	0.02	0.34	<0.03
02	46.73	0.48	1.92	1.42	42.63	1.88	0.09	0.23	0.21	0.07	0.58	2.30	<0.03
03	41.50	0.50	0.70	0.80	53.00	1.90	0.05	0.16	0.10	0.47	0.22	0.60	n.d.
Average Oxide Facies	43.06	0.51	1.10	0.89	49.27	2.10	0.06	0.17	0.12	0.26	0.27	1.08	<0.03 n=2
05	27.36	1.15	28.86	4.49	5.71	3.61	0.09	0.02	0.56	0.18	0.33	27.53	0.03
06	8.88	0.14	47.86	3.50	0.22	1.13	0.04	0.01	0.03	0.01	1.14	37.22	0.03
07**	11.21	0.60	32.50	9.22	9.63***	n.d.	0.08	n.d.	0.23	0.02	n.d.	32.17	n.d.
Average Carbonate Facies	15.82	0.63	36.41	5.74	5.19	2.37	0.07	0.015 n=2	0.27	0.07	0.74 n=2	32.31	0.03 n=2
12	58.79	1.28	4.15	7.92	2.48	20.62	0.11	0.05	0.21	0.12	0.40	0.17	0.62
13	46.09	0.26	0.75	5.14	23.85	20.64	<0.04	0.24	0.07	0.03	0.29	****	<0.03
14	47.90	0.22	1.52	7.69	19.58	18.45	<0.04	0.16	0.05	0.03	0.40	****	<0.03
15	51.05	0.40	1.70	6.90	19.18	19.76	0.07	0.20	0.07	0.08	0.30	****	n.d.
Average Silicate Facies	50.96	0.54	2.03	6.91	16.27	19.87	<0.07	0.16	0.10	0.07	0.35	<0.23	<0.23 n=3
18	Pb	Zn	Cu	SiO ₂	Fe	S	CaO	MnO	CO ₂	Al ₂ O ₃	Ag		
	9.03	2.40	tr	0.34	21.10	5.65	0.50	4.40	2.05	2.10	28		

* Values given in ppm. ** Pb = 180 ppm, Zn = 186 ppm. *** Total iron as Fe₂O₃. **** The sample gained weight.

TABLE 3 - RFE ANALYSES OF OXIDE, CARBONATE AND SILICATE FACIES IRON FORMATION FROM THE CIM

ANALYSER: ICP BY GEOLAB/GEOSOL, BELO HORIZONTE, MG, BRAZIL

SAMPLE (facies)	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Er	Yb	Lu
03	3.40	3.40	1.70	0.62	0.50	2.10	4.80	0.98	3.10	2.70	0.34
04	2.10	2.60	1.80	0.46	0.17	0.48	0.33	0.05	0.17	0.16	0.02
Average (Oxide)	2.75	3.00	1.75	0.54	0.34	1.29	2.57	0.52	1.64	1.43	0.18
07	1.40	1.80	1.90	0.36	0.14	0.25	0.21	0.05	0.15	0.13	0.02
08	4.80	8.00	4.00	0.59	0.24	0.60	0.52	0.10	0.21	0.27	0.05
09	1.90	2.70	2.20	0.45	0.16	0.50	0.53	0.14	0.40	0.45	0.06
10	3.20	5.20	3.40	0.70	0.20	0.58	0.57	0.13	0.36	0.24	0.03
11	3.00	4.90	2.80	0.51	0.21	0.50	0.52	0.06	0.20	0.25	0.02
Average (Carbonate)	2.86	4.50	2.86	0.52	0.19	0.49	0.47	0.10	0.26	0.27	0.04
15	1.50	1.60	1.60	0.41	0.15	0.59	0.57	0.12	0.52	0.58	0.13
16	0.98	1.80	1.90	0.82	0.47	1.60	1.80	0.32	0.83	0.94	0.14
17	4.00	5.20	1.90	0.41	0.22	0.54	0.48	0.09	0.29	0.68	0.11
Average (Silicate)	2.16	2.87	1.80	0.55	0.28	0.91	0.95	0.18	0.55	0.73	0.13
Normaliz. Values (Evensen et al.(1978))	0.2446	0.6379	0.4738	0.1540	0.05802	0.2043	0.2541	0.05670	0.1660	0.1651	0.02539

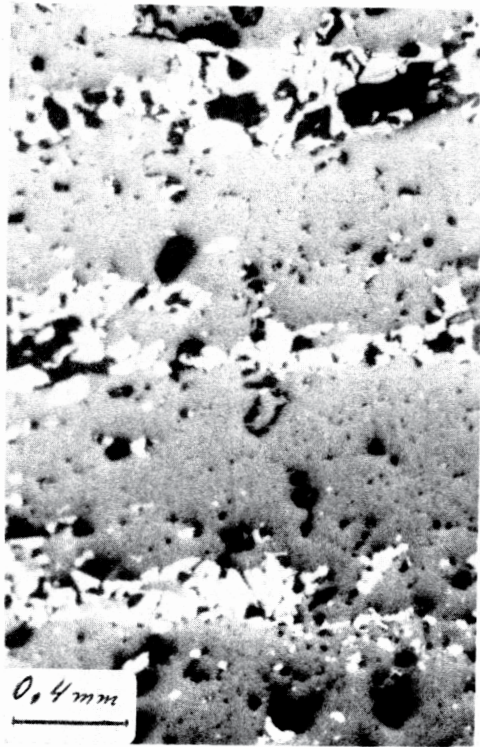


PHOTO 1 - Oxide facies. The photomicrograph shows hematitic sub-banding in a quartz rich band. Reflected plane light.

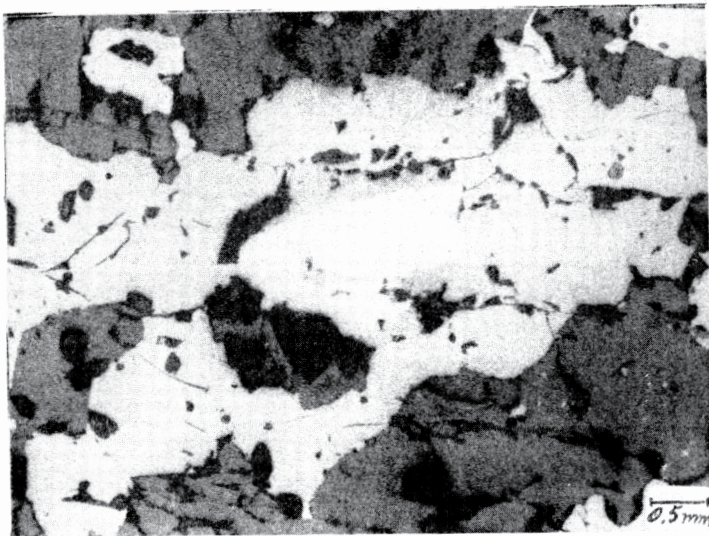


PHOTO 2 - Transitional carbonate rich oxide-silicate facies. Note in the center the replacement of magnetite by hematite (process of magnetization). Reflected plane light.



PHOTO 3 - Typical carbonate facies. Dark bands are amphiboles-rich bands.



PHOTO 4 - Typical silicate facies. Sloping-gallery of Sobrado Mine, 640 level. The diameter of the magnet in the center of the photo sized 2,2 cm.

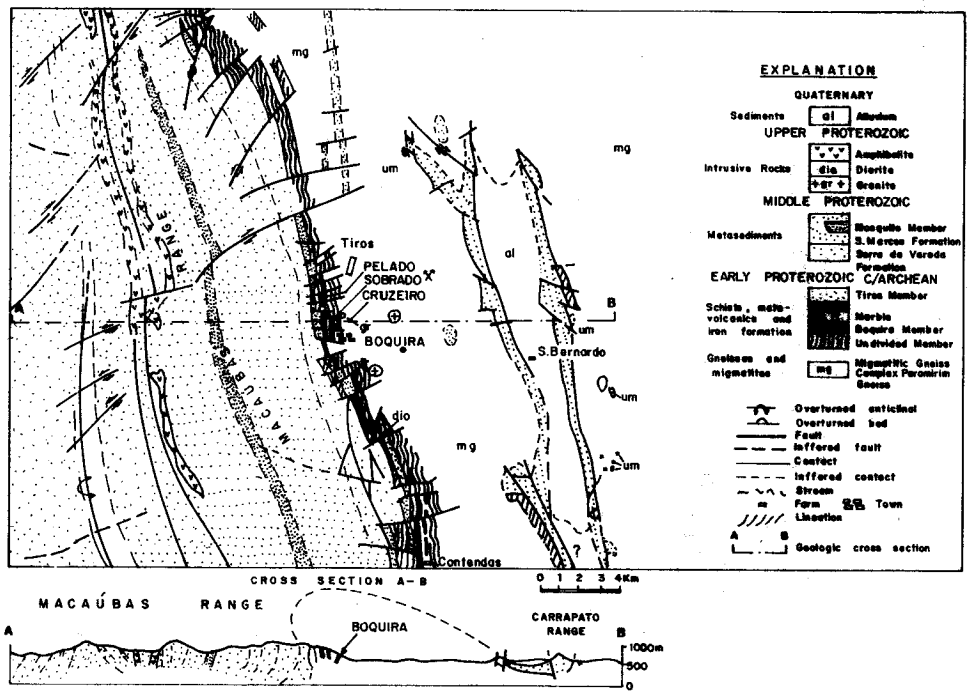
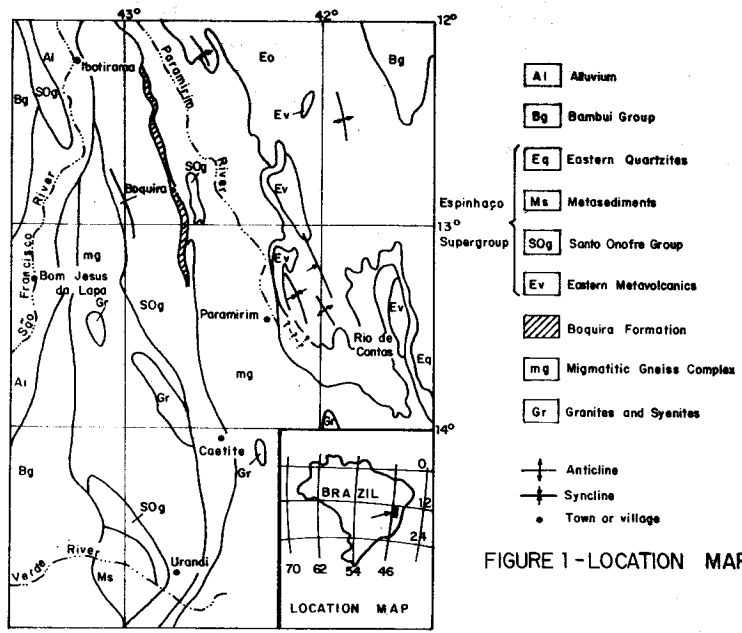


FIGURE 2- GEOLOGIC MAP OF THE BOQUIRA DISTRICT.

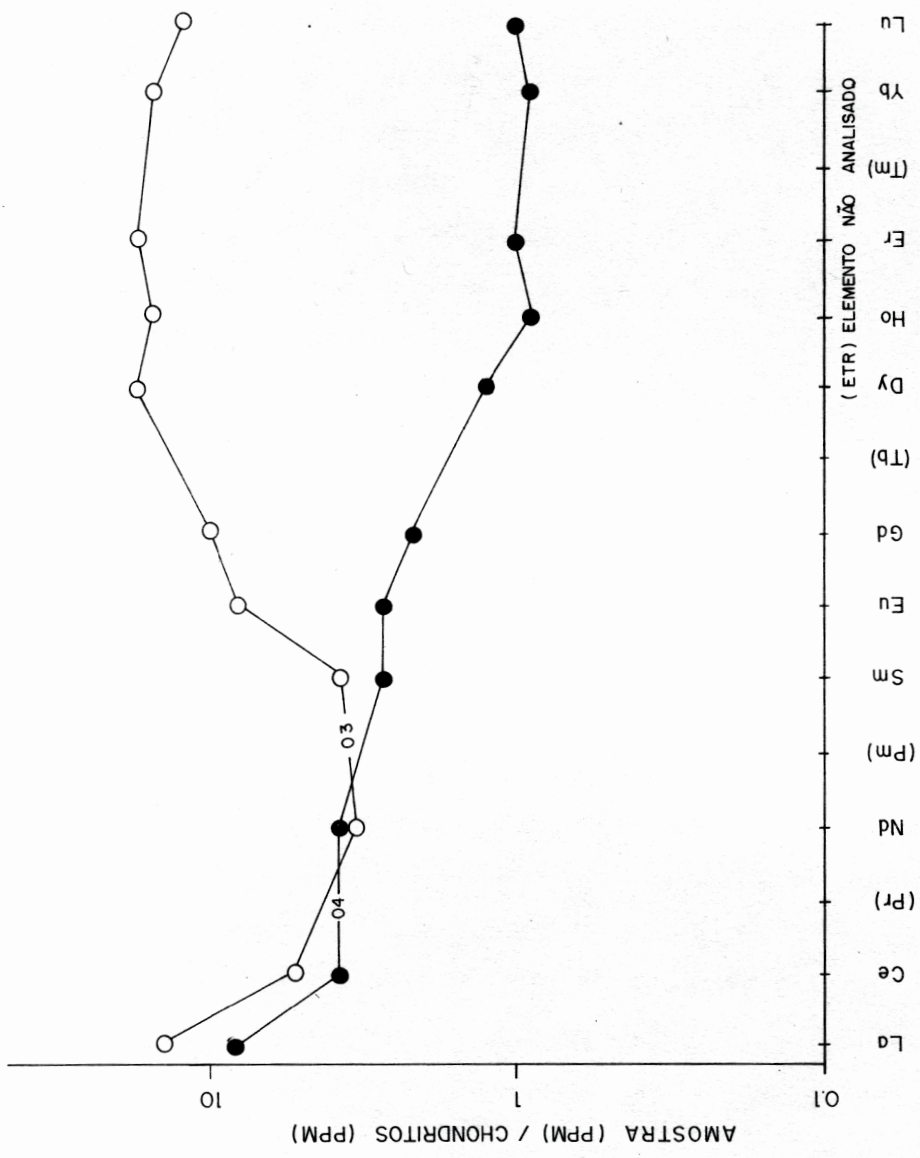


FIGURE 3 - DISTRIBUTION OF REE NORMALIZED TO CHONDRITES IN THE OXIDE FACIES IRON FORMATION OF BOQUIRA

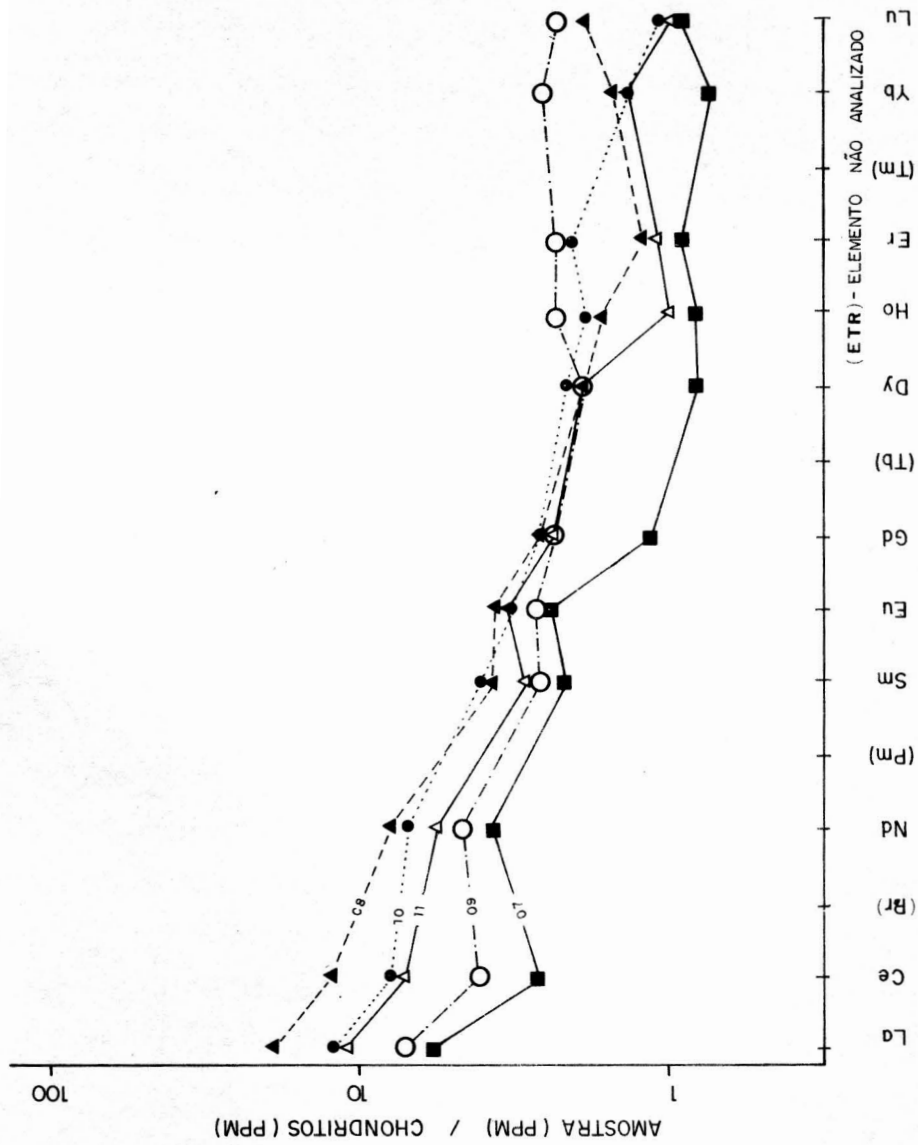


FIGURE 4 - DISTRIBUTION OF REE NORMALIZED TO CHONDRITES IN THE CARBONATE FACIES IRON FORMATION OF BOQUIRA.

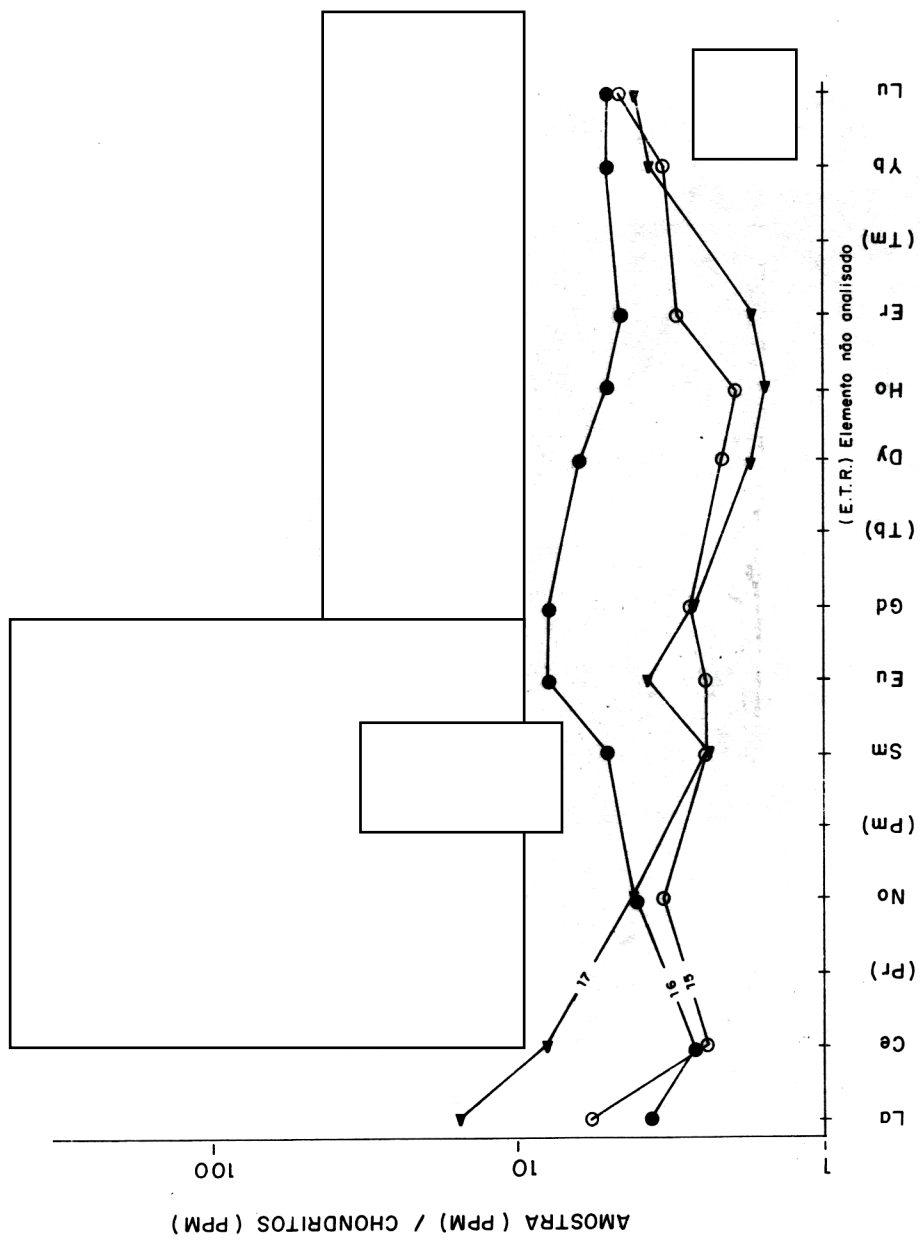


FIGURE 5 - DISTRIBUTION OF REE NORMALIZED TO CHONDRITES IN THE SILICATE FACIES IRON FORMATION OF BOQUIRA.

THE ARCHEAN AND PROTEROZOIC MOLYBDENUM MINERALIZATIONS OF THE BAHIA STATE, BRAZIL: METALLOGENETIC IMPLICATIONS

Gaston Giuliani – UnB/DG; ORSTOM, Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en coopération, France; Centre de Recherches Petrographiques et Géochimiques de Nancy, France

Paulo Cesar D'Avila Fernandés – UFBA/Instituto de Geociências/DG/CPRM

RESUMO

As ocorrências molibdeníferas de Campo Formoso-Carnaíba e Itaberaba são relacionadas a granitos peraluminosos transamazônicos e intrusivos em formações Arqueanas e/ou do Proterozóico inferior. Estas ocorrências constituem as maiores concentrações de molibdênio conhecidas no estado da Bahia. O plúton de Campo Formoso representa uma intrusão multifásica, homogênea em composição, com um facies equivalente no maciço de Carnaíba. Intensas alterações deutéricas - hidrotermais associadas a um importante enxame pegmatítico, testemunham as condições de saturação em fluido do magma parental. Ao contrário, o leucogranito de Itaberaba (maciço de Pedra d'Água) apresenta uma composição heterogênea com contatos difusos e muitos enclaves de granulitos; as alterações pós-magmáticas limitam-se a uma silicificação difusa. Estas características mostram que o granito de Pedra d'Água foi gerado por um magma pobre em água, possuindo uma fraca mobilidade e uma leve diferenciação. Enquanto as ocorrências são relacionadas a granitóides, apresentam diferenças maiores: - a molibdenita de Itaberaba encontra-se tanto em forma de manchas ou disseminações no granito como em veio de quartzo ou em zonas de silicificação difusa, sem concentração significativa; - em Campo Formoso - Carnaíba, a molibdenita localiza-se em veios pegmatíticos intragraníticos, ou em concentrações mais importantes, na zona que bordeja o granito, em veios pegmatóides esmeraldíferos intrudindo serpentinitos. No caso dos pegmatóides esmeraldíferos, é evidente que o fluor, boró e berílio estavam presentes na fase fluida associada. Estes componentes (F,B) produzem magmas residuais ricos em albita normativa mas também uma depolimerização e criação de complexos capazes de carregar elementos litofílicos como o molibdênio. Nos granitos pobres em F e B, como no caso de Itaberaba, o volume e a força mecânica da fase vapor foi pequeno, e em consequência as mineralizações são fracas e disseminadas. Por outro lado, as intensas mineralizações de Carnaíba relacionam-se a presença de um líquido residual silicatado, hidratado e alcalino, que gerou um importante volume de fase vapor, onde o F, B, Be e Mo se particionaram, responsável provavelmente por a importante fraturação do granito e do seu encaixante, a redor dos quais se desenvolveu um consequente sistema hidrotermal responsável pela deposição das mineralizações. Enriquecimentos molibdeníferos em leucossomas graníticos associados a migmatitos Arqueanos da região de Queimadas permitem discutir a origem do molibdênio.

INTRODUCTION

Precambrian shields of Brazil enclose the most important ore

deposits of this country (Beurlen and Cassedanne, 1981; Damasceno, 1982; Schobbenhaus et al., 1984). Among these mineralizations, molybdenum ore deposits are absent and most of the Brazilian occurrences of molybdenite are linked to granitoid and its associated hydrothermal alterations, calc-silicate bands-skarn type-, and metamorphosed volcano-sedimentary series. All these prospects are related to Precambrian rocks and closely associated with various episodes of granitization developed during the Transamazonian orogeny or the Brazilian cycle (Fig. 1). The single Brazilian production is related to the occurrence of Pindobaçu (Bahia State) which has produced in the period 1970 - 1986, 135 tons of Mo; this district corresponds to the famous emerald prospecting pits of Carnaíba (Moreira and Santana, 1982; Couto and Almeida, 1982, Rudowski et al., 1987 a,b).

The scope of this paper is to present the main occurrences from the Bahia State including Pindobaçu molybdenum-emerald prospecting pits related to the emplacement of a transamazonian granitoid intruding basic and ultrabasic sequences, Itaberaba prospecting field, a typical orthomagmatic mineralization and finally, the molybdenum ore associated to leucosome veins occurring in Queimadas migmatites. The description of these different types of mineralization will allow us to approach the conditions of concentration and deposition of molybdenite apparently prevailing along processes of differentiation, segregation and crystallisation within magmas and its associated hydrothermal system. Therefore, this should contribute to the understanding of the mechanism of ore formation and to the establishment of hypothesis about its origin.

THE CAMPO FORMOSO AND PINDOBAÇU MINING DISTRICTS: THE PROSPECTING PITS OF SOCOTÓ AND CARNAÍBA

The Proterozoic granite massifs of Campo Formoso and Carnaíba intruded at 1.9 G.Y in the volcano-sedimentary terranes of the Serra da Jacobina and the gneissic-migmatitic Archean basement (fig. 2).

The Campo Formoso granitoid complex presents an elliptic form and a concentric structure formed by a peripheric coarse-grained two-mica granite (γ1) and a central fined-grained to porphyritic two-mica granite (γ2). The Carnaíba massif occurs in an antiform structure developed in the intercalated quartzites and ultramafic rocks from the Serra de Jacobina, and it forms a subcircular pluton. Petrographic descriptions of these granites have previously been given by Rudowski et al. (1987 a,b) and show the similarity between the γ2 Campo Formoso facies and the Carnaíba granite.

These two granitic massifs are characterized by the presence of Be, Mo, W mineralizations, occurring in the emerald prospecting pits of Socotó and Carnaíba. The emerald and green beryl mineralization is contained in fluor-rich phlogopitites resulting from metasomatic transformation developed in ultrabasic rocks from plagioclasic (albite, oligoclase), quartz ± plagioclase, tourmaline ± plagioclase, quartz-veins. Locally, intercalated tremolitic and talcose formations are found sometimes with disseminated scheelite mineralization.

In the Socotó prospecting field (Fig. 2a), the occurrences of serpentinites are observed as imbricated structures in the gneissic Archean basement. The ultrabasic horizon, oriented N150-180°, dipping 50 to 80° to the northeast, presents an extension of 2.5 Km and a width of 0.5 Km. In this area, facies equivalent of Campo Formoso granitic complex are not found. The molybdenite mineralization is occasional and it is often encountered in phlogopitites from the deepest levels of the mining district (Momona prospecting pit). Rare crystals of molybdenite

(0.5 cm long), pyrite and chalcopyrite can be also observed in aplopegmatitic veins from the 2 Campo Formoso granite, along with garnet, potash feldspar, muscovite, biotite and quartz.

The Pindobaçu mining district is developed around the Carnaíba granite with its famous emerald prospecting pits. The emerald bearing rocks are similar to those of Socotó but the district appears more complex and interesting.

The mining district is divided into two main subareas (Fig. 2b): the prospecting pits of Carnaíba de Cima (Trecho Velho, Trecho Novo, Trecho da Bica and Trecho da Cabra), situated at 1.000 m above sea level, and those of Carnaíba de Baixo, located at an altitude of 550 to 600 m (developed in roof pendants in the granite: Bode, Gavião, Lagarta prospecting pits, or in country rock terranes around the granite: Marota, Braúlia and Formiga prospecting pits). The emerald mineralization is encountered mainly in plagioclase, quartz-plagioclase or quartz veins crosscutting the ultrabasic formations, oriented N50 to 95° and dipping 40° to 80° to North-Northeast. Two kinds of veins are distinguished by the prospectors: the fracture veins called "frincha" and contact veins "esteira". The second one corresponds to the mineralization developed at the contact zone between quartzite and the intercalated serpentinites (Trecho novo, Bica and Cabra), and it assumes the main production of the Pindobaçu emerald deposit.

Five different types of molybdenite mineralizations occur in the Pindobaçu district: - disseminations (crystals up to 2 cm) in joints of aplopegmatite related to the Carnaíba granite along with yellow beryl and sulphides (Bode Prospecting pit). - intense mineralizations (crystals up to 1 cm long) in plagioclase-rich dykes (Marota prospecting pit) - molybdenite-bearing quartz veins associated with yellow beryl, fluoroapatite, muscovite (Braúlia). - molybdenite emerald bearing quartz veins enriched in plagioclase (Trecho Velho). It characterizes the so called "frincha" i. e fracture veins, which can be vertical with an average width of 0.5m.

In this case, no lithological control as in the "esteira" vein can be allowed. The emerald is of good quality but the molybdenite (crystals up to 2 cm) is more abundant. This type of vein is also called by the prospectors "veio de estanho" i.e "tin vein" (in relation with the metallic aspect of molybdenite recording tin). - molybdenite-tourmaline-plagioclastic vein (Marota, Braúlia) or molybdenite-plagioclase-pale green beryl vein (Marota, Bode), (Photo 1).

In all cases, molybdenite mineralization can occur in the phlogopitite rock related to its adjacent vein (Photo 2).

The molybdenite mineralization is always associated to a fracture vein type but rarely with the contact vein type. At the scale of the district, a vertical repartition of the mineralization is observed with a notably enrichment of molybdenite and quartz near to the granite (Marota, Braúlia, Bode, Trecho Velho) and a decrease in the quantity and quality of emerald. Marota prospecting pit is an illustrative example: the emerald production is insignificant and the pits are the deepest in the area (80-100m). They show the presence of numerous fine to coarse-grained plagioclastic veins with important molybdenite disseminations. Sometimes, millimetric to centimetric molybdenite veins constitute rich ore zones.

A dressing unit for the recovery of molybdenite was built in Marota by the Electrometal Aços finos Company. A flotation cell with a capacity of 200 Kg/hour assumes a maximum production of 1.5 tons/month of concentrate (Danese, 1987). For instance, there is no molybdenum exploitation and the molybdenite is brought by the prospectors (1U.\$\$/Kg of molybdenite, november, 1987); no exploration program for molybdenite

is planned but Pindobaçu mining district assumes the total molybdenum Brazilian production.

THE ITABERABA PROSPECTING FIELD

The region around Itaberaba city is located on the limit between the Archean granulitic Jequié cratonic nucleus and the Transamazonian Salvador-Juazeiro Mobile belt. The transition between these two tectonic domains is marked by changes in the lithology and structural trends, and by the effects in the early Proterozoic, of an intensive granitization to which the molybdenite occurrences are related.

The largest granitic bodies are the Pedra d'Água and Itaberaba massifs, along with other minor intrusions (fig. 3). Host rocks include to the East, an assemblage of gneisses, leptynites, mafic-ultramafic rocks and granulites strongly affected by anatexis, and, to the South and West, areas of locally migmatized granulites and charnockites. Small lenses of biotite-garnet-cordierite-green spinel-sillimanite gneiss can be found, as well as diatexic bodies. The region suffered at least three deformational events (Fernandes and Sabaté, 1987), the last one (reported as Fn+1) being responsible for the N-S to NNE-SSW folds and associated axial plane gneissic banding.

Four molybdenite occurrences have been recognized (Fig. 3). Three of them are linked to minor aplite-pegmatitic bodies intruding either in granulites or in the Itaberaba massif. The most expressive molybdenite prospect is located in the Pedra d'Água massif.

The Pedra d'Água massif is a small elliptical body of hololeucocratic medium-grained granite. It contains quartz, sodic oligoclase, mesoperthitic zoned orthoclase partially replaced by microcline, accessory biotite and garnet, remnants of orthopyroxene, biotite and brown oxides. Accessory minerals include zircon, apatite, allanite, magnetite and pyrite.

This granitic massif is intruded in a partly concordant fashion in granulites and granulitic metatexites, and its magmatic preferred orientation, which is defined by alignments of quartz, feldspars and mafics, has been folded still under magmatic conditions during the Fn+1 deformation. Metric to centimetric schlieren, enclaves and nodules of biotite-granulites and garnet-cordierite-sillimanite-green spinel gneisses are common and locally the proportion of this material is high, so that the granite takes a migmatitic appearance especially at the southwestern border.

Molybdenite mineralization was first reported by Seixas et al (1975). It occupies a maximum area of 0.2 Km², to the East of Pedra d'Água farm (fig. 3). Ore enrichment occurs in granite, granulitic and kinzigitic schlieren and nodules, and finally, in quartz veins.

- In the granite, quartz-molybdenite enrichment is observed as millimetric to centimetric-sized diffuse disseminations elongated parallel to the magmatic preferred orientation. Non-metallic minerals are biotite and garnet.
- Centimetric to metric nodules, schlieren and enclaves of biotite, granulites and kinzigites contain also small molybdenite crystals located mainly in biotite-rich bands, or in marginal quartz-garnet pockets or envelopes.
- Quartz veins vary in thickness from a few millimeters to 8 cm, with length up to 1.5 m. Most of the veins are concordant to the N30-N50° trend of the syn-Fn+1 magmatic orientation. Some of them show boudinage or close folds whose axial planes are also concordant. Vein trends vary, from N10-N120° (Fig. 3), thin veins lying at low angle to

the F_{n+1} direction show clear evidence of transposition at the crystal scale. In this case, the general trend of the vein is preserved; it gets discontinuous and individual crystals get parallel to the granite flow structure. Mineral paragenesis in the veins include quartz, molybdenite and minor biotite (Photo 3). Although K-feldspar is not present inside the veins, it can occur at their borders as coarse crystals. Dynamite shots which exposed unweathered rock down to 20 cm allowed Barros (1979) to estimate reserves of 0.17% of molybdenite.

Three other molybdenite occurrences can be reported from the Itaberaba region (Fig. 3): at 2.5 km SSE From the Pedra d'Água farm, in the Fazenda Lagedinho and finally on the Piranhas River. Occurrences II and III (Fig. 3) correspond to molybdenite-bearing coarse-grained granite dykes concordant within the metatextitic granulites; occurrence IV (Fig. 4) consists of a centimetric aplopegmatoid body intruding the porphyroid Itaberaba granite.

THE QUEIMADAS MOLYBDENITE-BEARING MIGMATITE

This migmatite belongs to the Archean basement and specially to the Serrinha craton which was rejuvenated during the Transamazonic Cycle (Fig. 1).

The migmatite exhibits a gneissic texture, foliated along a $N-N15^{\circ}$ direction and dipping $75-80^{\circ}W$. the mineralogical composition is quartz, feldspar, biotite, opaques. Granitic pink mobilizates are found as concordant vein or as discordant fine-grained mobilizate veins, or filling open sigmoid fractures (Sabaté et al., 1987).

The concordant mobilizates exhibit a coarse pegmatoid texture composed of quartz, plagioclase, K-feldspar, magnetite and sometimes bordered by biotite accumulations. The presence of molybdenite, previously recorded by Sabaté et al. (1987), is not constant for all the veins. The mineralization in one vein consists of regular disseminated flakes of molybdenite (3 to 5 mm) without other sulphides (Photo 4).

We can also note the development of a late fracturing event crosscutting the migmatites and the mobilizates, and characterized by a chalcopyrite quartz infilling. The molybdenite-bearing mobilizate veins are not deformed and they constitute at the moment, a unique molybdenum Archean mineralization in Bahia.

DISCUSSION AND CONCLUSION

The Campo Formoso - Carnaíba and Itaberaba molybdenum occurrences are associated with Proterozoic peraluminous granites intrusive in migmatitic to granulitic Archean formations and they constitute the major concentrations of molybdenum known in Bahia. The Campo formoso pluton is homogeneous in composition and does not present basic enclaves or material of its original source. It represents a multiphase intrusion where the magmatic differentiation induced a regular variation in time of its composition with equivalent facies found in Carnaíba granite. These leucogranites are affected by intense deuteric-hydrothermal alterations and by the emission of a dyke swarm of pegmatites, testifying of the saturated fluid conditions of their parent magma.

On the other hand, the Itaberaba leucogranite presents an heterogeneous composition, diffuse contacts and métric enclaves or septas of the granulitic rocks and also of the restite minerals. No magmatic differentiation is observed and tardi-magmatic phenomena are limited to a diffuse silicification. These features show that this

muscovite-free leucogranite was generated by H₂O-poor magma, possessing a weak mobility and unable to differentiate.

Although the ore deposits are related to granitoids, there exist major differences: the Pedra d'Água molybdenite is found as specks and disseminations in the granite, as well as in quartz vein or associated to diffuse silicification; this indicates that deposition of molybdenite began during the magmatic until late magmatic stages but without major concentration. In Campo Formoso and Carnaíba, molybdenite is found seldomly in pegmatitic veins of the granites, meanwhile, the economically most important type deposit is related to green-beryl pegmatoid veins, corresponding to desilicated pegmatites (Giuliani and Couto, 1988) intruding serpentinite formations, as well as muscovite quartz veins (exocontact molybdenite concentrations). Carnaíba molybdenite district forms a very uncommon deposit because it is directly associated to emerald mineralization. In the case of the pegmatites involved in emerald formation, it is clear that fluorine, boron plus beryllium were present in the associated fluid. Such components are generally encountered with chemically specialised Sn-W-Mo granites (Tischendorf, 1977). Effects of such components as F and B will produce at the magmatic stage residual magmas rich in normative albite with both a depression of solidus and liquidus temperature (Pichavant and Manning, 1984; Manning and Pichavant, 1987).

In consequence, melt viscosity decreases, diffusion rate increases and a reorganisation of the chemical crystallography of the melt components promotes a depolymerisation and creation of complexes species in the melt (Manning, 1981); Such F, B and Be-Cl complexes will be favourable for the transport of lithophile elements as Mo and W which are intimately associated with emerald mineralization.

The importance and the timing of the vapour phase during vapour generation may be essential in the precipitation of massive economic mineralization. Thus, the water content of the magma appears critical for vapour phase formation and exolution. In the F, B, water-poor Itaberaba granite, the volume and the mechanical strenght of the vapour phase is small and in consequence the Mo mineralizations appear as in miaroles, small veinlets and disseminated in the host granite. On the other hand, Carnaíba mineralizations express the presence of a hydrous alkalic silicic melt which generated an important volume of vapour phase where F, B, Be, Mo have been partitioned, responsible probably for the important fracturation in the granite and its surroundings, provoking the development of a huge hydrothermal convective system around the granite (Giuliani and Couto, 1988) and Be, Mo and W mineralization deposition. Furthermore, the intense Carnaíba mineralizations and its associated stockwork lead us to consider that the vapour phase has evolved early in the magma history.

The origin of Mo in the magma remains a question of academic interest and a source of controversial debate as in the case of the Colorado Mineral Belt (Wallace et al., 1978; Routhier, 1980; Lehmann, 1987). In addition to the Proterozoic molybdenum occurrences of Bahia, molybdenite also occurs in leucosomes resulting from the injection of granitic material into Archean migmatites as in Queimadas. This type of enrichment let us to consider that Mo can be pre-concentrated in the Archean crust and reactivated during the formation of granitic melts. These melts according to Collerson and Fryer (1978) would be enriched in volatiles (CO₂, F, Cl and SO₂) and able to form soluble complexes with incompatible elements in the source as heavy REE, U, Th and also Mo. In conclusion, a geochemical heritage in the sense of Archean rocks pre-enriched in molybdenum is advanced and, appears of first importance in the geration of these Proterozoic leucogranites of Bahia.

Following this possibility, the granitoids can have a Mo specialization. The acquisition of this metallogenetic potential will depend on several factors as mainly the degree of partial melting of the source rocks i. e degree of stability of the metal-halogen bearing minerals.

Additional and further geochemical data on the metal and halogen content of these leucogranites and associated Archean rocks will allow us to confirm the existence of a regional molybdenum anomaly, but also to follow the different magmatic evolution history and the different degree of partial melting of the source rocks, implicated in the formation of Campo Formoso - Carnaíba and Itaberaba leucogranites.

ACKNOWLEDGMENTS

Support for the preparation of this paper was provided by the project "Granitoides da Bahia" research grants, convention FINEP/UF Bahia nº 4.2.86.0344.00 on the responsibility of P. SABATÉ (ORSTOM/UFBa). Some of the data are part of a "Mestrado" Thesis prepared by P.C.A. FERNANDÉS, who also thanks C.P.R.M. for additional support. Thanks to Dr. O.H. LEONARDOS (University of Brasília) for english corrections, and to E.S. Neiva for drawings.

BIBLIOGRAPHY

- BARROS, M.I.P. - 1979 - Relatório de pesquisa para molibdênio. Área da Serra Grande, Itaberaba, Bahia. Unpublished report, DNPM. Salvador.
- BEURLEN, H. and CASSEDANNE, J.P. - 1981 - The Brazilian mineral resources. *Earth Science Rev.*, 17, p. 177-206.
- COLLERSON, K.D. and FRYER, B.J. - 1978 - The role of fluids in the formation and subsequent development of early continental crust. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 67, p. 151-167.
- COUTO, P. and ALMEIDA, J.T. - 1982 - Geologia e mineralizações na área do Garimpo de Carnaíba (Bahia). *Anais do XXXII Congresso Brasileiro de Geologia, Bahia, V.3, p.850-861.*
- DAMASCENO, E.C. - 1982 - Archean and early Proterozoic mineral deposits in Brazil. *Rev. Brasileira de Geociências*. 12(1.3), p. 426-436.
- DANESE, P.T. - 1987 - Rational recovery of molybdenite in carnaíba - Bahia, Brazil. Unpublished paper realized for the Int. Symp. Granites and Associated Mineralizations. Excursion nº 4, 3p.
- FERNANDÉS, P.C.A. and SABATÉ, P. - 1987 - Condicionamento estrutural das intrusões proterozóicas a molibdenita de Itaberaba e Pedra d'Água (Bahia, Brasil). I Simp. Nacional de Estudos Tectônicos. Salvador, Resumo.
- GIULIANI, G. and COUTO, P. - 1988 - Emerald deposits of Brazil and its genetic link with infiltrational metasomatic processes. Int. Conference on "Geochemical evolution of the continental crust". Poços de Caldas, July, Extended Abstract.
- LEHMANN, B. - 1987 - Molybdenum distribution in Precambrian rocks of the Colorado Mineral Belt. *Min. Deposita*, 22, p.47-52.
- MANNING, D.A.C. - 1981 - The effect of fluorine on liquidus phase relationships in the system Qz-Ab-Or with excess water at 1 Kb. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 76, p.206-215.
- MANNING, D.A.C. and PICHAVANT, M. - 1987 - Volatiles and their bearing on the behaviour of metals in granitic systems. *C.I.M. Spec. Vol. 39.*
- MOREIRA, M.D. and SANTANA, A.J. - 1982 - O garimpo de Carnaíba - geologia e perspectivas. *Anais do XXXII Congresso Brasileiro de Geologia, Bahia, v.3, p.862-874.*
- PICHAVANT, M. and MANNING, D.A.C. - 1984 - Petrogenesis of tourmaline

- granites and topaz granites; the contribution of experimental data. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 35, p.31-50.
- ROUTHIER, P. - 1980 - Où sont les métaux pour l'avenir? Les provinces métalliques. *Essai de métallogénie globale. Mém. B.R.G.M.*, 105, 410p.
- RUDOWSKI, L., GIULIANI, G. and SABATÉ, P. - 1987 a - The proterozoic granite massifs of Campo Formoso and Carnaíba (Bahia, Brazil) and their Be, Mo, W mineralizations. *Int. Symp. Granites and Associated Mineralizations. Extended Abstracts*. p.253-257, Salvador, Bahia.
- RUDOWSKI, L., GIULIANI, G. and SABATÉ, P. - 1987 b - Les phlogopitites à émeraude au voisinage des granites de Campo Formoso et Carnaíba (Bahia, Brésil): un exemple de minéralisation, protérozoïque à Be, Mo et W dans des ultrabasites métasomatisées. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t.304, Série II, n° 18, p.1129-1134.
- SÁ, J.H.S. - 1983 - *Mapa metalogenético do estado da Bahia*. SME. Salvador, Bahia, 61p.
- SABATÉ, P., Mc REATH, I. and GIULIANI, G. - 1987 - Plutonic association of North-East Bahia. *Int. Symp. Granites and Associated Mineralizations. Excursion n° 4*, p.91-122.
- SCHOBENHAUS, C., CAMPOS, D. de A., DERZE, G.R. and ASMUS, H. - 1984 - *Geologia do Brasil*. DNPM, 501 p.
- SEIXAS, S.R.M. - 1975 - *Projeto Bahia II: Relatório final, Geologia das folhas de Itaberaba e Serrinha*. Salvador, DNPM/CPRM.
- TISCHENDORF, G. - 1977 - Geochemical and petrographic characteristics of silicic magmatic rocks associated with rare-element mineralization. *M.A.W.A.M.*, vol. 2, p.41-96.
- WALLACE, S.R., MACKENZIE, W.B., BLAIR, R.G. and MUNCASTER, N.K. - 1978 - *Geology of the Urad and Henderson molybdenite deposits, clear creek Country, Colorado, with a section on a comparison of these deposits with those at climax, Colorado*. *Econ. Geol.*, 73, p. 325-368.

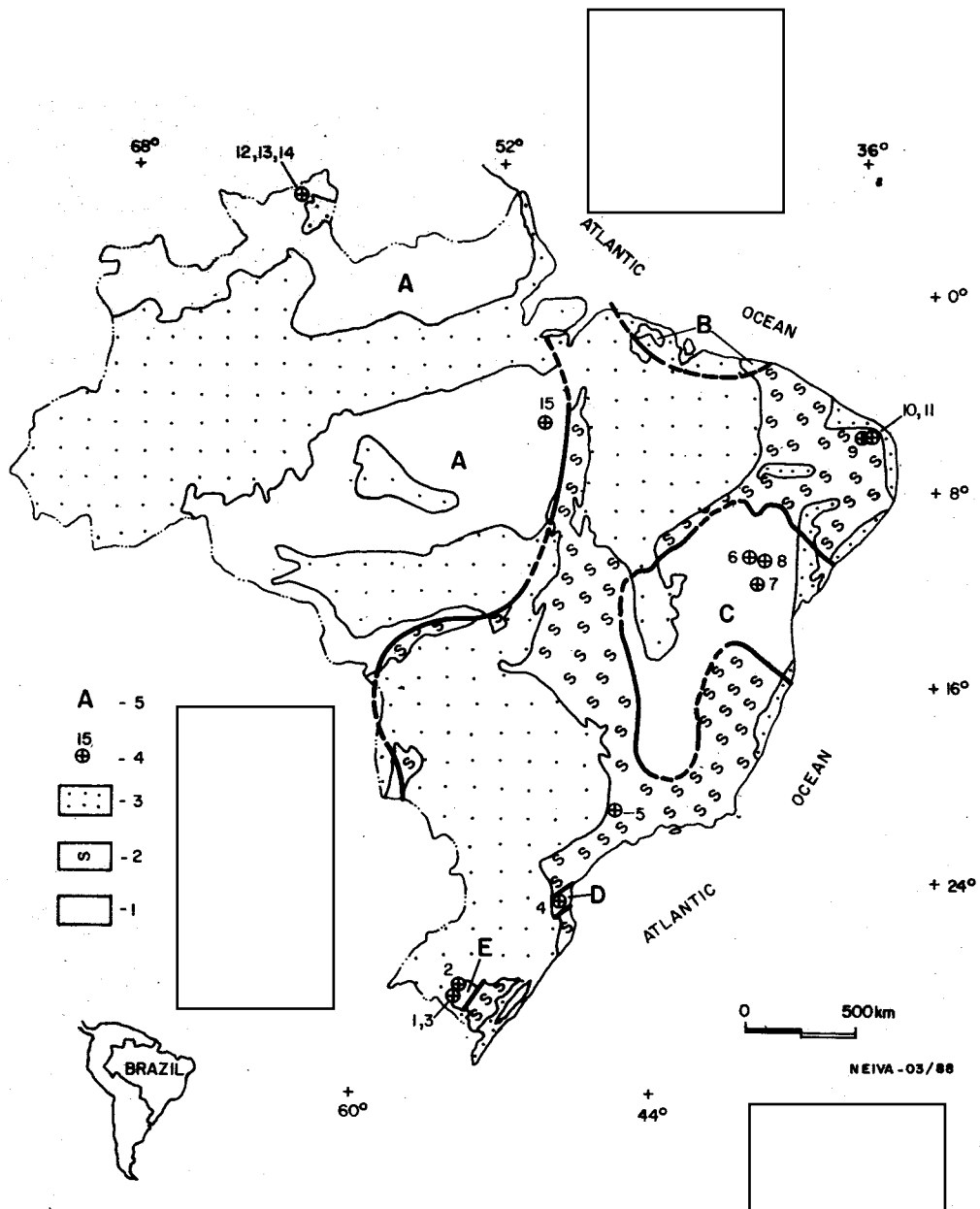
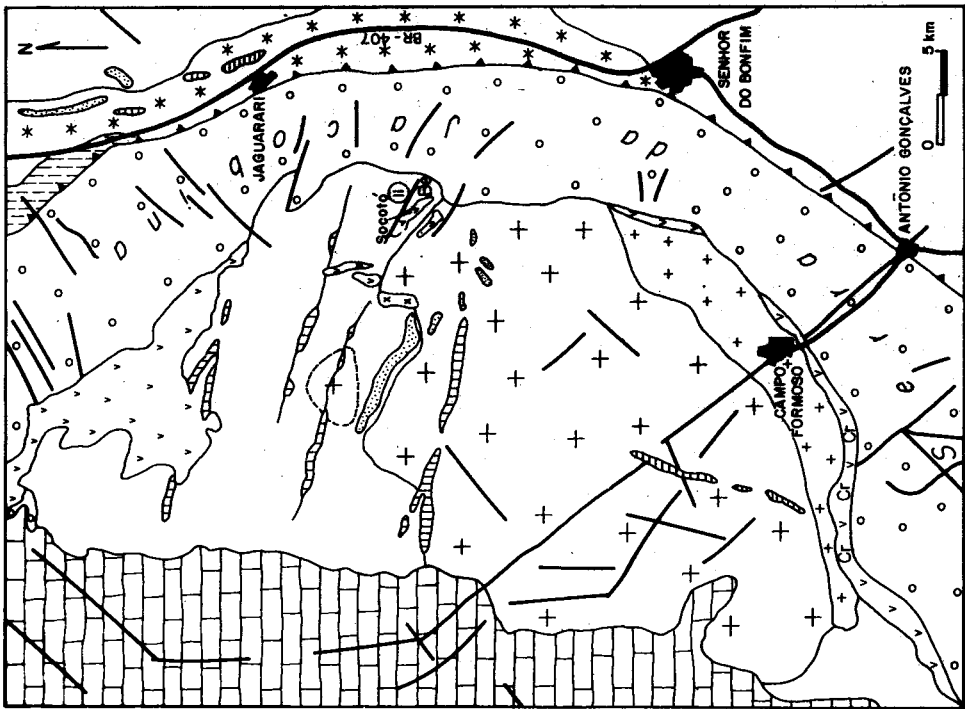


Figure 1 : The Brazilian shield with the localization of the main occurrences of molybdenum. 1 : Pré-Brasiliano cratons; 2 : Brasiliano cycle-fold belts; 3 : Phanerozoic covers; 4 : molybdenum occurrences with : 1 - Lavras do Sul, Saibro (RS); 2 - São Gabriel, Mina da Palma, Passo do Iro (RS); 3 - Lavras do Sul (RS); 4 - Ilheta, Morro do Báu (SC); 5 - Poços de Caldas (MG); 6 - Pindobaçu, Carnaíba (BA); 7 - Itaberaba, Pedra d'Água (BA); 8 - Queimadas (BA); 9 - Frei Martinho, Jeriço Sousa (RN); 10 - Pedra lavrada (RN); 11 - Currais Novos (RN); 12 - Boa Vista, Serra Guariba (RR); 13 - Boa Vista, Serra do Mel (RR); 14 - Boa Vista, Serra do Banco, Fazenda Morenhha (RR); 15 - Serra dos Carajas, Salobo (PA). STATES : RS - Rio Grande do Sul; SC - Santa Catarina; MG - Minas Gerais; BA - Bahia; RN - Rio Grande do Norte; RR - Roraima territory; PA - Pará; S : the different Pré-Brasiliano cratons with : A - Amazonic; B - São Luís; C - São Francisco; D - Luís Álvares; E - Rio de la Plata. Data synthetized from Damasceno (1982); Sá (1983); Schobbenhaus et al. (1984); Sabaté et al. (1987).



2a



Figure 2 : Geologic sketch maps of the Campo Formoso (2a) and Pindobaçu (2b) mining districts. 1- carbonated Proterozoic cover; 2- Jaguarari granite; 3- Carnaíba leucogranite; 4- two-mica coarse-grained Campo Formoso

Figure 2 : Geologic sketch maps of the Campo Formoso (2a) and Pindobaçu (2b) mining districts. 1- carbonated Proterozoic cover; 2- Jaguarari granitoid; 3 - Carnaíba leucogranite; 4- two-mica porphyroid to fine-grained Campo Formoso leucogranite; 5- two-mica coarse-grained Campo Formoso leucogranite; 6- Formoso leucogranite; 7- chlorite schist phyllites; 7- volcaniclastic formations of the Serra de Jacobina; 8- serpentinites; 9- Archean gneisses; 10- silicified zones; 11- thrust fault; 12- faults; 13- roads; 14- prospecting pits : 1 : Bica, 2 : Lagarta, 3 : Gavião, 4 : Formiga, 5 : Braúlla, 6 : Marota, 7 : Trecho Velho, 8 : Trecho novo, 9 : Bica, 10 : Cabra, 11 : Secotó; 15- Be : green beryl-emerald, Cr : Chromite, Mo : molybdenite.

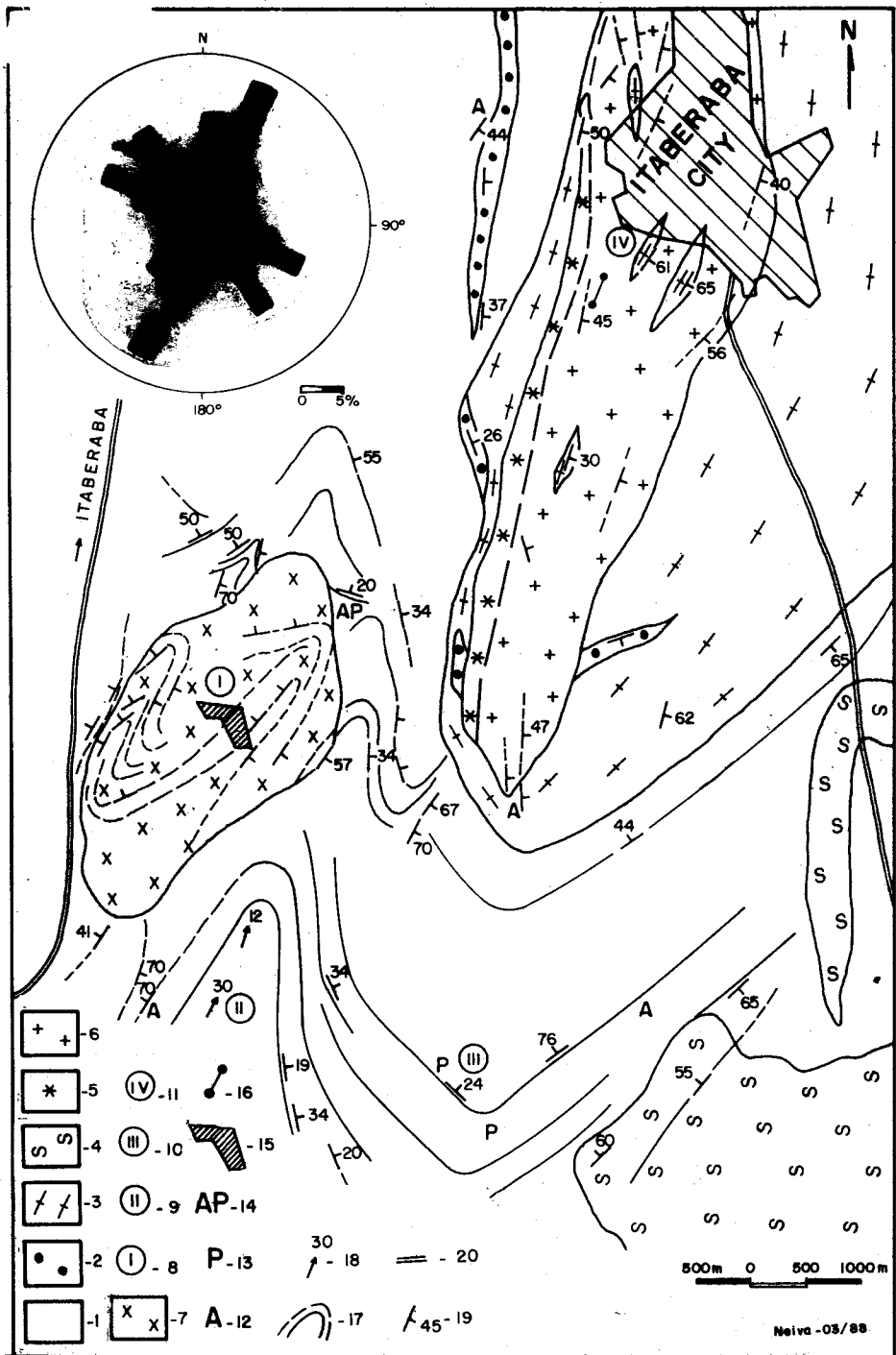


Figure 3 : Geological sketch map of Itaberaba region with the Pedra d'Água leucogranite and its main molybdenum occurrences. 1-granulites, charnockites and metatextitic granulites; 2-kinzigites; 3-migmatites, leptinites and biotite-granulites; 4- diatexites; 5- fine-grained facies of Itaberaba granitic massif; Molybdenite occurrences : 6: Fazenda Pedra d'Água; 7: Fazenda Pedra d'Água Sul; 8: Fazenda Lagedinho; 9: Rio Piranhas; 10: aplitic body; 11: pegmatitic body; 12: aplopegmatitic body; 13: mineralized area of Fazenda Pedra d'Água; 14: aplopegmatitic dykes; 15-structure planes; 16-lineation; 17-attitude; 18-road. In the left hand of the drawing, distribution of the quartz vein trends from the Pedra d'Água leucogranite.

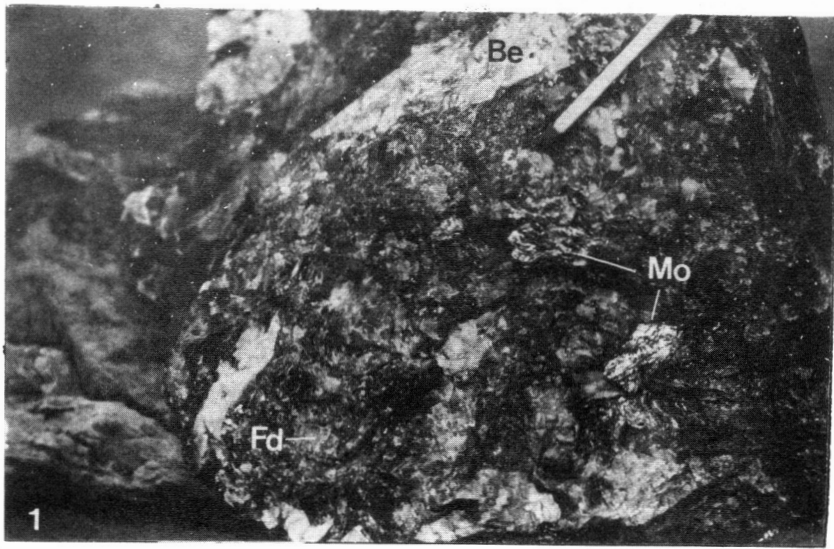


Photo 1: Typical paragenesis of a molybdenite pegmatoid vein. Mo : molybdenite; Fd : albite-oligoclase feldspar; Be : pale green beryl (Be). Marota prospecting pits - Carnaíba de Baixo mining district -

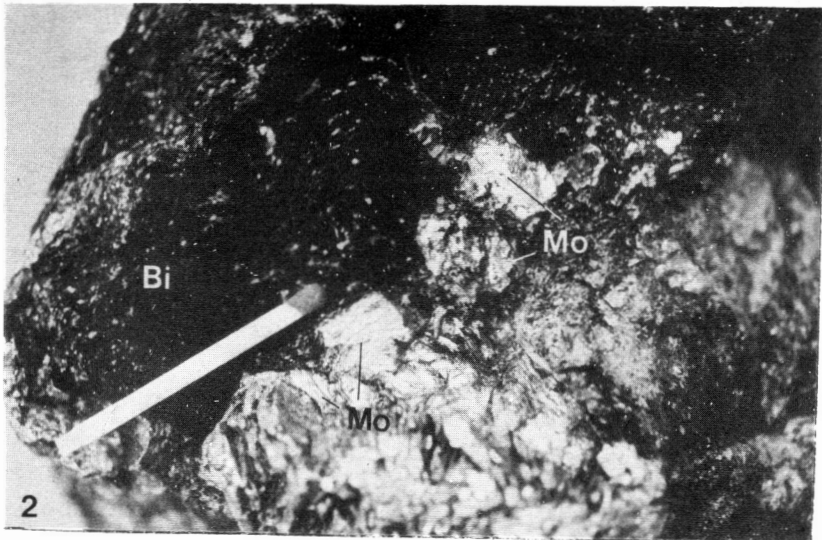


Photo 2 : Crystals of molybdenite (Mo) associated to a phlogopitite zone (Bi) adjacent to a plagioclase vein. Marota prospecting pits - Carnaíba de Baixo mining district -

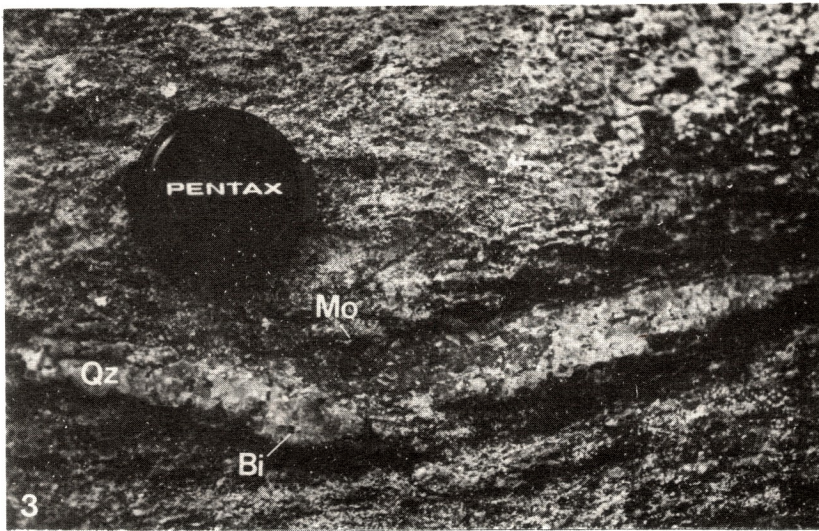


Photo 3 : Aspect of a molybdenite-bearing veinlet of Pedra d'Água leucogranite. The molybdenite (Mo) crystallized on the border of the veinlet composed of quartz (Qz) and biotite (Bi). Fazenda Pedra d'Água mineralized area.

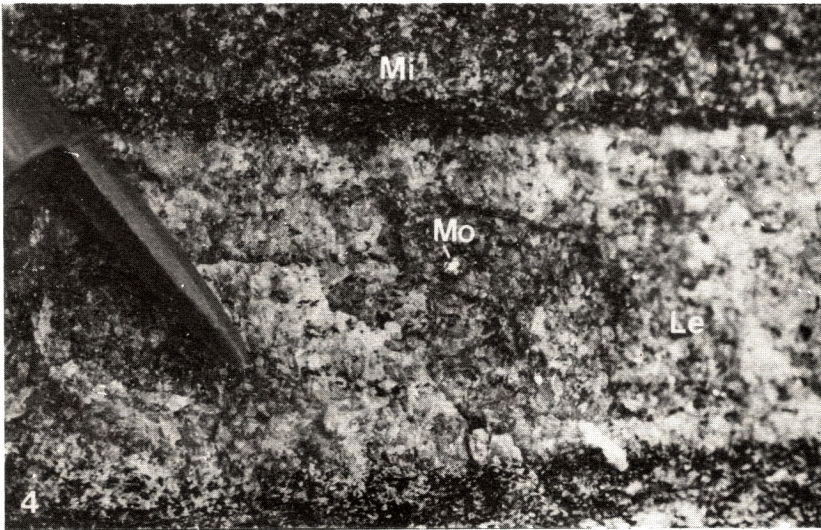


Photo 4 : Molybdenite-bearing leucosome (Le) crosscutting the Queimadas migmatite (Mi). The crystal of molybdenite (Mo) is straightly associated to the quartzo-feldspatic matrix. Queimadas region.

LOW-GRADE METAMORPHIC FACIES SERIES IN THE MESOZOIC-CENOZOIC VOLCANIC SEQUENCES OF CENTRAL CHILE: A RE-APPRAISAL AND SOME APPLICATIONS

B. Levi -- Department of Geology, University of Stockholm

M. Vergara - Departamento de Geología, Universidad de Chile

J.O. Nystrom -- Swedish Museum of Natural History

F. Henríquez -- Departamento de Minas, Universidad de Santiago

ABSTRACT

The Mesozoic and Tertiary geological evolution of central Chile involved several episodes of low-grade metamorphism. During each episode the volcanic rocks were metamorphosed closely following their extrusion. Recent studies of secondary minerals in ca. 1000 samples of volcanic and volcanoclastic rocks from five cross-sections in central Chile show that the following facies are present: zeolite (mordenite, laumontite and wairakite subfacies), prehnite-pumpellyite, pumpellyite-actinolite and greenschist facies. Some volcanic sequences affected by mordenite subfacies alteration have great economic potential as non-metallic deposits (e.g. zeolite and bentonite).

The regional alteration is classified as burial metamorphism because (a) the original rock fabric is preserved, (b) there is an overall increase in metamorphic grade with stratigraphic depth within each stratigraphical-structural unit (=a sequence separated by regional unconformities from overlying and underlying units), (c) the increase in grade is in general unrelated to the vicinity of granitoid intrusions, and (d) the thermal gradients are estimated to have been less than 50°C/km.

Near volcanic centers, at caldera - graben margins and close to magmatic iron deposits the gradients were higher (>100°C/km). Moreover, lateral differences in mineral associations (though within the same facies as the regional pattern) have been found near stratabound Cu deposits (manto type). These lateral deviations from the regional metamorphic pattern can be used to indicate vicinity to volcanic centers and volcano-tectonic structures, and contribute to the genetical study of certain types of mineralizations.

The episodic character of the metamorphism has led to breaks in metamorphic grade at regional unconformities and repetition of facies series, where strata of higher grade even may overlie those of lower grade. Mineralogical breaks have also been found at disconformable and pseudoconformable contacts; they constitute an useful guide to the presence of otherwise indistinct structural and depositional breaks.

RESUMEN

La evolución geológica mesozoico-terciaria de Chile central comprende varios episodios de metamorfismo de bajo grado. Durante cada episodio las rocas volcánicas, recientemente extruídas, fueron metamorfoseadas. Estudios recientes de los minerales secundarios de aproximadamente 1000 muestras de rocas volcánicas y volcanoclasticas de cinco perfiles de Chile central muestran la presencia de las siguientes facies metamórficas: ceolita (subfacies de mordenita, laumontita y wairakita), prehnita-pumpellyita, pumpellyita-actinolita y esquistos verdes. Algunas secuencias volcánicas afectadas por la subfacies de mordenita tienen un gran interés potencial como depósitos de materias primas no-metálicas (por ejemplo, ceolitas y bentonitas).

La alteración regional se clasifica como metamorfismo de carga ya que: (a) se conservan las texturas y estructuras originales, (b) en cada unidad estratigráfico-estructural (es decir una secuencia separada por discordancias regionales de sus unidades supra e infrayacentes) se observa un aumento general del grado metamórfico al aumentar la profundidad, (c) el aumento en grado metamórfico, en general, parece no estar relacionado con la cercanía de intrusiones graníticas, y (d) se puede inferir que los gradientes térmicos fueron menores que 50°C/km.

Los gradientes térmicos fueron mayores (> 100°C/km) en la cercanía de centros volcánicos, en los márgenes de calderas y 'graben', y cerca de depósitos magmáticos de hierro. Además, al acercarse a los depósitos de cobre estratoligados (tipo manto) se han observado diferencias laterales en las asociaciones mineralógicas secundarias (pero en la misma facies que el metamorfismo regional). Estas desviaciones laterales del patrón de metamorfismo regional pueden usarse, por lo tanto, como indicadores de la cercanía de centros volcánicos y de estructuras volcano-tectónicas, y contribuir al estudio genético de ciertos tipos de mineralizaciones.

El carácter episódico del metamorfismo ha producido quiebres en el grado metamórfico que coinciden con discordancias regionales, causando una repetición de las series de facies; en algunos casos, se ha observado que estratos de mayor grado metamórfico sobreyacen a aquellos de menor grado. También se han observado quiebres mineralógicos en contactos del tipo de discordancia de erosión y de pseudoconcordancia. Estos quiebres constituyen, por lo tanto, una guía útil para indicar la presencia de quiebres estructurales y deposicionales poco claros.

INTRODUCTION

It is now about 25 years since Levi & Corvalán (1964) suggested that the spilites (porphyrites) and keratophyres in the Mesozoic volcanic sequences of central Chile were formed by burial metamorphism of basalts, andesites and rhyolites. The name burial metamorphism was used for this alteration because (a) the original textures and structures of the rocks were preserved, (b) there seemed to be an overall increase in metamorphic grade with stratigraphic depth, and (c) the increase in grade appeared to be unrelated to the vicinity of granitoid intrusions. The initial study has been followed by detailed work in Chile and other Andean countries which has greatly extended the knowledge about the non-deformational low-grade metamorphism that appears to be a characteristic feature of the Mesozoic and Tertiary Andean sequences. Some of the studies adding complexity to the simple picture of the 60's are: Aguirre & Atherton (1987), Aguirre & Offler (1985), Aguirre *et al.* (1978, 1987, 1988), Chávez (1974), Levi (1969, 1970), Levi *et al.* (1982, 1988a), Offler & Aguirre (1984), Offler *et al.* (1980), Padilla & Vergara (1985), Thompson (1971), Vergara *et al.* (1988). Here we present a re-appraisal of the low-grade regional metamorphism affecting the Mesozoic - Cenozoic volcanic sequences of central Chile, and show how knowledge of this type of metamorphism has useful applications in tectonics and economic geology.

REGIONAL LOW-GRADE METAMORPHISM

The secondary minerals characterizing the Mesozoic-Tertiary volcanic rocks in central Chile, regionally metamorphosed at low-grade, are not always evident megascopically or through a routine inspection of thin sections. However, X-ray diffraction (XRD) work reveals their presence, often in significant amounts even in Neogene rocks generally considered as 'fresh'. The metamorphism ranges from zeolite to greenschist facies (Fig. 1, Appendix 1). Three subfacies of the former (mordenite, laumontite and wairakite subfacies) have been recognized. Whether the lowest temperature of these -the mordenite subfacies- is regarded as regional alteration, diagenesis, or regional metamorphism of very low grade is a matter of semantics. Rocks at laumontite subfacies and prehnite-pumpellyite facies have a very wide distribution; mineral associations suggesting pumpellyite-actinolite facies have only recently been found in one area (Levi *et al.* 1988a). Rocks at greenschist facies occur in the deepest part of some of the Mesozoic stratigraphical units. The widespread occurrence of relict minerals in rocks of the lower grades demonstrates the prevalence of metastable equilibria.

Several episodes of low-grade metamorphism of burial type took place during the Mesozoic and Tertiary geological evolution of central Chile (Levi 1970). The thermal gradients during these episodes are estimated to have been generally less

than 50°C/km, although locally higher gradients (>100°C/km) are indicated near volcanic centers and at caldera - graben margins. These local effects are similar to the alteration pattern in geothermal fields (Padilla & Vergara 1985, Thiele *et al.* 1988). The burial metamorphism seems to be related to episodic extension during the cyclic geological history, and taking place closely after the extrusion of lavas and deposition of sediments in subsiding basins. There is an overall increase in metamorphic grade with stratigraphic depth in individual stratigraphical-structural units, i.e. volcanic piles separated from older and younger sequences by regional unconformities. The rise in grade consists of changes in secondary mineral associations within a single facies, or changes spanning more than one facies. The controlling factors for the origin of this complex pattern were increases in P_{fluid} , temperature, and temperature-induced increase of reaction rates, and decrease in f_{O_2} downwards in the pile (Levi *et al.* 1982). The episodic character of the metamorphism and the extensional nature of its setting have led to breaks in metamorphic grade at regional unconformities and repetition of facies series (Fig. 1), where strata of higher grade may even overlie those of lower grade (Levi 1969, 1970, Aguirre *et al.* 1978).

Many flows metamorphosed in prehnite-pumpellyite facies show an upward gradation from a non-amygdaloidal and relatively unaltered bottom to a highly amygdaloidal and pervasively altered top, accompanied by changes in the secondary mineral associations (Levi 1969, Thompson 1971). Some of these changes mimic, at a smaller scale, the downward increase in metamorphic grade in the stratigraphical-structural unit to which the flows belong. Mineralogical patterns mimicking variations in grade have even been observed in zoned amygdules. The permeability-controlled distribution pattern of secondary minerals within individual flows shows that in addition to temperature and P_{tot} overall gradients, gradients of chemical activity, rate of reaction and P_{fluid} were acting during the metamorphism. All these local gradients were controlled by the permeability pattern in each flow, which was constantly being modified by infilling and fracturing during fluid-rock interaction within the subsiding pile (Levi *et al.* 1982).

There are only a few detailed studies on chemical mobility during the low-grade metamorphism of the Chilean volcanic rocks. The water content and $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ ratio of the rocks diminish from zeolite to greenschist facies. Basic flows at zeolite facies commonly contain 3-4 wt. % H_2O and have $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ ratios of about 1.5, compared with values of 1-2 wt. % and <1, respectively, for flows at greenschist facies. The most conspicuous chemical changes accompanying the metamorphism at prehnite-pumpellyite facies conditions are increases in K, Na, CO_2 , H_2O and the $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ ratio and depletions in Ca and Sr towards amygdaloidal parts of flows. Copper, Mg and K are either enriched or depleted in altered parts of flows (Levi *et al.* 1982). The Ti: Zr: Y and REE ratios remain essentially unchanged due to coherent mobility (Nyström 1984).

SOME APPLICATIONS OF METAMORPHIC STUDIES

A detailed knowledge of the physical and chemical conditions during the episodes of low-grade metamorphism can contribute to the understanding of the genesis of some ore deposits. Two examples are the Lower Cretaceous stratabound copper deposits (manto type) and the apatite iron ores of central Chile, both genetically associated with basic and intermediate magmatic rocks formed during a period of intense volcanic activity and rapid spreading-subsidence. Tectonic information at a local as well as a regional scale can also be inferred from the patterns of low-grade metamorphism.

Formation of mineral deposits

It was logical to predict that a study of burial metamorphism in central Chile could elucidate the genesis of stratabound copper deposits (Levi & Corvalán 1964, p. 13), since the mineralizations are located in sequences affected by the regional low-grade metamorphism. The suggested genetic link, i.e. that "copper mineralization took place... ..while conditions for burial metamorphism still prevailed" (Levi 1970) has been supported by detailed work on chemical mobility of Cu during low-grade metamorphism by Levi *et al.* (1982; in central Chile), Losert (1974; in northern Chile) and Jolly (1974; in Canada). However, it is only recently that burial metamorphism as a controlling factor for the origin of manto-type deposits is receiving widespread attention (e.g. Sato 1984). Petrologists, on the one hand, are beginning to investigate manto deposits

as parts of the volcanic sequence, and economic geologists, on the other hand, are extending their alteration studies far enough outside the mineralization. The often suggested syngenetic origin of the manto type deposits of central Chile is inconsistent with the observations that the sulfide mineralization replaces ferromagnesian minerals and shows a cross-cutting relationship (at a microscopic scale) with the volcanic minerals. The low sulfur content of the mineralizations (e.g. lack or scarcity of pyrite) argues against a juvenile hydrothermal character for the mineralizing fluids. The broad resemblance between the mineralogy of the gangue and the regional low-grade assemblages (lateral variations within the same metamorphic facies) suggests a common origin.

About 50 apatite iron ore deposits of varying size define a ca. 600 km long belt in the western part of central Chile. The country rock away from the ore bodies is generally metamorphosed in prehnite-pumpellyite facies (Nyström & Henríquez 1988), whereas closer to the bodies the metamorphic grade is greenschist facies. The increasing grade can possibly be attributed to late-stage hydrothermal alteration and contact effects during the emplacement of these magmatic ores, and contact metamorphism from nearby granitoids, superimposed on the regional metamorphic pattern. Alteration studies can therefore elucidate the late stages of the ore-forming process.

Some of the metamorphic minerals themselves can occur in sufficient amounts to constitute non-metallic deposits. Minerals with great potential are certain zeolites (e.g. mordenite and Na-heulandite) and clay minerals (e.g. bentonite). They are abundant in Tertiary tuffs and ash-flows metamorphosed at mordenite subfacies (Fig. 1).

Relationship with tectonic evolution

Levi & Corvalán (1964) suggested a relationship between burial metamorphism and tectonic evolution in central Chile with no 'hard facts' at hand. The first description of such relationship is the discovery of breaks in secondary mineralogy between different stratigraphical-structural units at regional unconformities (Levi 1969, 1970, Aguirre *et al.* 1978). This type of pattern could of course be explained by large-scale low-angle thrusting (Thompson 1971, Zen & Thompson 1974). However, no evidence for overthrusting has been found up to now in this generally well-exposed part of the Andes. The existence of regional unconformities has been demonstrated by mapping, using criteria such as presence of ancient erosional surfaces, paleosoils, basal conglomerates containing pebbles of rocks and fossils from the older units, and angular relationships at contacts. Thus, low-grade metamorphism took place before folding and uplifting during each cycle of the geologic history (Levi 1969, 1970, Aguirre *et al.* 1978). Mineralogical breaks have also been found at disconformable and pseudoconformable contacts, and they can be used to indicate the existence of otherwise indistinct or hidden structural and depositional breaks.

The metamorphic patterns in the different stratigraphical-structural units of composite piles originated during successive cycles of the geological history, i.e. each pattern is the imprint of a different metamorphic episode. Open spaces (vesicles, pores and fractures) in the subsiding volcanic rocks were filled by secondary minerals during the regional low-grade metamorphism which followed relatively soon after volcanism in each cycle (Levi 1970, Levi *et al.* 1982, Åberg *et al.* 1984). The secondary mineralogy of basal conglomerates (e.g. clasts with prehnite-pumpellyite and greenschist facies mineral assemblages cemented by zeolite facies assemblages) demonstrates that the volcanic rocks of an older unit already were metamorphosed when a younger unit was deposited. The loss of permeability and impeded fluid circulation due to the sealing by secondary phases is a major reason for the preservation of secondary mineral associations in older units during subsequent metamorphic episodes. The prevalence of metastability in the secondary mineral associations indicates that the volcanic rocks were subjected to not more than moderate temperatures and pressures for a short time-span. This is in agreement with the geotectonic mechanism proposed for the generation of the basins in central Chile (described as aborted marginal basins; Åberg *et al.* 1984, Aguirre 1987, Aguirre *et al.* 1987, 1988), where displacement by spreading away from the axial region of volcanism removed the volcanic rocks from the influence of a too high temperature (Levi *et al.* 1982). Spreading-subsidence resulted in a thick pile of overlapping sequences (Levi & Aguirre 1981, Åberg *et al.* 1984). The tectonic evolution of central Chile can be pieced together from a construction of *P-T*-time paths for the individual stratigraphical-structural units. This approach has only recently been used by Aguirre *et al.* (1987, 1988), who found that the metamorphic development of a

Lower Cretaceous sequence in central Chile followed an anticlockwise *P-T*-time path, in agreement with a suggestion by Robinson (1987) for extensional settings.

In spite of the fact that the facies series in the investigated cross-sections (Fig. 1) have a regional character and usually persist for tens to more than a hundred kilometers along the strike of the Chilean Andes, and thereby gives regional validity to the metamorphic patterns, the distribution of the low-grade metamorphic facies is not blanket-like (Vergara *et al.* 1988). Coeval volcanic sequences along and across central Chile show variations in facies, facies series and metamorphic gradients coinciding with changes in tectonic or depositional environment. For example, the metamorphic gradients are relatively high (>100°C/km) near volcanic centers, at caldera margins and close to major faults (Padilla & Vergara 1985, Thiele *et al.* 1988). The lateral deviations from the 'normal' metamorphic pattern might be used to indicate vicinity to these volcano-tectonic structures. Another example is given by an Upper Cretaceous sequence 30 km west of Santiago which grades northwards from brackish water volcanic sandstones at greenschist facies to fluvial conglomerates at laumontite subfacies (Levi 1970).

There are no paired metamorphic belts with high-pressure facies series near the Pacific and low-temperature series away from the coast in the Mesozoic sequences of central Chile (Aguirre & Levi 1977). The facies series in both flanks of the Andes are rather similar (Levi & Aguirre 1981); there is even suggestions of a facies series of higher pressure in the east (zeolite to pumpellyite-actinolite facies in the Santiago profile; Fig. 1). The metamorphic evidence, taken alone, indicate that if subduction was at work during the mesozoic (alternating with episodes of spreading-subsidence; Levi & Aguirre 1981, Åberg *et al.* 1984), it was directed from east to west rather than west to east as it is at present. An east-to-west subduction would be consistent with the suggested existence of continental crust west of the present coast line of central Chile (Ramos *et al.* 1986), and with geochemical evidence of a thicker crust in the west than in the east during this time span (Levi *et al.* 1988b). Further studies on low-grade regional metamorphic patterns taken together with geological and geophysical data, and geochemical information for the magmatic rocks may contribute to the unravelling of the plate tectonic situation in central Chile during the Mesozoic.

ACKNOWLEDGEMENTS

Financial support came from the Swedish Agency for Research Co-operation with Developing Countries (SAREC) project grant 86/199 (B.L. and J.O.N.), the Departamento de Investigación y Bibliotecas de la Universidad de Chile (DIB) project grant E-1702 (M.V.), and the Dirección Científica y Tecnológica de la Universidad de Santiago (DICYT; for F.H.). We thank L. Aguirre (Université d'Aix-Marseille III) for his participation in the discussion of many ideas here exposed and W. Vivallo (University of Stockholm) for constructive criticism of the manuscript. Advice and unpublished information facilitating the sampling were generously given by several geologists at the Universidad de Chile and SERNAGEOMIN (Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago).

REFERENCES

- ÅBERG, G.; AGUIRRE, L.; LEVI, B.; NYSTRÖM, J. O. - 1984 - Spreading - subsidence and generation of ensialic marginal basins: an example from the early Cretaceous of central Chile. In: KOKELAAR, B. P. & HOWELLS M. F. eds. *Marginal Basin Geology: Volcanic and associated sedimentary and tectonic processes in modern and ancient marginal basins*. Special Publication of the Geological Society, London, 16: 185-193.
- AGUIRRE, L. -1987 - Andean modelling. *Geology Today*, 3 : 47-48.
- AGUIRRE, L. & LEVI, B. - 1977 - Relation between metamorphism, plutonism and geotectonics in the Paleozoic and Mesozoic edifices of the northern segment of the meridional Andes. Extended abstract. In: *Plutonism in relation to volcanism and metamorphism*. Toyama, Japan, 7th CPPP-IGCP Meeting, p. 75-77.

- AGUIRRE, L. & OFFLER, R. - 1985 - Burial metamorphism in the Western Peruvian Trough: its relation to Andean magmatism and tectonics. In: PITCHER, W. S.; ATHERTON, M.P.; COBBING, E.J.; BECKINSALE, R.D. eds. *Magmatism at a plate edge. The Peruvian Andes*. London, Blackie, Halsted Press, p. 59-71.
- AGUIRRE, L. & ATHERTON, M. P. - 1987 - Low-grade metamorphism and geotectonic setting of the Macuchi Formation, Western Cordillera of Ecuador. *J. Metamorphic Petrol.*, 5: 473-494.
- AGUIRRE, L.; LEVI, B.; OFFLER, R. - 1978 - Unconformities as mineralogical breaks in the burial metamorphism of the Andes. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 66: 361-366.
- AGUIRRE, L.; LEVI, B.; NYSTRÖM, J. O. - 1987 - Link between metamorphism, volcanism and geotectonic setting during the evolution of the Andes. Conference on "Evolution of Metamorphic Belts", Geological Society of London, Dublin, September 1987, Program with abstracts.
- AGUIRRE, L.; LEVI, B.; NYSTRÖM, J. O. - 1988 - Link between metamorphism, volcanism and geotectonic setting during the evolution of the Andes. Submitted to the Geological Society (London) for a Special Publication on *Evolution of Metamorphic Belts*.
- CHAVEZ, L. - 1974 - Metamorfismo de contacto y alteración regional de rocas volcánicas andesíticas en Santa Gracia. *Departamento de Geología de la Universidad de Chile*, 41: 139-196.
- JOLLY, W. T. - 1974 - Behavior of Cu, Zn, and Ni during prehnite-pumpellyite rank metamorphism of the Keweenaw basalts, northern Michigan. *Econ. Geol.*, 69: 1118-1125.
- LEVI, B. - 1969 - Burial metamorphism of a Cretaceous volcanic sequence west from Santiago, Chile. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 24: 30-49.
- LEVI, B. - 1970 - Burial metamorphic episodes in the Andean Geosyncline, central Chile. *Geol. Rundschau*, 59: 994-1013.
- LEVI, B. & CORVALAN, J. - 1964 - Metamorfismo regional en las rocas volcánicas del Geosinclinal Andino. *Revista Minerale*, Chile, 86: 6-15.
- LEVI, B. & AGUIRRE, L. - 1981 - Ensisalic spreading - subsidence in the Mesozoic and Palaeogene Andes of central Chile. *J. geol. Soc. London*, 138: 75-78.
- LEVI, B.; AGUIRRE, L.; NYSTRÖM, J. O. - 1982 - Metamorphic gradients in burial metamorphosed vesicular lavas: comparison of basalt and spilite in Cretaceous basic flows from central Chile. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 80: 49-58.
- LEVI, B.; NYSTRÖM, J. O.; PADILLA, H.; VERGARA, M. - 1988a - Facies de alteración regional en las secuencias volcánicas mesozoicas y cenozoicas de Chile central. *Revista Geológica de Chile* (in press).
- LEVI, B.; NYSTRÖM, J. O.; THIELE, R.; ÅBERG, G. - 1988b - Geochemical trends in Mesozoic - Tertiary volcanic rocks from the Andes in Central Chile and tectonic implications. *J. South American Earth Sci.*, 1: 63-74.
- LOSERT, J. - 1974 - The formation of stratiform copper deposits in relation to alteration of volcanic series (on North-Chilean examples). *Rozprawy Československé Akademie Ved.*, 84 (5): 77 p.
- NYSTRÖM, J. O. - 1984 - Rare earth element mobility in vesicular lavas during low-grade metamorphism. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 88: 328-331.

- NYSTRÖM, J. O. & HENRIQUEZ, F. - 1988 - Geochemical and textural evidence for a magmatic origin of the iron ores of Kiruna type in Sweden and Chile. (In prep.)
- OFFLER, R. & AGUIRRE, L. - 1984 - Mineral chemistry of low-grade metamorphic rocks, Western Andes, Peru. *N. Jahrb. Mineral., Abh.*, 150: 229-246.
- OFFLER, R.; AGUIRRE, L.; LEVI, B.; CHILD, S. - 1980 - Burial metamorphism in rocks of the Western Andes, Peru. *Lithos*, 13: 31-42.
- PADILLA, H. & VERGARA, M. - 1985 - Control estructural y alteración tipo campo geotérmico en los intrusivos subvolcánicos miocénicos del área Cuesta de Chacabuco - Baños El Corazón, Chile Central. *Revista Geológica de Chile*, 24: 3-17.
- RAMOS, V. A.; JORDAN, T. E.; ALLMENDINGER, R. W.; MPODOZIS, A.; KAY, S. M.; CORTEZ, J. M.; PALMA, M. - 1986 - Paleozoic terranes of Argentine-Chilean Andes. *Tectonics*, 5: 855-880.
- ROBINSON, D. - 1987 - Transition from diagenesis to metamorphism in extensional and collision settings. *Geology* 15: 866-869.
- SATO, T. - 1984 - Manto type copper deposits in Chile - a review. *Bull. Geol. Survey Japan*, 35: 565-582.
- THIELE, R.; NYSTRÖM, J. O.; LEVI, B. - 1988 - Early Miocene volcanism in a caldera - graben setting - the Farellones Formation of central Chile. (In prep.)
- THOMPSON, A. B. - 1971 - *Studies in low-grade metamorphism in Central Chile, South America*. [Ph. D. thesis]. Manchester, University of Manchester, England, 195 p.
- VERGARA, M.; PADILLA, H.; LEVI, B.; CASTELLI, J. C. - 1988 - Metamorfismo de carga de la Formación Abanico: áreas de los ríos Aconcagua y Mapocho, Andes de Chile Central. *X Congreso Geológico Argentino*, in press.
- ZEN, E-an & THOMPSON, A. B. - 1974 - Low grade regional metamorphism: mineral equilibrium relations. *Ann. Rev. Earth Planetary Sci.*, 2: 179-212.

APPENDIX. Petrographic description of volcanic and volcanoclastic rocks of different metamorphic grade from central Chile.

The *mordenite subfacies* of the zeolite facies is characterized by cristobalite, tridymite, montmorillonite and mordenite (\pm heulandite, analcite, chabazite and epistilbite). These minerals replace the (glassy) groundmass and line vesicles in the volcanic rocks, and form cement in the volcanoclastic rocks. Olivine phenocrysts are partly replaced by montmorillonite. In the *laumontite subfacies* the groundmass and vesicles contain swelling chlorite, celadonite, laumontite and/or stilbite (\pm heulandite, epistilbite and calcite). Phenocrysts of plagioclase are partly altered to oligoclase - calcic albite of high to intermediate structural state, laumontite, white mica and calcite. Primary high-temperature K-feldspar has been transformed to low-sanidine. Olivine and pyroxene phenocrysts are replaced mainly by swelling chlorite. Relatively unaltered domains with only traces of secondary minerals are common in non-amygdaloidal parts of basic flows. Acid volcanoclastic and volcanic rocks tend to be more altered than basic volcanics. The *wairakite subfacies*, with wairakite, quartz, chlorite and white mica (\pm calcite, prehnite and epidote), have only been found at and near fault zones and graben - caldera margins, in relatively thin

sequences stratigraphically below much thicker sequences of laumontite subfacies volcanics, and are therefore included with this subfacies in Fig. 1. There are also wairakite-bearing mineral associations transitional to prehnite-pumpellyite facies (with which they are included in Fig. 1). *Prehnite-pumpellyite facies* sequences often attain a considerable thickness with small variations in mineral associations from top to bottom. The rocks at this facies contain associations dominated by epidote, chlorite, quartz, K-feldspar (orthoclase), pumpellyite, prehnite and albite of intermediate to sodic composition and intermediate to low structural state (\pm calcite, laumontite and white mica). The extent of alteration is usually greater in prehnite-pumpellyite facies rocks than in those of zeolite facies. Relatively unaltered domains with relict plagioclase and pyroxene as phenocrysts, and less commonly as groundmass phases, can be found only in non-amygdaloidal parts of basic lavas. The rocks at *pumpellyite-actinolite facies* contain epidote, chlorite, sodic albite of low structural state, quartz, white mica, actinolite and pumpellyite (\pm calcite, K-feldspar and prehnite). The actinolite forms prisms in the groundmass and matrix, and is present in amygdules and veinlets, besides replacing pyroxene. The rocks metamorphosed at *greenschist facies* contain mineral associations dominated by albite, epidote and actinolite (in secondary as well as primary sites). The extent of alteration is high, relicts of primary minerals being found only in non-amygdaloidal parts of basic to intermediate lavas. The relicts comprise pyroxene phenocrysts, and volcanic plagioclase as patches in phenocrysts otherwise replaced by sodic albite of low structural state.

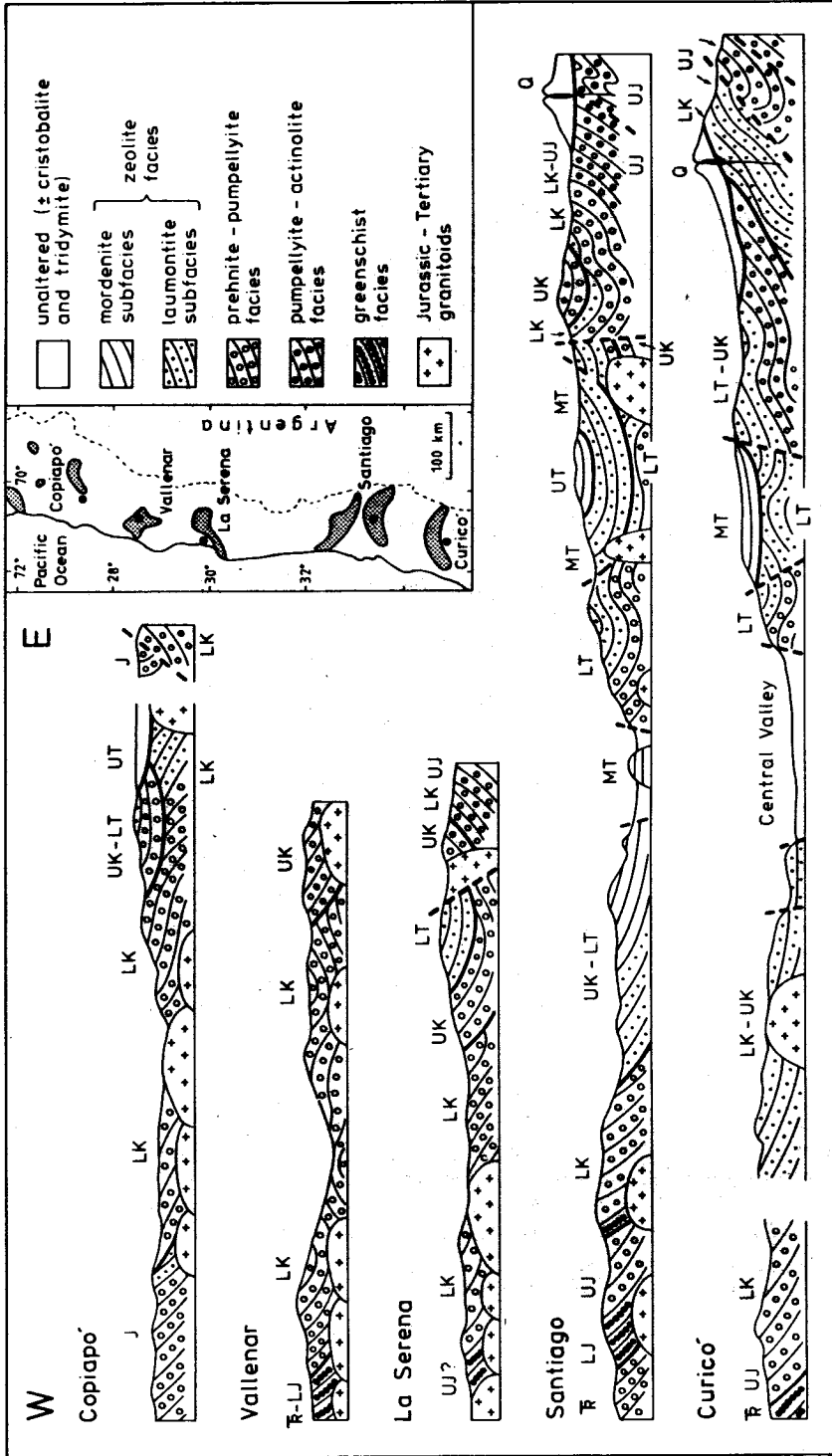


Fig. 1. Distribution of low-grade metamorphic facies along schematic cross-sections in central Chile based on XRD studies of ca. 1000 samples of volcanic rocks. Regional unconformities are indicated with thick lines, and major faults with broken lines (TR = Trias, LJ = Lower [and 'Middle'] Jurassic, UJ = Upper Jurassic, J = Jurassic, LK = Lower [and 'Middle'] Cretaceous, UK = Upper Cretaceous, LT = Paleogene, MT = Oligocene to Lower Miocene, UT = Middle Miocene to Pliocene, and Q = Quaternary).

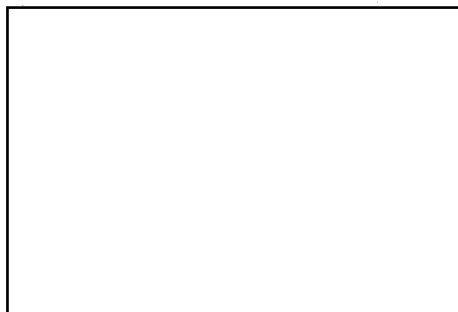
ALTERATION IN TERTIARY VOLCANIC ROCKS OF NICARAGUA, AND ITS USE AS AN EXPLORATION CLUBE FOR GOLD AND NON-METALLIC DEPOSITS

M. Darce – Instituto Nicaraguense da La Minería (INMINE)

B. Levi – Department of Geology, University of Stockolm

J.O. Nystrom – Swedish Museum of Natural History

B. Troeng – Swedish Geological Company (SGAB)



ABSTRACT

The Tertiary volcanic and volcanoclastic rocks in central Nicaragua have been regionally altered in the mordenite subfacies of the zeolite facies. The alteration is of burial diagenetic/metamorphic type and the inferred thermal gradients are lower than 50°C/km. The grade and type of the alteration change towards the La Libertad mining district (gold-bearing epithermal quartz veins). At c. 6-8 km from the district the regional mordenite subfacies alteration passes into a geothermal field type of alteration with mineral assemblages characteristic of the laumontite subfacies. Mineral assemblages transitional to the wairakite subfacies are attained at depth in the district. The fossil thermal gradient probably exceeded 100°C/km. This change in grade and type of the alteration might be used as an exploration guide for similar gold deposits in Nicaragua. Moreover, the regional alteration assemblages include zeolite and clay minerals which can be used as non-metallic raw materials.

RESUMEN

Las rocas volcánicas y volcanoclásticas terciarias de la parte central de Nicaragua presentan una alteración regional de la subfacies de mordenita (facies de ceolita). Esta alteración es del tipo diagénesis/metamorfismo de carga con gradientes térmicos inferiores a 50°C/km. Hacia el distrito minero de La Libertad (de vetas epitermales de cuarzo aurífero) se observa un cambio en el grado y tipo de alteración. Aproximadamente a 6-8 km del distrito, la alteración regional de subfacies de mordenita pasa a una alteración de tipo campo geotérmico con asociaciones mineralógicas típicas de la subfacies de laumontita. En el distrito, en profundidad, se pasa a asociaciones mineralógicas transicionales a la subfacies de wairakita. El paleogradiente térmico probablemente fué mayor que 100°C/km. Este cambio en grado y tipo de alteración hacia un distrito minero podría ser usado como guía de prospección de depósitos auríferos epitermales en Nicaragua. Además, las asociaciones mineralógicas de alteración regional contienen ceolitas y minerales de arcilla que, localmente, pueden llegar a constituir depósitos de materias primas no-metálicas.

INTRODUCTION

The purpose of this paper is to describe the alteration patterns in the Tertiary volcanic and volcanoclastic rocks in central Nicaragua (Fig. 1) and their potential use as an exploration guide for gold and non-metallic deposits. This study is part of a joint Nicaraguan-Swedish project of geological, geophysical and isotope studies in a cross-section between the Pacific and Atlantic coasts. The aim of the project is to investigate the volcano-tectonic evolution of Nicaragua during the last 100 million years as a basis to understand the formation of its ore deposits. The most important ore type, epithermal gold-bearing quartz veins, is genetically associated with hydrothermally altered Tertiary volcanic rocks.

The Tertiary volcanic and volcanoclastic rocks in central Nicaragua constitute a NW-SE belt (Fig. 1) made up of basaltic lavas, acid and intermediate pyroclastic flows and volcanoclastic sedimentary rocks. The belt is dominated by two stratigraphic units: the Coyol Group (divided in two subunits) and the Matagalpa Group, of Miocene-Pliocene and Oligocene-Miocene age, respectively, according to K-Ar mineral and whole rock dating (Parsons Corporation 1972). In central Nicaragua, around the La Libertad mining district (Fig. 1), the Upper Coyol unit is c. 400 m thick. It consists of rhyolitic ignimbrites and tuffs, and basaltic flows, resting conformably or with a disconformity on the Lower Coyol unit which is c. 300 m thick and composed of basaltic and andesitic flows. The latter overlies unconformably volcanoclastic rocks of the Matagalpa Group, whose thickness is at least 250 m (Hodgson 1985, Ehrenborg & Carranza, 1986, Ehrenborg 1987, Darce 1987). The mineralized quartz veins at La Libertad are hosted by the Lower Coyol unit, and they occur within a c. 20 x 5 km large area.

WORKING METHOD

Samples from a regional investigation of the alteration in Tertiary volcanic sequences in Nicaragua (Levi *et al.* 1987) and from surface outcrops and drill cores in the La Libertad mining district (Darce 1988a) are included in this study. Rock type, secondary mineral association, stratigraphic position and detailed location of the c. 250 samples treated here can be found in these two reports. More than one alteration domain (amygdules, groundmass or matrix, and veinlets) were investigated in many samples, particularly in those from La Libertad. The secondary minerals were determined in polished thin sections, and by X-ray powder diffraction (XRD), predominantly using semi-oriented mounts (powder smeared on glass slides). The clay minerals were identified by routine XRD methods (Thorez 1976), i.e. by the position of basal reflections and response to ethylene glycol and heating treatments. The following rough classification is used here: montmorillonite, swelling chlorite, chlorite, mixed-layer clay and illite. Swelling chlorite (or corrensitite) refers to interstratified montmorillonite-chlorite material; mixed-layer clay is used for interstratified chlorite-illite material, and illite means any white mica of sericite type. The zeolites were identified through comparisons with XRD data from Gottardi & Galli (1985). As no chemical analyses of the zeolites are available yet, the zeolite names used here are group names (e.g. heulandite includes Na- as well as Ca-phases, and fibrous zeolite refers to natrolite, mesolite and scolecite). Quartz and K-feldspar in basic volcanic rocks are interpreted as secondary minerals.

RESULTS

All the investigated rocks from the Tertiary volcanic belt in central Nicaragua bear some imprint of alteration, ranging from incipient to pervasive. Even in seemingly unaltered Tertiary volcanics glass is largely devitrified and olivine partly to completely replaced by secondary phases. The extent of alteration is generally higher in the La Libertad mining district, with (at least partial) replacement of groundmass minerals even in the best preserved samples. The alteration is also more extensive in acid compared to basic rocks of similar stratigraphic position. All the investigated sequences are characterized by development of zeolites and clay minerals on a regional scale. Original structures and textures of the rocks are preserved except locally in fault zones, and close to intrusions (contact metamorphism).

The secondary mineral associations in the sequences outside the mining district includes mordenite, heulandite, cristobalite (or tridymite), montmorillonite, maghemite and hematite (\pm chabazite, fibrous zeolite and stilbite), suggesting mordenite subfacies, i.e. the lowest temperature subfacies of the zeolite facies. There are only minor differences, mostly in frequency of secondary minerals, between the volcanic rocks of the Upper Coyol, Lower Coyol and Matagalpa units (Fig. 2).

Towards La Libertad mining district the secondary mineralogy shows strong changes (Fig. 3). Tridymite and cristobalite start to be replaced by quartz, and swelling chlorite by montmorillonite c. 15 km from (the outer limit of) the mining district. Laumontite becomes a major phase, taking the place of mordenite, and heulandite and calcite start to become abundant about 6-8 km from the district. The association of laumontite, calcite, swelling chlorite and quartz (\pm illite and kaolinite) in surface outcrops surrounding the district suggests a higher grade -the laumontite subfacies- relative to the

regional pattern (mordenite subfacies). Within the district, the alteration assemblages in surface outcrops include quartz, kaolinite, illite and pyrite, constituting an up to c. 30-40 m thick subhorizontal cap.

Inspection of drill cores from the mining district reveals an increase in grade with depth below the kaolinite-rich cap. Within a vertical distance of c. 100-200 m swelling chlorite is replaced by chlorite, and wairakite and even epidote may be present instead of laumontite, suggesting a transition to the wairakite subfacies. In the vicinity of quartz veins (i.e. in vein aureoles) chlorite is replaced by mixed-layer clays and illite, and calcite and laumontite disappear. Kaolinite and pyrite start to appear several meters from major veins. K-feldspar is a major phase in the aureoles of some of the most productive gold-bearing quartz veins. Gleason (1977) and Lilljequist (1984) reported similar associations in aureoles around gold-bearing quartz veins at El Limón, in NW Nicaragua.

The regional alteration is accompanied by chemical changes (inferred from the analyses in Nyström *et al.* 1988 and Darce 1988b). The most conspicuous changes are increases in the H₂O and CO₂ contents and the Fe₂O₃/FeO ratio towards the mining district. The background values of 0.9 wt. % H₂O, 0.2 % CO₂ and 0.8 (Fe₂O₃/FeO) at 15 km from the district increase to 2.9%, 0.5% and c. 9, respectively, in surface outcrops just outside the district. The kaolinite cap of the mining district has a high H₂O content (6%) and Fe₂O₃/FeO (70) but its CO₂ content is very low (0.1%). The mineralogical associations and chemical analyses of the vein aureoles below the cap indicate a decrease in CO₂ and increase in K and S towards the quartz veins. Gleason (1977) and Widenfalk & Altamirano (1985) have reported increases in K and H₂O towards gold-bearing veins at El Limón.

DISCUSSION AND CONCLUSIONS

The small differences in secondary mineralogy between the Upper Coyoil, Lower Coyoil and Matagalpa volcanics outside the La Libertad mining district (Fig. 2) suggest only a minor difference in alteration temperature (Fig. 4) between the top and bottom of the c. 1000 m thick pile, indicating a thermal gradient less than 50°C/km. A process of low-grade metamorphism of burial type or burial diagenesis can be inferred as the cause of the regional alteration. The alteration of the Tertiary (and Cretaceous) sedimentary rocks in the coastal regions west of the Nicaraguan Depression was also attributed to burial diagenesis/metamorphism by McBirney & Williams (1965) in their pioneering study. Whether the regional alteration pattern (mordenite subfacies) is due to (very low-grade) burial metamorphism or burial diagenesis is a matter of semantics, because at the low formation temperatures (100-160°C; see Fig. 4) the two processes grade into each other (Kisch 1983, Velde 1985). This type of alteration is common in the upper part of subsiding rock piles in Cenozoic volcanic terrains (e.g. Japan, Iceland and Chile). The almost uniform grade of the alteration in the Tertiary volcanic belt of central Nicaragua (Levi *et al.* 1987), taken together with the similarities in primary geochemistry among the basic lavas of these units (the Coyoil and Matagalpa Groups) and Recent lavas in western Nicaragua suggest that the present tectonic regime can be extrapolated back to at least the 'middle' Tertiary (Nyström *et al.* 1988). Thus, the Tertiary geological history of central Nicaragua seems to be characterized by volcanism in an extensional setting, like for example that in the Nicaraguan Depression.

The type of alteration within and near the La Libertad mining district resembles that in active geothermal fields with gradients of 100-150°C/km (see for example Kristmannsdottir 1982; Seki *et al.* 1983; Liou *et al.* 1985). The laumontite subfacies associations in surface outcrops located in a zone up to 7 km away from the district suggest temperatures of c. 150-220°C (Fig. 4). There is an increase in grade with depth within the district (below the kaolinite-rich cap) from mineral assemblages of laumontite subfacies to assemblages transitional to wairakite subfacies (220-230°C) in a vertical distance of 100-200 m. This is consistent with a relatively high thermal gradient probably exceeding 100°C/km. Similar temperature ranges (170-230°C) have been recorded in fluid inclusion studies of quartz from (gold-bearing) veins at El Limón (Gleason 1977, Hålenius 1985) and La Libertad (Hålenius 1986, personal communication). The mineral association in the kaolinite-rich cap points to a low pH value and CO₂ activity in the circulating fluids towards the top of the geothermal field (Darce 1988a). The changes in secondary mineralogy, H₂O content and oxidation potential (inferred from the Fe₂O₃/FeO ratio)

associated with the mining district can be noticed about 15 kilometers away from the mineralizations. Our data for other Nicaraguan mining districts are scarce, but they indicate a similar alteration pattern (Levi *et al.* 1987). The contrasts in secondary mineralogy between the regional alteration pattern and the geothermal field type of alteration in mining districts might turn out to be a useful exploration guide for (gold-bearing) epithermal quartz veins.

The secondary associations outside mining districts include minerals which under favorable conditions might have given rise to exploitable deposits of non-metallic raw material, like bentonite and the Na-K zeolites mordenite and heulandite, in sequences with acid tuffs and ash flows. Several deposits of potential use were described by Jiranek (1983). A systematic survey might lead to the discovery of many more.

ACKNOWLEDGEMENTS

We thank L. Aguirre (Université d'Aix, Marseille III) and W. Vivallo (University of Stockholm) for constructive criticism of the manuscript. Advice, unpublished information facilitating the sampling and assistance during field work was generously given by G. Hodgson (INMINE). We are also grateful to R. Sevilla (INMINE) for his efficient and enthusiastic help during the field work. The financial support of SAREC (Swedish Agency for Research Co-operation with developing Countries) and INMINE is acknowledged. This publication is authorized by INMINE.

REFERENCES

- (INMINE/SAREC/SGAB reports can be obtained on request from: Swedish Geological Company (SGAB), The Library, S-95128 Luleå, Sweden.)
- DARCE, M. - 1987 - Geología del distrito minero La Libertad, Nicaragua. *Rev. Geol. Amer. Central*, 7: 65-82.
- DARCE, M. - 1988a - *Mineralogical alteration patterns in the volcanic rocks of La Libertad mining district and its surroundings, Nicaragua - a progress report*. Luleå, Sweden, INMINE/SAREC/SGAB report, 53 p.
- DARCE, M. - 1988b - *Geochemical patterns in the volcanic rocks of La Libertad mining district and its surroundings, Nicaragua - a progress report*. Luleå, Sweden, INMINE/SAREC/SGAB report (in prep).
- EHRENBORG, J. - 1987 - *Semiregional mapping of the Boaco-Tecolestote area, Nicaragua*. Luleå, Sweden, INMINE/SAREC/SGAB report, 101 p.
- EHRENBORG, J. & CARRANZA, G. - 1986 - *Semiregional mapping of the Cerro El Coyol - Presa Las Canoas area, Nicaragua. Vol I: introduction, results and discussion*. Luleå, Sweden, INMINE/SAREC/SGAB report 39 p.
- GLEASON, R.J. - 1977 - *Wall-rock alteration, fluid inclusions, and mine water analyses of the Panteón vein system Limón, Nicaragua*. New Hampshire, MA thesis, Dartmouth College, Hanover, 105 p.
- GOTTARDI, G. & GALLI, E. - 1985 - *Natural zeolites*. New York, Springer Verlag, 409 p.
- HÄLENIUS, U. - 1985 - *Fluid inclusion microthermometry on quartz from the Panteón vein, El Limón area, Nicaragua*. Luleå, Sweden, INMINE/SAREC/SGAB report, 30 p.
- HENLEY, R. W. & ELLIS, A.J. - 1983 - Geothermal system ancient and modern: a geochemical review. *Earth-Sci. Rev.*, 19: 1-50.

- HODGSON, G. - 1985 - *Geología de un área de la provincia central este de Nicaragua*. Nicaragua, Instituto Nicaragüense de Estudios Territoriales (unpublished report), 82 p. •
- JIRANEK, J. - 1983 - *Composición y propiedades de tierras blancas nicaragüenses; posibilidades del beneficio y el uso potencial de zeolitas*. Nicaragua, Instituto Nicaragüense de la Minería (unpublished report), 45 p.
- KISCH, H. J. - 1983 - Mineralogy and petrology of burial diagenesis (burial metamorphism) and incipient metamorphism in clastic rocks. In: LARSEN, G. & CHILINGAR, G. V. eds, *Diagenesis in sediments and sedimentary rocks*. Amsterdam, Elsevier. p. 289-493.
- KRISTMANNSDOTTIR, H. - 1983 - Alteration in the IRDP drill hole compared with other drill holes in Iceland. *J. Geophys. Res.*, **87**: 6525-6531.
- LEVI, B.; NYSTRÖM, J.O.; DARCE, M.; TROENG, B. - 1987 - *Alteration patterns in volcanic rocks from a geotraverse through Nicaragua*. Luleå, Sweden, INMINE/SAREC/SGAB report, 40 p.
- LILLJEQUIST, R. - 1984 - *Investigations of hydrothermal alteration zones in the Limón district, Nicaragua*. Luleå, Sweden, INMINE/SAREC/SGAB report, 27 p.
- LIU, J. G.; SEKI, Y.; GUILLEMETTE, R. N.; SAKAI, H. - 1985 - Compositions and parageneses of secondary minerals in the Onikobe geothermal system, Japan. *Chem. Geol.*, **49**, 1-20.
- MCBIRNEY, A. R. & WILLIAMS, H. - 1965 - Volcanic history of Nicaragua. *Univ. California Publ. Geol. Sci.*, **55**: 1-69.
- NYSTRÖM, J. O.; LEVI, B.; TROENG, B.; EHRENBORG, J.; CARRANZA, G. - 1988 - Geochemistry of volcanic rocks in a traverse through Nicaragua. *Rev. Geol. Amer. Central* (in press).
- PARSONS CORPORATION, 1972 - *The geology of Western Nicaragua. Nicaragua Tax Improvement and Natural Resources Inventory Project, Final Technical Report, Vol IV*, Nicaragua (unpublished report), 220 p.
- SEKI, Y.; LIU, J.G.; GUILLEMETTE, R.; SAKAI, H.; OKI, Y.; HIRANO, T.; ONUKI, H. - 1983 - Investigation of geothermal systems in Japan I. Okinobe geothermal area. *Hydroscience and Geotechnology Laboratory, Saitama University, Memoir 3*: 1-206.
- THOREZ, J. - 1976 - *Practical identification of clay minerals*. Belgium, G. Lelotte. 90 p.
- VELDE, B. - 1985 - *Clay minerals, a physico-chemical explanation of their occurrence*. Amsterdam, Elsevier 427 p.
- WIDENFALK, L. & ALTAMIRANO, G. - 1985 - *Distribution of main and trace elements at the Pantheón vein, S:a Pancha, El Limón, Nicaragua*. Luleå, Sweden, INMINE/SAREC/SGAB report, 56 p.

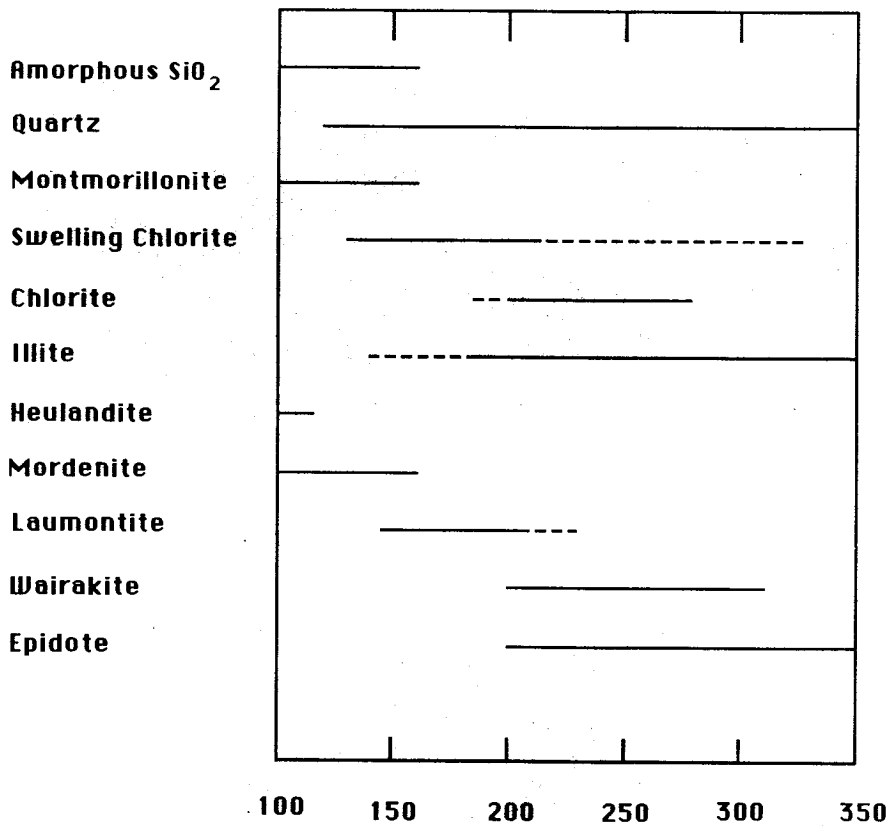
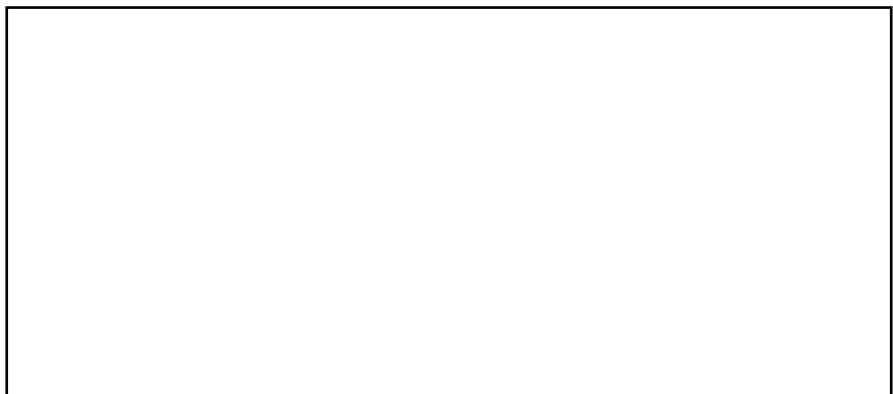


Fig. 4. Temperature ranges (in °C) for some alteration minerals based on measurements in geothermal fields (Henley & Ellis, 1983)



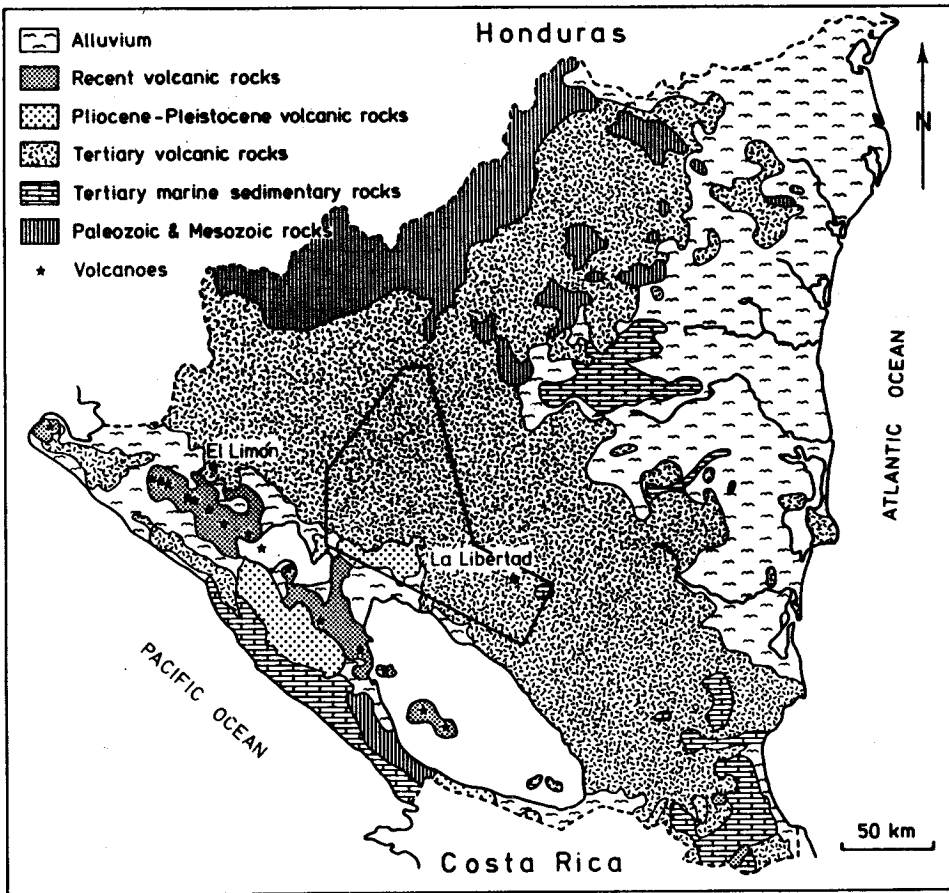


Fig. 1. Geological map of Nicaragua (modified from "Mapa Geológico Preliminar 1:1 000 000", Managua 1973); intrusions not shown. The studied region is indicated with a frame.



Fig. 2. Frequency of some secondary minerals in rocks of the Tertiary volcanic belt in central Nicaragua (Fig. 1), located more than 7 km away from the La Libertad mining district: (A)=the Upper Coyoil, (B)=the Lower Coyoil, and (C)=the Matagalpa unit. The length of each bar is proportional to the percentage of the samples of a column in which the respective mineral is present (frame width corresponds to 100%). Note that only presence, not amount, of the secondary phases is indicated.

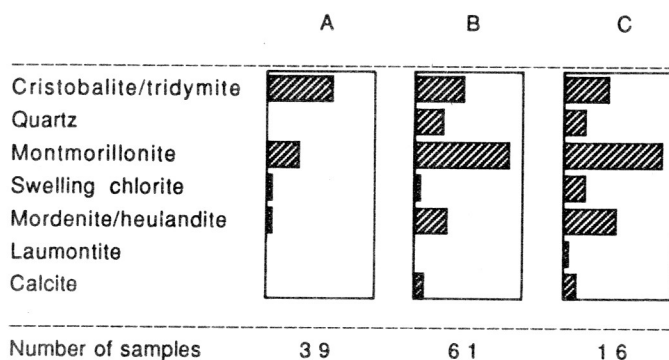
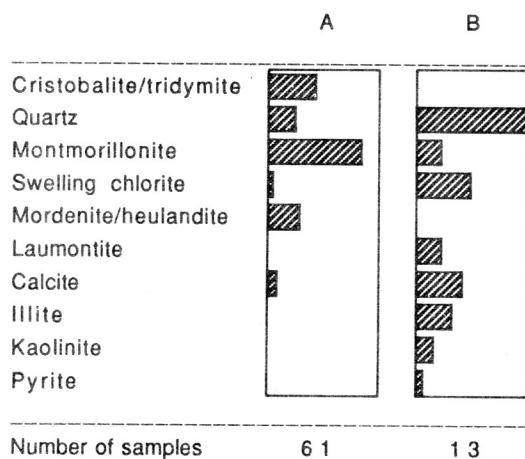


Fig. 3. Frequency (cf. caption to Fig. 2) of some secondary minerals in volcanic rocks of the Lower Coyoil unit located more than 7 km away from the La Libertad mining district (column A), and in surface outcrops within a zone up to 7 km away from the district (column B).



considered as immobile during alteration processes (e.g. Ti, Zr, Y, Nb), display tholeiitic to alkaline affinities. Their rare-earth patterns are characterized by relative enrichment of the light rare earths (La-Sm). The geochemical features of these metabasalts suggest that they were formed along an anomalous oceanic ridge, which probably was developed in a marginal basin located in the southwestern margin of the Gondwana continent during the Paleozoic.

Introducción

Rocas metamórficas de edad Paleozoica dominan la geología de la Cordillera de la Costa de Chile central y sur. Ellas corresponden a rocas de origen sedimentario y volcánico que afloran casi ininterrumpidamente desde aproximadamente los 29° a los 45° latitud sur constituyendo una franja de orientación norte-sur a lo largo de la costa. La fuerte deformación y metamorfismo que afecta a una parte importante de estas rocas paleozoicas ha oscurecido muchos de sus rasgos originales dificultando el estudio de la evolución geológica del margen occidental de Sudamérica durante el Paleozoico. El objetivo del presente trabajo es entregar nuevos resultados sobre la geoquímica de las rocas metavolcánicas aflorantes en el sector más próximo a la costa del segmento comprendido entre los 38°-41° de latitud sur (Fig. 1a), de las cuales se tenía una información muy fragmentaria. Y Basado en los contenidos de los elementos en traza, especialmente de los denominados "inmóviles" (Ti, Zr, Y, Nb, tierras raras) tratar de establecer el ambiente tectónico de depositación de estas rocas.

Marco geológico

La geología del basamento cristalino de la Cordillera de la Costa en su parte central y sur, ha sido descrita por Aguirre (1965, 1985), González-Bonorino (1969), González-Bonorino & Aguirre (1970), Aguirre *et al.* (1972), Frutos & Tobar (1975), Hervé *et al.* (1976a), Godoy (1979, 1986), Miller (1979, 1984), Fortsythe (1982), Mpodozis & Fortsythe (1983), Frutos (1985), Kato (1985).

Comunmente las rocas del basamento cristalino son divididas en dos grandes unidades tectono-estratigráficas, diferenciadas entre sí por su estilo de deformación, metamorfismo y asociación litológica. La Serie Oriental está constituida por metagrauvascas, metapelitas y rocas córneas con deformación moderada a débil, y metamorfismo de presión intermedia a baja. Rocas graníticas de edad carbonífera intruyen a las rocas metasedimentarias de la Serie Oriental (Hervé *et al.* 1976a). La Serie Occidental se extiende paralelamente a la Serie Oriental, especialmente entre los 34°-38° latitud sur, y ocupa el sector más próximo a la costa (Aguirre *et al.* 1972). Ella comprende esquistos verdes, esquistos azules, esquistos micáceos (comunmente denominados esquistos grises) y metachert. Esta secuencia metamórfica está intruída por cuerpos de rocas ultramáficas serpentinizadas. La deformación de las rocas de la Serie Occidental es fuerte y el metamorfismo que las afecta se caracteriza por presiones intermedias a altas. Una edad Carbonífera es asumida para el principal evento metamórfico que afectó a las rocas del basamento cristalino (Munizaga *et*

al. 1973, Hervé *et al.* 1974, Hervé *et al.* 1976b, Cordani *et al.* 1976, Hervé *et al.* 1984). La mayor parte de los esquistos verdes, denominados de esta manera por su característico color verde, corresponden a rocas metabasálticas, mientras que los esquistos grises fueron originalmente rocas sedimentarias (Hervé *et al.* 1976a, Godoy 1979, Hervé 1977, Kato, 1985).

Basado en la distribución geográfica y orientación norte-sur, paralela a la costa, de las rocas del basamento cristalino, González-Bonorino & Aguirre (1970) interpretaron las series metamórficas de la zona central y sur como un cinturón pareado de facies metamórficas, relacionado a procesos de subducción. Ernst (1975) supone un contacto tectónico entre la Serie Occidental y Oriental y sugiere que éste representa una línea de sutura; sin embargo en muchas localidades se ha observado un contacto transicional entre ambas series (Kato 1985).

La identificación geoquímica de rocas de composición afín a las toleítas de fondo oceánico entre los esquistos verdes de la Serie Occidental (Hervé *et al.* 1976a, Godoy 1979, Mpodozis & Forsythe 1983), junto con las altas presiones de metamorfismo y estructura de mélange que caracteriza en parte a las rocas de esta Serie, fomentó la idea de que la mayor parte de esta secuencia representa segmentos de un fondo oceánico acrecionado al margen continental durante el Paleozoico superior (Hervé *et al.* 1976a, Godoy 1979, 1986, Mpodozis & Forsythe 1983). En un contexto regional la Serie Oriental ha sido interpretada como resultado de acumulación sedimentaria en un ambiente de ante-arco (Hervé *et al.* 1981, Kato 1985). Forsythe (1982) interpretó la Serie Occidental como una secuencia de ante-arco mientras que la mayor parte de la Serie Oriental y sus intrusivos graníticos carboníferos representarían el arco magmático asociado producido por la subducción de la placa oceánica del Pacífico bajo la margen sur occidental del continente Gondwana. Aguirre (1985) sugiere que la actividad magmática representada por los intrusivos graníticos del Paleozoico superior son el resultado de los procesos de subducción que acompañaron a la acreción de material de corteza oceánica al borde occidental de Gondwana.

Frutos & Tobar (1975) interpretan la evolución paleozoica del borde occidental de Sudamérica en términos de una "secuencia típica" de desarrollo geosinclinal, donde las rocas volcánicas de la Serie Occidental representan un arco magmático próximo a una zona de subducción. De acuerdo con Frutos (1985), el desarrollo del borde occidental de Sudamérica durante el Paleozoico presenta " los rasgos característicos y típicos de un ámbito geosinclinal completo, el cual incluye desde la zona más interna el arco magmático-volcánico o dorsal eugeanticlinal en cuyo flanco externo se ubican los complejos ofiolíticos".

En el área comprendida entre los 38°-41° latitud sur (Fig. 1a), la Serie Occidental está constituida principalmente por esquistos grises e intercalaciones de esquistos verdes, metachert e intrusivos serpentinizados. Los esquistos grises corresponden a rocas de origen sedimentario variando desde rocas pelíticas a grauvacas. Los esquistos grises son más abundantes en la parte norte del área y disminuyen hacia al sur a medida que los esquistos verdes aumentan (Kato 1985). Cuarzo, albíta, clorita, mica blanca, epidota, constituyen los minerales más comunes en los esquistos grises, mientras que biotita, granate, stilpnomelano son de ocurrencia más restringida.

Los esquistos verdes pueden ocurrir como delgadas intercalaciones de solo algunos centímetros de espesor o secciones de varias centenas de metros de potencia aparente. En

general están fuertemente deformados, pero en algunas localidades ellos presentan estructuras de almohadillas (Hervé *et al.* 1976a), revelando el carácter volcánico submarino del protolito de estos esquistos. Los esquistos verdes se presentan a menudo como rocas porfiroblásticas, constituidas mayoritariamente por epidota, anfíbola, clorita y albita. Cuarzo y biotita ocurren en cantidades subordinadas. Titanita, magnetita, y en menor medida calcita y apatita son los minerales accesorios más comunes. Localmente la presencia de stilpnomelano puede ser importante.

Composición química de los esquistos verdes

La composición química promedio de los esquistos verdes en el área estudiada se presenta en la Tabla 1. En ella las muestras se han agrupado en base a su distribución geográfica, y en cada subárea las muestras se han subdividido de acuerdo con su afinidad geoquímica. Los contenidos de elementos mayores en los esquistos verdes son similares a aquellos observadas en rocas de composición basáltica. El contenido de SiO_2 es bastante restringido (47% en peso) y aproximadamente constante en todos los grupos. Los valores de TiO_2 son en general altos (>1% en peso) y más variables que la sílice, lo cual se refleja en valores relativamente elevados de la desviación estándar. Con la sola excepción de las unidades de afinidad más alcalina, todas las muestras se caracterizan por razones $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ altas. La variación, expresada en altos valores de la desviación estándar, de los contenidos de Na_2O , K_2O , CaO y en cierta medida también MgO , reflejan probablemente los procesos de alteración/metamorfismo que han afectado a las rocas de estas series metamórficas. Entre los elementos en trazas Ba, Sr, Rb y Ni, son los que presentan la mayor dispersión. Elementos como Zr, Y, Nb, Cr, también presentan desviaciones estándar altas, indicando una significativa variación de sus valores, lo cual podría indicar que ellos también fueron afectados por los procesos de alteración. Sin embargo, en algunos diagramas de variación como por ejemplo Ti-Zr (Fig. 2b) estos elementos muestran un alto grado de correlación sugiriendo que ellos fueron poco afectados por la alteración, y en consecuencia sus variaciones corresponden a una característica original del protolito de los esquistos verdes. Esta idea es también consistente con los resultados de Díaz *et al.* (1988) quienes observaron variaciones relacionadas al magmatismo original en los contenidos de estos elementos entre los esquistos verdes del sector de Bahía Mansa, localidad ubicada en la parte sur del área estudiada.

Las razones Zr/TiO_2 son en general bajas y comparables con aquellas de rocas basálticas (Fig. 1b). La razón Nb/Y muestra claramente que las rocas metabasálticas pueden variar desde subalcalinas a alcalinas describiendo un trend más bien difuso. La relación entre la cantidad total de álcalis ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$), hierro (FeO total) y magnesio (MgO) (Fig. 1c), también indica una composición basáltica para las muestras estudiadas, sugiriendo para ellas una afinidad toleítica, lo cual es verdadero solamente para aquellas rocas que en la Figura 1b caen en el campo de los basaltos subalcalinos. Este resultado muestra claramente que un uso indiscriminado de este diagrama puede conducir a resultados equivocados.

Los contenidos de tierras raras son también compatibles con aquellos de rocas basálticas, y sus contenidos normalizados contra el estándar de condrito describen dos tipos de patterns (Fig. 1d). El primero, que incluye a la mayor parte de los esquistos verdes que en la Figura

1b caen en el campo de los basaltos subalcalinos, presenta una distribución aproximadamente horizontal. Los basaltos de afinidad más alcalina en la Figura 1b son caracterizados por un patrón enriquecido en tierras raras livianas (La-Sm) (Fig. 1d). Sin embargo, algunos basaltos de afinidad toleítica también presentan un enriquecimiento relativo de las tierras raras livianas.

Como conclusión se puede entonces afirmar que la composición química de los esquistos verdes en el área estudiada, permite establecer que ellos fueron originalmente rocas de composición basáltica. La presencia de estructuras de almohadillas observadas en algunos de sus afloramientos, permite afirmar que la mayor parte de estas rocas son el resultado del metamorfismo y deformación de lavas basálticas

Ambiente geotectónico de depositación de los esquistos verdes

La totalidad de los esquistos verdes han sido afectados por procesos de alteración post-deposicionales. Es un hecho bien establecido que muchos de los elementos mayores y en trazas son afectados por los procesos de alteración hidrotermal y metamorfismo. Tales procesos han afectado en diferentes grados la composición química de éstas rocas, lo cual se refleja en la gran dispersión observada en los contenidos de algunos elementos tales como Ba, Sr, CaO, MgO y álcalis (Tabla 1). Ti, Y, Zr, Nb, Cr, y en cierta medida las tierras raras, se cuentan entre los elementos constituyentes de las rocas volcánicas considerados como los más refractarios a los cambios por alteración (Pearce & Cann 1973, Winchester & Floyd 1977). Por esta razón, en el presente trabajo se enfatiza el rol de estos elementos en la caracterización química de las rocas basálticas estudiadas y su validez como indicadores de ambiente tectónico.

En el diagrama Zr-Ti-Y, las muestras se distribuyen tanto en el campo de los basaltos de intraplaca como en aquel de los basaltos de afinidad de dorsal oceánica (Fig. 2a). Un resultado similar es obtenido si se utilizan los diagramas Ti-Zr (Fig. 2b) o Cr-Y (Fig. 2c). En el diagrama Ti-Zr la mayor parte de las muestras quedan incluidas en el dominio de los basaltos de dorsal oceánica, pero una parte significativa de ellos se distribuye en el campo de los basaltos de intraplaca. Basado en los contenidos de Ti y Cr (Fig. 2d) se les puede atribuir a la totalidad de las muestras una afinidad oceánica. Estos resultados, si bien permiten establecer claramente el carácter oceánico de estos basaltos, no permiten establecer el tipo de ambiente oceánico que representan. Debido a la distribución de los esquistos verdes en más de un campo en algunos de los diagramas de discriminación, se puede inferir que estos fueron emplazados en un ambiente transicional.

Comparados con los basaltos de dorsal oceánica normales (N-MORB) (Fig. 3), los todos los esquistos verdes están enriquecidos en Sr, K, Rb, Ba y Nb. Respecto al resto de los elementos (Ce-Cr), se distinguen dos comportamientos diferentes. El primero de ellos, representados por rocas de afinidad toleítica (según Fig. 1b y Fig. 1c), se caracteriza por contenidos muy similares a los basaltos de dorsal oceánica (Fig. 3a). Rocas de afinidad más alcalina están enriquecidas en casi todos los elementos comprendidos entre Nb y Cr. Por otra parte, regionalmente estos tipos litológicos (toleíticos y alcalinos) ocurren generalmente asociados en una misma área, pero la afinidad alcalina es más acentuada y predomina entre los esquistos verdes de la parte sur del área estudiada (Tab. 1).

Discusion

Los resultados obtenidos en el presente estudio definen claramente un carácter de basaltos de afinidad oceánica para los esquistos verdes del área estudiada, excluyendo un carácter de arco volcánico para esta secuencia. Una afinidad oceánica es también consistente con la asociación litológica observada en la serie occidental, la que además de los metabasaltos incluye metasedimentos, metachert y rocas intrusivas ultramáficas. La presencia de metabasaltos con estructuras de almohadillas refuerza esta conclusión.

Los presentes resultados confirman también la idea postulada entre otros por Hervé *et al.* (1976a) y Godoy (1979), de que la secuencia metamórfica de la Serie Occidental representa una acreción de corteza oceánica al margen occidental de Gondwana durante el Paleozoico superior. Sin embargo, el tipo de corteza oceánica representado por las rocas acrecionadas es más problemático de determinar.

Hervé *et al.* (1976a) y Godoy (1979), basados fundamentalmente en los contenidos de elementos mayores en los esquistos verdes, pudieron establecer la existencia de "toleítas abisales" en algunos enclaves del basamento cristalino. Estos resultados fueron hechos extensivos a gran parte de los metabasaltos de la Serie Occidental en Chile central y Sur. Los resultados del presente trabajo muestran un panorama mucho más complejo para un importante sector de esta Serie. Las rocas volcánicas del área estudiada corresponden a rocas basálticas de afinidad toleítica a alcalina (Fig. 1b) y con patterns de tierras raras mostrando distintos grados de enriquecimiento de las tierras raras livianas (Fig. 1d). Estas características excluyen una afinidad con basaltos de dorsal oceánica normal (N-MORB), los cuales son definidos como rocas toleíticas empobrecidas en tierras raras livianas. Esta conclusión es reforzada por los resultados obtenidos en la Figura 3.

Asociaciones volcánicas oceánicas de afinidad toleítica a alcalina y con contenidos de elementos en traza (Ti, Zr, Y, Nb, Cr) definiendo un ambiente tectónico transicional, son características en las denominadas dorsales oceánicas anormales, como por ejemplo el segmento de la dorsal oceánica atlántica a los 45° de latitud norte, o la parte sur de Islandia (Erlank & Kable 1976, Wood *et al.* 1979). Por otra parte, rocas volcánicas de composición toleítica a alcalina también son conocidas en islas oceánicas relacionadas a "hot spots" o plumas del manto, como por ejemplo las islas de Hawaii. Una discriminación entre los basaltos de ambos ambientes es prácticamente imposible en base a sus contenidos de elementos mayores o tierras raras (Basaltic Volcanism Study Project 1981). Sin embargo, en los diagramas de discriminación tectónica (por ej. Zr-Ti-Y) los basaltos de islas oceánicas consecuentemente se ubican en el campo de los basaltos de intraplaca. Por esta razón es posible descartar un posible ambiente de isla oceánica para las rocas basálticas de la Serie Occidental.

Otro ambiente en el cual la secuencia litológica de la serie occidental pudo haberse formado es una cuenca marginal, desarrollada en el borde sur occidental de Sudamérica durante el Paleozoico. Tal idea es apoyada por el carácter evolucionado de los metabasaltos estudiados y su pattern de tierras raras con un enriquecimiento relativo de las tierras raras livianas, similares a otros basaltos de cuencas marginales (Saunders & Tarney 1979, Saunders *et al.* 1979, Tarney *et al.* 1981, Saunders *et al.* 1982). Por otra parte, la

interpretación de la asociación magmática de la Serie Occidental en términos de una secuencia ofiolítica (Frutos & Alfaro 1987), también favorece un ambiente tectónico de este tipo, puesto que la mayor parte de las secuencias ofiolíticas preservadas corresponden a aquellas formadas en cuencas marginales (Dewey 1974, Hawkins 1976, Saunders *et al.* 1979, Pearce *et al.* 1981). La composición química y mineralógica de los esquistos grises sugiere que se trata de rocas pelíticas no calcáreas y grauvacas (Hervé 1977, Oyarzún *et al.* 1984, Kato 1985, Díaz *et al.* 1988) probablemente derivadas de una fuente continental de composición granítica (Díaz *et al.* 1988). Esto junto con la gran abundancia de esquistos grises sugieren una alta velocidad de sedimentación en un área relativamente próxima a una masa continental más que un ambiente abisal de dorsal oceánica propiamente tal.

Los estadios iniciales en la evolución de una cuenca marginal pueden estar caracterizados por volcanismo de afinidad alcalina a calcoalcalina, el que sucesivamente se torna toleítico adquiriendo el típico desarrollo de fondo ocánico abisal con formación de secuencias ofiolíticas (Tarney *et al.* 1981).

Basaltos ordovícicos enriquecidos en tierras raras livianas y de composición química (elementos mayores) similar a los del área estudiada, están representados en la Precordillera Argentina constituyendo una franja discontinua entre los 28°-33° de latitud sur y 69°-68° de longitud este (Kay *et al.* 1984). Estos autores sugieren una afinidad de dorsal oceánica anormal para esos basaltos y también sugieren una cuenca marginal como probable ambiente de formación. Si esta franja es correlacionable con la Serie Occidental de la cordillera de la costa de Chile central y sur, estaría indicando que un extenso segmento de corteza oceánica fue acrecionado al borde sur occidental de Gondwana durante el Paleozoico superior. Por otra parte, esta correlación sugiere la existencia durante el Paleozoico de una o varias cuencas marginales a lo largo de gran parte del borde sur occidental de Gondwana. La formación de cuencas marginales relacionadas a los procesos de subducción de la placa pacífica bajo la masa continental Gondwánica y su posterior acreción al continente, ha sido talvez uno de los principales mecanismos de crecimiento de la placa continental sudamericana desde el Paleozoico temprano.

Conclusión

La composición química de los esquistos verdes de la Serie Occidental en la Cordillera de la Costa de Chile, entre las latitudes 38°-41° sur, indica que sus protolitos fueron rocas basálticas, en su mayor parte lavas. Sus contenidos de elementos en trazas, especialmente de aquellos considerados inmóviles (Ti, Zr, Y, Nb), indican la presencia de rocas basálticas de afinidad toleítica a alcalina, y sus patterns de tierras raras se caracterizan por diferentes grados de enriquecimiento relativo de sus contenidos de tierras raras livianas. Las características geoquímicas de los metabasaltos estudiados sugieren que ellos fueron formados en un ambiente de dorsal oceánica anormal, desarrollada probablemente en una cuenca marginal en el borde sur occidental del continente Gondwánico durante el Paleozoico. Estas rocas habrían sido posteriormente acrecionadas al continente.

Agradecimientos

El presente estudio fue financiado por un grant de investigación de SAREC (Swedish Agency for Research Cooperation with Developing Countries) a W. Vivallo, y por un grant de la Stiftung-Volkswagenswerk (República Federal Alemana) a G. Alfaro y L. Díaz. La entusiasta colaboración de E. Navarrete durante el trabajo de campo es agradecida. Comentarios críticos de B. Levi, M. Darce y A. M. Ehijo, contribuyeron a mejorar la presentación de éste trabajo.

Referencias

- AGUIRRE, L. - 1965 - Basamento cristalino Precámbrico. In: RUIZ, C. ED. *Geología y Yacimientos Metalíferos de Chile*. Santiago, Inst. Invest. Geol. p. 6-18.
- AGUIRRE, L. -1985 - Southern Andes. In: NAIM A. E. M. & STEHLI F. G. eds. *Ocean basins and trenches V. 7, The Pacific Ocean*. New York, Plenum Press. p. 265-376.
- AGUIRRE, L.; HERVE, F. & GODOY, E. -1972 - Distribution of metamorphic facies in Chile, an outline. *Krystalinikum*, 9: 7-19.
- BASALTIC VOLCANISM STUDY PROYECT. - 1981 - Oceanfloor basalts. *Basaltic volcanism on the terrestrial planets*. New York, Pergamon Press Inc. p. 132-160.
- CORDANI, U.; MUNIZAGA, F.; HERVE, F. & HERVE, M. - 1976 - Edades radiométricas provenientes del basamento cristalino de la Cordillera de la Costa de las provincias de Valparaíso y Santiago, Chile. In: ACTAS I CONGR. GEOL. CHILENO. v II, p. F213-F222.
- DEWEY, J. F. -1974 - Continental margin and ophiolite subduction: Appalachian Caledonian System. In: BURKE & DRAKE C. L. eds. *The geology of continental margins*. New York, Springer-Verlag. p. 933-950.
- DIAZ, L.; VIVALLO, W.; ALFARO, G. & CISTERNA, M. E. - In press- Geoquímica de los esquistos paleozoicos de Bahía Mansa, Osorno, Chile. In: V CONGR. GEOL. CHILENO. Santiago, 1988.
- ERLANK, A. J. & KABLE, E. J. D. - 1976 - The significance of incompatible elements in mid-atlantic ridge basalts from 45°N with particular reference to Zr/Nb. *Contrib. Min. Petrol.*, 54: 281-291.
- ERNST, W. G. -1975- Systematics of large scale tectonics and age progressions in Alpine and Circum-Pacific blueschist belts. *Tectonophysics*, 26: 229-246.
- FORSYTHE, R. -1982 - The late Paleozoic to early Mesozoic evolution of southern south America: a plate tectonic interpretation. *J. Geol. Soc. London*, 139: 671-682.
- FRUTOS, J. - 1985 - Discusión de la evolución y la organización tectónica de la Cordillera Andina en el Precámbrico y Paleozoico. Los sistemas geosinclinales Proterozoico y Paleozoico. In: FRUTOS, J.; OYARZUN, R. & PINCHEIRA, M. eds. *Geología y recursos minerales de Chile, Tomo I*. Concepción, Depto de Extensión, Univ. de Concep. Chile. p. 63-89.
- FRUTOS, J. & TOBAR, A. - 1975 - Evolution of the southwestern continental margin of South America. In: CAMPBELL, K. S. W. ed. *Gondwana Geology, III Intern. Gondwana Symp.* Canberra, Australian Nat. University Press. p. 565-578.
- FRUTOS, J. & ALFARO, G. -1987 - Metallogenic and tectonic characteristics of the Paleozoic ophiolitic belt of southern Chile Coastal Cordillera. *Geol. Rudsch.*, 76: 343-356.

- GODOY, E. -1979 - Metabasitas del basamento metamórfico Chileno. Nuevos datos geoquímicos. In: ACTAS II CONGR. GEOL. CHILENO. v 3, p. E133-E148.
- GODOY, E. -1986 - Die Entwicklung des Gondwana-Randes in Chile während des Paläozoikums unter besonderer Berücksichtigung der geotektonischen Stellung der Metavulkanite. Münster (Tesis de Doctorado) Westfälischen Wilhelms-Universität, Rep. Fed. Alemana. 69 p.
- GONZALEZ-BONORINO, F. -1969 - Series metamórficas del basamento cristalino de la Cordillera de la Costa, Chile central. In: PUBL. 37 DEPTO GEOL., UNIV. CHILE. 68 p.
- GONZALEZ-BONORINO, F. & AGUIRRE, L. -1970 - Metamorphic facies series of the crystalline basement of Chile. *Geol. Rundsch.*, 59: 979-994.
- HAWKINS, J. W. -1976 - Petrology and geochemistry of basaltic rocks of the Lau Basin. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 28: 283-298.
- HERVE, F. - 1977 - Petrology of the crystalline basement of the Nahuelbuta Mountains, south-central Chile. In: ISHIKAWA, T. & AGUIRRE, L. eds. *Comparative Studies on the Geology of the Circum-Pacific Orogenic Belt in Japan and Chile*. Tokyo, Japan Soc. Promot. Sci. p. 1-51.
- HERVE, F.; MUNIZAGA, F.; GODOY, E. & AGUIRRE, L. - 1974 - Late Paleozoic K-Ar ages of blueschists from Pichilemu, central Chile. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 23: 261-264.
- HERVE, F.; GODOY, E.; DEL CAMPO, M. & OJEDA, J. M. -1976a - Las metabasitas del basamento metamórfico de Chile central y austral. In: ACTAS I CONGR. GEOL. CHILENO. v 2, p. F175-F187.
- HERVE, F.; MUNIZAGA, F.; MANTOVANI, M. & HERVE, M. - 1976b - Edades Rb/Sr neopaleozoicas del basamento cristalino de la Cordillera de Nahuelbuta. In: ACTAS I CONGR. GEOL. CHILENO. v. II, p. F19-F26.
- HERVE, F.; DAVISON, J.; GODOY, E.; MPODOZIS, C. & COVACEVICH, V. -1981- The late Paleozoic in Chile: stratigraphy, structure and possible tectonic framework. In: AN. ACAD. BRASIL. CIENC. v 53, p. 361-373.
- HERVE, F.; KAWASHITA, K.; MUNIZAGA, F. & BASSEI, M. -1984 - Rb-Sr isotopic ages from late Paleozoic metamorphic rocks of central Chile. *J. Geol. Soc. London*, 141: 877-884.
- IRVINE, T. H. & BARAGAR, W. R. A. -1971 - A guide to chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, 8: 523-548.
- KATO, T. - 1985 - Pre-andean orogenesis in the Coast Ranges of central Chile. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 96: 918-924.
- KAY, S. M.; RAMOS, V. A. & KAY, R. W. - 1984 - Elementos mayoritarios y trazas de las vulcanitas ordovícicas de la Precordillera Occidental: Basaltos de rift oceánico temprano (?) próximos al margen continental. In: NOVENO CONGR. GEOL. ARGENT., S. C. BARILOCHE, 1984, ACTAS II. p. 48-65.
- MILLER, H. - 1979 - Unidades estratigráficas y estructurales del basamento andino en el archipiélago de Los Chonos. In: ACTAS II CONGR. GEOL. CHILENO. v 1, p. A103-A120.
- MILLER, H. - 1984 - Orogenic development of the Argentine/Chilean Andes during the Paleozoic. *J. Geol. Soc.*, London, 141: 885-892.
- MPODOZIS, C. & FORSYTHE, R. - 1983 - Stratigraphy and geochemistry of accreted fragments of the ancestral pacific floor in southern South America. *Paleogeography, Paleoclim., Paleoeconom.*, 41: 103-124.

- MUNIZAGA, F.; AGUIRRE, L. & HERVE, F. - 1973 - Rb/Sr ages of rocks from the Chilean metamorphic basement. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **18**: 87-92.
- OYARZUN, R.; CLEMMY, H. & COLLAO, S. - 1984 - Chemical characteristics of the Nahuelbuta Mountains banded iron formation. southern central Chile. *J. Japan. Assoc. Min. Pet. Econ. Geol.*, **79**: 146-156.
- PEARCE, J. A. - 1975 - Basalt geochemistry used to investigate past tectonic setting on Cyprus. *Tectonophysics*, **25**: 41-67.
- PEARCE, J. A. - 1980 - Geochemical evidence for the genesis and eruptive setting of lavas from Thetian Ophiolites. In: OPHIOLITES, OPHIOLITE SYMPOSIUM, Cyprus, 1979, Proceedings, p. 261-272.
- PEARCE, J. A. & CANN, J. R. - 1973 - Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **19**: 290-300.
- PEARCE, J. A.; ALABASTER, T.; SHELTON, A. & SEARLE, M. - 1981 - The Oman ophiolite as Cretaceous arc-basin complex: evidence and implications. *Phil. Trans. Royal Soc., London*, **A300**: 299-317.
- SAUNDERS, A. D. & TARNEY, J. - 1979 - The geochemistry of basalts from a back-arc spreading centre in the East Scotia Sea. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **43**: 555-572.
- SAUNDERS, A. D.; TARNEY, J.; STERN, C. R.; DALZIEL, I. W. D. - 1979 - Geochemistry of Mesozoic marginal basin floor igneous rocks from southern Chile. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **90**: 237-258.
- SAUNDERS, A. D.; FORNARI, D. J. & MORRISON, M. A. - 1982 - The composition and emplacement of basaltic magmas produced during the development of continental-margin basins: the Gulf of California, Mexico. *J. Geol. Soc. London*, **139**: 335-346.
- TARNEY, J.; SAUNDERS, A. D.; MATTEY, D. P.; WOOD, D. A. & MARSH, N. G. - 1981 - Geochemical aspects of back-arc spreading in the Scotia Sea and western Pacific. *Phil. Trans. Royal Soc., London*, **A300**: 263-285.
- WINCHESTER, J. A. & FLOYD, P. A. - 1977 - Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.*, **20**: 325-343.
- WOOD, D. A.; TARNEY, J.; VARET, J.; SAUNDERS, A. D.; BOUGAULT, H.; JORON, J. L.; TREUIL, M. & CANN, J. R. - 1979 - Geochemistry of basalts drilled in the north atlantic by IPOD Leg 49: Implication for mantle heterogeneity. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **42**: 77-97.

Table 1. Composición química promedio de las rocas metabasálticas de la Serie Occidental del basamento cristalino en el sector de la Cordillera de la Costa comprendido entre los 38°-41° de latitud sur. Las muestras han sido agrupadas de acuerdo a su distribución geográfica, y en cada área ellas han sido subdivididas en "toleíticas y alcalinas" usando como criterio la razón Nb/Y. X= promedio, DS= desviación estandar, la cifra en paréntesis corresponde al número de muestras.

Área	38° latitud sur			40° 09' latitud sur			40° 35' lat. sur				
	Basalto	Toleítico (θ)	Alcalino (5)	X	DS	DS	X	DS	X	DS	DS
% en peso											
SiO ₂	47.28	1.74	46.55	2.83	47.76	0.77	47.72	4.17	46.48	2.66	
TiO ₂	1.34	0.32	1.49	0.37	1.94	0.36	1.73	0.34	2.09	1.26	
Al ₂ O ₃	14.93	0.58	14.93	1.26	14.11	0.68	14.42	2.49	15.05	1.16	
Fe ₂ O ₃	6.34	1.22	5.53	4.06	3.63	1.39	2.83	1.21	6.25	1.62	
FeO	5.55	1.13	6.01	1.75	8.12	0.78	7.99	2.37	5.92	1.51	
MnO	0.21	0.03	0.18	0.03	0.21	0.01	0.24	0.14	0.18	0.04	
MgO	6.70	0.66	6.40	1.62	7.43	1.44	10.07	3.30	6.52	1.37	
CaO	10.76	2.78	8.85	4.65	8.67	1.69	5.43	4.64	9.11	1.11	
Na ₂ O	2.74	1.04	3.46	0.71	3.05	0.34	1.67	1.45	2.82	0.61	
K ₂ O	0.38	0.28	0.40	0.29	0.30	0.28	1.45	1.54	1.22	0.80	
P ₂ O ₅	0.15	0.05	0.22	0.11	0.22	0.10	0.51	0.49	0.33	0.30	
H ₂ O+	3.09	0.37	3.20	0.75	3.76	0.54	5.16	2.14	3.41	0.57	
H ₂ O-	0.17	0.04	0.24	0.13	0.51	0.33	0.40	0.22	0.28	0.14	
ppm											
Ba	76	57	150	146	51	26	562	528	299	254	
Cr	318	149	369	120	194	88	590	283	259	106	
Cu	78	21	54	21	85	45	65	40	71	28	
Ni	198	40	163	76	94	15	316	179	142	53	
Rb	12	4	12	8	8	5	41	42	29	15	
Sr	126	31	257	156	130	32	347	430	450	491	
Zr	100	32	131	50	170	35	211	33	208	177	
V	311	45	275	11	334	29	287	48	279	23	
Nb	23	4	28	8	25	2	48	8	45	27	
Co	64	13	61	9	54	9	73	38	54	15	
Y	36	9	27	8	51	17	28	8	34	9	
La	3.85	1.39	8.45	4.81	7.45	3.08	30.88	10.18	17.16	14.73	
Ce	13.82	5.53	22.74	10.91	19.73	3.93	63.82	22.94	40.10	33.32	
Nd	7.74	2.61	11.66	5.77	13.35	3.48	32.89	11.32	21.93	18.75	
Sm	3.32	0.88	3.70	1.35	5.19	1.30	7.68	2.17	6.08	4.12	
Eu	1.30	0.38	1.35	0.56	1.80	0.32	2.21	0.61	2.25	1.39	
Gd	3.73	0.98	3.65	1.17	5.64	1.49	5.85	1.54	5.58	3.09	
Dy	4.88	1.18	3.91	1.16	6.97	1.94	5.01	1.70	5.10	1.74	
Er	2.94	0.72	2.23	0.62	4.15	1.33	2.52	0.81	2.54	0.56	
Yb	3.32	0.87	2.45	0.71	4.76	1.58	2.72	0.92	2.52	0.49	
Lu	0.48	0.14	0.32	0.13	0.68	0.18	0.37	0.10	0.35	0.09	

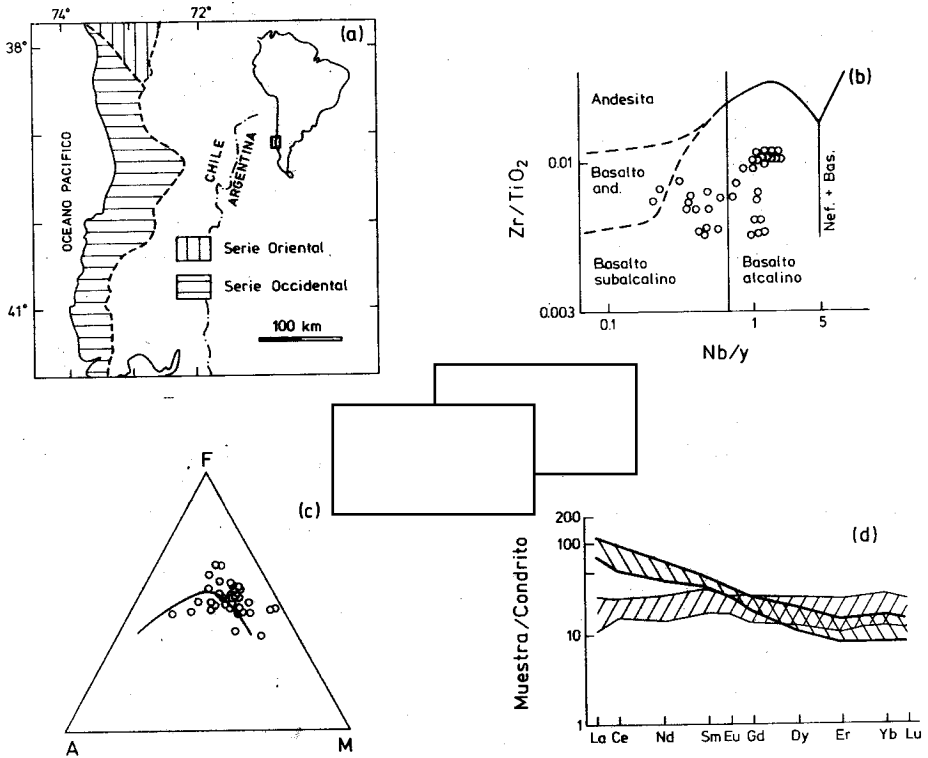


Fig. 1. (a) Bosquejo geológico, mostrando la ubicación del área estudiada. La Serie Oriental tiene su mayor extensión entre los 34°-38° latitud sur, donde se dispone paralelamente a la Serie Occidental la cual ocupa la posición más proxima al Pacifico . (b) Clasificación química de los esquistos verdes del área estudiada, diagrama de clasificación modificado de Winchester & Floyd (1977). (c) Diagrama AFM para los esquistos verdes estudiados, la línea divisoria fue dibujada de acuerdo con Irvine & Baragar (1971), A=Na₂O+K₂O, F=FeO total, M=MgO. (d) Pattern normalizado de los contenidos de tierras raras en los esquistos verdes, las rocas de afinidad subalcalina (Fig. 1b) presentan un pattern aproximadamente horizontal, mientras que aquellos de afinidad alcalina (Fig. 1b) tienen un pattern enriquecido en tierras raras livianas.

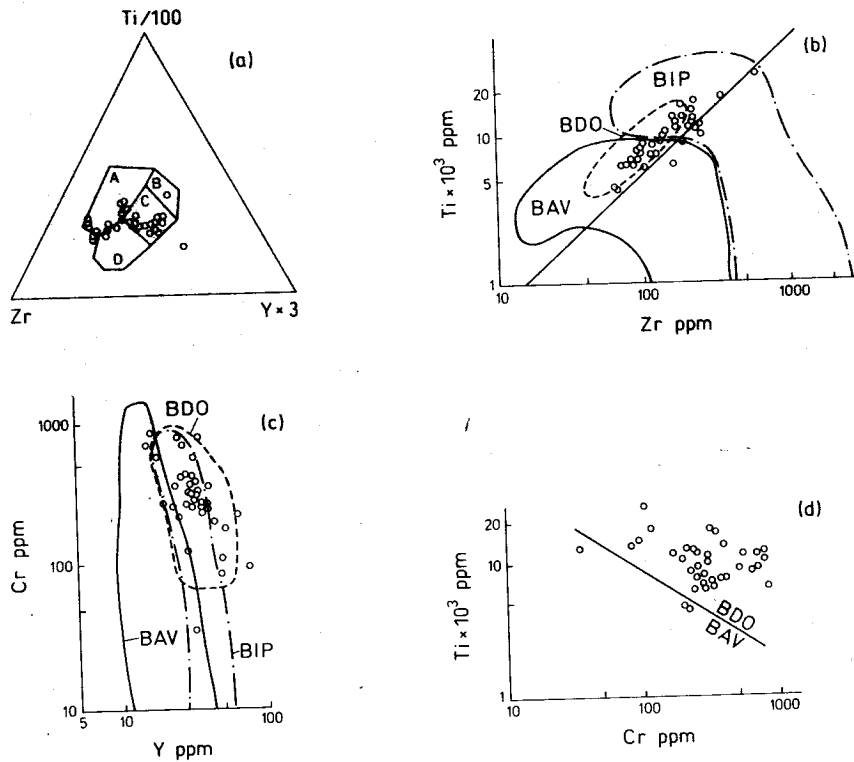


Fig. 2. (a) Diagrama de discriminación tectónica (Pearce & Cann 1973) para los esquistos verdes: los basaltos de intraplaca se ubican en el campo A, las toleitas de arco volcánico en B y C, los basaltos de dorsal oceánica en C, y los basaltos calco-alcinos en D y C. Diagrama Ti-Zr (Pearce 1980) discriminando entre basaltos de diferentes ambientes tectónicos: BAV basalto de arco volcánico, BDO basalto de dorsal oceánica, BIP basalto de intraplaca. (c) Diagrama Y-Cr (Pearce 1980) de discriminación tectónica para los esquistos verdes del área estudiada. (d) Diagrama Ti-Cr mostrando la afinidad oceánica de los esquistos verdes del área estudiada, el límite entre los dos campos fue dibujado de acuerdo a Pearce (1975).

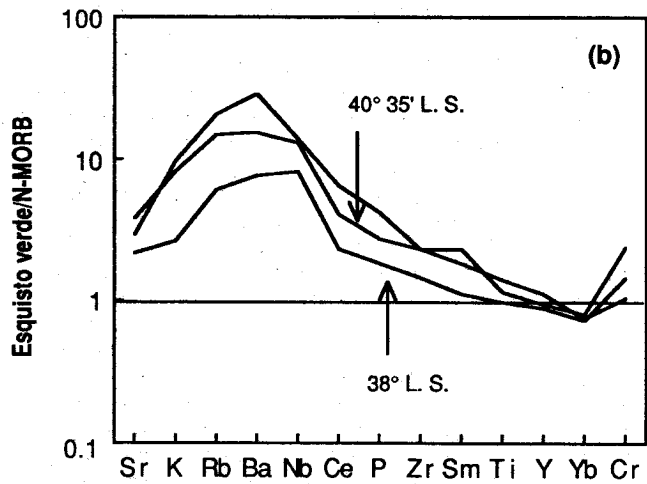
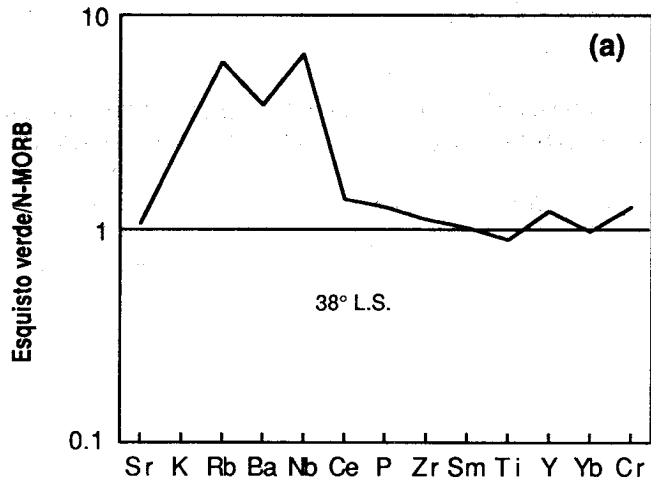


Fig. 3. Comparación entre las composiciones químicas promedios de los esquistos verdes del área en estudio (Tab. 1) y los basalto de dorsal oceánica normales (N-MORB). Los esquistos verdes están enriquecidos en casi todos los elementos. Solamente aquellos de afinidad toleítica ubicados en el extremo norte del área muestran valores de los elementos comprendidos entre Ce y Cr aproximadamente similares a los basaltos de dorsal oceánica normal (3a).

**THE IGIMBRITIC TERTIARY VOLCANISM OF THE ANDES (PERU, BOLIVIA, ARGENTINA):
ITS CHARACTERISTICS AND URANIFEROUS POTENTIALITY**

JACQUES L. LEROY and BRIGITTE GEORGE-ANIEL

*Université de Nancy I, Laboratoire d'Etude des Systèmes Hydrothermaux, BP 239, 54506
Vandoeuvre-les-Nancy cedex, France*

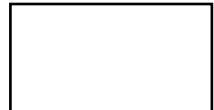
ABSTRACT

During Miocene times, thick outflows of tuffs and ignimbrites occurred in several places in the Andes. Such volcanic formations were studied in Southern Peru (Macusani area), in Central Bolivia (Meseta Los Frailes) and in Northern Argentina (Puna). In these apparently similar districts, the complex volcanic piles result in several volcanic emissions, with in place and time subvolcanic intrusions. They are located roughly in the same tectonic environment, in the Western border of the Eastern Cordillera, with a similar age, between the Pehuenche (24-27 Ma) and the Diaguita (2 Ma) orogenic phases. In contrast, their metallogenic potential is very different. If U mineralizations are known in the Macusani district, only U and/or radiometric anomalies are encountered to date in the Meseta Los Frailes and in the Puna.

Detailed mineralogical, petrographic, geochemical and fission tracks studies were performed on these volcanic piles, mainly on the units which host the U mineralizations and anomalies, in order to explain such differences and then to determine some rules for prospecting.

1 - The petrographic and geochemical characteristics of the volcanism and the primary U distribution at the magmatic stage: alkali-rich volcanic rocks (Peru) appear to be fertile source-rocks, whereas subalkaline and calc-alkaline rocks (Bolivia and Argentina) are less favorable. Uranium can only be leached from the matrix, due to the stability of the accessory minerals during all the following events. The fertility of a volcanic rock is thus directly controlled by the volumic proportion of the matrix and the U fractionation between glass and accessory minerals.

2 - The preconcentration and concentration stages: The existence of mineralizations in relation with a fertile rock will depend on other events which must occur successively at the same place: the cooling type and rate of the volcanic pile (pre-concentration stage); the intensity and the duration of the hydrothermal circulations, the presence of reducing agents and traps.



The characteristics of a fertile source-rock, as defined in this study, are then compared with those of other favorable volcanic formations, the Sierra Pena Blanca (Chihuahua) in Mexico, McDermitt and Marysville in USA and Shengyan in China.

RESUMEN

Durante el Mioceno, espesos depositos de tobas y ignimbritas ocurrieron en diferentes lugares de los Andes. Esas formaciones volcanicas han sido estudiadas en el Sur de Peru (zona de Macusani), en la parte central de Bolivia (Meseta Los Frailes), y en la parte norte de Argentina (zona de la Puna). Tal formaciones presentan características aparentemente similares, con una superposicion compleja de varios ciclos volcanicos. Estan localizadas mas o menos en el mismo contexto estructural, en el borde oeste de la Cordillera Oriental, y tienen el mismo edad, entre las fases tectonicas Pehuenche (24-27 Ma) y Diaguita (2Ma). Por lo contrario, el potencial metallogenico es muy diferente en las tres zonas: yacimientos de uranio han sido reconocidos en el distrito de Macusani (Peru), mientras que solamente unas zonas anomalas en uranio o en radiometria han sido encontradas por el momento en la Meseta Los Frailes (Bolivia) y en la Puna (Argentina).

La mineralogia, la petrografia, la geoquimica de esas formaciones asi que la distribucion por medio de las trazas de fisión fueron estudiadas en varias muestras representativas de las unidades volcanicas. Interés especial fue producido a las unidades encajonando los yacimientos de U, para tratar de definir las razones de tal diferencias en el comportamiento del uranio, y determinar los factores favorables para la prospeccion.

1 - Las características petrograficas y geoquimicas del volcanismo y de la distribucion primaria durante la cristalización de los magmas: Las rocas volcanicas ricas en K (Peru) son rocas fertiles como fuentes posibles de U, mientras que las rocas calc-alcalinas y subalcalinas son menos favorables. La liberacion del uranio de la roca es unicamente funcion del alteracion de la matriz. Eso es debido a la grande estabilidad de los minerales accesorios durante todos los eventos posteriores a la cristalización magmatica. Asi la fertilidad de una roca magmatica es directamente controlada por la proporcion de matriz vidriosa en la roca y por el fraccionamiento del U entre el vidrio y los minerales accesorios en el magma.

2 - La preconcentración y concentracion de uranio: la presencia de yacimientos en relacion con una roca fertil depende de ciclos distintos, que ocurren después de la cristalización de la roca volcanica. Los factores importantes son el tipo y la velocidad del enfriamiento de la pila volcanica (preconcentracion), la intensidad y duracion de las circulaciones hidrotermales, la presencia de agentes reductores, y de lugares favorables a la precipitacion de la mineralizacion.

Las características de una roca fertil, en el sentido del estudio presente, fueron comparadas con las de otras formaciones volcanicas favorables de la Sierra Pena Blanca en Chihuahua (Mexico), de McDermitt y de Marysville (USA) y de China.

INTRODUCTION

It is known that acidic volcanic rocks may be good source-rocks for uranium, since this element is released during their alteration. Thus, uranium mineralizations are encountered in relation with such formations. Moreover, due to the presence of volcanic shards and products within the sedimentary materials, they are often considered as

one possible source for sedimentary deposits.

On all continents, from Precambrian (Duobblon, Sweden)(Lindroos and Smellie, 1979; Smellie, 1982) to Quaternary (Latium, Italy)(Locardi, 1977, 1985), there are uranium deposits and/or mineralizations directly related to volcanic rocks, but U-enriched zones are more frequent than large deposits. A similar observation may be done using the Tertiary ignimbritic volcanism of the Andes. Mineralizations are known in the Macusani district (Peru) and only U and/or radiometric anomalies are encountered to date in the Meseta Los Frailes (Bolivia) and in the Puna (Argentina), even if they are all located roughly in the same tectonic environment, in the Western border of the Eastern Cordillera, with a similar age.

It may be thus important for prospection to know what are the main characteristics of a fertile rock.

GEOLOGIC SETTING

The Argentinian Puna (Northern Argentina)

The studied area (Coranzuli - Ramallo) is located to the South of the Cerro Galan de Piriquitas (North-West of Jujuy city) in the Argentinian Puna (fig. 1). It corresponds to the Southern end of the Bolivian Altiplano, between the Eastern and the Western Cordilleras. The ignimbrites belong to the transversal volcanic belt related to the Lippez lineament (Salfity et al, 1984).

The basement consists of marine sediments of Lower Ordovician age (Acoite formation), which were highly folded, faulted and intruded by intermediate magmatic rocks during the Ocloyica diastrophic phase (Late Ordovician - Early Silurian). After an important gap, the sedimentation started again with the Salta group, which consists of the Pirgua formation (conglomerates, sandstones and red clay levels), the Yacoraite formation (limestones, pelites and calcareous sandstones) and the Santa Barbara formation (continental sandstones and red clay levels with interbedded conglomerates). Their age ranges from Upper Cretaceous to Eocene.

The post Incaica sedimentary formations (Arituzar or Penas Coloradas and then Tiomayo formations) (Gorustovitch et al, 1987) contain more and more important volcanic intercalations. Thanks to field arguments, four cycles of pyroclastic rocks are thus distinguished (Seggiaro y Aniel, 1987)(table I). They are separated by sediments and their volume increases from the first to the fourth cycle. The vent of the first one, which is interbedded in the "Yellow Member" ("Miembre Amarillo") of the Tiomayo formation, is not known in all the region, whereas the characteristics of the second one, interbedded in the "Green Member" ("Miembre Verde") of the Tiomayo formation, and of the third one clearly indicate that the studied materials are close to their vents, probably located near the Cerro Coranzuli. The last cycle, which is also the most important, occurred between the Quechua Principal and the Diaguita phases and was related to various vents. In most of them, Granada, Panizos, Coyaguaima,..., the volcanic activity ended by a lava dome, as in Bolivia, which corresponds to the present cerros, Cerro Coranzuli, Cerro Granada,...

The radiometric anomalies (Gorustovitch et al, 1987) are located at the bottom of the third and the fourth cycles, always near their contact with the underlying sedimentary formations which enclose the second volcanic cycle, and in these sediments themselves.

The Meseta Los Frailes (Central Bolivia)

The Meseta Los Frailes (fig. 1) is part of a large Tertiary volcanic arc (more than 300 km), which was active from 25 Ma (Pehuenche Phase) to Quaternary. The studied Western part of this Meseta (close to Sevaruyo village) overlies the Uyuni-Poopo lineament, which separates the Altiplano to the West and the Eastern Cordillera to the East. In the studied area, the Altiplano is characterized by sediments of Cretaceous (sandstones, lutites, marls and limestones) and Tertiary (lutites in the Coca formation and coarse sandstones in the Chamarra formation) ages. The Western Cordillera mainly consists of marine Paleozoic sediments.

According to field data (Jiménez, 1985), confirmed by mineralogical and chemical analyses (George-Aniel, 1988), several volcanic stages are distinguished (table 1). The first outflow corresponds to the 60 m thick Lareo ignimbrite, interbedded in the sandstones of the Upper Chamarra formation. An age of 16 ± 2 Ma is given by Santivanez (1977) for the bottom of this unit. The angular unconformity observed between the Chamarra formation (58°E dip) and the horizontal upperlying ignimbrites of the Meseta Los Frailes is related to the Early Quechua phase (14-12 Ma).

The Los Frailes volcanic pile results in several outflows. The first one (Carguaycollo cycle) corresponds to the Coroma and the Anaruyo ignimbrites. They are related to North-South trending faults which are parallel to the Uyuni-Poopo lineament. Immediately after the extrusion of the Cerro Carguaycollo dome (10.45 ± 0.37 Ma, Schneider and Halls, 1985), which ended this first cycle, the thick Chiuchata ignimbrite (Chiuchata cycle) was emitted without the formation of a caldera. Due to movements along East-West faults, the small caldera, associated with the Carguaycollo cycle, was partly destroyed. As for the previous cycle, this emission was ended by the extrusion of the Cerro Villacollu dome.

During Upper Miocene, a lot of small domes intruded all the previous formations. They are disseminated in the Altiplano and the Meseta Los Frailes (Cerro Cotaje, Cerro Sombrero Kollu, Cerro Gordo,...). The VK ignimbrites were emitted after the Quechua Principal phase (6 Ma) and an age of 3.6 ± 0.7 Ma is given by Santivanez (1977) for the upper part of this formation. The last volcanic activity which occurred after the Diaguita phase (2 Ma) is represented by three small occurrences of more alkaline and less differentiated lavas to the South East of Cerro Carguaycollo.

Numerous uraniferous and radiometric anomalies are known in this area (270 in 1970). They belong to three (Aparicio, 1981) or four genetic types (Leroy et al, 1985): magmatic type (Asuncion), thermal spring type (La Calera, Wichajlupi, Mina Amistad), detrital type (Tholapalca I and III), and the most interesting, hydrothermal type (Cotaje, where pitchblende and coffinite are described, Huancarani, Torco, Los Diques,...).

The Macusani field (South-East Peru)

The uraniferous Macusani district (Carabaya province, SE Peru) (fig. 1) is hosted by the Tertiary Quenamari formation, which consists of several horizontal units of alternating less consolidated tuffs and massive ignimbrites. Mainly towards the top of the pile, these individual sheets are locally separated by gravel beds (epiclastic tuffs) (Valencia Herrera et al, 1984). The volcanics occur in three small basins, elongated NW-SE, the Macusani, Crucero and Picotani basins.

The universally known "macusanite" corresponds to glass pieces, sampled as rolled pebbles or as inclusions in the upper tuffs.

Different ages are given according to the basin and the stratigraphic position of the samples. The oldest age, 17.9 ± 0.6 Ma (Pichavant et al, 1988a), corresponds to a sample collected at the bottom of the pile, in the Picotani basin. In the same basin, an other sample gives a significantly different age of 16.7 ± 0.4 Ma. In the Macusani field, the volcanism is more recent and the ages ranges from about 10 Ma (Pichavant et al, 1988a) to 4.2 ± 1 Ma (Barnes et al, 1970). It thus appears that the volcanism is not synchronous in these two small basins and is probably separated by the Early Quechua orogenic phase.

The uraniferous occurrences are known in the North-East border of the Macusani field, in relation with the regional Antajahua - Tantamaco fault, and mainly in the upper part of the ignimbrite pile. The mineralization consists of reduced (pitchblende associated with sulfides) and oxidized minerals (autunite, gummite,...) as veins in the ignimbrite, and only oxidized minerals (autunite,...) as disseminations in the epiclastic tuffs. The three studied vertical sections, Huiquiza (Valencia Herrera et al, 1984; Pichavant et al, 1988a), Chapi and Cerro Concharumioc (George-Aniel, 1988), are all located in this area.

The Sierra Pena Blanca (Mexico)

It is clear that the Sierra Pena Blanca (Mexico) does not belong to the Andes, but it contains well-known uranium deposits (Nopal I, Las Margaritas,...) in relation with acidic tuffs and ignimbrites, which are apparently similar to those described here. This example may thus be very useful to understand and explain the differences noticed between Peru, Bolivia and Argentina. It is all the easier as these deposits were studied by one of us (Aniel, 1983; Aniel and Leroy, 1985; George-Aniel, 1988).

The Sierra Pena Blanca is a narrow volcanic range located to the North of Chihuahua State. It corresponds to an uplifted faulted block of Mesozoic rocks surrounded by basins to the West and the East. This sierra, as well as other sierras belonging to the Basin and Range system, presents a general northward tilt. The basement consists mainly of Cretaceous limestones. In the uraniferous district, it is slightly folded. The Pozos formation corresponds to a conglomerate, mainly composed of calcareous blocks and lies between the limestones and the Cenozoic volcanic sequence.

According to Magonthier's stratigraphic column (1984), the subdivisions of the volcanic pile are from bottom up:

- the first unit is composed of the Corrales Formation (53.8-42.2 Ma)(Alba and Chavez, 1974) and of the Nopal tuff and lies over the Pozos formation;
- the second unit, which hosts 85% of the uranium deposits and occurrences, corresponds to the Nopal rhyolite and the lower part of the Escuadra formation. There is sometimes a thin pumice level between these two rhyolites. The age of this group is 44 Ma (Alba and Chavez, 1974). The volcanic activity then stopped (Magonthier, 1984);
- a new stage took place at 38.3 Ma and is represented by the upper part of the Escuadra formation;
- the Chontes conglomerate overlies the volcanic units and is covered by the Pena Blanca volcanic formation;
- the last volcanic unit consists of the thick Mesa formation (37.3 Ma).

change

All these rocks are rhyodacites, with SiO₂ ranging from 66.6 to 63.5% and the alkalis from 7 to 8.6%. The Coranzuli and Granada ignimbrites are more aluminous than the 3rd cycle ones ($P = Al/(Na+K+Ca)$; 1.3 to 1.5 and 1.0 to 1.3 respectively). In the R1-R2 diagram (fig. 2a), the variations (R1 decrease) are not important enough to specify the magmatic association. However, the REE patterns (fig. 3a) and parameters, with La/Yb ranging from 10.5 to 22 and Gd/Yb from 1.3 to 2.4, indicate an intermediate volcanism, between subalkaline and calc-alkaline. This is in a rather good agreement with the magmatic zonation of this part of the Andes (Deruelle, 1982).

Their U content ranges from 4.7 to 7.7 ppm for the 3rd cycle ignimbrites, 4.8 to 6.8 ppm for Granada and 5 to 7.7 ppm for Coranzuli. The fission tracks are highly concentrated in relation with accessory minerals (zircon, monazite, apatite), xenoliths and iron oxides. The U content of the matrix is 4 ppm, which roughly corresponds to 25 % of total U.

Los Frailes

The most numerous and important radioactive anomalies are hosted in the Larco ignimbrite, interbedded in the sedimentary Chamarra formation (Cotaje, Huancarani) and in the Carguaycollo cycle pyroclastics, the Coroma and Anaruyo ignimbrites (Los Diques, Torco,...).

Their structure is porphyritic. In the Larco formation, the matrix is partly devitrified and represents 39.5 vol%. The phenocrysts (36 %) are in decreasing content: quartz, plagioclase (An₂₅₋₅₀), orthoclase (Or_{80-Ab₂₀}), biotite, ilmenite and accessory minerals, monazite and zircon both included in apatite. Beside these phenocrysts, vitreous pumices (21.5 %) and xenoliths (3 %) are present. The Coroma formation is richer in phenocrysts (44.5%) than the previous one, but the minerals are the same as those of the Larco formation, some muscovite crystals (0.5 vol%) excepted. The Anaruyo formation is very similar to the Coroma one. Thus, from Larco to Anaruyo ignimbrite, we can observe mainly a decrease in the matrix volume, that will be important for uranium.

As far as major elements are concerned (George-Aniel, 1988), we just indicate that all these rocks are rather alkali-rich, with $(Na_2O + K_2O) > 7\%$ and a $Na/(Na+K)$ ratio around 0.56 for the Larco ignimbrite, ranging from 0.57 to 0.49 for the Coroma one, and around 0.46 for all the other pyroclastics. Even if the Coroma formation is the only one with crystals of muscovite, all these volcanics present the same P parameter, between 1.2 and 1.35. According to the R1-R2 diagram (fig. 2b), all the Los Frailes volcanic rocks belong to the rhyolite, rhyodacite and dacite fields, the Sombrero Kollu and the Quaternary lavas excepted, which are latit-andesites. In such a diagram, the evolution trend is a typical subalkaline one, that is confirmed by the REE patterns (fig. 3b). Moreover, if the REE content slightly increases with time, the variations of the Heavy/Light REE ratio as indicated by the La/Yb ratio are more significant. This ratio increases from the bottom to the top of each unit and from the first unit to the last one (from 20.45 for the Larco formation to 39 for the VK ignimbrite).

The U and Th contents range from 4.8 to 7.5 ppm and from 12 to 23 ppm respectively. They are always lower in the lavas, 3.2 ppm U for Cerro Carguaycollo, 2 ppm U for Cerro Cotaje. The fission track mapping and quantification of the Chamarra formation, which hosts the Co-

taje "deposit", indicate that the pumices (15 ppm) are four times U-richer than the matrix (4 ppm). The U distribution is homogeneous in the pumices as well as in the matrix, small spot concentrations related to iron oxides excepted. The accessory minerals, apatite, zircon and monazite are U-rich minerals. Using the volumic proportion, their contribution to total U content is 18% for the matrix, 36% for the pumices and 46% for the accessory minerals. The U distribution in the Coroma and Anaruyo ignimbrites is similar, but due to the lack of pumice the proportion is slightly different, 31% for the matrix and 69% for the accessory minerals.

Macusani field

In the field, each unit is divided into two levels according to their cohesion, a weak cohesion towards the bottom, a more important cohesion with columnar jointing towards the top, and each level is characterized by its own graded-bedding (Valencia Herrera et al, 1984). In thin section, no mineralogical difference is observed.

This rock is considered as an ash-flow pyroclastic, with 40-50% phenocrysts. They are orthoclase (Or70-Ab30), quartz, plagioclase (from Ab75-An22-Or3 to Ab88-An10-Or2), biotite, apatite with numerous inclusions of zircon and monazite, andalusite, muscovite, accessory minerals (ilmenite, spinel, tourmaline)(Kontak et al, 1984; Valencia Herrera et al, 1984; George-Aniel, 1988; Pichavant et al, 1988a). The matrix is fine-grained crystallized. Neither granophyric nor axiolitic textures are observed. Entirely vitreous pumices occur locally, mainly in the Cerro Concharumic section.

As for their mineralogy, they are chemically homogeneous (George-Aniel, 1988; Pichavant et al, 1988b). They are characterized by a low to moderate SiO₂, high to very high Al₂O₃ (normative corundum, P > 1.25), high alkalis (7.6-8.5%, with a Na/(Na+K) ratio ranging from 0.47 to 0.56), low total Fe, MgO, CaO, TiO₂. They are thus chemically similar to the french two-mica granites which host important U deposits. In the R1-R2 diagram, all the samples are in the rhyolite field or on both sides the rhyolite - alkali rhyolite boundary (fig.2c). Their REE patterns are also similar to those of the french two-mica granites (Friedrich, 1984; Leroy and Turpin, 1988), with a negative Eu anomaly which increases from bottom to top and a less important fractionation between LREE and HREE than in Bolivia (La/Yb = 11.6-20.8).

The Th content is rather constant, between 8 and 10 ppm, whereas the U one ranges from 8 to 30 ppm, with an average value around 20 ppm. The fission tracks in the matrix are either disseminated and isolated or concentrated in relation with iron oxides and accessory minerals (zircon, monazite). The apatite phenocrysts by themselves show isolated tracks, but the most numerous tracks are in relation with monazite and zircon as inclusions in these minerals. By calculation, the matrix U content is 15 ppm, which represents about 30% of the total U content.

Sierra Pena Blanca

According to Aniel (1983), Magonthier (1984, 1985), George-Aniel (1988), the Nopal tuff is a red vitroclastic tuff with an eutaxitic structure and 4-6% phenocrysts: alkali feldspars, plagioclases and biotites. The Nopal rhyolite is a pink vitroclastic welded tuff with about 16% phenocrysts, alkali feldspars (Or40-Ab58 to Or50-Ab48), quartz, ilmenite and magnetite. The Escuadra rhyolite is a pink porous welded tuff. Quartz and orthoclase are the most abundant phenocrysts

(7.5%). Sphene is present as microphenocrysts. This rock is also characterized by the lack of iron oxide crystals. The matrix of both rhyolites presents a granophyric texture with fine-grained sanidine, quartz and minor iron oxides and locally a well developed eutaxitic structure.

After their deposition, these vitroclastic rocks are altered, due to devitrification and vapor phase crystallization, which are distinct events in both time and space.

Chemically, the Nopal and Escuadra formations, which host the deposit are alkali-rich ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > 8.2\%$) with a potassic character. In the R1-R2 diagram (fig.2d), the analytical points are on both sides the rhyolite-alkali rhyolite boundary. Their REE patterns are characterized by a low HREE-LREE fractionation and a large negative Eu anomaly.

The U distribution in the Nopal rhyolite matrix is rather homogeneous. Its U content is 8 ppm, that corresponds to 60-70% of total U (9.7 ppm). Some fission track concentrations (25-30 ppm) are related to iron oxides, disseminated in the matrix, but the most important concentrations are due to oxidized ilmenites, magnetites and zircons. When the Nopal rhyolite is modified by vapor phase crystallization, half U is leached from the matrix, and partly concentrated in relation with newly formed iron oxides.

URANIUM MOBILITY UNDER HYDROTHERMAL CONDITIONS

Nopal I deposit in Mexico, as Cotaje in Bolivia, are considered to be mainly of hydrothermal origin (Aniel, 1983; Leroy et al, 1985; George-Aniel, 1988).

After the out pouring of the Nopal rhyolite, hot aqueous fluids circulated in this formation thanks to fault systems. Due to fluid-rock interactions, the Nopal rhyolite was altered into kaolinite. This alteration modified a large volume of rock, with an increasing kaolinization towards the core of the deposit (breccia pipe?). The temperature is 250°C according to fluid inclusion studies. During this alteration, U was leached (oxidizing conditions) and then precipitated within the main fracture as pitchblende with pyrite (reducing conditions). Chemical analyses indicate that at least half of the U stock was leached during the kaolinization. Other hydrothermal events occurred after, leading to a montmorillonite-heulandite association (~100°C), then to an opal-Fe oxides-uranophane one (hot spring activity, ~150°C). Supergene mobilizations are also observed and the present-day oxidized U mineralizations are due to all these post-kaolinite stages.

In Bolivia, the Cotaje "deposit" is apparently similar to the Nopal one. The Larco ignimbrite was altered in relation with fractures and the main alteration product, associated with reduced U minerals, is kaolinite, with the same habit as the Mexican kaolinite one. The mineralogical changes and the chemical trends are the same in both examples, but the alteration intensity and the volume of altered rock are much weaker in Bolivia than in Mexico. However, REE patterns, fission track studies and SEM observations indicate clearly that the U-bearing accessory minerals in both examples, as pumices in Bolivia, remain stable and unaltered during the kaolinization. This means that they do not release their U and that the only available source of uranium is the matrix. An experimental study was performed on the Macusanite glass to follow the uranium mobility during the development of

the alteration under hydrothermal conditions (George-Aniel, 1988; George-Aniel and Leroy, 1988). One of the main results is that uranium is not released during the hydration of the glass, but only during its complete dissolution.

DISCUSSION

The uranium deposits in volcanic environment, as nearly all the deposits, result in the superposition of several processes. If we compare Nopal I and Cotaje, it is clear that the intensity and the duration of the hydrothermal circulations and alterations increase the U leaching and thus favor the formation of economic concentrations. It is clear also that even the favorable mechanisms cannot mobilize large quantities of metal when located in accessory minerals. As a matter of fact, the matrix appears to be the only available U source. The quantity of leachable U is thus directly controlled by the U fractionation between glass and accessory minerals at the magmatic stage and by the volumic proportion of the matrix.

If we compare all the studied examples, the volume of phenocrysts in Bolivia, as in Argentina, is rather high and the U content of the matrix low. Thus, only 25% of the total 5-7 ppm are leachable in the Argentinian ignimbrites. In Bolivia, the total U content is similar and 18% of total U for the Larco ignimbrite, 31% for the Coroma and Anaruyo ones are considered as leachable. This means that, in both places, about 1-2 ppm U can be released from the pyroclastics. Moreover, as the volume of altered rock is small, no economic concentration can be formed, whatever the processes. On the contrary, in Mexico, the volume of the matrix, as its U content, is important and the leachable U represents 60-70% of the total U (9.7 ppm). Calculations indicate that the release of only 50% of the U stock is sufficient to explain the Nopal I deposit. In Peru, the volumic proportion of the matrix is twice lower than the Mexican one, but its U content is twice higher. In both places, mineralizations will be formed, if concentration processes exist.

The nature and the quantity of phenocrysts and accessory minerals reflect directly the origin, the magmatic history, and the magmatic family of a rock. If all the analytical points are plotted in the same R1-R2 diagram (fig.4), two families can be distinguished immediately. The first one, on both sides the rhyolite - alkali rhyolite boundary, is illustrated by the Sierra Pena Blanca and the Macusani volcanisms. They are alkali-rich products with $K > Na$ and they contain U deposits. The second one corresponds to the Bolivian and Argentinian ignimbrites. They are subalkaline or intermediate between subalkaline and calc-alkaline and no economic U mineralizations can be formed. Representative analyses of other ignimbrites where U mineralizations are known, McDermitt (USA) (Dayvault et al, 1981), Marysvale (USA) (Hoffer, 1982), Shengyan (China)(Chuanwen et al, 1981) or Xian Shang (China), are plotted in the same diagram. They are all located in the same group as the Sierra Pena Blanca and Macusani volcanics. A similar result would be obtained with the Precambrian ignimbrites of Duobblon (Sweden)(Lindroos and Smellie, 1979; Smellie, 1982).

Thus, similar conclusions are obtained for volcanics and granites, as illustrated by two typical French Hercynian granites (fig. 4), the two-mica Saint-Sylvestre granites (Massif Central) (Friedrich, 1984; Friedrich et al, 1987), which hosts the well-known Margnac, Fanay,... U deposits, and the subalkaline Ballons monzogranite (Vosges)(Pagel, 1981), where no deposits exist in spite of a similar U content.

In conclusion, due to the direct relation between the quantity of

leachable ²³⁸U and the magmatic characteristics of a rock, it is possible to affirm that alkali-rich volcanic rocks (with K > Na) are favourable ones, if concentration processes exist, whereas subalkaline and calc-alkaline ones cannot contain economic concentrations and must not be prospected for uranium.

ACKNOWLEDGEMENT

This study is the result of a fruitful cooperation between the authors and S. Gorustovitch, A. Vullien, R. Ferreyra, A. Belluco (CNEA, Argentina), N. Jimenez, E. Pardo Leyton (Bolivia), G. Arroyo, J. Valencia Herrera (IPEN, Peru) and J. Altamirano (Mexico). It was part of the research programs of the Centre de Recherches sur la Géologie de l'Uranium (CREGU, Nancy, France) and the University of Nancy I (France).

REFERENCES

ALBA, L.A. and CHAVEZ, R. (1974) - K-Ar ages from volcanic rocks from the Central Pena Blanca, Chihuahua, Mexico. *Isotopes*, 10, 21-23.

ANIEL, B. (1983) - Les gisements uranifères associés au volcanisme acide tertiaire de la Sierra Pena Blanca (Chihuahua, Mexique). *Géol. Géochim. Uranium, Mém. Nancy*, 2, 291p.

ANIEL, B. and LEROY, J.L. (1985) The reduced uraniferous mineralizations associated with the volcanic rocks of the Sierra Pena Blanca (Chihuahua, Mexico). *Am. Min.*, 70, 1290-1297.

APARICIO, A. (1981) - Mineralizacion de uranio en rocas volcanicas terciarias de la formacion Los Frailes, Bolivia. in "Yacimientos de uranio en America Latina: Geologia y exploracion", Proc. IAEA, symp. Lima 1978, 485-520.

BARNES, A.E., EDWARDS, G., Mc LAUGHLIN, W.A., FRIEDMAN, I. and JOENSUV, O. (1970) - Macusanite occurrence, age and composition, Macusani, Peru. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 81, 1539-1546.

CHUANWEN, W., ZHAOBO, C. and YOUXIN, X. (1981) - Uranium deposits in the Shengyan volcanic basin, South China. 26th IGC Paris 1980, sect. 13.2.2, Metallogenesi of uranium, Geoinstitute edit., Beograd, 33-50.

DAYVAULT, R.D., CASTOR, S.B. and BERRY, M.R. (1985) - Uranium associated with volcanic rocks of the McDermitt caldera, Nevada and Oregon. in "Uranium deposits in volcanic rocks". Proc. IAEA, El Paso, Texas, USA 1984, 379-409.

DERUELLE, B. (1982) - Petrology of the Plio-Quaternary volcanism of the South-Central and Meridional Andes. *J. Volc. Geoth. Res.*, 14, 77-124.

FRIEDRICH, M. (1984) - Le complexe granitique hyperalumineux de St. Sylvestre (Nord-Ouest du Massif Central français). *Géol. Géochim. Uranium, Mém. Nancy*, 5, 361p.

FRIEDRICH, M., CUNEY, M. and POTY, B. (1987) - Uranium geochemistry in peraluminous leucogranites. *Uranium*, 3, 353-385.

GEORGE-ANIEL, B. (1988) - Comportement naturel de l'uranium en mi-

lieu volcanique et approche expérimentale. Géol. Géochim. Uranium, Mém. Nancy, 16, 311p.

GORUSTOVITCH, S.A., VULLIEN, A., ANIEL, B. y BUSTOS, R. (1987) - Uranio en relacion a ignimbritas cenozoicas de la comarca Coranzuli - Ramallo, Puna, Argentina. Actas X Congreso Geologico Argentino, Tucuman.

HOFFER, R.L. (1982) - Uranium geochemistry of selected rock units from the Marisvale volcanic field, Piute county, Utah. The University of Texas at El Paso, DGS thesis, 267p.

JIMENEZ, N. (1985) - Evolucion del volcanismo terciario en la Meseta de Los Frailes suroccidental (sector Cotaje-Tihua alto). Tesis de grado UMSA, La Paz, Bolivia.

KONTAK, D., PICHAVANT, M. and CLARK, A. (1984) - Petrology of the Pliocene volcanics from Macusani, SE Peru, EOS, 65, 299.

LA ROCHE, H. de, LETERRIER, J., GRANDCLAUDE, Ph. and MARCHAL, M. (1980) - A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major element analyses: its relationship with current nomenclatur. Chem. Geol., 29, 183-210.

LEROY, J.L., GEORGE-ANIEL, B. and PARDO LEYTON, E. (1985) - Deposit and radioactive anomalies in the Sevaruyo region, Bolivia. in "Uranium deposits in volcanic rocks", Proc. IAEA, El Paso, Texas 1984, 289-300.

LEROY, J.L., ANIEL, B. and POTY, B. (1987) - The Sierra Pena Blanca (Mexico) and the Meseta Los Frailes (Bolivia): the uranium concentration mechanisms in volcanic environment during hydrothermal processes. Uranium, 3, 211-234.

LEROY, J.L. and TURPIN, L. (1988) - REE, Th and Uranium behaviour during hydrothermal and supergene processes in a granitic environment. Chem. Geol., 68, 239-251.

LINDROOS, H. and SMELLIE, J. (1979) - A stratabound uranium occurrence within Middle Precambrian ignimbrites at Duobblon, Sweden. Econ. Geol., 74, 1118-1130.

LOCARDI, E. (1977) - Recent volcanoes and uranium mineralizations. IAEA, TC-25/18, 229-239.

LOCARDI, E. (1985) - Geologic environment of uranium deposits in Quaternary volcano-sedimentary basins in Central Italy. in "Geological environment of sandstones type deposits", IAEA, TECDOC 328, 83-98.

MAGONTHIER, M.C. (1984) - Les ignimbrites de la Sierra Madre Occidentale et de la province uranifère de la Sierra Pena Blanca, Mexique. Mém. Sci. de la Terre, Univ. Paris 6, 351p.

MAGONTHIER, M.C. (1985) - Características petrográficas y geoquímicas de las unidades ignimbriticas portadoras de mineralización de uranio de la Sierra Pena Blanca, Mexico. in "Uranium deposits in volcanic rocks", Proc. IAEA, Symp. El Paso, Texas 1984, 137-150.

PAGEL, M. (1981) - Facteurs de distribution et de concentration de l'uranium et du thorium dans quelques granites de la chaîne hercynienne d'Europe. Unpublished thesis, Univ. Nancy I.

PICHAVANT, M., KONTAK, D.J., VALENCIA HERRERA J. and CLARK, A.H. (1988a) - The Miocene-Pliocene Macusani volcanics, SE Peru. I. Mineralogy and magmatic evolution of a felsic peraluminous magma. *Contrib. Mineral. Petrol.*, (in press).

PICHAVANT, M., KONTAK, D.J., BRIQUEU, L., VALENCIA HERRERA, J. and CLARK, A. (1988b) - The Miocene-Pliocene Macusani volcanics, SE Peru. II. Geochemistry and petrogenesis of a felsic peraluminous magma. *Contrib. Mineral. Petrol.*, (in press).

SALFITY, J., GORUSTOVITCH, S.A., MOYA, M. y AMENGUAL, R. (1984) - Marco tectónico de la sedimentación y efusividad cenozoicas en la Puna argentina. *Actas IX Congreso Geológico Argentino, Bariloche, I*, 539-554.

SANTIVANEZ, R. (1977) - Estudio petrográfico de la región de Sevayuyo (Wichajlupi). Tesis de grado UMSA, La Paz, Bolivia.

SCHNEIDER, A. and HALLS, C. (1985) - Chronology of eruptive processes and mineralization of the Frailes - Kari Kari volcanic field, Eastern Cordillera, Bolivia. *Comunicaciones* 35, 217-224.

SEGGIARO, R.E. y ANIEL, B. (1987) - Los ciclos piroclásticos del área Tiomayo - Coranzuli, provincia de Jujuy, Argentina. *Actas X Congreso Geológico Argentino Tucuman*.

SMELLIE, J. (1982) - The mineralogy and genesis of uranium in rhyolitic ignimbrites of Precambrian age from Duobblon, Sweden. *Min. Mag.*, 46, 187-199.

VALENCIA HERRERA, J., PICHAVANT, M. and ESTEYRIES, C. (1984) - Le volcanisme ignimbritique peralumineux plioquaternaire de la région de Macusani (Pérou). *C.R.Acad.Sc. Paris*, 298, 77-82.

Table 1 - The different pyroclastic emissions and the tectonic phases in the Puna (Argentina), in the Meseta Los Frailes (Bolivia) and in the Macusani district (Peru).

PUNA (Coranzuli area)		LOS FRAILES (Sevaruyo area)		MACUSANI	
				Pic.	Mac.
			travertines effusive lavas		
2	DIAGUITA		PHASE		
		3.6	VK ignimbrites		4.2
5.4	Cº Granada 4 th cycle ign.				
6	QUECHUA		PRINCIPAL		
6.9	3 ^d cycle ign. (Morro Grande)		Cº Cotaje, Gordo Sombrero Kollu		
		8.9	Cº Villacollu Chiuchata ign.		
		10.4	Cº Carguaycollo Anaruyo ign.		10
		12.4	Coroma ign.		
12	EARLY		QUECHUA		
	2 nd cycle ign. Tiomayo fm. 1 st cycle ign.	16	Larco ign. Chamarra fm.	16.7 17.9	
24	PEHUENCHE				

Pic.: Picotani basin; Mac.: Macusani basin.

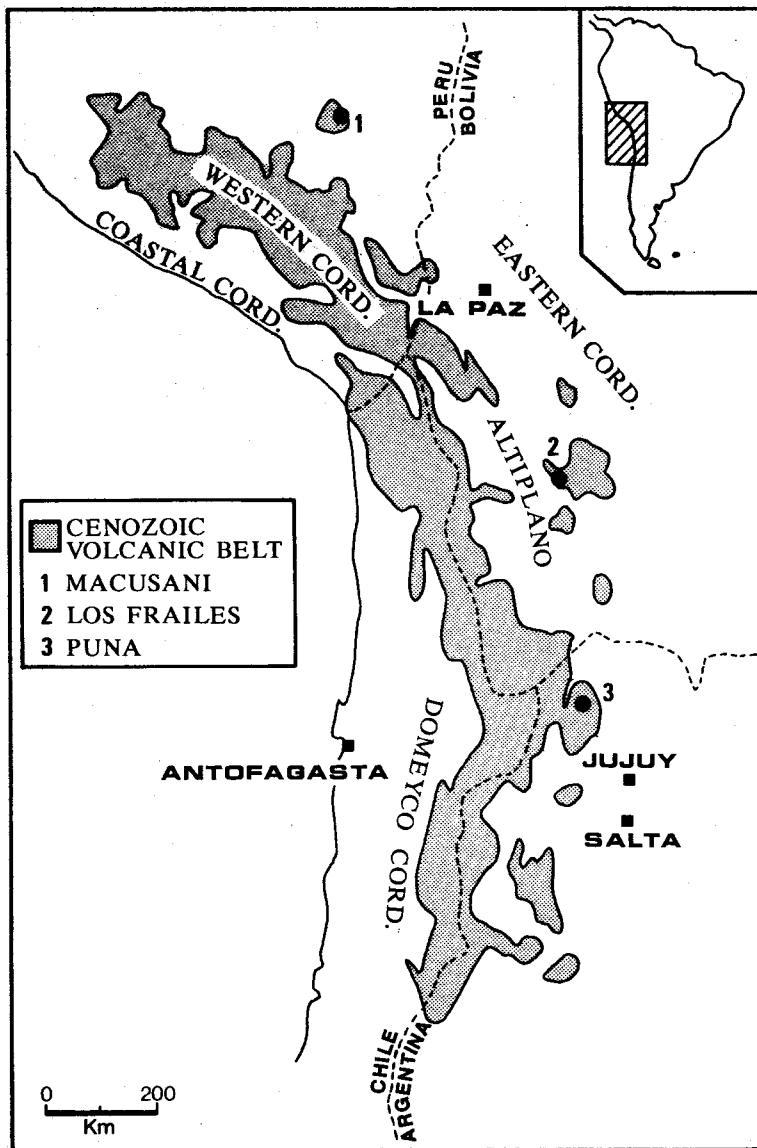


Fig. 1 - Simplified map of the Cenozoic volcanic belt from Peru, Bolivia and Argentina and location of the three studied districts.

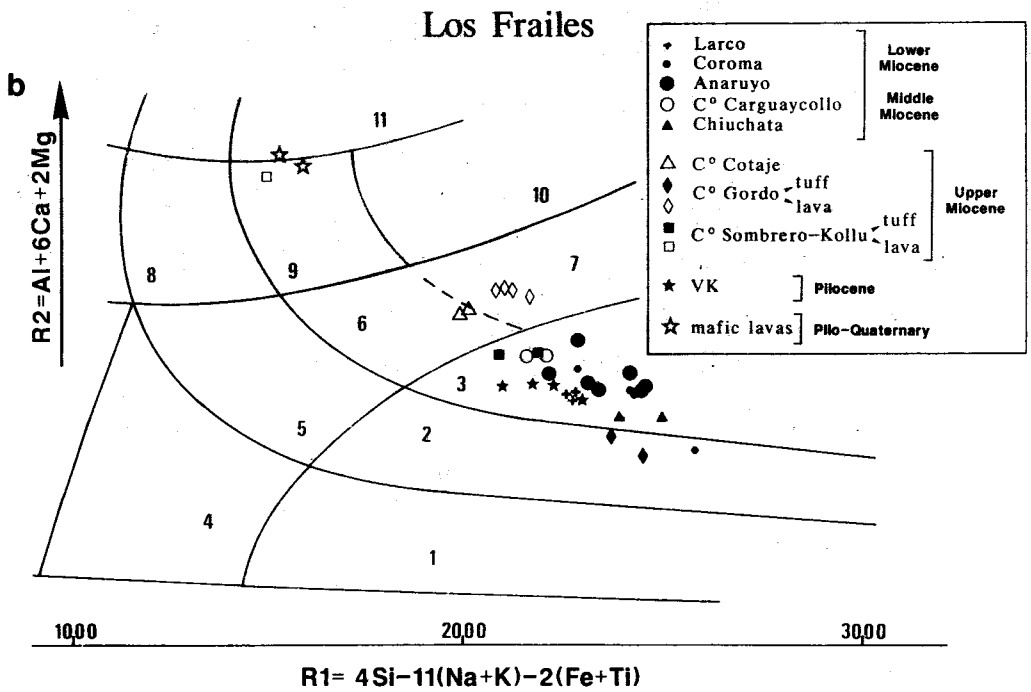
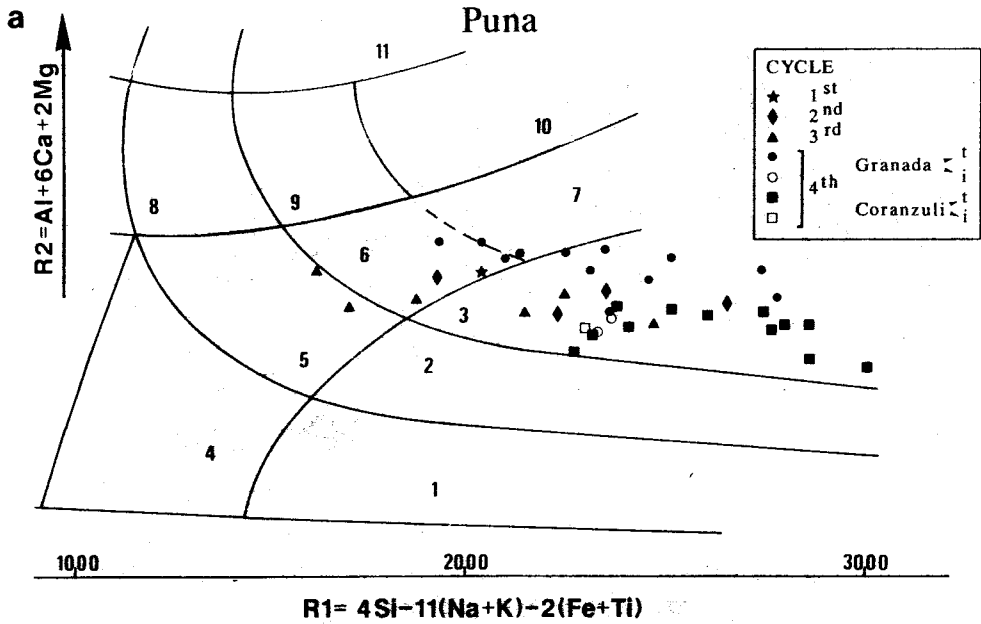


Fig. 2 - R1-R2 diagram (La Roche et al, 1980)
 a. Puna (Argentina) (t: tuff; i: lava dome)
 b. Meseta Los Frailes (Bolivia)

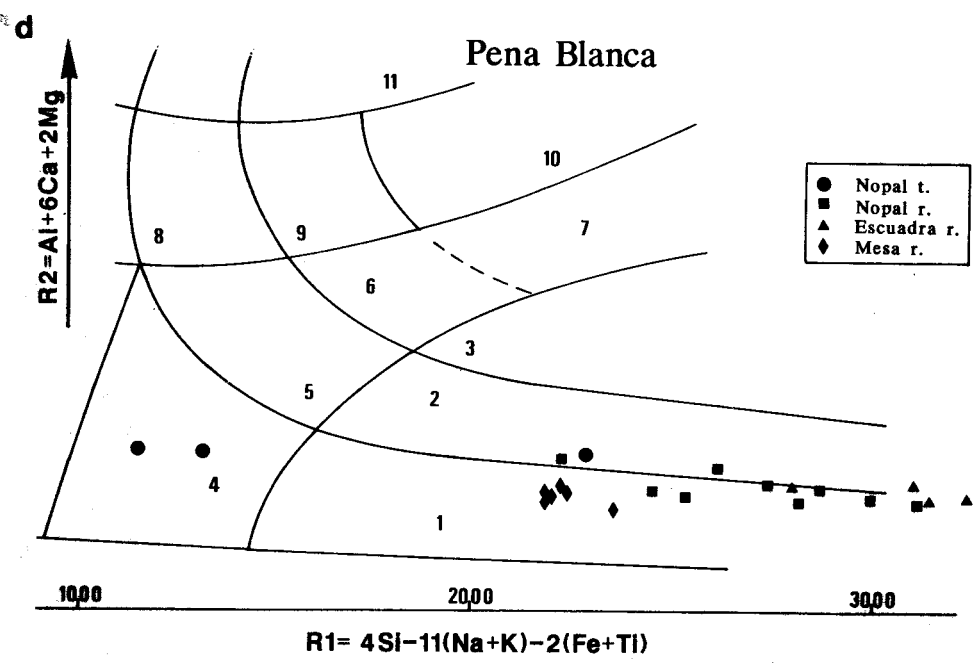
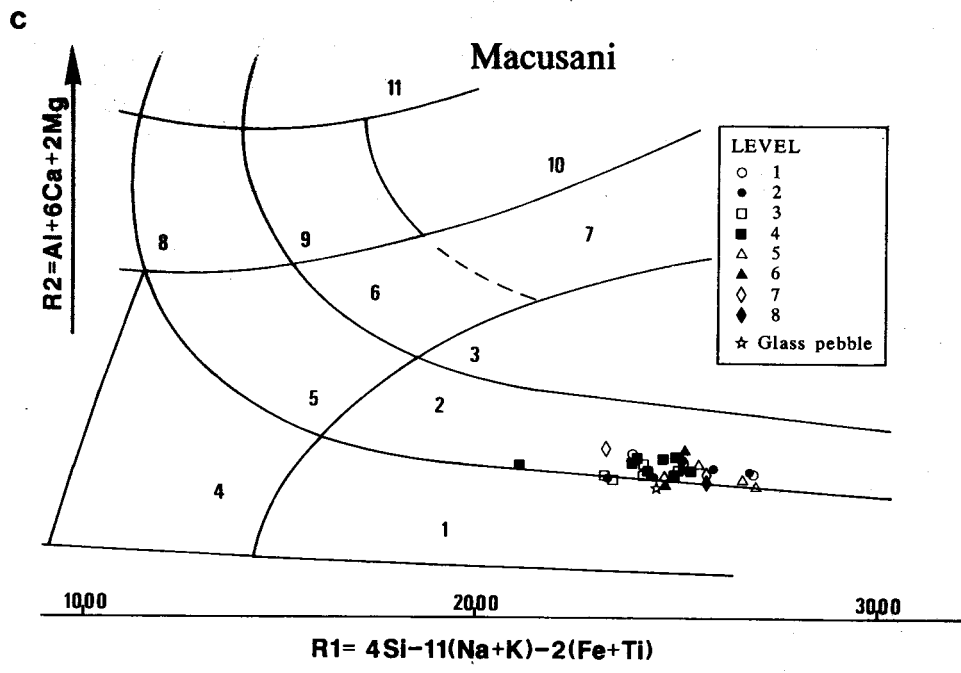


Fig. 2 - R1-R2 diagram (La Roche et al, 1980)
 c. Macusani (Peru)
 d. Sierra Pena Blanca (Mexico) (t: tuff; r: rhyolite)



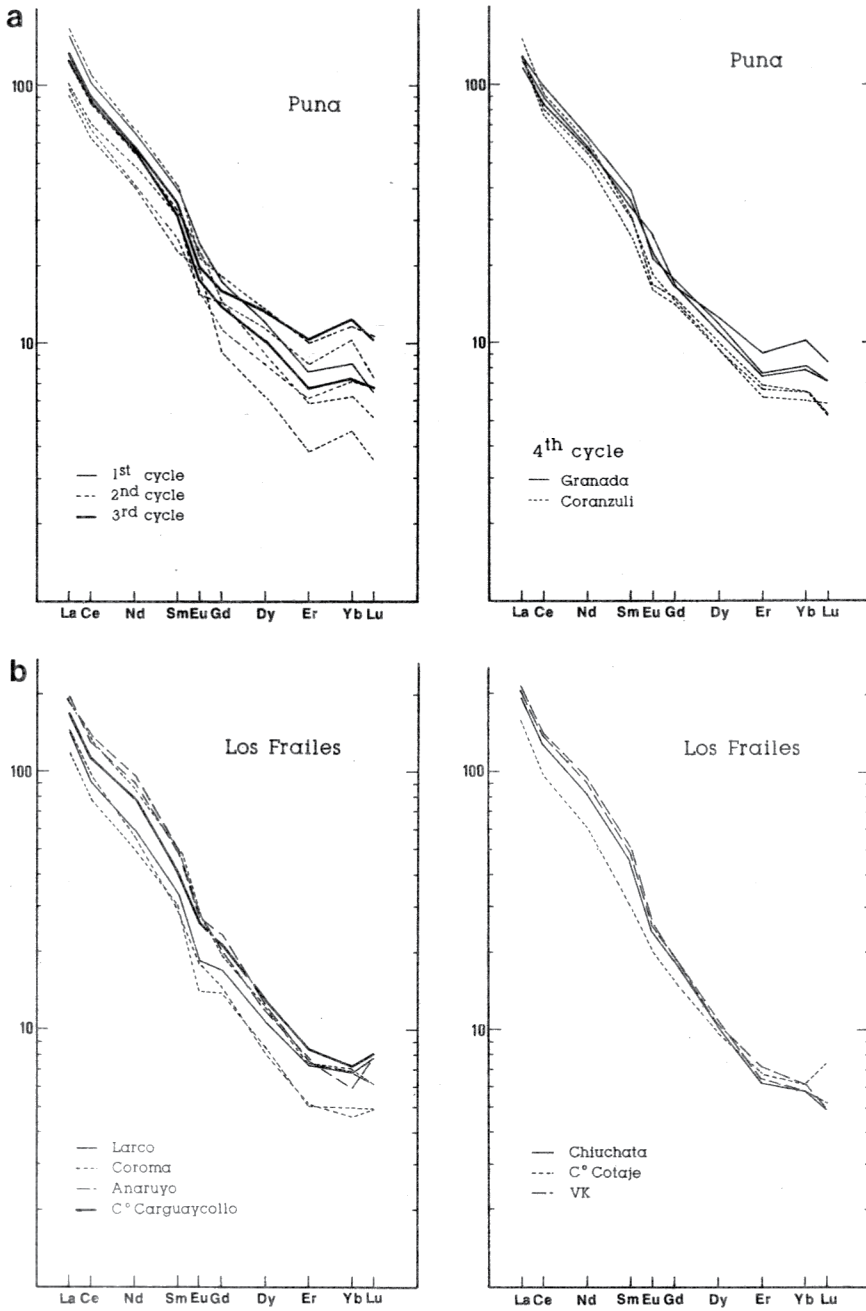


Fig. 3 - Chondrite normalized REE patterns

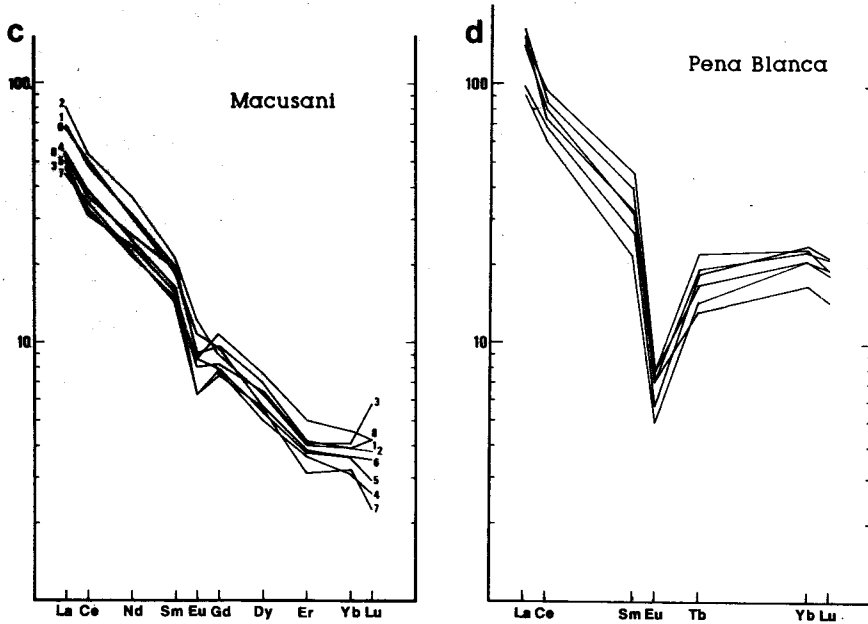
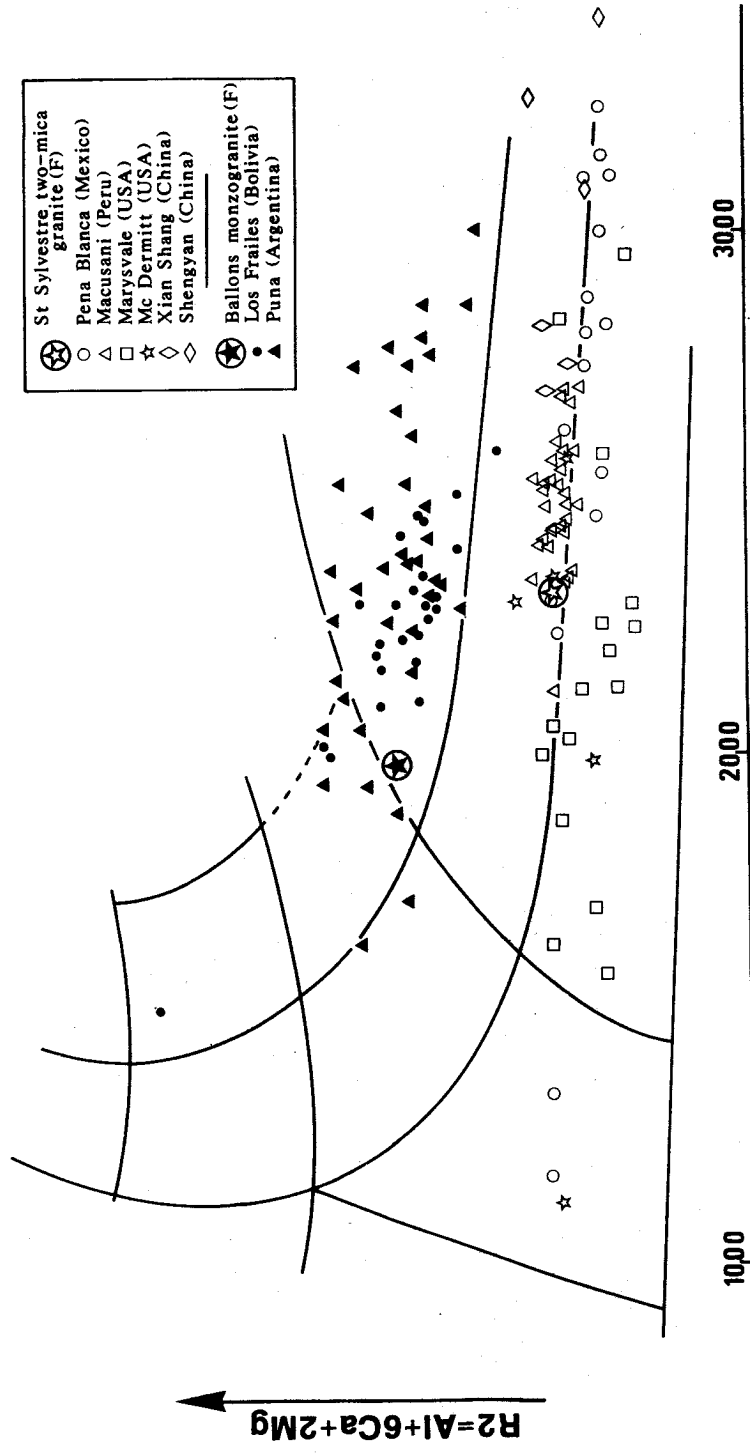


Fig. 3 - Chondrite normalized REE patterns
 a. Puna (Argentina)
 b. Meseta Los Frailes (Bolivia)
 c. Macusani (Peru)(the numbers correspond to the different levels)
 d. Sierra Pena Blanca (Mexico)(Nopal and Escuadra rhyolites only)



$$R1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$$

Fig. 4 - Representative analyses of various ignimbrites in a R1-R2 diagram, according to the presence or the lack of uranium mineralizations.

**DYKE-SILL TRANSITIONS OF ALKALINE ROCK BODIES AT ARRAIAL DO CABO,
RIO DE JANEIRO, BRAZIL**

Akihisa Motoki – DGG/Instituto de Geociências da UERJ

Ciro Alexandre Ávila – DGG/Instituto de Geociências da UERJ

RESUMO

Foram estudados corpos tabulares de rochas alcalinas leucocráticas do Cretáceo, intrusivos no embasamento gnáissico pré-cambriano, na área de Arraial do Cabo, aproximadamente 150 km a leste do Rio de Janeiro, RJ.

Estes corpos são considerados como intrusões durante um curto período, e apresentam três orientações, N10E, N70E e N40W, e três formas de intrusões, subvertical-discordante, oblíquo-concordante e subhorizontal-discordante. Foi observado em alguns afloramentos a transição de um corpo sub-vertical a oblíquo, de oblíquo a sub-horizontal e o processo integral. Na transição, a parte oblíqua concordante apresenta uma forma irregular, ondulante ou zig-zag, e a porção sub-horizontal possui uma espessura maior.

Os exemplos observados no campo não se encaixam na hipótese de intrusão ao longo de planos de frequência pré-existentes, mas aprovam a teoria de fraturamento hidráulico. As direções dos corpos tabulares foram controladas pela condição dos esforços no momento da intrusão.

ABSTRACT

The tabular rock bodies of Cretaceous leucocratic alkaline rocks, intrusive into Precambrian gneissic basement, at Arraial do Cabo area, about 150 km to the east of Rio de Janeiro city, State of Rio de Janeiro, Brazil, are studied.

These bodies are considered to be intrusions in a short period, and they have three orientations, N10E, N70E, and N40W, and three intrusion modes, subvertical-discordant, oblique-concordant, and subhorizontal-discordant. Some outcrops present transition of one body from subvertical to oblique, from oblique to subhorizontal, and their integral process. In these transitions, the oblique part shows a irregular form, undulant or zigzag, and the subhorizontal one is relatively thick.

These field examples are not consistent with magma intrusion hypothesis along pre-existent weak zone, but approvable to the hydraulic fracturing theory. The directions of these bodies were controlled by stress field at the intrusion moment.

INTRODUCTION

Dyke and sill are tabular intrusive rock bodies of frequent field occurrence. Most of the textbooks of structural geology and igneous petrology (e.g. Billings, 1972 ; Best 1982 ; Bates and Jackson, 1987 ; Hall, 1987) takes the term "dyke" to denote the tabular body intruding perpendicularly or obliquely to bedding plane, schistosity or gneiss structure of the country rock (discordant intrusion mode) and "sill" to describe the one subparallel to them (concordant mode), independently of their direction (Fig. 1-A). There are only a few publications which present the definition different from the orthodox one : Bates and Jackson (op. cit.) also adopt "dyke" as subvertical body and "sill" as subhorizontal one (page 607) ; Hatayama et al. (1980) use "dyke" for subvertical one, "sheet" for subhorizontal one, and "sill" for subhorizontal-concordant one. However, such definitions have been considered to be quite erroneous (Billings, op. cit.). On the other hand, Miyashiro and Kushiro (1975) employ the term "dyke" for discordant one in any direction, "sill" for concordant and subhorizontal one, and "concordant sheet" for concordant-subvertical one. In spite of the caution of Billings (op. cit.), some papers took "dyke" and "sill" respectively for subvertical and subhorizontal ones, probably due to their original (non-geological) signification. The orthodox definition (e.g. of Billings, op. cit.) seems to be supported by the conception that magma intrusions along pre-existent weak zone (concordant intrusions) are easier than that with a new fracture circulation (discordant one). Linsser (1968) presented a representative magma intrusion model from this view point, on the assumption that the upper crust is highly fractured, the magma pressure do not fracture the host rock, and the magma (diabasic) is denser than the host rock. However, the magma permeation model like this have not been examined sufficiently, on this sense, is only a traditional supposition.

It is widely known that most of the dykes crops out subvertically and the major part of sills appears subhorizontally (Fig. 1-A). The former is generally more frequent than the latter even in subhorizontal sedimentary rocks. It is whispered that sills are found mainly in subhorizontal young sedimentary formations and, hardly in steeply dipped Precambrian basement rock bodies (Fig. 1-B). These tendencies are difficult to be justified by the orthodox intrusion model. Moreover, there are subhorizontal tabular bodies intrusive in homogeneous country rocks (Fig. 1-C). In Brazil, such bodies are called descriptively flat-lying "sheet", but their intrusion mechanism have not been established. Indeed, the term "sheet" is not clearly defined (Bates and Jackson, op. cit.) : For example, Billings (op. cit.) took it for synonym of sill. It seems obvious that sills and sheets (in Brazilian sense) are feeded by dykes, and many textbooks illustrate "T" formed transition. However, the field description and photograph of dyke-sill transitions are hardly found. On this sense, even the "T" form is uncertain.

Above-mentioned problems are very interesting in terms of intrusion mechanism of these bodies, however, unfortunately they have not been discussed well in our continent. The present paper attempts to propose one of the possible solutions, by means of structural studies of the tabular rock bodies present in Arraial do Cabo area, State of Rio de Janeiro, Brazil.

LOCAL GEOLOGY OF ARRAIAL DO CABO AREA

Arraial do Cabo is situated approximately at 23 degrees of the south latitude and 42 degrees of the west longitude, about 150 km to the east of the Rio de Janeiro city (Fig. 2). There were some previous works (e.g. Lima, 1974 ; 1976 ; Valença, 1976), which clarified the general geology. This area is underlain mainly by late Precambrian to early Palaeozoic (the Brazilian Cycle, the last movement of this region) gneiss with amphibolitic intercalations. This basement body is intruded by Jurassic basaltic dykes, so called "diabase", which would feed the Palana Basaltic Trap. Both of them were cut by alkaline leucocratic tabular bodies and some alkaline melanocratic dykes. The east side of the area is underlain by syenitic rocks, which may constitute a part of the Cabo Frio Alkaline Complex Rock Body, of the Cretaceous, situated on the southeast of the area. The alkaline tabular bodies are related presumably to this complex.

The authors have observed 162 tabular intrusive rock bodies, in which 91 are subvertical and 31 are oblique or subhorizontal. The basement body is composed mainly of Precambrian augen gneiss and quartz gneiss with amphibolitic intercalations of 10 m thick, which are common in this region. They are generally striked N15E and dipped 40E, with local disturbance. The basaltic dykes (30 bodies observed) are subvertical and oriented to N55E, to be discordant to the gneiss structure. They are generally thick, 5 to 15 m, and straight with few branching. Horizontal columnar joint system is commonly observed. Granulometric variation in these bodies is notable, and it makes them unsuitable to be called "diabase": basalt at the margin, diabase on the border, and micror-gabbro in the centre. The leucocratic alkaline tabular bodies (55 bodies observed) have three preferred directions, N10E, N70E, and N40W, and the third cuts the first two. In spite of the presence of three different generations, they are similar in lithological characteristics, suggesting their intrusions in a short period. The second generation bodies are remarked by intense deuteric alteration and the fenitization having affected the country rocks along the contact. The third generation bodies may constitute a part of the radial dyke system, whose centre is situated at the Cabo Frio Alkaline Complex Rock Body.

SUBHORIZONTAL DISCORDANT TABULAR BODIES

As mentioned before, most of the subhorizontal tabular rock bodies is of concordant intrusion, namely "sill". However, in the studied area, the rare examples, subhorizontal bodies of discordant intrusion, have been observed. These peculiar bodies are composed of leucocratic fine-grained alkaline rocks, and distributed in all over the area. They are 0.5 to 5 m thick and dipped 5 to 20 degrees to the east, however, the country Precambrian gneiss is dipped approximately 40 degrees to the east. The contact lines with the wall rock are delimited by sharp chilled margins, however they are not straight, but undulant (Fig. 3). The strike and dip of these bodies also are highly variable, showing frequently zigzag form and complex branching.

The best example of these bodies crops out on a sea cliff of the northwestern side of the studied area. This body appears at the sea level (Loc. 1), of 2 m thick with middle dip (about 30 degrees). Approximately 40 m above the sea level, turns to be subhorizontal

(Loc. 2), of 7 m thick. At the 70 m from the sea level (Loc. 3), becomes 5 m thick with middle dip, to be subparallel to the country rock banding (Fig. 4).

The undulant form are observed not only in such a great scale, but also in outcrop ones. The direction can vary only in few meters.

TRANSITION FROM SUBVERTICAL TABULAR BODIES TO SUBHORIZONTAL ONES

Some outcrops of the subhorizontal discordant bodies grading into oblique or subvertical ones have been observed. At the sea cliff of southwest side of the area (Loc. 4, 5), two examples of integural transition, from subvertical to subhorizontal, have been observed (Fig. 5-A, B). Near the sea level, these bodies are striked NE-SW ward and dipped steeply to the east, being discordant to the country gneiss structure and parallel to the dykes of the second generation (subvertical-discardant stage). At the middle hight, about 30 m from the sea level, the dip and strike turn to subparallel to the gneiss structure, of N15E40E trend, and sometimes show zigzag form and complex branching (oblique-concordant stage). At the top of those outcrops, about 50 m, they become subhorizontal, being discordant to the host body (subhorizontal-discardant stage).

The partial transitions, from oblique to subhorizontal, are found more frequently. At the Loc. 6 and 7, well exposed such examples have been observed (Fig. 6-A, B). In addition to these examples, many outcrops of the partial transition process are found. Their subhorizontal part is generally thicker than the oblique one. Most of the transitions take place from 20 to 50 m above the sea level, but can occur also in the other hight: Some subhorizontal bodies appear near the sea level, and many subvertical ones crop out almost at the top of the hill (about 120 m high).

In spite of such complexity, the field examples allow to believe that all of the transitions are similar to those of the Loc. 4 and 5. The Fig. 7 show a schematic block-diagram of this process.

POSSIBLE INTRUSION MECHANISM FOR THE SUBHORIZONTAL DISCORDANT BODIES

The transition from oblique-concordant body to subhorizontal-discardant one, observed in the studied area, contains a important problem, which may disapprove the orthodox intrusion model: Magma intrusion along pre-existent weak zone is not always easier than the one with a new fracture opening!

One of the possible solutions of this problem is provided by the "hydraulic fracturing" theory, which is a common sense of the geologists and engineers of petroleum exploration. The petroleum wells with no spotaneous gush need artificial subterrian pressuring by means of water injection (so called "oil lift" method). This water pressure was initially estimated to be equivalent to the overlying load, because sill-like subhorizontal injection along sedimentary bedding planes was supposed. However, in real cases, the pressures required were significantly inferior to the estimations. Hubbert and Willis (1957) discussed this problem and concluded that the water intrusion was not subhorizontal, but subvertical, like a radial dyke system. If the deviatoric stress (subtraction of σ_3 from σ_1) of the

intrusion locality is more than the the tensile strength of the country rock, the high-pressured water will intrude not along the subhorizontal stratification but along the subvertical tensile fractures newly created by water pressure perpendicularly to the minimum principal stress axis (σ_3). Therefore, the water pressure required becomes minor than the overlying load by the aid of the lithostatic stress. This principle was named "hydraulic fracturing" and these authors pointed out a possibility of its application to dyke intrusion mechanism, exemplifying the radial dyke system around Spanish Peak, Colorado, USA.

Such a application was initiated by Nakamura (1969 ; 1975), Phillips (1974), Hills (1975) and Haimson (1975). These papers indicate the following model : Under conditions of a low deviatoric stress, less than approximately four times the tensile strength of the host rock, a hydraulic tensile fracture will be formed perpendicularly to the σ_3 , that is, parallelly to the σ_1 - σ_2 plane, when the magma pressure exceeds the combined σ_3 and tensile strength of the host rock. This phenomenon is named "hydraulic tensile fractureing", and the fracture newly created will be filled by the magma immediately, resulting a tabular intrusive rock body. If the deviatoric stress is superior to the tensile strength, the hydraulic tensile fracturing will take place with a magma pressure inferior to overlying load, as the case of "oil lift". As a result, the magma will not intrude along pre-existent fractures if they are not subparallel to the σ_1 - σ_2 plane. In the sites under certain depth, these tabular bodies (dykes) tend to be oriented parallelly to the regional maximum horizontal stress axis without necessity of pre-existent parallel weak lines, and the fact makes it possible to reconstruct regional stress-field of intrusion time. On the other hand, when the deviatoric stress is very high and the magma pressure is relatively low, the host body will fail by displacement along shear fractures. This type is called "hydraulic sheer fractureing", and successive magma filling results tabular bodies accompanied by wall body's displacement.

Phillips (op. cit.) applied this theory to cone sheet formation introducing dynamic process by means of a good combination of hydraulic tensile fractureing and sheer one. Nakamura (1969 ; 1977), Nakamura et al. (1977) estimated regional horizontal compression stress axis by means of palastic cone alignments of strato volcanoes, which correspond to a surface indication of subterrian radial dykes. Bacon et al. (1983) performed similar estimation based on the distribution of monogenic volcanoes. Haimson (1975), Kobayashi (1979 a, b), Hori and Kobayashi (1980), Takeuchi (1980), Nicolas and Jacson (1982), Laughlin et al. (1983), Feraud and Campredon (1983), Southwick and Day (1983) and Ui et al. (1984) applied this theory to reconstruction of palaeo stress-field.

On the other hand, Phillips (op. cit.) also refered to sill formations (subhorizontal tabular intrusive rock body) by means of hydraulic tensile fractureing. Hills (1975) pointed out the importance of lateral stress and shallow emplacement for subhorizontal sill intrusions, considering their effect to be comparable to the subhorizontal stratification of host body. Fig. 8 visualize the effect of vertical stress variation to hydraulic tensile fracture direction, with special respect to Arraial da Cabo area. It is assumed that the vertical stress, related directly to the overlying load, is almost proportional to the depth, on the other hand, the horizontal ones are not dependent on the depth so much as the vertical one. In deep sites, the vertical stress is relatively high to role σ_1 , and the magma

pressure opens a vertical tensile fracture (A zone). In shallow sites, the vertical stress is low to roles σ_3 , and the magma pressure create a subhorizontal tensile fracture, by the aid of sufficient horizontal stress (C zone). Between them, a intermediate condition can exist, in which the vertical stress roles σ_2 . This stage is characterized by relatively little deviatoric stress, and such a stress field is sometimes unable to control the intrusive direction, which allows zigzag directions and complex branchings (B zone). Consequently, the transition from vertical tabular body to horizontal one takes place in the depth that the vertical stress turns from σ_1 to σ_3 .

Some of the leucocratic alkaline tabular rock bodis of the studied area have the aspects of the B zone. That is, this area, especially the range between 20 to 50 m from the sea level, corresponds to the B zone. Provably, local stress disturbance of intrusion time caused the altitude variation of vertical-horizontal transition. For example, the good outcrops of the Loc. 4 and 5 are due to the stress disturbance which eventually localized the transition nigh about 40 m above the present sea level.

The subhorizontal-discordant tabular bodies dirived from oblique-concordant ones reveal that their direction did not follow the gneiss structure of the host body, but was controlled by the stress field at the intrusion moment. On this sense, tne the stress field was a factor more important than the pre-exsitent weak zone, in direction controle of the tabular bodies.

As mentioned before, subhorizontally intruding magma, like sill, must lift the overlying rocks to open intruding space, therefore, such bodies can be emplaced only in shallow sites. This result is exactly opposit to the opinion of Linsser (1968), which permit sill intrusions only under the "compensation level", where the hydrostatic pressure is superior to the lithostatic one. However, such a condition may not take place because the country rocks will be fractured hydraulically by a magma pressure inferior to the lithostatic one (refer to "oil lift" in former chapters). On the other hand, subhorizontal intrusion can occur without parallel stratification, even if in homogeneous host body, on the condition of shallow magma emplacement and sufficient horizontal stress.

The importance of the shallow emplacement for subhorizontal intrusions can be observed in our dairy field experence. In rock sampling, geologists frequently need to remove altered surface of the hand-specemens by means of rock hammer strikes, as shown in Fig. 9. Near the altered surface of the specimen, the σ_1 is obviously parallel to the the strike direction, and the σ_3 is perpendicular to the surface. Therefore, a tensile fracrure will be formed parallelly to the altered surface to remove it. Is it a simulation of sill intrusion !

EXAMPLE OF SUBHORIZONTAL INTRUSION IN HOMOGENEOUS HOST ROCK

One of the examples of subhorizontal intrusion into a homogeneous rock body can be observed in Poços de Caldas Alkaline Complex Rock Body, States of Minas Gerais and São Paulo, Brazil. This rock body was attributed beforehand to a volcanic caldera (Ellert, 1959 ; etc.) of Valles type (Loureiro and Santos, 1988 ; etc.), but recently have been revealed to be a shallow intrusive rock bady of magmatic stoping (Motoki and Oliveira, 1987).

Ulbrich (1984) preformed detailed studies of nepheline syenite rock bodies of this complex, and revealed that the greatest nepheline syenite body, present inside of the subcircular host phonolitic intrusive body, has a flat-lying form, opening slightly upward (Fig. 10). This body seem to be in continuation to the outside of the country phonolitic body, underlying the topographic elevation along its chilled margin (so called "Castle Wall" by Motoki and Oliveira, op. cit.), which was mistaken for ring dykes. The host phonolitic rock body is not extrusive but intrusive, and almost isotropic in structure, of course, without horizontal stratification.

The study of subhorizontal disconrant intrusive bodies in Brazil have only just started, and therefore, further descovery of such bodies is expected.

CONCLUSION

The field examples and discussions suggest one of the solutions of the dyke-sill intrusion problem : Horizontal tabular intrusions take place in shallow sites under sufficient horizontal stress by means of hydraulic tensile fracturing. In this sense, pre-existing weak zones in the wall rocks are only subordinal factors for the intrusion direction. This shallow emplacement justifies the occurrence of sills frequent in younger sedimentary formations and dykes in deeper sites.

The oblique concordant bodies of Arraial do Cabo area suggest that the magma can also intrude concordantly to pre-existing weak zones, if the hydraulic fracturing direction is subparallel to them. Hall (1987) pointed out that large sills transgress the stratifications of their host bodis when mapped over a large area, and this transgression take the form of abrupt step rather than angular discordance. The example cited by this author (Stirling coalfield ; Dinnam and Haldane, 1932), shows the sill direction parallel to the bedding planes and its trend parallel to the terrestrial surface. The fact is exactly approvable to the sill intrusion mechanism of the present paper.

The hydraulic fracturing theory permit to conclude that the orthodox definition of the termes "dyke" and "sill" is not based on the fundamental intrusion mechanism but only descriptive. On the other hand, there are two types of tabular bodies with essential difference in their intrusion mechanism : Vertical ones (σ_3 is horizontal) and horizontal ones (σ_3 is vertical). In this sense, the present paper proposes the following genetic definition of the terms "dyke" and "sill" : The former for the body of subvertical original emplacement and the latter for the one of subhorizontal intrusion, independently of their intrusion mode (Fig. 11).

ACKNOWLEDGEMENT

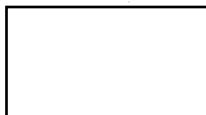
The present work have been concluded not only by the authors, but also geologist Henrique Llacer Roig of Campinas University. The authors are grateful especially to him. The authors also would like to thank to Prof. Y. Kobayashi and K. Nakamura of the University of Tokyo ; C. Ui of of Kobe University ; P.R.A.S. Lima, E. Zimbres, and M. Tupinambá of the Rio de Janeiro State University ;

H.K.G.J. Ulbrich and U.G. Cordani of São Paulo University ; F.F. Almeida of Campinas University, geologist E.H. Kinoshita of Internacional Engenharia S.A. ; J.R. Aires of Petrobrás-CENPES for their helpful advice.

REFERENCE

- BACON, C.R.; MACDONALD, R.; SMITH, R.L., BAEDECKER, P.A. - 1981 - Pleistocene high silica rhyolites of the Coso volcanic field, Inyo Country, California. Jour. Geophys. Res., 86, 10223-10241.
- BATES, R.; JACSON, J.A.; - 1987 - Glossary of Geology, 3rd edition. McGraw-Hill Book Company, 788 pgs.
- BEST, M.G. - 1982 - Igneous and metamorphic petrology. W.H. Freeman and Company, New York. 630 pgs.
- BILLINGS, M.P. - 1972 - Structural Geology. Prentice-Hall Inc. Englewood Cliffs, New Jersey, USA. 606 pgs.
- DINHAM, C.H.; HALDANE, B.O. - 1932 - The economic geology of the Stirling and Clackmannan Coalfield, Mem. Geol. Sur. Scotland, 242 pgs. (cited in Hall, 1987)
- ELLERT, R. - 1959 - Contribuição à geologia do maciço alcalino de Poços de Caldas. Bol. Fac. Fil. Ciênc. Let. Univ. São Paulo, 237, Geologia 18, 1-64.
- FERAUD, G.; CAMPREDON, R. - 1983 - Geochronology and structural study of Tertiary and Quaternary dikes in southern France and Sardinia : An example of utilization of dike swarms as paleostress indicators. Tectonophysics, 98, 297-325.
- Hall, A. - 1987 - Igneous petrology. John Wiley & Sons, Inc. New York., 573 pgs.
- HAIMSON, B.C. - 1975 - Deep in-situ stress measurements by hydrofracturing. Tectonophysics, 29, 41-47.
- Hatayama, Y.; 344 coauthors - 1980 - Chigaku Jiten (Geological Dictionary). The Association for Geological Collaboration. Heibonsha K.K., Tokyo, 1612 pgs. (in Japanese)
- HILLS, E.S. - 1975 - Elements of structural geology. Chapman and Hall Ltd., London. 501 pgs.
- HORI, K. e KOBAYASHI, Y. - 1980 - Determination of tectonic stress orientation in the Sunda Arc by means of dyke method. Bull. Volcanol. Soc. Japan, Ser. 2, 25-1, 33-44 (in Japanese).
- HUBBERT, M.K.; WILLIS, D.G. - 1957 - Mechanics of hydraulic fracturing. Transactions of the American Institute of Mining, Metallurgical, and Petroleum Engineers, 210, 153-164.
- KOBAYASHI, Y. - 1979 a - Late Neogene dike swarms and regional tectonic stress field in the inner belt of southeast Japan. Bull. Volcanol. Soc. Japan, Ser. 2, 24, 153-168. (in Japanese)
- KOBAYASHI, Y. - 1979 b - Early and middle Miocene dike swarms and regional tectonic stress field in the southeast Japan. Bull. Volcanol. Soc. Japan, Ser. 2, 24, 203-212. (in Japanese)
- LAUGHLIN, A.W.; ALDRICH, M.J.; VANIMAN, D.T. - 1983 - Tectonic implications of mid-Tertiary dikes in west-central New Mexico. Geology, 11, 45-48.
- LIMA, P.R.A.S. - 1974 - Geologia da Ilha de Cabo Frio. An. XXVIII Congr. Bras. Geol., 1, 176-181.
- LIMA, P.R.A.S. - 1976 - Geologia dos maciços alcalinos do Estado do Rio de Janeiro. Parte I - Localização e geologia dos maciços. Semana de Estudos Geológicos, UFRRJ, 205-245.
- LINSSER, H. - 1968 - A discourse on diabase intrusions, illustrated by

- a simplified model. Translated into portugues in 1972 by C.W.M. Campos, and published in Bol. Tec. Petrobrás 16-4, 201-219.
- LOUREIRO, F.E.V.L.; SANTOS, R.C. - 1988 - The intra-intrusive uranium deposits of Poços de Caldas, Brazil. Ore Geology Reviews, 3, 227-240.
- MIYASHIRO, .; KUSHIRO, I. - 1975 - Gansekigaku II (Petrology II). Kyoritsu Shuppand K.K., Tokyo, 171 pgs. (in Japanese)
- MOTOKI, A.; OLIVEIRA, J.L.S. - 1987 - Reconsiderações vulcanológicas sobre a hipótese de caldeira vulcânica no Complexo Alcalino de Poços de Caldas, MG. Parte I : Rochas sedimentares como corpos capturados, fragmentados e afundados no magma fonolítico. An. IV Simp. Geol. Minas Gerais, 240-243.
- NAKAMURA, K. - 1969 - Arrangement of parasitic cones as a possible key to regional stress field. Bull. Volcanol. Soc. Japan, Ser. 2, 14, 8-20. (in Japanese).
- NAKAMURA, K. - 1975 - Volcano structure and possible mechanical correlation between volcanic eruptions and earthquakes. Bull. Volcanol. Soc. Japan, Ser. 2, 20, Special Edition, 229-240. (in Japanese)
- NAKAMURA, K. - 1977 - Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation - Principle and proposal. Jour. Volcanol. Geotherm. Res., 2, 1-16.
- NAKAMURA, K.; JACOB, K.H.; DAVIES, J.N. - 1977 - Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientations : Aleutians and Alaska. Pure. Appl. Geophys. 115, 88-112.
- NICOLAS, A.; JACKSON, M. - 1982 - High temperature dikes in peridotites : Origin by hidraulic fracturing. Jour. Petrol., 23-4, 568-582.
- PHILLIPS, W.J. - 1974 - The dynamic emplacement of cone sheets. Tectonophysics, 24, 69-84.
- SOUTHWICK, D.L.; DAY, W.C. - 1983 - Geology and petrology of Proterozoic mafic dikes, north central Minnesota and western Ontario. Canad. Jour. Earth. Sci., 20, 622-638.
- TAKEUCHI, A. - 1981 - Temporal changes of regional stress field and tectonics of sedimentary basin. Jour. Geol. Soc. Japan, 87, 737-751. (in Japanese)
- UI, T.; KONO, M.; HAMANO, Y.; MONGE, F.; AOTA, Y. - 1984 - Reconstruction of a volcanic edifice using the dike swarm at Ocos, Peruvian Andes. Bull. Volcanol. Soc. Japan, Ser. 2, 29-4, 285-296.
- ULBRICH, H.H.G.J. - 1984 - A petrologia, a estrutura e quimismo de nefelina sienitos do Maciço Alcalino de Poços de Caldas, MG-SP. "Livre Docência" thies, Inst. Geoc. Univ. São Paulo (unpublished).
- VALENÇA, J.G. - 1976 - Geologia dos maciços alcalinos do Estado do Rio de Janeiro. Parte II - Correlações geológicas. Semana de estudos geológicos, UFRRJ, 247-259.



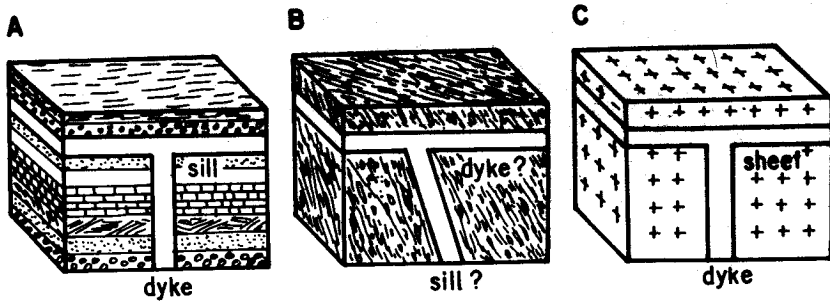


Fig. 1 - The orthodox definition of the terms "dyke", "sill", and "sheet" : A) Typical dyke and sill ; B) problematic case of them ; C) flat-lying sheet.

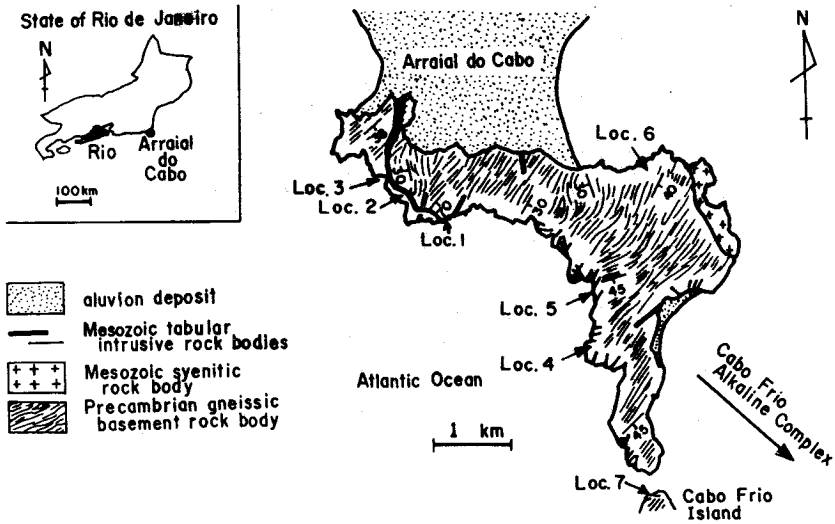


Fig. 2 - Locality map of Arraial do Cabo area. The tabular intrusive bodies are exaggerated in thickness.

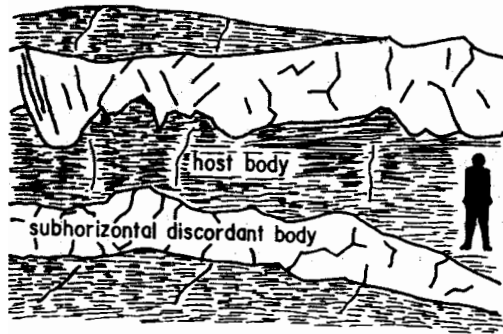


Fig. 3 - Field sketch of the subhorizontal-discordant tabular intrusive rock bodies at the Loc. 4.

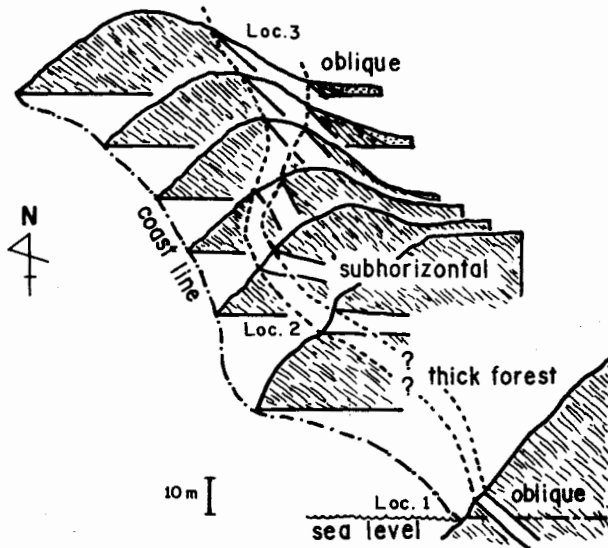
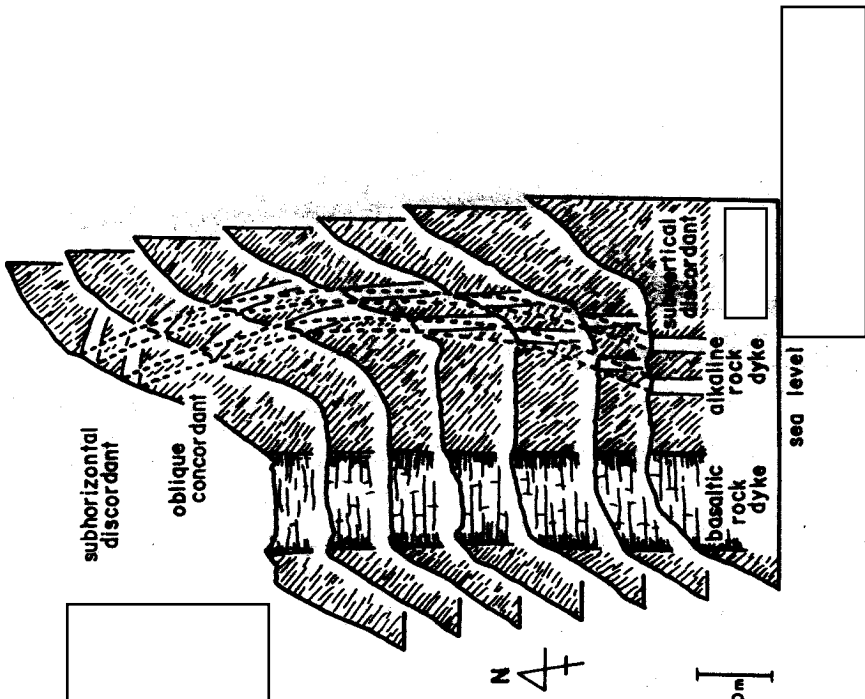


Fig. 4 - Panel diagram for the tabular intrusive rock body observed at the sea cliff of the northwestern end of the studied area (Loc. 1, 2, 3). The tabular intrusive bodies are exaggerated in thickness.

B



A

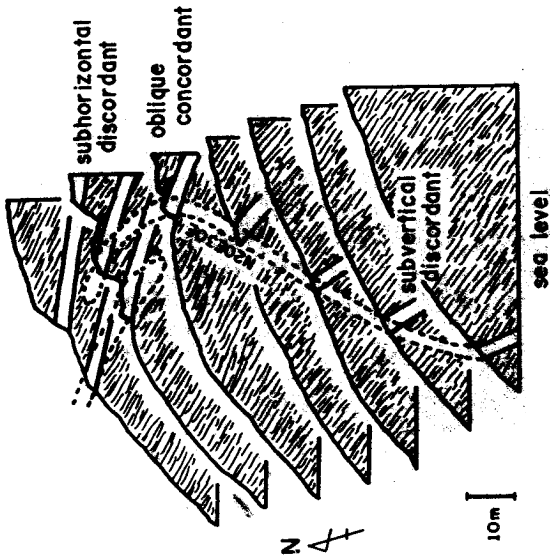
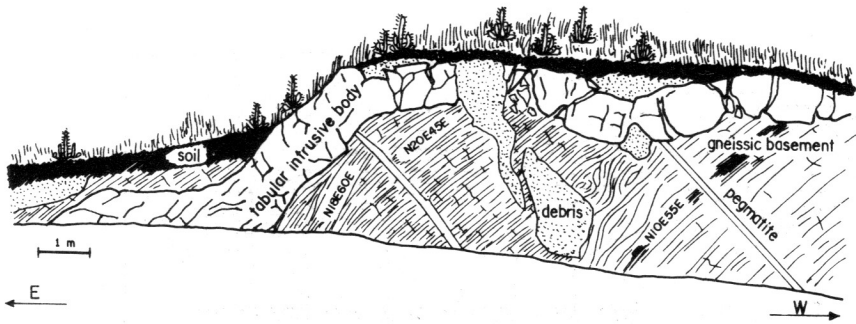


Fig. 5 - Transition examples from subvertical-discordant body through oblique-concordant one to subhorizontal-discordant one, observed at the Loc. 4 and 5 (A, B). The tabular intrusive bodies are exaggerated in thickness.

A



B

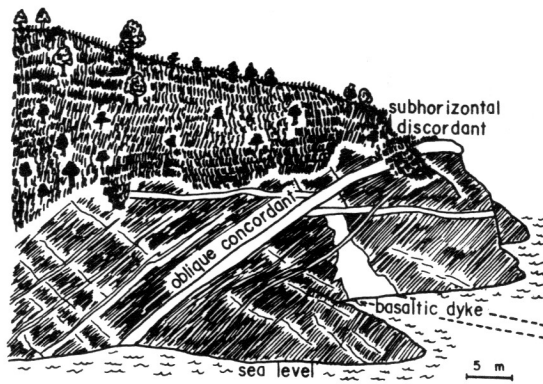


Fig. 6 - Transition examples form oblique-concordant body to subhorizontal-discordant one, found at the Loc. 6 and 7 (A, B).

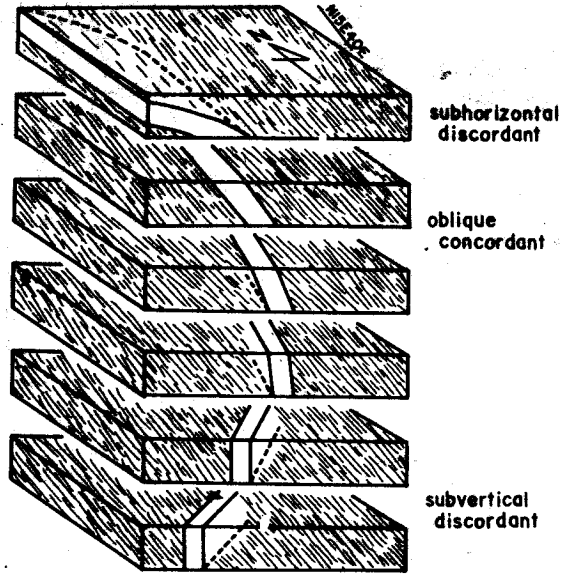


Fig. 7 - Schematic block diagram for the dyke-sill transition processes observed in Arraial do Cabo area.

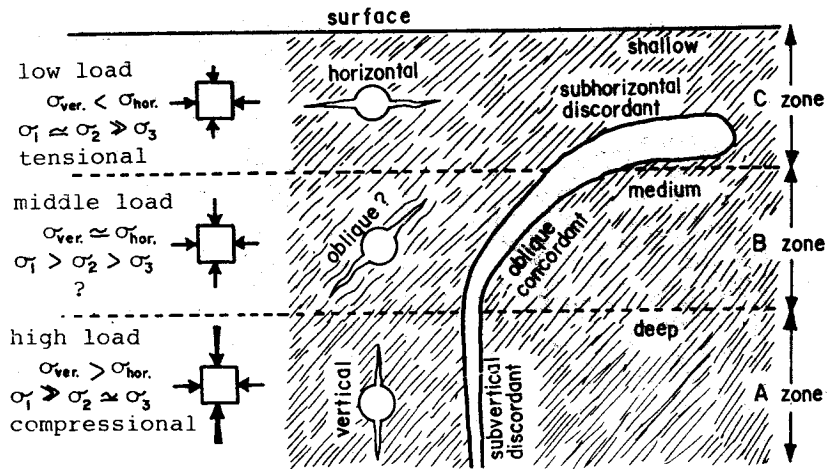


Fig. 8 - Explanation diagram for the dyke-sill transitions in the studied area based on the hydraulic tensile fracturing theory.

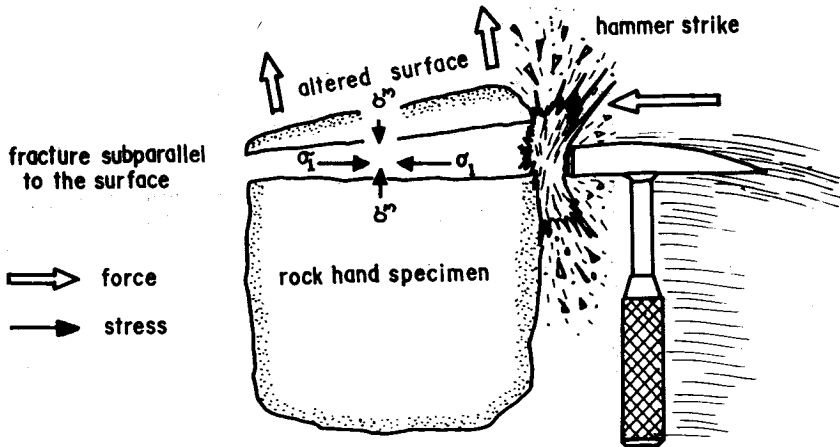


Fig. 9 - Field sampling technic to remove altered surface of hand specimen by means of a hammer strike. Note the similarity to sill intrusion mechanism in shallow sites by hydraulic tensile fracturing.

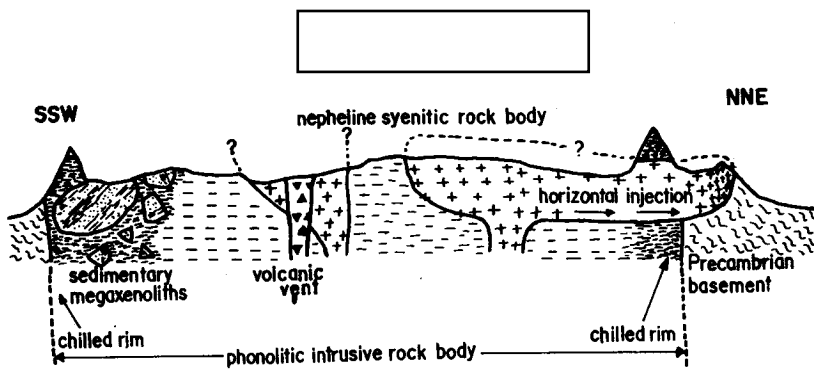


Fig. 10 - Simplified schematic cross section of the Poços de Caldas Alkaline Complex Rock Body, compiled from Ulbrich (1984) and Motoki and Oliveira (1987). Note the nepheline syenite body intruding subhorizontally into homogenous most phonolitic intrusive body.

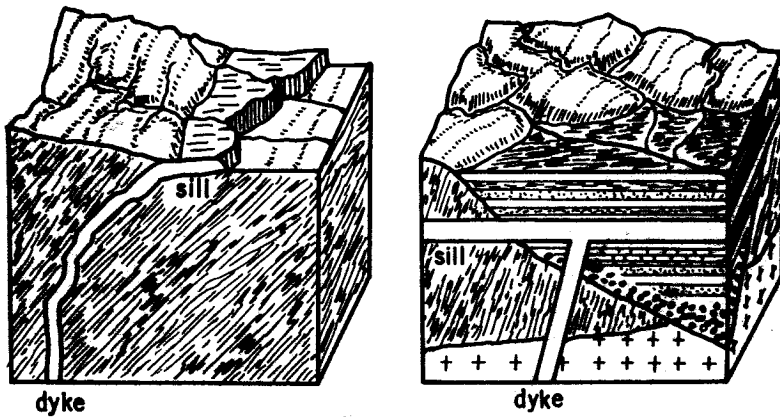


Fig. 11 - Proposed genetic definition of the terms "dyke" and "sill", based on the hydraulic fracturing theory.

AN OUTLINE ABOUT PROBLEMS OF VOLCANIC CALDERA HYPOTHESIS OF THE POÇOS DE CALDAS ALKALINE COMPLEX ROCK BODY, MINAS GERAIS – SÃO PAULO, BRAZIL

Akihisa Motoki – DGG/UERJ

RESUMO

Foi realizada a reconsideração vulcanológica da hipótese de caldeira vulcânica do complexo alcalino cretáceo de Poços de Caldas, MG-SP, Brasil.

O método de seppômen detecta uma morfologia incompatível com o modelo atualizado de caldeira vulcânica. Os corpos sedimentares não possuem mergulho geral para o centro, mas sim, atitudes aleatórias. Os dados de campo não comprovaram a real existência dos derrames de lava fonolítica. A relação de contato das rochas piroclásticas com os fonolitos circunvizinhos caracterizaram-nas como de preenchimento de conduto vulcânico. A investigação geológica e perfil granulométrico do suposto "diqe anelar" indica sua inexistência.

Estes dados sugerem que o nível de denudação atual é relativamente profundo e o referido complexo alcalino não corresponde a uma caldeira de colapso, mas sim, um corpo intrusivo raso de "magmatic stoping".

ABSTRACT

The volcanic caldera hypethesis of the Poços de Caldas alkaline complex rock body, Cretaceous in age, States of Minas Gerais and São Paulo, Brazil, have been re-examined.

The summit level map shows a incompatible morphology with updated caldera models. The sedimentary bodies have no general dip to the centre, but random dips and strikes. The field evidence have disapproved real existence of the phonolitic lava flows. The contact relation of the pyroclastic rocks with sorrounding phonolite clarifies them to be vent-filling pyroclastic rocks. The field study and granulametric cross section of supposed "ring dyke" have revealed inexisntece of this body.

These data suggest that the present denudation level is much deeper than the previous estimations, and the Poços de Caldas body is not a collapse caldera but a shallow magmatic stoping.

COLLAPSE CALDERA HYPOTHESIS OF THE POÇOS DE CALDAS ALKALINE COMPLEX

The Poços de Caldas alkaline complex rock body, Cretaceous in age, intruding into Precambrian gneissic basement, is situated on the boundary of the States of Minas Gerais and São Paulo, southeastern Brazil, approximately 22 degrees of the south latitude and 30 degrees of the west longitude, cropping out in a subcircular area about 30 km in diameter. This body consists mainly of phonolites and nepheline syenites, with subordinate amount of pyroclastic and sedimentary rocks. In spite of great number of geological papers referring to the Poços de Caldas body, only few ones have been published on the periodicals of scientific associations.

The collapse caldera hypothesis of this alkaline complex was proposed by Ellert (1959) and Bjornberg (1959), suggesting the following evolution model: 1) Regional domical uplift and echelon faulting, 2) eruptions of pyroclastic materials and lava flows, 3) subsidence of central part, 4) intrusions of main "tinguaitic" (indeed, phonolitic) body 5) formation of ring dyke 6) intrusions of lujaurite, chibinite and foyaite. The K-Ar datings (Amaral et al. 1967; Bushee 1974), ranging from 80 to 62 m.y., confirmed above-mentioned sequence, and the present exposure of this complex was considered to be an eroded volcanic caldera edifice. This hypothesis was highly accepted in Brazil and followed by geologists of the Nuclebrás, with application of Valles type model (Fraenkel et al. 1984; Loureiro and Santos 1988): 1) Regional uplift and echelon faulting, 2) explosive volcanism associated with caldera formation, 3) caldera collapse by partial magma withdrawal, 4) resurgent stage of uplifting and emplacement of nephelinitic rocks 5) ring dyke formation, 6) intrusions of lujaurite, chibinite and foyaite (Fig. 1-A). In this way, the caldera hypothesis has been established and considered to be indubitable.

On the other hand, Ulbrich (1984) doubted the application of Valles type model, however, left no definitive conclusion. Recently Motoki and Oliveira J.L.S. (1987) revealed the sedimentary bodies, which happen in this alkaline complex, to be megaxenoliths of various scales, included in neighbour phonolitic rocks. They attributed the present denudation level to a shallow intrusive rock body, and pointed out invalidity of the caldera hypothesis (Fig. 1-B).

Above-mentioned caldera hypothesis was based mainly on the regional morphology, domical uplift, circular echelon fault, general dip of the sedimentary bodies, extrusive rocks, and ring dyke. The author have re-examined these fundamental justifications of the caldera hypothesis, and have arrived at a negative conclusion. The present paper reports a summary of this reconsideration.

UPDATED MODELS FOR VOLCANIC CALDERA AND ITS SUBTERRANIAN STRUCTURE

Prior to the main discussion, the author would like to note updated caldera models and their subterranean structure, which seem to be not familiar in our continent. The term "caldera" is defined as subcircular volcanic collapse morphology in kilometeric scale (Williams 1941; Smith 1966). They are classified roughly into those associated with mafic shield volcanoes (Kilauea type) and differentiated pyroclastic eruptions (Smith and Bailey 1968). The latter, which can be related to the Poços de Caldas body, is subdivided into those of

chaotic collapse (Krakatoa type) and of coherent blocks subsiding along ring fractures (Valles type; Fig. 2-A). The collapse was attributed to evacuation of subsurface magma chamber of comparable diameter with upper morphologic basin (Williams 1941; Kuno 1953).

However, appeared some objections to these traditional interpretations of Krakatoa type calderas (e.g. Aramaki 1969; Yokoyama 1969). The drilling data of some Krakatoa type calderas (Taneda 1963; Matsumoto and Fujimoto 1969; Aramaki 1968; etc., cited in Aramaki 1969) and geological studies of resurgent calderas (Smith and Bailey 1968) revealed that the collapse structure is much smaller than upper morphologic basin, suggesting a diameter expansion due to caldera-wall engulfment by marginal landslide following the collapse. The gravitational prospecting for some Krakatoa type calderas determined inverted open cone-shaped subterranean structures, which attribute their formation process not to a collapse but to an explosion (Yokoyama 1969), in other words, Krakatoa type calderas are great explosion craters. The geological data of some Cretaceous and Tertiary subvolcanic bodies (Kusanagi 1955 cited in Aramaki 1969; Aramaki 1965; Nakada 1978; Motoki 1979) and seismological study of a Quaternary Krakatoa type caldera (Wada and Nishimura 1981) permit to suppose more detailed subterranean structure: the circular horizontal cross section in a shallower sites turns into a fissure vent (or dyke) in deeper sites, as a flattened coffee filter (Fig. 2-B).

PROBLEMS OF MORPHOLOGY THE POÇOS DE CALDAS BODY

Most of the previous papers interpret the present morphology of the Poços de Caldas body to be influenced directly or indirectly by supposed domical uplift and central subsidence. However, these papers applied no geomorphological technique, in spite of the utilization of morphological ones, e.g. aerial photographs, therefore, the results were highly subjective.

For the purpose of more objective discussions, the present paper introduces "summit level technique", which estimates a rough paleogeomorphology by means of annulling of fluvial erosion effect. The Fig. 4 visualizes the regional summit level plane of the studied area, based on the topographic map of the IBGE (1:50000), with 2 km's mesh, by the aid of computer graphic techniques. This figure shows a semi-oval low-relief area, which does not coincide exactly with the Poços de Caldas body, but with the area underlain by Cretaceous and Precambrian alkaline rocks, suggesting a close relation of the regional morphology rather to the underlying rocks than the volcanism.

Ellert (1959) proposed a domical uplift with echelon faults, and this proposal was followed by Fraenkel et al. (1984) and Loureiro and Santos (1988). However, their geological and morphological vindications can also be explained by engulfment of the sedimentary megacrystallites in host phonolitic magma (Motoki and Oliveira J.L.S. 1987), and the inferred echelon faults have no evidence to justify their real existence. Moreover, the geologic map of Ellert et al. (1959) verified no domical deformation of country Precambrian gneiss, and such a situation has been confirmed by recent studies (Janaci 1988, personal communication). Above-mentioned discussions make the real occurrence of domical uplift doubtful.

Fraenkel et al. (1984) and Loureiro and Santos (1988) proposed 14 circular "structures" inside of this alkaline complex, based on the LANDSAT photograph and side scanning radar image, and

attributed them to plug-like intrusive bodies. Indeed, the major one, about 8 km in diameter (Fig. 3), is relatively clear in morphological characteristics and coincident roughly with radiometric high-anomaly areas, where two bodies of uranium-bearing breccia have been found (Lima 1979), and therefore, can be attributed to interrupted subcircular configuration of volcanic conduits. However, the rest 13 are unclear, being considered to be highly subjective interpretations. Moreover, the inferred plug-like bodies have no geological evidence to vindicate their real existence. Above-mentioned deductions make the "stoks" and "resurgent stage" uncertain.

As mentioned before, updated caldera model show its morphologic basin much greater than the geological structure, due to the marginal engulfment. However, the morphology of the Poços de Caldas body is almost coincident with its geology, being unsuitable to a collapse aldera one.

Consequently, the present morphology provides no justification for the domical uplift and caldera collapse. It is attributed provably to differential erosion.

MODE OF EMPLACEMENT OF THE SEDIMENTARY ROCKS BODIES

All of the previous papers have interpreted the sedimentary bodies, present in the border of the Poços de Caldas body, as members of the Paraná Basin, but their detailed correlation and mode of emplacement have not been agreed. Bjornberg (1959) and Ellert (1959) correlated them to the Botucatú Formation (Jurassic eolian sandstones) and suggested simultaneous deposition with the alkaline pyroclastic rocks. They also mentioned general dip of these rocks (minor than 20 degrees) to the center of the alkaline complex to justify the caldera collapse, and this idea was followed by later papers (Fraenkel et al. 1984; Loureiro and Santos 1988).

On the other hand, Ulbrich (1984) considered them to be "former sedimentary conver" of the Tubarão Group (Permian glacial sedimentary rocks), and described random strikes and dips.

Motoki and Oliveira J.L.S. (1987) proposed a model completely different, based on detailed field works of Andradas (Loc. 1) and Vêu das Nôivas (Loc. 2) area: These bodies are surrounded by neighbour phonolitic rocks with intrusive contact and have random strikes and dips, and therefore, considered to be megaxenolithes, from meters to kilometers in scale, of the Corumbataí (Permian lacustrine rocks) and Botucaú (op. cit.) Formations, included in the phonolitic stopping body (Fig. 5-A). Such large xenolithes are apparently unbelievable, but the ones in acidic complex bodies have already been reported (Aramaki 1966; Motoki 1979).

The field work in Águas da Prata area (Loc. 3) have confirmed the sedimentary bodies situated in similar mode to those of Andradas area: The central body crops out in a area elongated to NE-SW ward, 5 x 2 km in scale, and minor periphelic ones are distributed on northeastern contact zone of the central one. The southwestern boundary is delimited by a narrow phonolitic belt, which remarks the west margin of this complex (Fig. 5-B). These sedimentary bodies are constituted by the sandstone of high angle (30 degrees) cross laminas with random strikes and dips. These data indicate that they also are megaxenolithes, derived from the Botucatú Formation. The Fig. 6 presents a stereographic plot of the stratifications relative to the centre of the alkaline complex, showing inexistence of the general

dip.

The form of the central body of Águas da Prata area suggests in situ fragmentation of this body (Fig. 5-B) with little rotation (Fig. 6), therefore, the central body is considered to be in a initial stage of megaxenolith formation process, just separated from the upper wall body with a little subsidence into the phonolitic magma (Fig. 1-B, left side). In the Poços de Caldas body, large megaxenolithes seem to be dipped in low angle and small ones, in relative high angle.

The megaxenolith hypothesis can explain the poligenetic origin and variable present altitudes, from 850 to 1500 m, of the sedimentary bodies with block engulfment in the phonolitic magma (Fig. 1-B). Consequently, these sedimentary bodies furnishes no justification for the caldera collapse hypothesis.

INEXISTENCE OF THE PHONOLITIC LAVA FLOWS

Ellert (1959) proposed the phonolitic lava flows distributed in the south border of the Poços de Caldas body, of several hundreds of meters thick, slightly dipped to northward forming morphologic steps. This body was described to overlie the sandstone, without intercalation of tuff and breccia, and intruded by "tinguaites" and "ring dykes". However, later works (e.g. Ulbrich 1984) disregarded this body without comment, citing only as "phonolite".

The summit level map of valley-fill method (250 m) for this area, constructed by the author, shows apearant concordance with Ellert's proposal. However, the field work have revealed that these phonolites are massive with no block-lave structure nor fluidal texture. The contact outcrop with the sedimentary rock (Loc. 4, Fig. 7) shows no intercalation of paleosoil, organic material, nor brecciated base of the phonolite. Such a contact mode and the undulant contact plane indicate that this sedimenatry body is a megaxenolith, about 300 m in dimention.

Above-mentioned data conclude inexistence of the refered lava flows. The phonolites exposed in this area are considered to constitute a part of the shallow intrusive rock body.

TEXTURES OF VENT-FILLING PYROCLASTIC MATERIALS OF OSAMU UTSUMI MINE

The pyroclastic rocks, distributed in the bordar and the central part of the Poços de Caldas bodies, were considered to be older than neighbour phonolites and constituted by extrusive in situ bodies with lava intercalations and those transported by surface water (Ellert 1959; Bjornberg 1959). Afterward, Ulbrich (1984) mentioned one of the central bodies, Osamu Utsumi Mine (Loc. 5), to be a volcanic conduit younger than the phonolite, however, still interpreted the border bodies as older extrusive ones, with additional description of base surge diposits.

The preveious papers took the rounded fragments, granulometric soating, well-developped stratification, and fine-grained tuff for evidence of subaereal or subaquarous depositions (e.g. Bjornberg, op. cit.), however, similar textures can be found in vent-filling pyroclastic materials (e.g. Osamu Utsumi Mine; Loc. 5; Oliveira J.I. 1986). Motoki (1979) refered to the genesis of such conglomerate-like textures. In volcanic vents, small

and light fragments will be carried upward by ascending eruptive gas, and large and dense ones will fall down. Therefore, when the gas velocity is almost constant in certain time, the fragments similar in dimension, density, and form will be concentrated and fluttered in a determined space of the vent, and the friction between them will cause rounding (Fig. 8-A).

Oliveira J.I. (op. cit.) also described secondary-flowed welded tuff-like textures. Motoki (1979) debated the possibility of the welding and secondary flow of vent-filling pyroclastic materials in higher grade than those of subaereal deposition: Vent-filling bodies have larger vertical extension (thickness) and low cooling rate in relation to subaereal ones, and steeply plunged vent wall realize high grade secondary flowage (Fig. 8-B).

Such a high grade secondary flow is observed typically in blocks found at Gonçalves Farm (Loc. 6). They have extremely elongated essential fragments (more than 1:100) and well-developed viscous flow textures (Fig. 9). Such peculiar textures can be mistaken sometimes for those of subaqueous tuff or base surge deposit, in a first impression.

RELATIVE AGE AND MODE OF EMPLACEMENT OF THE QUARTEL PYROCLASTIC BODY

In western border of the Poços de Caldas body, there is the largest pyroclastic body, 20 x 4 km, so called "faixa piroclástica do Vale do Quartel" (Ulbrich 1984). This body, in brief "Quartel body", was interpreted as subaereal and subaqueous graben-fill body (Bjornberg 1959) or a roof pendant (Ulbrich 1984), older than the neighbour intrusive phonolite. However, no geological evidence for this relative age have been presented. Moreover, Ulbrich (op. cit.) found the nepheline syenite xenoliths, included in this body, which must be younger than the phonolite.

The author, fortunately, have a opportunity to observe the road cut newly opened, which shows the contact relation between the Quartel body and neighbour phonolite. At the Loc. 7, an outcrop of subvertical contact have been observed. The pyroclastic rock consists predominantly of matrix with semi-rounded fragments, in centimetric scale, of fonolitic and syenitic rocks. No intercalation of paleosoil nor chilled margin of the phonolite have been observed. Another contact, exposed along the same road (Loc. 8), also have no paleosoil intercalation. The pyroclastic rock exposed on this outcrop is a welded tuff with abundant centimetric pseudoleucite. Near the contact, a remarkable secondary flow texture have been observed: the essential lenses are highly elongated (1:15) and oriented parallelly to the high angle contact plane, and finally the texture grades into the one similar to lavas, with vitric chilled margin of 40 cm wide (Fig. 10). Such a chilled margin of acidic subaereal tuff (Ono and Watababe 1974) and vent-filling one (Motoki 1979) have already been reported. Therefore, these outcrops are considered to be vent walls, and the pyroclastic rocks are younger than the neighbour phonolitic ones.

Welded tuffs are generally originated from subaereal pyroclastic flows, which have very high mobility, then, these deposits are distributed in a large area, except for vent-filling ones. However, those of the Poços de Caldas body are very limited in distribution area, in spite of ample potential areas. The fact makes it difficult to believe the pyroclastic bodies to be extrusive ones.

Consequently, the pyroclastic bodies, represented by the

Quartel body, are considered to be volcanic conduits and fissures, younger than the contry intrusive phonolites.

INEXISTENCE OF THE RING DYKE

On the subcircular topographic elevation along the margin of the Poços de Caldas body, Ellert (1959) supposed presence of "ring dykes". Indeed, ring complex bodies are considered generally to be the roots of a Valles type caldera (Smith and Bailey 1968). The later papers accepted this proposal as important evidence of the caldera hypothesis (e.g. Fraenkel et al 1984; Loureiro and Santos 1988). However, as a matter of fact, no geological evidence for real existence of this body have been presented.

On the other hand, Motoki and Oliveira J.L.S. (1987) observed two sedimentary megaxenolith occurring under the supposed "ring dyke", in southern margin of this complex, which are in continuation to the inside without interruption (Loc. 1, 4; Fig. 5-A), doubting real existence of this body. A similar example have been observed at Loc. 9, near the Cascata das Antas.

The author have preliminarily applied the granulometric cross section method proposed by Motoki (1979). Shallow intrusive bodies were cooled by the wall rocks, and this effect must appear in grain-size distribution of the ground mass. The Fig. 10 shows one of the examples of granulometric cross sections in photomicrography for supposed "ring dyke" at northern margin of the Poços de Caldas body (Loc. 10). This section confirms a general grain-size reduction from the inside to the outeside, verifying absence of inner chilled margin of supposed "ring dyke".

Above mentioned data indicate inexistence of the "ring dyke", and attribute the subcircular topographic elevation to chilled margin of the phonolitic intrusive rock body.

PRESENT DENUDATION LEVEL

Ellert (1959), Bjorngerg (1959), Fraenkel et al. (1984) and Loureiro and Santos (1988) considered the present exposure of the Poços de Caldas body to be an eroded volcanic caldera edifice, but not denudated. Ulbrich (1984) indicated the denudation level deeper than the model of Williams (1941).

Motoki and Oliveira, J.L.S. (1987), and the present paper have proved complete elimination of the original volcanic edifice and extrusive rock bodies, and the fact attributes the present denudation level to be much deeper than the previous estimations.

Amaral et al. (1967) and Buchee (1974) considered the volcanic activity during 20 m.y. based on K-Ar dating, but this estimation is too long for Erath's volcanoes. On the other hand, Kawashita et al. (1984) revealed the Rb-Sr ages raging only within experimental errors, from 85.0 to 89.2 m.y., considering the K-Ar ages due to the later hydrothermal events. In this sense, the coexistence of the nepheline syenite body with extrusive ones, refered by most of the previous papers, is unacceptable. Therefore, the present denudation level corresponds to a shallow intrusive rock body of magmatic stoping, and the Águas da Prata structure, defined by Ulbrich (1964), is attributed to a block engulfment of wall body, during the

main phonolitic magma intrusion (Fig. 1-B, left side).

CONCLUSION

According to the former discussions, all of the previous justifications for the caldera collapse hypothesis have revealed to be inefficient. The present exposure of the Poços de Caldas alkaline complex rock body is considered not to be a volcano nor an eroded volcanic edifice, but a denudated subvolcanic intrusive body of magmatic stopping, and almost no informations about surface volcanic activities have been preserved. Consequently, the author concludes invalidity of this collapse caldera hypothesis, and therefore, well-known 6 stages's model (Ellert 1959; Fraenkel et al. 1984; Loureiro and Santos 1988, etc.) must be replaced by a new one: 1) Main phonolitic magma intrusion in stopping mode; 2) nepheline sienite magma intrusions; 3) pyroclastic eruptions; 4) hydrothermal events and denudation.

The only informations about surface activity of this complex, in spite of indirect ones, are reflected in roughly circular configuration of the volcanic vents along the margin of this alkaline complex. However, this circle is only partial and interrupted, and far from the ring fracture common in Valles type calderas. Such a configuration suggests occurrence of main eruptions from the crescent-formed frank fissure of western border and subordinate ones from the central conduits. In active volcanoes, the Katmai Volcano, Alaska, which has shallow (minor than 10 km in depth) and deep (20 to 30 km) magma chambers, about 20 km in diameter (Matusmoto 1971; confirmed by seismological observations), has a similar volcanic activities.

ACKNOWLEDGEMENT

The author is especially grateful to his coworkers, Prof. T. Vargas, Mr. E. Chianello, F.J.G. Corrêa, J.L.S. Oliveira, and M. Klotz of Rio de Janeiro State University, for their exelent field and laboratory works to accomplish this work. The author wish to thank Prof. H.H.J.G. Ulbrich, M.C. Ulbrich, and Mr. V.A. Janasi of São Paulo University; Prof. R.A. Santos, E. Zimbres, M.C. Heilbron, M. Tupinambá, and M.A. Rodrigues of Rio de Janeiro State University; Prof. Y. Tokonami of the University of Tokyo; and Prof. A. Aikawa of Osaka City University, for their helpful advice. The author is indebted to the CEPUERJ for partial financial support.

REFERENCE

- AMARAL, G.; BUSHEE, J.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; REYNOLDS, J.H. - 1967 - Potassium-argon ages of alkaline rocks from southern Brazil. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 31, 117-142.
- ARAMAKI, S. - 1965 - Mode of emplacement of acid igneous complex (Kumano Acidic Rocks) in southeastern Kii Peninsula. *Journ. Geol. Soc. Japan*, 71, 525-540. (in Japanese)
- ARAMAKI, S. - 1969 - Some problems of the theory of caldera formation.

- Bull. Volcanol. Soc. Japan, Ser. 2, 14-2, 55-76.
- BJORNBERG, A.J.S. - 1959 - Rochas clásticas do Planalto de Poços de Caldas. Bol. Fac. Fil. Ciênc. Let. Univ. São Paulo, 237, Geologia 18, 65-132.
- BUSHEE, J. - 1974 - Geology and petrography of the lujaurite and nearby rocks, Poços de Caldas, Brazil. Doctor thesis of Dept. Geol. Geophys. Univ. California, Barjekey, 137 pgs.
- ELLERT, R. - 1959 - Contribuição à geologia do maciço alcalino de Poços de Caldas. Bol. Fac. Filos. Ciênc. Let. Univ. São Paulo, 237, Geologia 18, 1-64.
- ELLERT, R.; BJORNBERG, A.J.S.; CONTINHO, J.M.V. - 1959 - Mapa geológico do maciço alcalino de Poços de Caldas, Brasil. Fac. Filos. Ciênc. Let. Univ. São Paulo.
- FRAENKEL, M.O.; SANTOS, R.C.; LOUREIRO, F.E.V.L.; MUNIZ, W.S. - 1984 - Jazida de urânio no planalto de Poços de Caldas - Minas Gerais. Principais Depósitos Mineris do Brasil Vol. 1, DNPM, 89-103.
- LIMA FILHO, L.R. - 1979 - Projeto Campo do Agostinho - sondagem de cubagem, Galeria - NUCLEBRÁS, Belo Horizonte, inner report, 41 p. (unpublished)
- LOUREIRO, F.E.L.; SANTOS, R.C. - 1988 - The intra-intrusive uranium deposits of Poços de Caldas, Brazil. Ore Geol. Rev., 3, 227-240.
- KAWASHITA, K.; MAHIQUES, M.M.; ULBRICH, H.H.G.J. - 1984 - Idades Rb/Sr de nefelina sienitos do anel norte do Maciço Alcalino de Poços de Caldas, MG-SP. Resumos do XXXIII Cong. Bras. Geol., 244-245.
- KUNO, H. - 1953 - Formation of calderas and magmatic evolution. Trans. Amer. Geophys. Union, 34, 267-280.
- MATSUMOTO, T. - 1971 - Seismic body waves observed in the vicinity of Mount Katmai, Alaska, and evidence for the existence of molten chambers. Geol. Soc. Amer. Bull. 82, 2905-2920.
- MOTOKI, A. - 1979 - Cretaceous volcanic vents in southeast part of Mt. Rokko, western Honshu, Japan. Bull. Volcanol. Soc. Japan, Ser. 2, 24-2, 55-72. (in Japanese)
- MOTOKI, A; OLIVEIRA, J.L.S. - 1987 - Reconsiderações vulcanológicas sobre a hipótese de caldeira vulcânica no Complexo Alcalino de Poços de Caldas, MG. Parte I : Rochas sedimentares como corpos capturados, fragmentados e afundados no magma fonolítico. An. IV Simp. Geol. Minas Gerais, 420-433.
- NAKADA, S. - 1978 - Geology of the Osuzuyama acid rocks, Miyazaki Prefecture, Kyushu, Japan. Journ. Geol. Soc. Japan, 84-5, 243-256 (in Japanese).
- OLIVEIRA, J.I. - 1986 - Um modelo geológico de mineralizações em caldeira de subsidência. Brasil Mineral, 28, 45-47.
- ONO, K.; WATANABE, K. - 1974 - Secondary flowage in Aso-2 pyroclastic flow deposit around the west rim of the Aso Caldera, Central Kyushu. Bull. Volcanol. Soc. Japan, Ser. 2, 19-2, 93-110. (in Japanese)
- SMITH, R.L. - 1966 - Terrestrial calderas, associated pyroclastic deposits and possible lunar applications. The nature of the lunar surface: Proc. IAU-NASA Symp. Johns-Hopkins Press, 241-257.
- SMITH, R.L.; BAILEY, R.A. - 1968 - Resurgent cauldrons: Studies in volcanology, Geol. Soc. Amer. Memoir. 116, 613-662.
- ULBRICH, H.H.G.J. - 1984 - A petrografia, a esturutra e quimismo de nefelina sienitos do Maciço Alcalino de Poços de Caldas, MG-SP. "Livre Docência" thesis, Inst. Geoc. Univ. São Paulo (unpublished).
- WADA, T.; NISHIMURA, K. - 1981 - On a structure under the Aso Caldera. Bull. Volcanol. Soc. Japan, Ser. 2, 26-2, 83-92 (in Japanese).
- WILLIAMS, H. - 1941 - Calderas and their origin. Univ. Calif. Depart. Geol. Sci. Bull. 25, 239-346.
- YOKOYAMA, I. - 1969 - Some remarks on calderas. Bull. Volcanol. Soc.

Japan, Ser. 2, 14-2, 77-83 (in Japanese).
YOSHIDA, T. - 1970 - Ishizuchi collapse caldera and Tengudake
pyroclastic flow, Shikoku, Japan. Bull. Japan. Assoc. Mineral.
Petrol. Econom. Geol. 64-1, 1-12 (in Japanese).

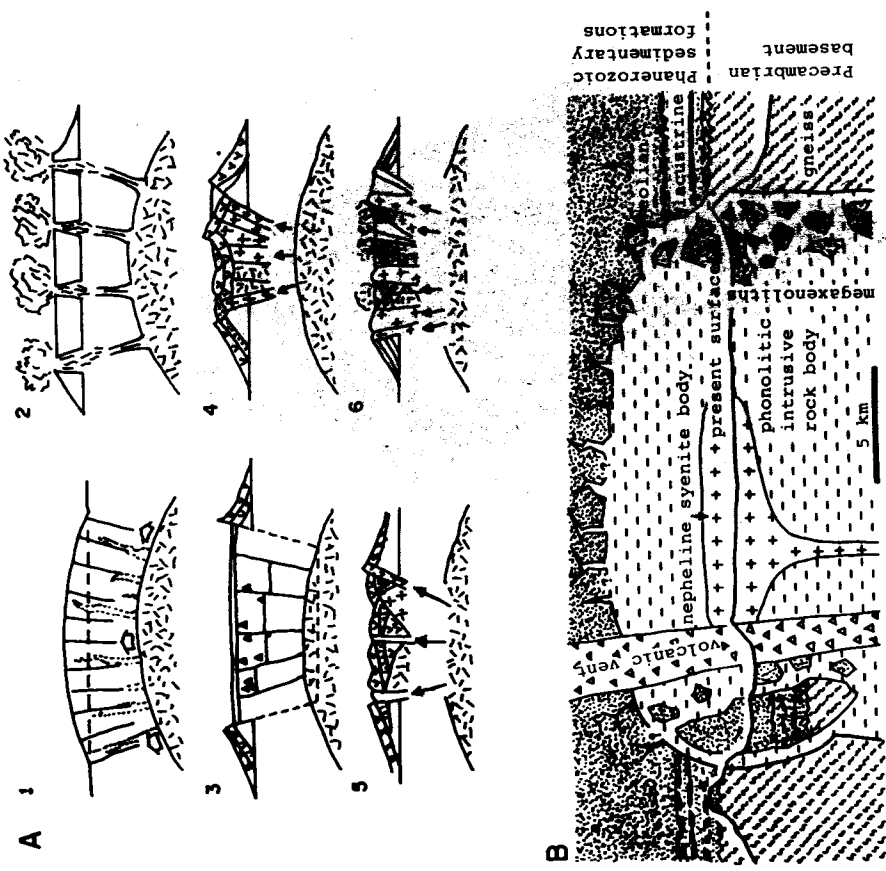


Fig. 1 - Volcanic evolution of the Poços de Caldas body: A) old model, after Fraenkel et al. (1984); B) new model, modified from Motoki and Oliveira J. L.S. (1988)

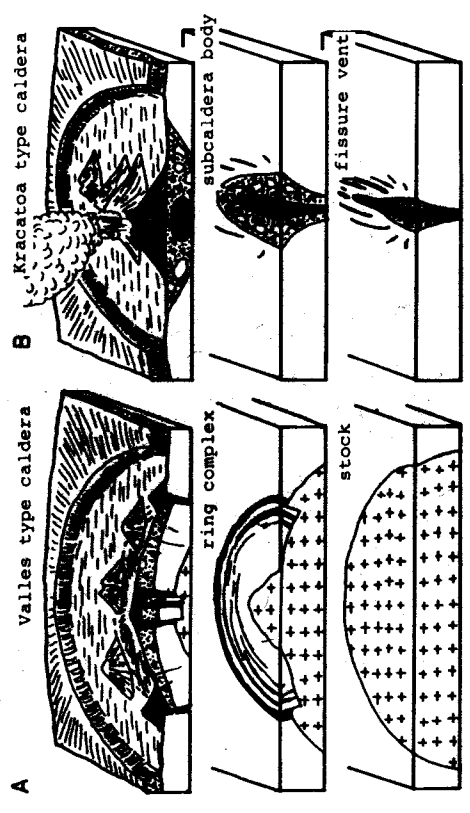


Fig. 2 - Supposed subterranean structures of volcanic calderas, based on the joining of fragmentary models of various authors about Quaternary calderas and older intrusive bodies: A) Valles type, compiled from Smith and Bailey (1968) and Yoshida (1970), B) Kracatoa type, compiles from Aramaki (1965; 1969), Yokoyama (1969), Nakada (1978), Motoki (1979), and Wada and Nishimura (1981)

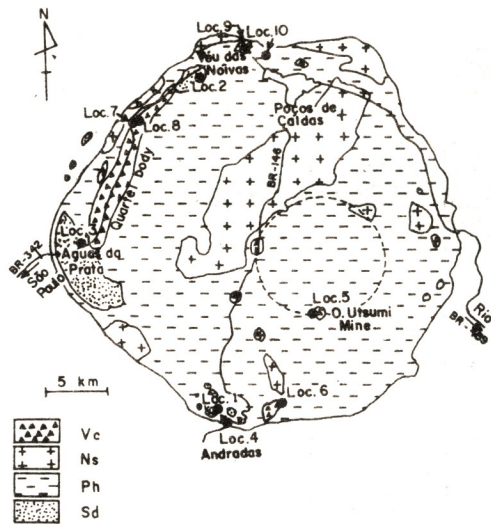


Fig. 3 - Locality map superposed on a simplified geologic map of the Poços de Caldas alkaline complex rock body: Vc - volcanic conduit or fissure; Ns - nepheline syenite body; Ph - phonolitic intrusive body; Sd - megaxenoliths of Palaeozoic and Mesozoic sedimentary rocks; without marking - contry Precambrian gneissic basement body.

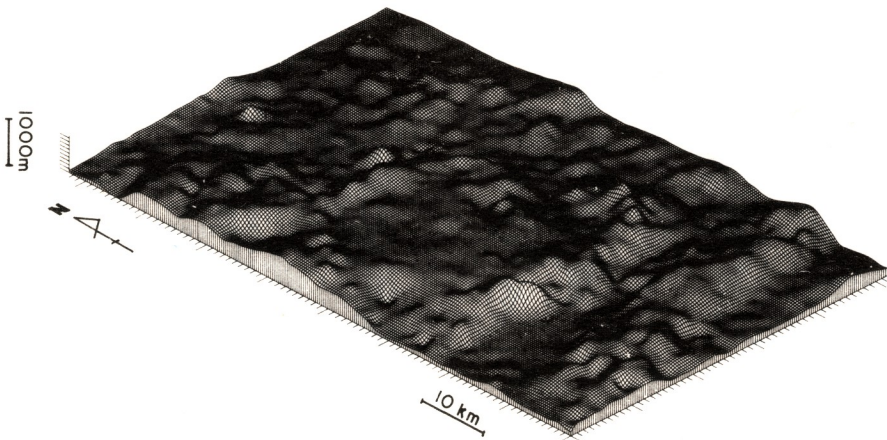


Fig. 4 - Summit level plane of the Poços de Caldas region, visualized by the aid of computer graphic technics. The vertical pitch represents 100 m and the horizontal one corresponds to 1 km.

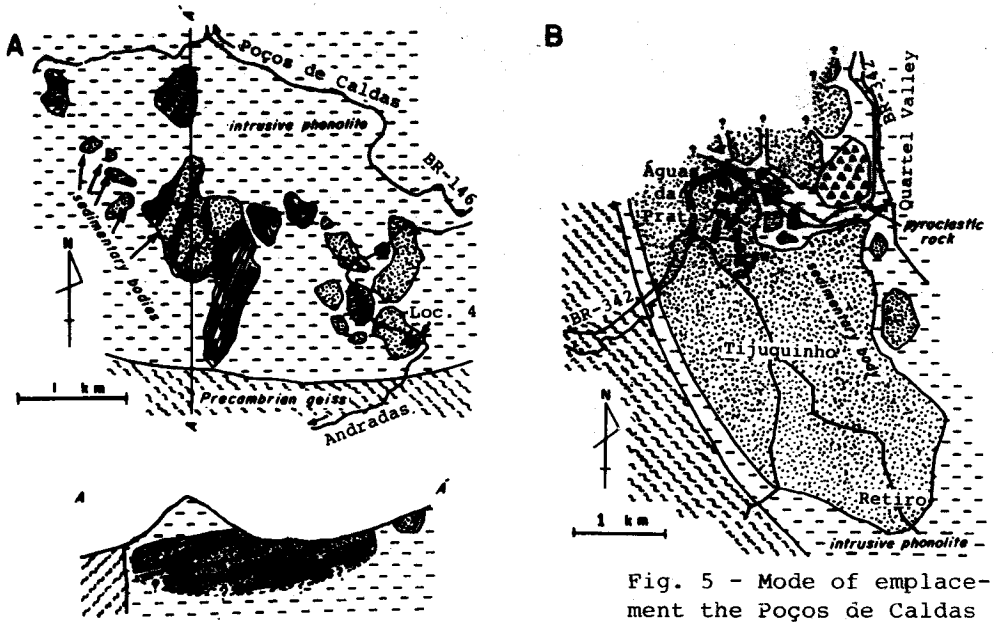


Fig. 5 - Mode of emplacement the Poços de Caldas alkaline complex
 A) Andradás área
 B) Águas da Prata area

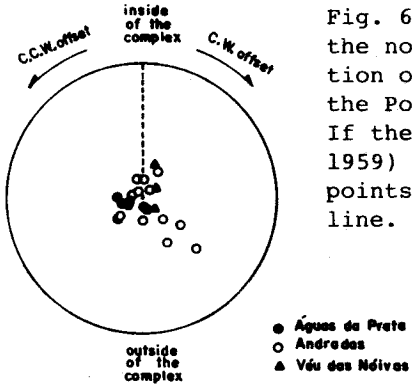


Fig. 6 - Stereographic diagram for the normal poles of the stratification of the sedimentary bodies of the Poços de Caldas alkaline complex. If the general dip (e.g. Ellert, 1959) were exist, the plotted points would be along the dotted line.

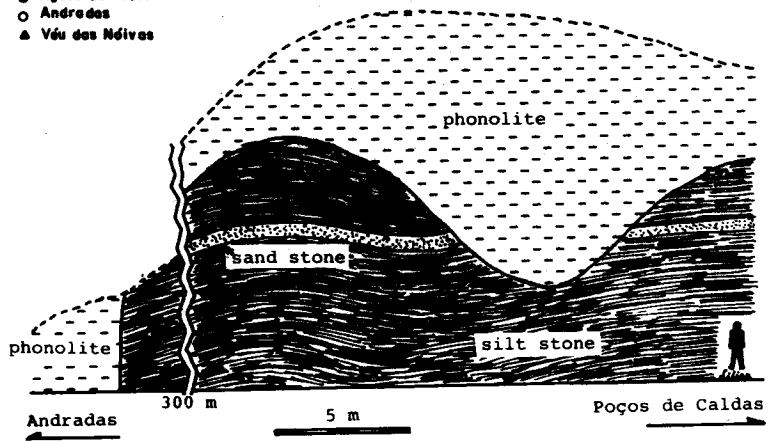


Fig. 7 - Sketch of the contact outcrop between sedimentary rock and phonolitic one, along the BR-146, near Andradás (Loc. 4).

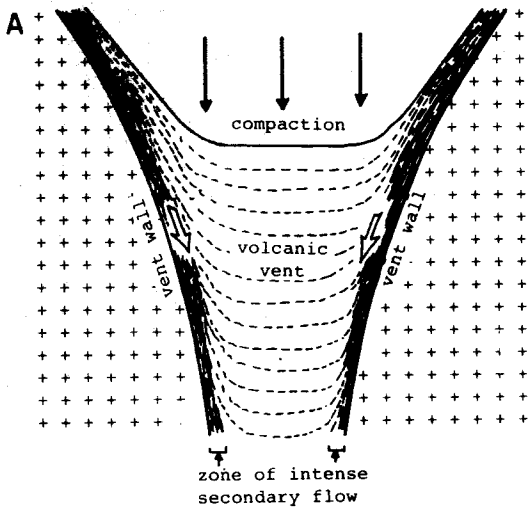


Fig. 8 - Explanation figures for the
 A) mechanism of welding and consequent secondary flow in a volcanic vent and
 B) granulometric soating and rounding of fragments in a volcanic vents, after the text of Motoki (1979).

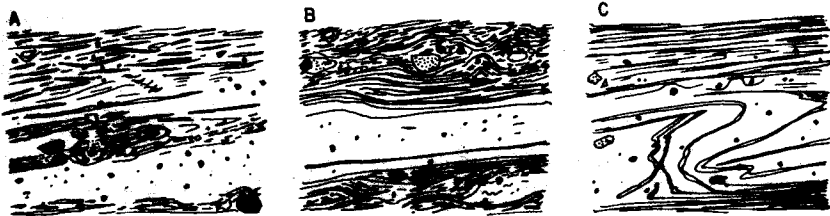
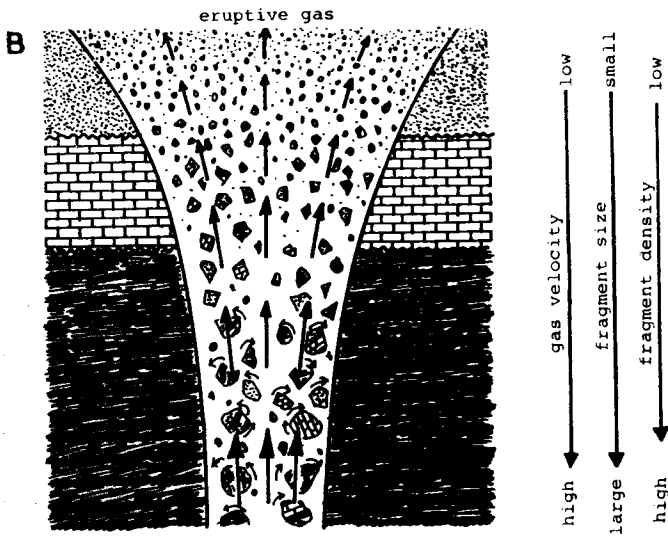


Fig. 9 - Sketch of well-developed secondary flow texture of the blocks found at the Gonçalves Farm (Loc. 6).

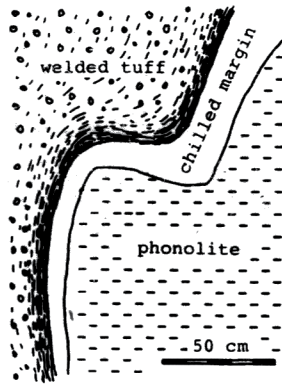


Fig. 10 - Sketch of the contact outcrop between the Quartel body (welded tuff) and host phonolitic rock, observed at the Loc. 8.

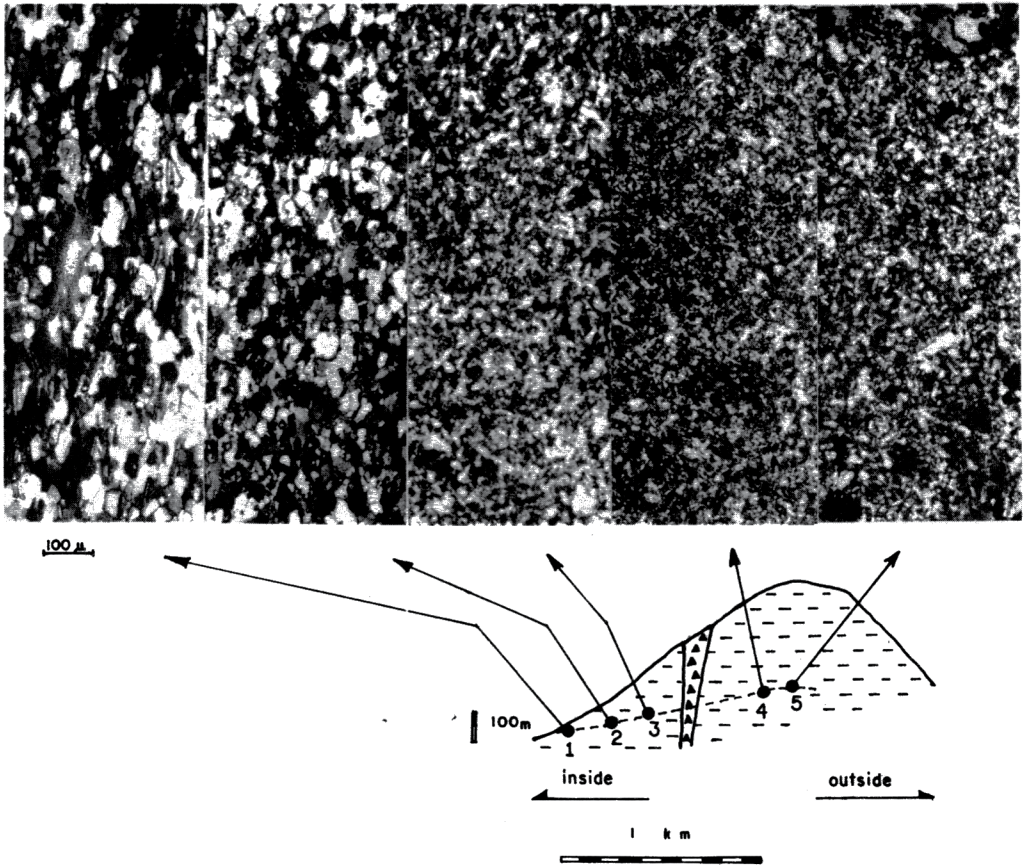


Fig. 11 - Granulometric cross section of the supposed "ring dyke" at the northern end of the Poços de Caldas body, Loc. 10.

A MEGAESTRUTURAÇÃO ARQUEANA DA FOLHA SERRA DOS CARAJÁS

Orlando José Barros de Araujo – CPRM

Raimundo Geraldo Nobre Maia – CPRM

Xafi da Silva Jorge João – CPRM

João Batista Sena Costa – UFPa.

ABSTRACT

The Itacaiunas shear belt of the Carajás region is formed by E-W structures related to an oblique tectonic regime and its main lithologic units are: the Xingu and Pium Complexes; the Estrela Gneiss; the Sapucaia and Grão-Pará Groups; and the Plaquê Suite. The Grão-Pará Group includes the Parauapebas, Carajás and Águas Claras formations.

In the area studied this shear belt may be divided into two structural domains: domain 1 at the south comprises an imbricated system of ductile shear zones; and domain 2, at the north, is part of a positive flower structure linked to a sinistral strike-slip system. The kinematic indicators throughout the belt suggest tectonic transport from SW to NE.

The best model which explains the main structural features of the Itacaiunas belt is one taking into account both the dip-slip and the strike-slip components.

INTRODUÇÃO

O primeiro trabalho geológico sistemático na Folha Serra dos Carajás (SILVA et al. 1974), no contexto do embasamento do Cráton Amazônico, permitiu a individualização de algumas unidades litológicas e a caracterização de um sistema divergente de estruturas, interpretado como uma estrutura sinclinal. Os trabalhos subsequentes, liderados pela equipe da DOCEGEO, esboçaram a configuração de um arranjo lito-estrutural, de orientação geral WNW-ESE, que inclui terrenos granito-greenstone, faixas de rochas de alto grau metamórfico, a sequência vulcano-sedimentar que guarda os depósitos de Fe, Mn e Cu da Serra dos Carajás e alguns granitóides (HIRATA et al. 1982).

O entendimento das estruturas, em diferentes áreas dentro da folha, foi sempre visualizado em termos de gerações de dobras ou fases de deformação (MEIRELES et al. 1984), mas a mega-estruturação da região e a interrelação entre os diversos conjuntos lito-estratigráficos, bem como entre os diferentes domínios estruturais, ficaram a espera de definição. Apesar do quadro embrionário de informações geológicas básicas percebe-se, através dos trabalhos mais recentes, a proliferação de termos stratigráficos (DOCEGEO, 1987) e de modelos tectônicos (CORDANI & BRITO NEVES, 1982; LIMA, 1984; DARDENNE et al. 1987), calcados em estudos essencialmente petrográficos e geocronológicos.

Avanços, no sentido de entender a natureza do Grupo Grão-Pará e da Formação Rio Fresco, na região da Serra dos Carajás, foram conseguidos por GIBBS et al (1986), WIRTH et al. (1986) e FIGUEIRAS et al (1987), respectivamente. WIRTH et al (op.cit.) comentam que feições estruturais ligadas a processos de rotação e boudinagem são comuns nos pacotes rochosos do Grupo Grão-Pará.

Neste trabalho, é discutido um modelo alternativo para a megaestruturação da Folha Serra dos Carajás (Fig.1a) e são encaminhadas algumas soluções para os principais problemas stratigráficos. A montagem do arcabouço geológico regional passou pela análise geométrica dos elementos estruturais, à luz dos conceitos modernos da geologia estrutural, e pela integração e interpretação das informações disponíveis.

Como a interpretação das informações geológicas permitiu o esboço de um modelo lito-estrutural inédito na literatura geológica, achamos oportuno divulgá-lo neste Congresso. Externamos nossos agradecimentos ao DNP, DOCEGEO e UFPa, que contribuíram para o êxito desta investigação.

UNIDADES LITOLÓGICAS

As unidades litológicas que compõem o cinturão Itacaiunas, na Folha Serra dos Carajás, ocorrem na forma de faixas ou lentes subparalelas e alongadas na direção WNW-ESE. A forma lenticular de frações das diferentes unidades ressalta o padrão anastomosado imposto, a nível regional, por um evento de cisalhamento dúctil de baixo ângulo. As relações geométricas entre as unidades litológicas são definidas através de um sistema imbricado de zonas de cisalhamento com caráter de cavalgamento oblíquo e direcional.

Essas unidades são representadas pelos complexos Xingu e Pium, pelo Gnaiss Estrela, pelos grupos Sapucaia e Grão-Pará e pela Suite Plaquê. O mapa geológico da Fig.2 mostra a distribuição geográfica das principais unidades litológicas.

O Complexo Xingu tem ampla distribuição na região e compreende, basicamente, gnaisses tonalíticos mais ou menos migmatizados e gnaisses graníticos, além de frações de rochas supracrustais representadas por xistos máficos e ultramáficos e quartzo-micaxistos. Os gnaisses tonalíticos são definidos, texturalmente, por faixas de quartzo e feldspato alternadas com faixas irregulares de biotita e hornblenda, mas quando há predominância de ocelos de feldspato, envolvidos por cordões de quartzo recristalizado e biotita ou anfibólio, a textura ganha aspecto anastomosado. Nas zonas de alta concentração de deformação, os diferentes tipos petrográficos são formados por bastões de agregados de quartzo e/ou feldspato que se alternam com frações lenticulares de micas e/ou anfibólitos. Nesse caso, a rocha adquire aspecto de um tectonito L ou milonito L.

O Complexo Pium inclui pircilasitos e enderbitos, com aspectos texturais semelhantes aos descritos para os gnaisses tonalíticos do Complexo Xingu. Localmente, há frações de pircilasitos isentas de deformação por milonitização, caracterizadas por arranjos texturais granoblásticos.

A Suite Plaquê, bem representada às proximidades do córrego homônimo, é composta por vários corpos de granitóides, caracterizados por porfiroclastos de microclíneo e plagioclásio, imersos em uma matriz foliada. Os porfiroclastos atingem 4 cm de comprimento, podem estar cristalizados nas bordas e, geralmente, são envolvidos por agregados de quartzo e/ou feldspato e por faixas de micas e/ou anfibólitos. A matriz tem composição granítica ou granodiorítica e é definida por um bandamento pervasivo que, localmente, pode dar lugar a uma foliação milonítica.

O Grupo Sapucaia corresponde a uma faixa estreita e alongada na direção E-W de metaultramáficas, com intercalações subordinadas de metamáficas e metassedimentos. Esse conjunto é caracterizado por forte milonitização e recristalização sin a pós cinemática. O arranjo estrutural tipo S-C e uma clivagem de crenulação penetrativa estão presentes, a nível local, nos metassedimentos e nas rochas metavulcânicas.

O Grupo Grão-Pará ocupa o terço superior da folha e compreende um pacote de metabásicas na base e outro de metassedimentos no topo. Nos dois pacotes existem intercalações de formações ferríferas, contudo, são mais expressivas no inferior. Como os diferentes conjuntos rochosos, atribuídos a várias unidades distintas (Sequência Salobo-Pojuca, formações Carajás e Rio Fresco, Sequência Bahia, etc.), apresentam o mesmo padrão deformacional, eles passam a integrar o Grupo Grão-Pará. Neste caso, o Grupo Grão-Pará deve ser entendido como uma sequência vulcano-sedimentar desenvolvida no final do Arqueano.

O Gnaiss Estrela comparece em meio aos metamorfitos do Grupo Grão-Pará e é definido por granitóides predominantemente potássicos exibindo diferentes taxas de deformação, sendo frequentes os tipos caracterizados por uma foliação milonítica, cujos grãos minerais mais cominuídos formam faixas ao redor de ocelos pouco desenvolvidos de microclíneo. Localmente, são visíveis a nível microscópico, grãos de quart-

zo mostrando bandas e/ou lamelas de deformação, forte estiramento, bem como processos de recuperação e recristalização sin-cinemática. Ocasionalmente, os minerais filitosos alternam-se e interrelacionam-se com minerais quartzo-feldspáticos, segundo padrão S-C.

As unidades litológicas do Proterozóico, que seccionam e superpõem a estruturação arqueana, são representadas por granitos anorogênicos, intrusões máficas e ultramáficas, e metassedimentos do Grupo Tocantins, respectivamente.

ESTRUTURAS

A análise geométrica dos elementos planares e lineares mostrou que o cinturão Itacaiunas pode ser dividido em dois domínios estruturais, denominados aqui de 1 a 2 (Fig. 1b). Para facilitar a abordagem sobre o arranjo geométrico do cinturão, as estruturas serão descritas de acordo com os domínios estabelecidos e as relações entre os domínios serão mostradas em seguida.

DOMÍNIO I

O Domínio I inclui a região compreendida entre a Serra Sul e o paralelo 7° S e é caracterizado pela alternância regular das principais unidades litológicas, o que permite definir, em escala regional, um aleitamento composicional. Essa estrutura tem orientação geral E-W e mergulha, em média, 60° para SSW. Qualquer perfil N-S, no trecho entre os rios Parauapebas e Itacaiunas, leva à individualização de faixas, com larguras variáveis, de gnaisses do Complexo Xingu separadas por faixas irregulares de granitóides, de seqüências vulcano-sedimentares e de rochas granulíticas (Figs. 2 e 3).

As faixas de rochas supracrustais e de granitóides constituem megalentes ou megaboudins, envolvidos por gnaisses mais ou menos migmatizados do Complexo Xingu. Esse arranjo geométrico repete-se internamente nos diferentes conjuntos litológicos, quando corpos rochosos de competência diferente estão intimamente associados. No Grupo Sapucaia essa feição estrutural é exemplificada por frações de granito-gnaisses e de metassedimentos englobados por meta-ultramáficas. Nos gnaisses do Complexo Xingu a lenticularização é acentuada, a nível mesoscópico, pela presença de mobilizados, de rochas supracrustais e de granitóides. Algumas lentes estão incipientemente deformadas ou isentas de deformação, expressando o caráter heterogêneo da deformação. Tal situação é observada no Complexo Plum, onde porções de granulitos máficos, não deformadas, são contornadas por granulitos bandados e laminados.

O padrão lenticularizado, a nível de amostra de mão, é caracterizado por frações quartzo-feldspáticas isoladas por faixas ricas em micas e/ou anfibólios nas rochas gnáissicas. Em função da natureza distinta dos diversos termos petrográficos identificados e da variação na taxa de deformação, essa feição planar dá lugar a uma foliação de transposição, ou xistosidade, ou bandamento. Independentemente das variações morfológicas presentes, a estrutura planar pode ser genericamente classificada como foliação milonítica.

Nos planos da foliação milonítica e nas zonas de cavalgamento, existe uma lineação de estiramento orientada na direção NE-SW, com variações para NNE-SSW, e com mergulho de 50° para SW. Ela é definida por barras de quartzo e de feldspato, além de palhetas de micas paralelas a direção de estiramento máximo. dobras intrafoliais, de dimensões centimétricas a métricas, apontando sistematicamente para a direção NE, estão localmente, presentes nas diversas unidades litológicas. Não foi possível definir a geometria das linhas de charneira, mas não pode ser descartada a existência de dobras com charneiras extremamente deformadas e em bainha. Porfiroclastos de feldspatos rotacionados, indicando movimentação essencialmente sinistral, são descritos nos gnaisses tonalíticos do Complexo Xingu e nos granitóides da Suite Plaquê.

O padrão lenticularizado das unidades litológicas associa-se a um sistema imbricado de zonas de cisalhamento com caráter de cavalgamento oblíquo. As zonas de cisalhamento são caracterizadas por rochas essencialmente miloníticas a ultramiloníticas, podem coincidir ou não com os limites entre as principais unidades litológicas e configuram um arranjo geométrico definido por um par antiformal-sinformal em escala

regional (Fig.4a). Essa geometria é interpretada como produto de propagação de uma segunda geração de zonas de cisalhamento durante a progressão da deformação, a partir de movimentação em uma zona de detachment na base da crosta (Fig.4b). O soerguimento das rochas granulíticas do Complexo Pium é também atribuído ao processo contínuo da deformação, em direção a NE, através de uma zona de cisalhamento que, ao atravessar pacotes rochosos com características físicas distintas dentro da crosta, mudou de mergulho e se projetou nos níveis mais superiores como uma rampa oblíqua fortemente inclinada para SSW. Esse mecanismo, que envolve mudança na posição espacial das zonas de cisalhamento em função da heterogeneidade composicional da crosta, foi demonstrado por RAMSAY (1980) e explica a coexistência em um cinturão de cisalhamento, de unidades rochosas formadas a diferentes profundidades.

Considerando o movimento relativo nas bandas de cisalhamento, a rotação dos porfiroclastos de feldspatos, a posição espacial das dobras intrafoliais e a orientação da lineação de estiramento, é possível deduzir que o transporte preferencial das massas rochosas, durante a formação do sistema imbricado de zonas de cisalhamento, foi de SW para NE.

A direção da lineação de estiramento forma um ângulo de aproximadamente 30°, com a orientação geral da foliação milonítica indicando que o cinturão Itacaiunas incorpora componentes dos sistemas direcional e cavalgamento. Um bom exemplo do componente direcional neste domínio, a nível mesoscópico, é a zona de cisalhamento sinistral situada nas proximidades da fazenda Casa Grande, e que deve se ajustar em profundidades ao sistema imbricado (Fig.4b).

Esta zona é caracterizada por um feixe anastomosado, de faixas miloníticas com foliação subvertical e com estiramento máximo na direção WNW-ESE. Entre as faixas miloníticas a ultramiloníticas, a foliação milonítica de baixo ângulo pode estar deformada em dobras cilíndricas ou isenta de deformação e, dentro das faixas, dobras em olho são frequentes.

DOMÍNIO 2

O Domínio 2 compreende a região da Serra dos Carajás e é definido por uma estrutura sigmoidal, alongada na direção WNW-ESE e composta por rochas do Complexo Xingu, do Gnaiss Estrela e do Grupo Grão-Pará (Fig.3).

Trata-se de uma estrutura formada por um feixe divergente de zonas de cavalgamento, que variam de verticais a suavemente inclinadas, do centro para as bordas (Fig.5a). Esse arranjo geométrico é interpretado como uma estrutura em flor positiva (BLICK & BIDDLE, 1985; WOODCOCK & FISCHER, 1986; RAMSAY & HUBER, 1987) (Fig.5b).

As zonas de cavalgamento estão penetrativamente desenvolvidas nas bordas da estrutura e são caracterizadas, genericamente, por uma foliação milonítica que se assemelha a uma xistosidade, ou laminação, ou foliação de transposição, ou aleitamento composicional, dependendo da natureza do material rochoso envolvido e da taxa de deformação imposta. Em escala de afloramento, as zonas de cavalgamento menores podem definir sistemas imbricados. No garimpo Sossego e nos cortes ao longo da estrada N1 - Curionópolis, as zonas de cavalgamento são raras e a deformação é caracterizada por ondulações quilométricas dos pacotes sedimentares (Figs. 5a e 5b).

Entre as zonas de cavalgamento, os diferentes conjuntos litológicos podem estar lenticularizados, desenhando dobras ou isentos de deformação, mas a geometria geral é de imbricação. O padrão lenticularizado pode ser visto no garimpo Serra Verde, onde frações do Gnaiss Estrela e do Complexo Xingu são envolvidos por metabásicas do Grupo Grão-Pará. Na estrada N1 - Curionópolis, no trecho entre o rio Parauapebas e o Aeroporto da Serra dos Carajás, frações de vulcânicas ácidas são contornadas por rochas metabásicas.

Dobras em olho, de dimensões centimétricas a decimétricas, são observadas com frequência nos gnaisses do Complexo Xingu.

A lineação de estiramento, associada ao desenvolvimento das zonas de cavalgamento, tem orientação geral NE-SW e mergulha para NE e SW nos flancos sul e norte, respectivamente, mas variações para NNE-SSW e N-S também existem. Embora o controle espacial da lineação de estira-

mento ainda seja precário, em particular na parte sul da estrutura, configura-se um quadro geométrico com transporte preferencial de massas rochosas na direção NE-SW. No flanco norte, onde existem mais informações sobre a posição espacial da lineação, constata-se variações no transporte tectônico para as direções NNE-SSW e N-S, à medida que se caminha em direção a N4. Tais variações podem estar ligadas a mudanças no caráter das zonas de cavalgamento ao longo do eixo da estrutura. Em outras palavras, significa que as zonas de cavalgamento podem variar de oblíquas a essencialmente frontais nessa região.

O caráter essencialmente oblíquo das zonas de cavalgamento e a rotação dos porfiroclastos de feldspatos nas rochas do Complexo Xingu e do Gnaiss Estrela permitem deduzir que a estrutura em flor positiva está vinculada a um sistema direcional sinistral, com orientação geral WNW-ESE. A direção de compressão máxima do sistema situa-se em torno de NE-SE (Fig.6).

RELAÇÕES ENTRE OS DOMÍNIOS

Na área do Domínio 1 deduziu-se a existência de um sistema imbricado, que incorpora componentes de cavalgamento e direcional sinistral. As zonas de cisalhamento que compõem a estrutura em flor positiva, do Domínio 2, são essencialmente oblíquas e fazem parte de um sistema direcional sinistral maior. Esse sistema estende-se para norte, oeste e leste, além dos limites da folha estudada.

Sabe-se que acomodação de deslocamento oblíquo entre blocos crustais resulta em componentes de movimentação perpendicular e paralela aos limites dos blocos, que conduzem ao desenvolvimento de cavalgamento e zonas de rejeito direcional, respectivamente. Na tectônica oblíqua, os componentes de movimentação podem atuar simultaneamente, ou primeiro o componente de cavalgamento seguida pelo componente direcional. Os cinturões gerados por colisão oblíqua compreendem expressivas zonas de rejeito direcional que podem ter permanecido ativas durante o período inteiro da colisão (OXBURGH, 1974; READING, 1974; BADHAM, 1982; BLICK & BIDDLE, 1985; WOODCOCK, 1986). Tais zonas podem ser curvas e ramificadas e diferentes segmentos podem ser ativos em tempos diferentes. Nos segmentos curvos, dependendo de suas geometrias, pode haver divergência ou convergência com desenvolvimento de estruturas distensivas e compreensivas, respectivamente (WILCOX et al. 1973). Nas áreas de divergência há formação de bacias, estruturas em flor negativa, limitadas por falhas ou zonas de cisalhamento, que pode ser seguida por atividade magmática bimodal e formação de crosta oceânica. Nas áreas de convergência formam-se estruturas em flor positiva e embasamento e a cobertura de um bloco podem cavalgar unidades do bloco adjacente. A continuação prolongada do movimento pode resultar em deslocamentos verticais e rotações em grande escala através das descontinuidades. Compressão pode ser imposta em áreas de distensão, resultando na formação de cavalgamento no material que preenche as bacias e no seu embasamento (WILCOX et al. 1983; BADHAM, 1982). A progressão da deformação leva à separação, translação e rotação das estruturas geradas inicialmente.

Considerando os dados estruturais apresentados e a breve discussão sobre colisão oblíqua, é possível interpretar as estruturas dos dois domínios no contexto de uma deformação progressiva dentro de um regime tectônico oblíquo de transporte preferencial de massas rochosas na direção NE-SW. Nesse caso, o desenvolvimento do sistema imbricado e da estrutura em flor positiva deve ter sido controlado por movimentos em uma zona de detachment na base da crosta (Fig.7).

ARRANJO ESTRATIGRÁFICO

Embora a relação que se verifica entre as diferentes unidades litológicas seja de imbricação generalizada, algumas considerações sobre o quadro stratigráfico podem ser alinhadas:

1. as faixas de gnaisses tonalíticos, que compõem o Complexo Xingu, são entendidas como parte de um segmento siálico antigo, sobre o qual se instalou o Grupo Sapucaia;
2. as rochas granulíticas são incluídas no Complexo Pium e representam frações da crosta inferior soergidas através de zonas de cisalhamento. Como suas relações com as rochas do Complexo Xingu são tec-

tônicas e as informações geológicas disponíveis não permitem que se avance no sentido de definir a ordenação estratigráfica original entre os diferentes termos petrográficos individualizados, para efeito de simplificação, é atribuída a mesma idade aos dois complexos;

3. o Gnaiss Estrela parece ser intrusivo nos gnaisses do Complexo Xingu, mas faltam estudos para definir melhor sua posição estratigráfica;
4. os granitóides da Suite Plaquê são paralelos a subparalelos à estruturação dos gnaisses do Complexo Xingu, mas, localmente, as relações de intrusão são verificadas. No momento, os diferentes corpos são interpretados, preliminarmente, como produtos de fusão crustal durante o evento de cisalhamento dúctil;
5. a seqüência vulcano-sedimentar, que compõe grande parte da estrutura em flor positiva, tem sua evolução ligada à atuação progressiva de um sistema sinistral, que, por sua vez, vincula-se ao evento de cisalhamento regional. Embora o volume de informações disponíveis não permita restaurar a fase de transtensão do sistema, é previsível a implantação de uma bacia restrita seguida por atividade magmática bimodal e deposição de sedimentos essencialmente imaturos, derivados dos blocos altos adjacentes. Não há como provar se a fase distensiva alcançou o estágio de formação de crosta oceânica, mas a expressiva contribuição vulcânica sugere que a transtensão envolveu altas taxas de estiramento litosféricos. Essa seqüência direcional é denominada de Grupo Grão-Pará e pode ser subdividida nas formações Parauapebas (Metavulcânicas), Carajás (Formação Ferrífera) e Águas Claras (Metassedimentos) em substituição à Formação Rio Fresco. A reorientação das tensões, provavelmente ligada à rotação de blocos dentro do sistema direcional, permitiu o estabelecimento da transpressão e a consequente formação da estrutura em flor positiva.

A despeito do quadro embrionário de informações lito-estratigráficas, os aspectos abordados dão suporte ao arranjo estratigráfico preliminar, mostrado na tabela 1.

UNIDADES LITOLÓGICAS

Suite Plaquê	Grupo Grão-Pará	Formação Águas Claras
		Formação Carajás
		Formação Parauapebas
Grupo Sapucaia		
Gnaiss Estrela		
Complexo Xingu	Complexo Pium	

Tabela 1 - arranjo estratigráfico do cinturão Itacaiunas na Folha Serra dos Carajás.

CONSIDERAÇÕES TECTÔNICAS

A Folha Serra dos Carajás tem sido interpretada como parte da Província Amazônica Central, que corresponde a um núcleo siálico com greystone belts preservados e contornados por cinturões móveis do Proterozóico Inferior e Médio (CORDANI et al. 1984; TASSINARI et al. 1987). Os dados lito-estruturais abordados neste trabalho, proporcionam a definição de um cinturão de cisalhamento dúctil oblíquo, com importantes feições direcionais associadas. Faltam informações lito-estruturais ao norte da região enfocada, mas a repetição da estruturação WNW-ESE e a presença de faixas granulíticas alternadas com seqüências vulcano-sedimentares e faixas de gnaisses tonalíticos e granitóides sugerem que esse cinturão pode constituir uma unidade geotectônica com algumas centenas de quilômetros de largura.

A implantação do cinturão está ligada a um processo essencialmente dúctil de retrabalhamento de terrenos granito-greenstone e formação localizada de granitóides, além de uma seqüência vulcano-sedimentar direcional. Não há evidências de zonas de paleosuturas na região e se o arranjo geométrico esboçado para o cinturão se vincula à interação de

segmentos litosféricos, a zona de colisão encontra-se fora da área mapeada. O modelo tectônico de colisão de placas, proposto para a região da Serra dos Carajás (DARDENE et al. 1987) não encontra suporte na interpretação dos dados geoquímicos obtidos para o Grupo Grão-Pará (GIBBS et al. 1986) e na análise geométrica dos elementos estruturais. As rochas vulcânicas com teores elevados em K, classificadas como shoshonitos, podem estar associadas a fase de transtensão do sistema sinistral da Serra dos Carajás.

O modelo tectônico que melhor explica a lenticularização generalizada dos diferentes conjuntos litológicos, o sistema imbricado de zonas de cisalhamento oblíquo e a estrutura em flor positiva é o que considera os componentes dos sistemas de cavalgamento e direcional. O bloco diagrama da figura 8 mostra os principais elementos estruturais produzidos por este regime tectônico.

CONCLUSÕES

Os dados lito-estruturais apresentados e discutidos nesta oportunidade, mostram que a Folha Serra dos Carajás faz parte de um cinturão de cisalhamento dúctil caracterizado por dois segmentos estruturais distintos.

O segmento sul compreende um sistema imbricado de zonas de cisalhamento que proporcionou o soerguimento de rochas granulíticas da base da crosta e a lenticularização generalizada dos diferentes conjuntos litológicos. O segmento norte é representado por uma estrutura em flor positiva, associada a um sistema sinistral, que se estende para as folhas São Félix, Itacaiunas e Marabá. A caracterização do sistema direcional da Serra dos Carajás descarta a estrutura sinclinal, proposta por SILVA et al. (1974) e a presença de um pop-up como arranjos geométricos alternativos para explicar a estruturação em leque do Grupo Grão-Pará.

Faltam informações geológicas de detalhe para que se avance na definição do arranjo estratigráfico do cinturão, mas já se esboça um quadro composto por complexos gnáissicos com supracrustais associadas, seguidos pela formação de granitoides e de uma sequência vulcano-sedimentar direcional.

Variações metamórficas bruscas através do cinturão podem ser reflexos da imbricação regional das unidades litológicas e constituem um grande problema a espera de soluções.

As principais ocorrências e depósitos de Cu, Au e Fe podem estar intimamente associados às zonas de cisalhamento que compõem o cinturão, mas, também, faltam informações para elucidar essa questão.

Os dados geocronológicos são poucos mas permitem relacionar o desenvolvimento do cinturão a um evento termo-tectônico do final do Arqueano (ver RENNE et al. neste Congresso). Por fim, resta mencionar que a continuidade do cinturão para norte e sua passagem para o terreno granito-greenstone do sul do Pará só serão definidas através de trabalhos sistemáticos, voltados para a reconstituição geométrica das unidades lito-estruturais.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BADHAM, J.P.N. - 1982 - Strike-slip orogens - an explanation for the Hercynides J. Geol.Soc. London, vol. 139, p. 493-504.
- BLICK, N.C.; BIDDLE, K.T. - 1985 - Deformation and basin formation along strike-slip faults. Society of economic paleontologist of mineralogists, in BICK, N.C.; BIDDLE, K.T., eds., Strike-slip Deformation, Basin Formation, and Sedimentation: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 37: 1-34.
- CORDANI, U.G.; BRITO NEVES, B.B. de - 1982 - The geologic evolution of south America during the Archaean and early Proterozoic. Revista Brasileira de Geociências. São Paulo, 12(1-3): 78-88.
- CORDANI, U.G.; TASSINARI, C.C.G.; KAWASHITA, K. - 1984 - A Serra dos Carajás como região limítrofe entre províncias tectônicas. Ciências da Terra, (9): 6-11.
- CUNHA, B.C.C.da et al-1981- Geologia. In: Brasil. Ministério das Minas e Energia - Secretaria Geral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SC.22 Tocantins. Rio de Janeiro. (Levantamento de Recursos Naturais, 22).

- DARDENNE, M.A.; FERREIRA FILHO, C.F.; MEIRELES, M.A. - 1987 - The role of shoshonitic and calc-alkaline suites in tectonic evolution of the Carajás District, Brazil. In: I.G.C.P. Project 204, Final meeting of the working group, Extended abstracts: p. 40-45.
- DOCEGEO - 1987 - Lithostratigraphia Review of the Carajás District and Southern Pará-Brazil. In: I.G.C.P. Project 204, Final meeting of the working group, Extended Abstracts: p. 11-19.
- FIGUEIRAS, A.J.M.; MACAMBIRA, J.B.; VILLAS, R.N.N. - 1987 - Contribuição ao estudo paleoambiental da Formação Rio Fresco na região de Carajás. In: Simpósio sobre sistemas deposicionais no pré-cambriano, Ouro Preto, 1987, Anais: p. 17-30.
- GIBBS, A.K.; WIRTH, K.J.; HIRATA, W.K.; OLSZEWSKI JR, W.J. - 1986 - Age and composition of the Grão Pará group volcanics, Serra dos Carajás. In: Rev.Bras.Geoc. 16(2): 201-211.
- HIRATA, W.K.; RIGON, J.C.; KADEKARU, K.; CORDEIRO, A.A.C.; MEIRELES, E.M. - 1982 - Geologia regional da Província Mineral de Carajás. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 1, Belém, 1982. Anais, SBG-Núcleo Norte: p. 100-110.
- LIMA, M.I.C. de - 1984 - Províncias geológicas do Craton Amazônico em território brasileiro. In: SYMPOSIUM AMAZÔNICO, 2, Manaus, 1984. Anais do...DNPM, 1984. 9-23. il.
- MEIRELES, E.M.; HIRATA, W.K.; AMARAL, A.F.; MEDEIROS FILHO, C.A.; CANTO, W.C. - 1984 - Geologia das folhas Carajás e Rio Verde, Província Mineral dos Carajás, Estado do Pará. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais, SBG. v.5, p. 2164-2174..
- OXBURGH, E.R. - 1974 - The Plain Man's Guide to Plate Tectonics. Proc. Geol. Ass. 85: 299-357.
- RAMSAY, J.G.; HUBER, M.I. - 1987 - The techniques of modern Structural Geology. v.2: Folds and Fractures. Acad. Press. 386p.
- RAMSAY, J.G. - 1980 - Shear zone geometry: a review. Jour.Struct.Geol. 2(112): 83-99.
- READING, H.G. - 1980 - Characteristics and recognition of strike-slip fault systems, in Ballance, P.F., and Reading, H.G. eds, Sedimentation in Oblique-Slip Mobile Zones: International Association of Sedimentologists Special Publication. N. 4: p. 7-26.
- SILVA, G.G.; LIMA, M.I.C.; ANDRADE, A.R.F.; ISSLER, R.S.; GUIMARÃES, G. - 1974 - Geologia das folhas SB.22 Araguaia e parte da SC.22 Tocantins. In: PROJETO RADAMBRASIL, Levantamento de Recursos Naturais, Rio de Janeiro, DNPM. v.4, p. I/2 - I/143.
- TASSINARI, C.C.G.; TEIXEIRA, W.; SIGA JR, O.; KAWASHITA, K.; CORDANI, U.G. - 1987 - Geological evolution and evolution of recent geochronological data in Amazonian Craton. In: I.G.C.P. Project 204, Final meeting of the working group, Extended Abstracts: p. 20-31.
- WILCOX, R.E.; HARDING, T.P.; SEELY, D.R. - 1973 - Basic Srench Tectonics. AAPG Bull., 57(1): 74-96.
- WIRTH, K.R.; GIBBS, A.K.; OLSZEWSKI JR, W.J. - 1986 - U. Pb. ages of zircons from the Grão Pará group and Serra dos Carajás granite, Pará, Brazil. In: Rev.Bras.Geoc. v.16. N. 2: p. 195-200.
- WOODCOCK, N.H.; FISCHER, M. - 1986 - Strike-slip duplexes. Jour.Struct. Geol. vol. B, 7: 725-735.

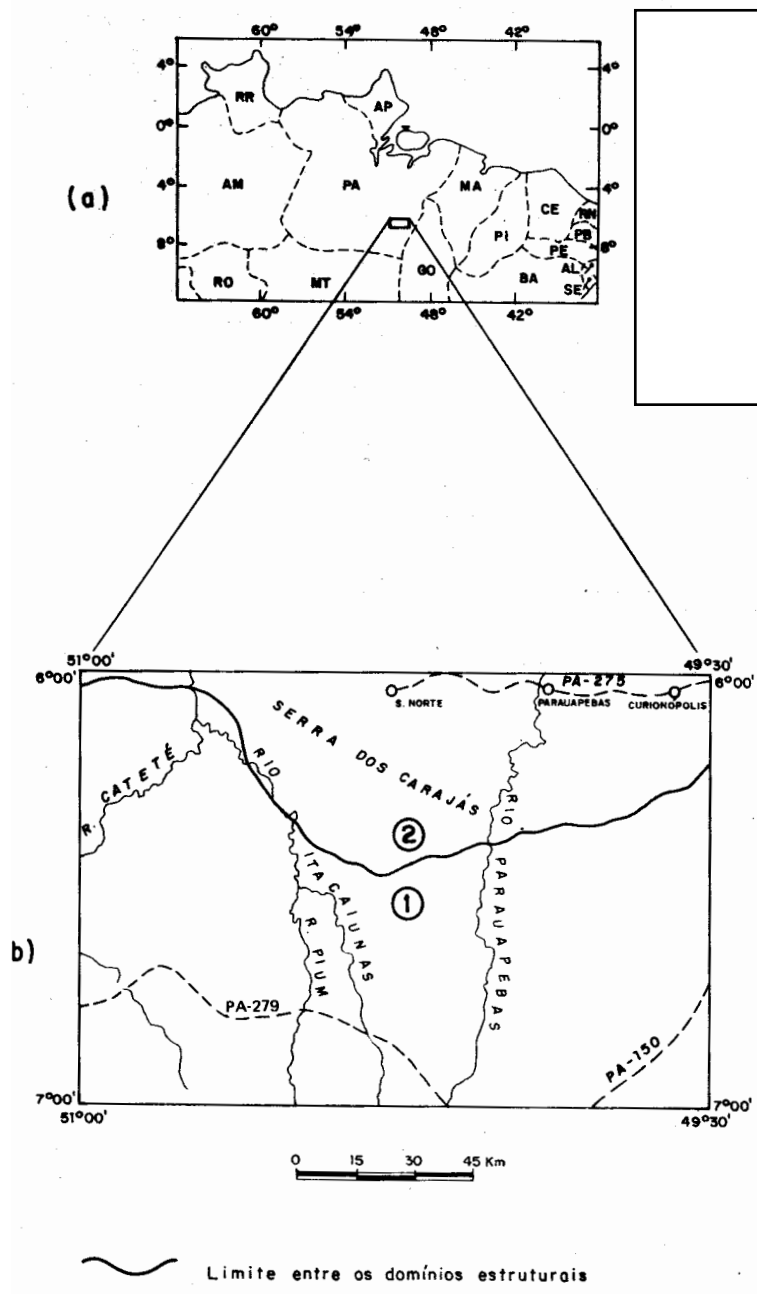


FIG. 1 — Mapa de localização da área investigada (a) e os domínios estruturais do cinturão Itacaiunas na folha Serra dos Carajás (b).

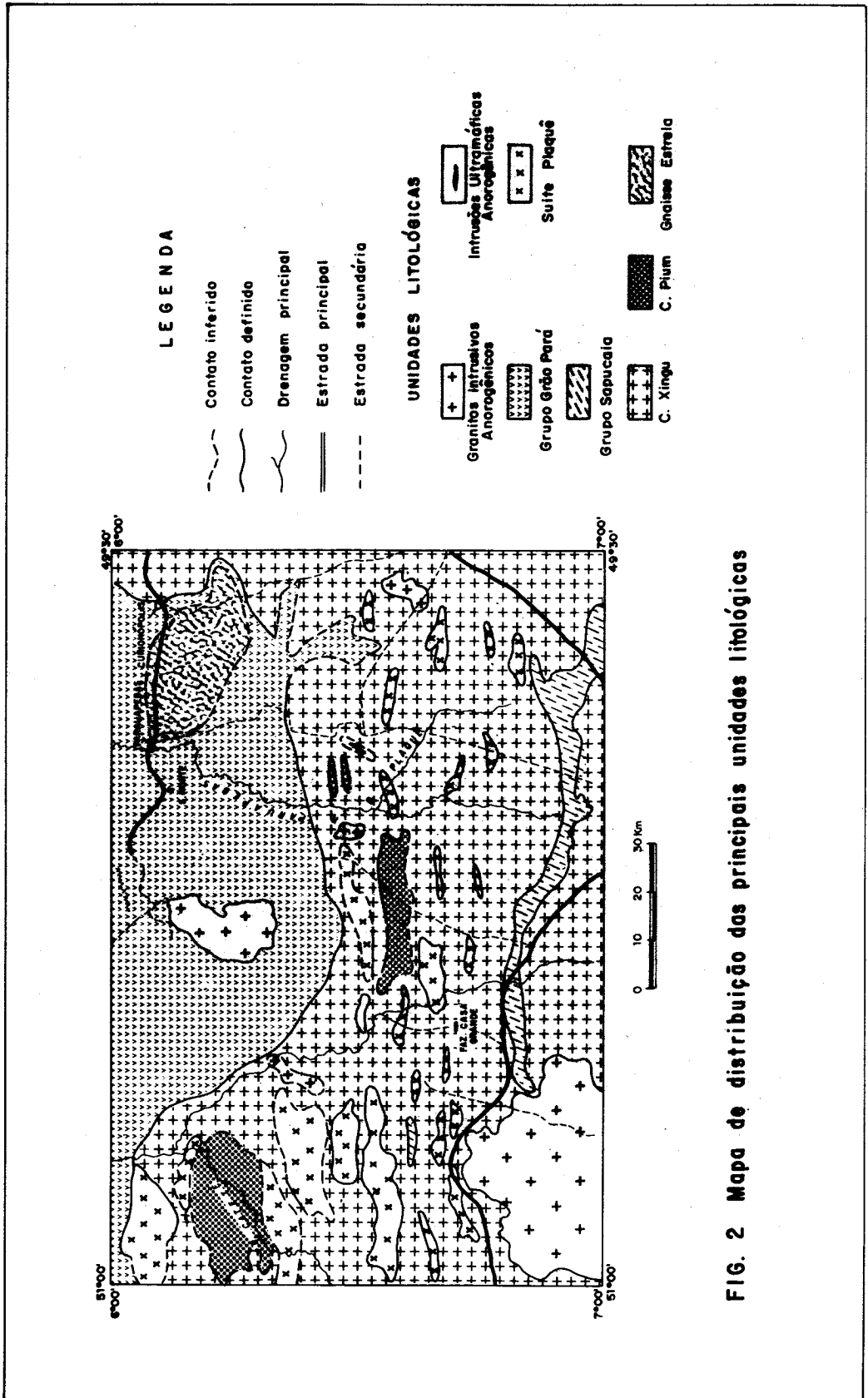
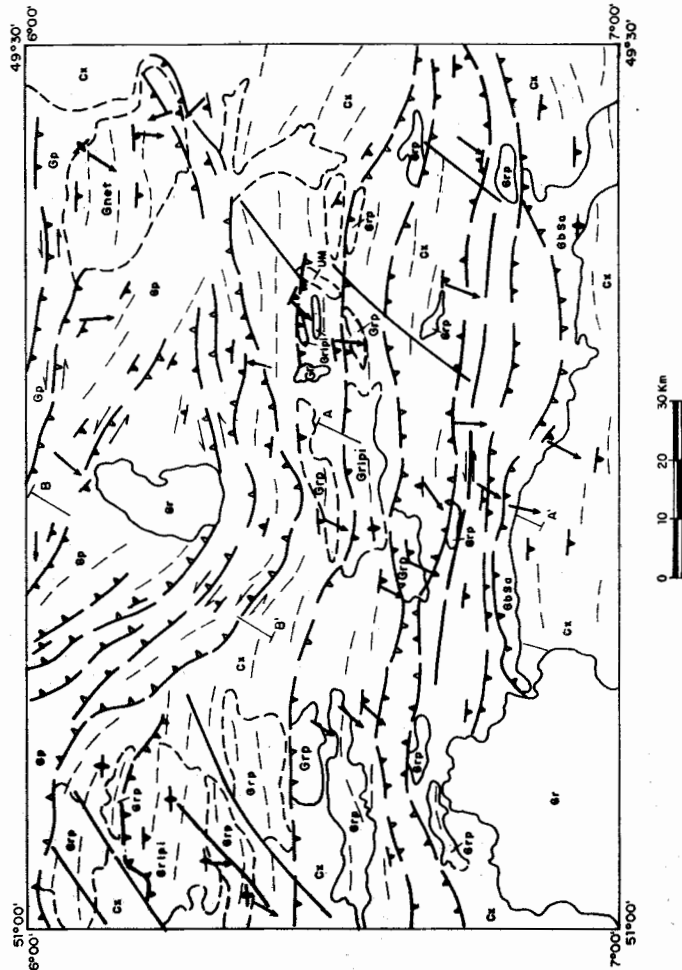


FIG. 2 Mapa de distribuição das principais unidades litológicas



LEGENDA

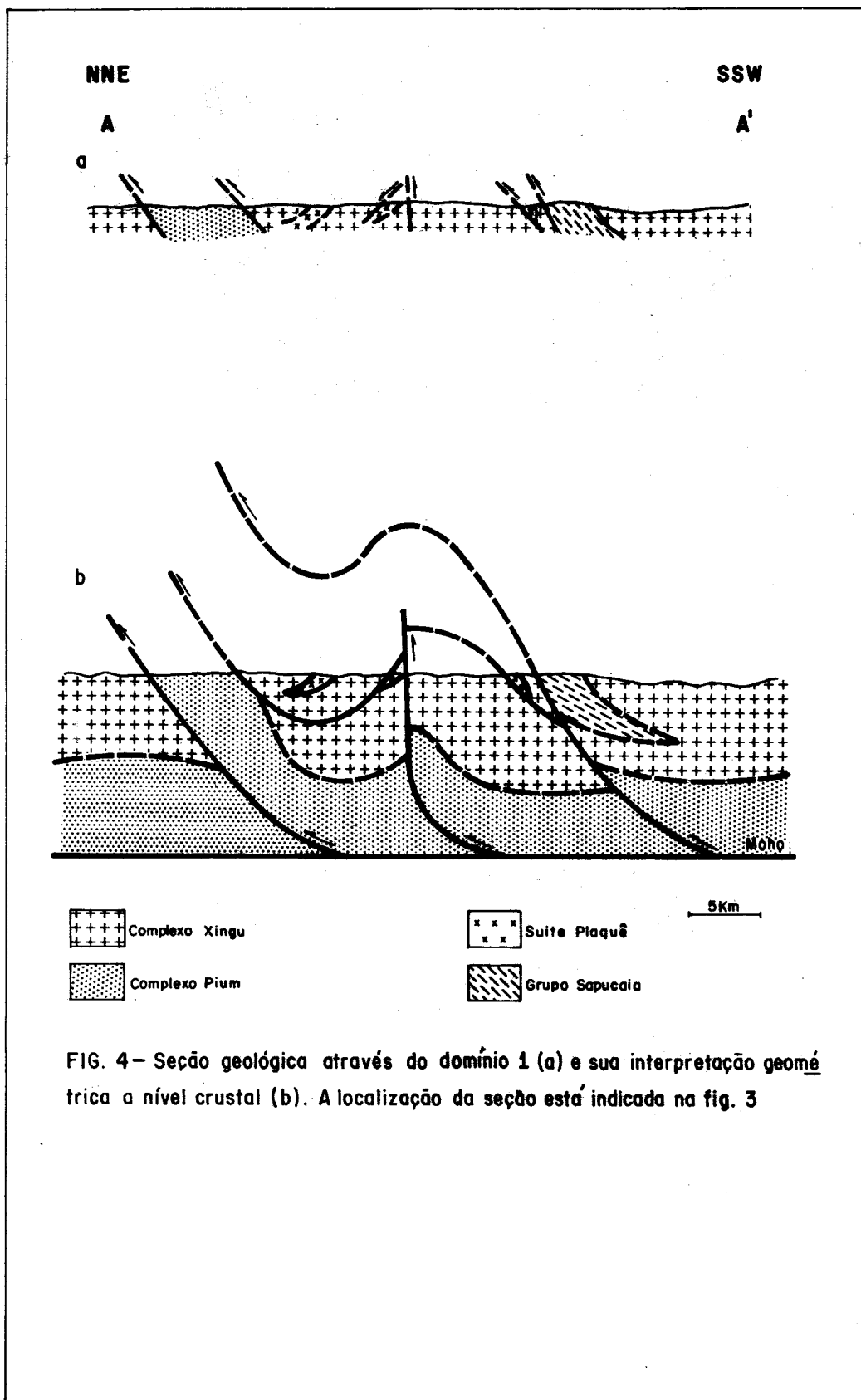
ELEMENTOS ESTRUTURAIS

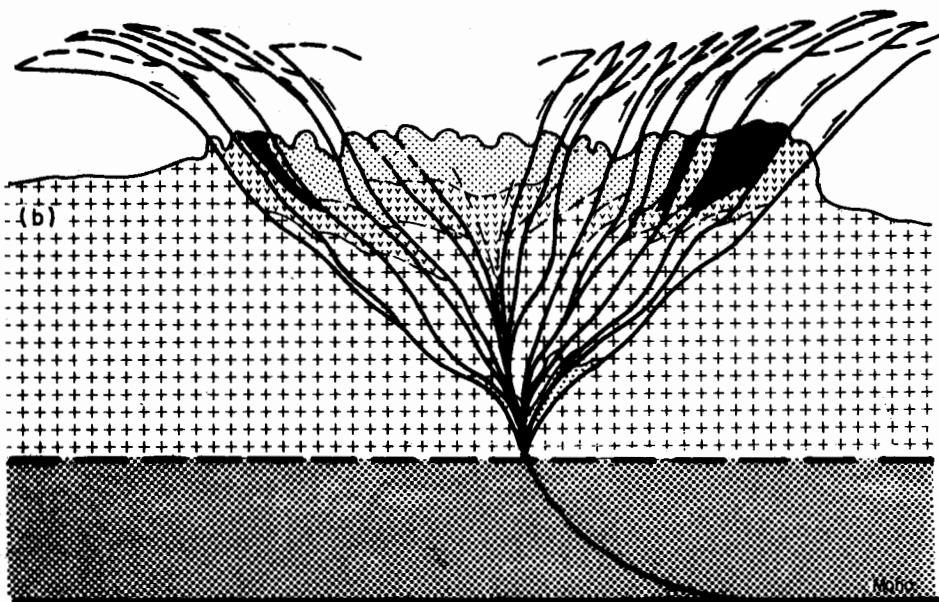
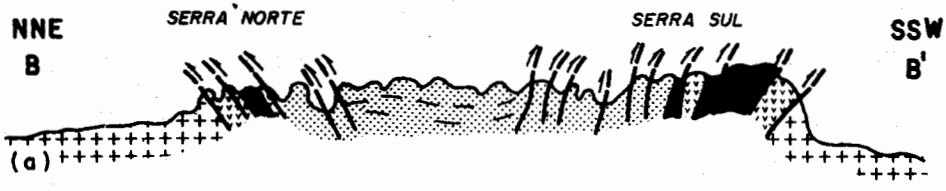
- Contato inferido
- Contato definido
- Traco da foliação milonítica
- Foliação milonítica c/ mergulho indicado
- Lineação de estiramento
- Zona de cisalhamento dúctil sinistral
- Zonas de cavalgamento dúctil
- Lineamento fotogeológico
- Zonas de cisalhamento dúctil c/movimentação oblíqua

UNIDADES LITOLÓGICAS

- Gr Granitos intrusivos Anorogénicos
- Gp Grupo Grão Para
- ebse Grupo Sapucaia
- UM Intrusões Ultramáficas Anorogénicas
- Suite Plaquê
- Cx C. Xingu
- gripi C. Plum
- gnet C. Gnaise Estrela

FIG. 3 — Mapa lito-estrutural simplificado da folha Serra dos Carajás





- | | |
|--|--|
|  Complexo Xingu |  Metassedimento |
|  Complexo Plum |  Formação Ferrífera |
| |  Metavulcânica |

FIG. 5 - Seção geológica através do domínio 2 (a), e sua interpretação geométrica a nível crustal (b). A localização da seção está indicada na fig. 3

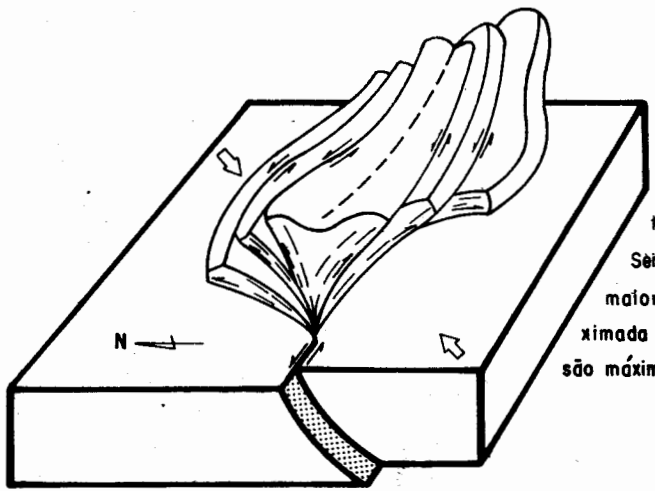


FIG. 6 - Bloco diagrama da estrutura em flor positiva relacionada ao sistema direcional sinistral da Serra dos Carajás. As setas maiores indicam a direção aproximada da componente de compressão máxima, sem escala.

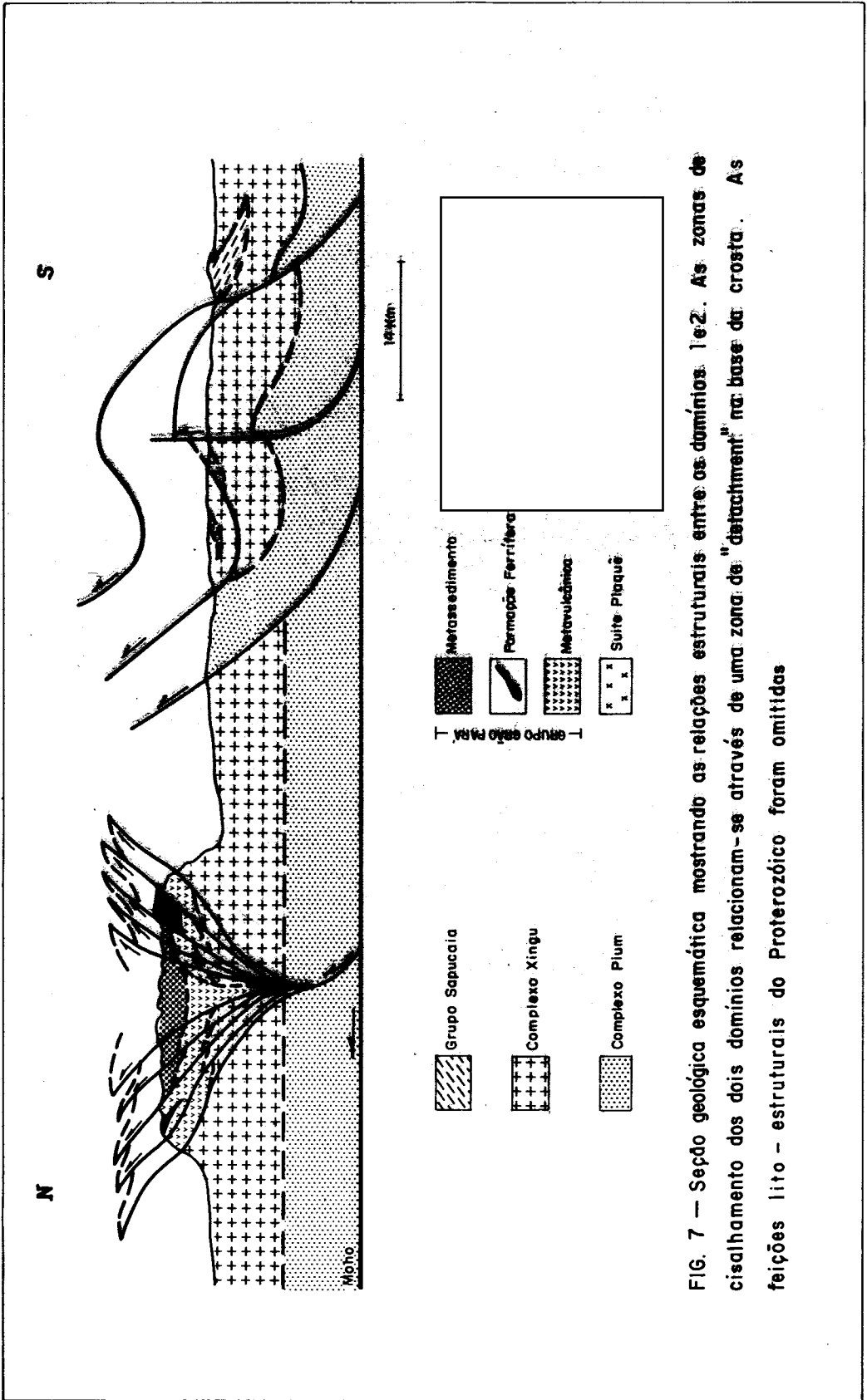
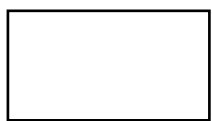


FIG. 7 — Seção geológica esquemática mostrando as relações estruturais entre os domínios 1e2. As zonas de cisalhamento dos dois domínios relacionam-se através de uma zona de "detachment" na base da crosta. As feições lito - estruturais do Proterozóico foram omitidas



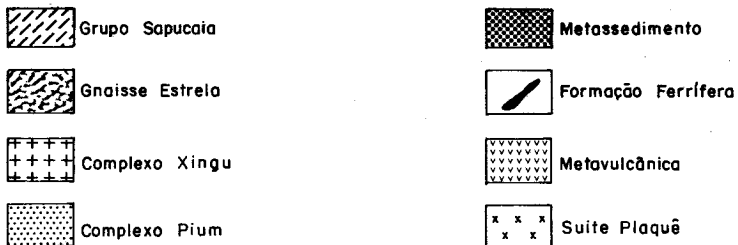
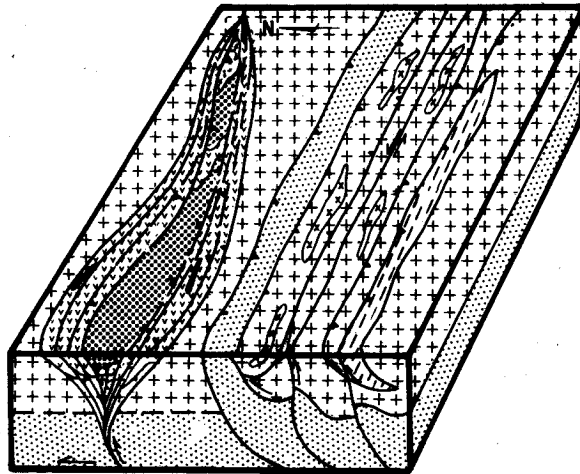


FIG. 8 — Bloco diagrama do cinturão Itacaiunas na folha Serra dos Carajás, sem considerar os efeitos dos eventos do Proterozóico. Sem escala

GEOCRONOLOGIA U-Pb DA PROVÍNCIA METALOGENÉTICA DE CARAJÁS, PARÁ: RESULTADOS PRELIMINARES

Nuno Machado – Dept. of Geology, Royal Ontario Museum

Darci Lindenmayer – DOCEGEO

Zara Lindenmayer – DOCEGEO

RESUMO

Neste trabalho apresentam-se resultados de datações U-Pb feitas na região de Carajás, no Estado do Pará. As idades obtidas são as seguintes: 1) 2851 \pm 4 Ma para uma das últimas fases intrusivas do Complexo Xingu; 2) 2763 \pm 6 Ma para a intrusão máfica-ultramáfica estratificada de Luanga; 3) 2759 \pm 2 Ma para duas rochas félsicas do Grupo Grão Pará, datando indiretamente as formações ferríferas de Carajás; 4) 2555 \pm 3 Ma para a zona de cisalhamento que corta os anfíbolitos da sequência Salobo; 5) uma idade de cerca de 1885 Ma para o granito Cigano; 6) 1874 \pm 2 Ma para o granito Pojuca e 7) 1883 \pm 2 Ma para o granito Musa.

Estes resultados indicam que a história geológica da região pode ser dividida em quatro períodos: o mais antigo que é representado pelo Complexo Xingu terminou a 2.85 Ga. A este se seguiu um episódio de vulcanismo básico e félsico, de intrusão de magma máfico e de deposição da formação ferrífera há cerca de 2.76 Ga. Ainda no Arqueano Superior, há 2.56 Ga, falhamentos da crosta resultaram em zonas de cisalhamento. O período mais recente é revelado pelas intrusões de granitos anorogênicos com idades entre 1.87 Ga e 1.88 Ga.

ABSTRACT

The region of Carajás is located in the eastern Guaporé Craton, south of the Amazon River, in the south of the State of Pará. The craton is limited to the east by the Proterozoic Tocantins-Araguaia Belt. The region of Carajás is a metallogenic province with iron, copper, manganese and gold mineralizations and bauxite and supergenic nickel deposits.

A program of U-Pb geochronology was recently started and the first progress report, bearing on the ages of seven of the main units, is presented here. 1) One of the youngest intrusives in the gneiss-migmatite Xingu Complex yielded an age of 2851 \pm 4 Ma. 2) The mafic-ultramafic layered intrusion of Luanga, which hosts chromite deposits, was dated at 2763 \pm 6 Ma. As the Luanga intrusion is emplaced in the Cabeça Group and overlain by the Serra Pelada sediments hosting gold deposits, 2763 \pm 6 Ma places constraints on the age of these units. 3) Two felsic rocks from the Grão Pará Group are 2759 \pm 2 Ma old. This age indirectly dates the extensive Carajás banded iron formations. 4) 2555 \pm 3 Ma zircons of probable metamorphic origin extracted from the Salobo amphibolite, probably date a shear zone cutting the amphibolites. Intense fluid activity associated with the shear zone could have provided appropriate conditions for zircon formation. 5) An approximate age of 1885 Ma (two point discordia) was obtained for the Cigano granite. 6) The Pojuca granite yielded an age of 1874 \pm 2 Ma. 7) The Musa granite, located south of the Carajás area and intrusive into the Xingu Complex, is 1883 \pm 2 Ma old and contains inherited Pb with an average age of 3.2 \pm 0.2 Ga.

The results indicate that the geologic evolution of the area can be divided in four periods: the oldest, represented in the Xingu Complex, comprises several phases of metamorphism, migmatization and deformation ending at ca. 2.85 Ga. This was followed by a period of mafic and felsic volcanism, magma intrusion and deposition of banded iron formation at 2.76 Ga. In the late Archean (2.56 Ga) the region was affected by brittle deformation and shearing. The last episode recorded by the data is

the intrusion of anorogenic granitoids with ages between 1.87 Ga and 1.88 Ga.

INTRODUÇÃO

A escassez de dados geocronológicos na região da Serra dos Carajás tem dificultado uma melhor compreensão da estratigrafia da região. Isto deve-se, em parte, a dificuldades de se obter amostras frescas adequadas para datações pelo método Rb/Sr. Visando minorar tal dificuldade foi iniciado, recentemente, um programa de datações usando o método U-Pb em zircão. Este trabalho pretende relatar os resultados obtidos até o momento.

GEOLOGIA REGIONAL E AMOSTRAGEM

A região da Serra dos Carajás está localizada na extremidade leste do Craton Amazônico (Cordani e Brito Neves, 1982), sendo truncada, a leste, pela faixa móvel Paraguai-Araguaia (Almeida, 1974) de idade Proterozoica. A região inclui a Província Mineral de Carajás, com jazidas de ferro, manganês, cobre e ouro, além de depósitos de bauxita e níquel supergênico.

A unidade mais antiga da região é o Complexo Xingu (Silva et al., 1974), composto de gnaisses, anfibólitos e migmatitos polimetamórficos. Sobre este embasamento repousa a Sequência Salobo-Pojuca, formada por metassedimentos e metavulcânicas subordinadas (Hirata, 1982) e o Grupo Grão Pará (Beisiegel et al., 1973), constituído por formação ferrífera bandada e metavulcânicas bimodais originadas em ambiente de rift continental (Wirth, 1986). Acima do Grupo Grão Pará ocorrem os sedimentos clásticos, principalmente arenitos, siltitos e argilitos do Grupo Rio Fresco (Beisiegel e Farias, 1978).

Todas as unidades acima descritas são cortadas por intrusões graníticas indeformadas, tais como os granitos de Carajás, Pojuca e Cigano.

As idades radiométricas disponíveis indicam que o Complexo Xingu varia entre 2.69 Ga e 3.28 Ga (Gomes et al., 1971; Silva et al., 1974; Cunha et al., 1981). Para os xistos Salobo, Tassinari et al. (1982) obtiveram a idade Rb-Sr de 2700 +/-150 Ma e idades K-Ar em biotita, anfibólio e muscovita variando entre 1903 +/-35 Ma e 2022 +/-73 Ma. Os autores interpretam a primeira idade como a do metamorfismo principal que afetou as rochas metassedimentares enquanto que as idades K-Ar datariam a estabilização tectônica da região (Tassinari et al., 1982). Gibbs et al. (1985) obtiveram uma idade Rb-Sr de 2687 +/-108 Ma para os basaltos do Grupo Grão Pará e Wirth et al. (1985) obtiveram a idade U-Pb de 2758 +/-78 Ma em zircões de riolitos do mesmo grupo. As intrusões graníticas são Proterozóicas com idade entre 1.8 Ga (Wirth et al., 1985) e 1.6 Ga (Dall'Agnol, 1986).

Para este trabalho foram selecionadas amostras das seguintes unidades: 1) Complexo Xingu, 2) intrusão de Luanga, 3) Grupo Grão Pará, 4) sequência Salobo, 5) granito Cigano, 6) granito Pojuca e 7) granito Musa.

GEOCRONOLOGIA

As técnicas usadas para as análises de zircão são essencialmente as descritas por Krogh (1973, 1982 e 1982b); para a análise de titanita, a técnica descrita por Corfu e Stott (1986) foi seguida. Detalhes e modificações destas técnicas utilizadas neste trabalho, serão descritas em futura publicação. O programa de regressão linear de Davis (1982) foi usado para a determinação das intercepções superior e inferior de discordância com Concórdia bem como para a estimativa dos erros associados. A precisão dos resultados é referida a um intervalo de confiança de 95% (2 sigma). A tabela 1 contém um sumário dos resultados obtidos.

COMPLEXO XINGU

Desta unidade foi escolhida para análise uma amostra de mão, proveniente da pedreira situada a norte da estrada Curionópolis-Marabá e a leste daquele povoado. O diorito amostrado está deformado e é intrusivo em gnaisses e migmatitos mostrando vários episódios de deformação e fusão parcial. Estas características indicam que a amostra colhida se formou antes da última fase de deformação. A amostra contém quantidade muito pequena de zircão, em geral fragmentado e de pequenas dimensões (<75 µ). Duas frações de 6 e 11 extremidades piramidais de cristais de zircão (análises 1 e 3, respectivamente, Fig. 2a) são colineares com uma terceira fração

composta por um único cristal (análise 2, Fig. 2a) e definem uma discórdia com interseção superior de 2851 +/-4 Ma. A observação microscópica revela que a população de zircão é homogênea, o que é confirmado pela colinearidade entre as análises de múltiplos fragmentos e a do cristal único. A reduzida dimensão da amostra é certamente responsável pela ausência de zircão de excelente qualidade; a melhor fracção disponível (análise 2) ainda é magnética e, portanto, discordante (2.3%). A idade de 2851 +/-4 Ma é interpretada como a da cristalização do diorito.

INTRUSÃO DE LUANGA

Uma amostra de mão de um norito desta intrusão também continha uma pequena quantidade de zircão. Três análises de 3, 11 e 19 fragmentos são colineares e definem uma idade de cristalização de 2763 +/-6 Ma (Fig. 2b). Como no caso precedente e pelas mesmas razões, as frações de zircão de melhor qualidade são discordantes (6%).

GRUPO GRÃO PARÁ

Duas rochas muito intemperizadas foram amostradas: uma é um riolito colhido na estrada N5-Parauapebas imediatamente subjacente aos basaltos de Carajás, a outra é um riodacito colhido na mesma estrada no contato entre o Grupo Grão Pará e a Sequência Salobo-Pojuca. Ambas as rochas possuem zircão prismático, idiomórfico e de boa qualidade. Três análises para o riodacito definem uma idade de cristalização de 2759 +/-2 Ma que é exatamente a mesma que a obtida para uma única análise de zircão do riolito (Fig. 2c). Esta idade confirma aquela obtida por Wirth et al. (1985), 2758 +/-78 Ma, e data indiretamente as formações ferríferas de Carajás. É interessante notar que a discórdia definida por estas análises passa pela origem, indicando claramente que a perda de Pb é recente.

SEQUÊNCIA SALOBO

Desta unidade foram amostrados testemunhos de sondagem de anfíbolitos. O zircão era de pequenas dimensões (<50 μ), fragmentado, sub-arredondado e de qualidade inferior. A discórdia definida por três análises tem uma interseção superior de 2555 +/-3 Ma (Fig. 2d). A análise mais próxima da Concórdia é 4% discordante.

Observações petrográficas e de campo (Lindermayer, comunicação verbal) indicam intensa atividade de fluidos numa extensa zona de cisalhamento situada no limite sul do depósito de Salobo. A presença de fluidos nesta zona poderia criar condições favoráveis à formação de zircão de origem metamórfica, o que é compatível com as características morfológicas mencionadas acima. Assim, aceita-se como hipótese de trabalho que a zona de cisalhamento tenha a idade de 2555 +/-3 Ma.

GRANITO CIGANO

só duas análises foram feitas em zircão deste granito, as quais definem uma "discórdia" com a idade 1885 Ma.

GRANITO POJUCA

Esta intrusão foi amostrada em testemunhos de sondagem provenientes do depósito de cobre de Pojuca e também na estrada Pojuca-Bahia. O zircão é idiomórfico e de boa qualidade. Três análises definem uma discórdia com a idade de 1874 +/-2 Ma (Fig. 2e).

GRANITO MUSA

Este granito está localizado a sul da região de Carajás e é intrusivo no Complexo Xingu. O zircão é idiomórfico mas apresenta inclusões, semelhantes a inclusões fluidas, dispostas em círculo na parte central de vários cristais. Uma análise de cristais completos contendo estas inclusões, é discordante (análise 1, Fig. 2f) apesar de ser de boa qualidade (não magnética). Duas análises de zircões sem inclusões tem idade mais recente e são cerca de 1.5% discordantes. Estas características indicam que a fração 1 contém um componente de Pb herdado que está ausente, ou presente em menor quantidade, nas frações 2 e 3. Com estas três análises a idade do granito é ambígua: por um lado é aceitável fazer a regressão entre as análises, o que resulta numa idade de 1853+11/-13 Ma; contudo, o fato que as análises 2 e 3 são coincidentes apesar de ligeira diferença de qualidade, leva a pensar que elas representam a idade do granito: aproximadamente 1881 Ma. Para resolver esta ambiguidade, analisou-se uma fração de titanita (análise 4) que resultou numa idade de 1884 +/-5 Ma e que está 0.6% acima da

Concórdia. Desta maneira confirmou-se que a idade das frações 2 e 3 é válida e que a idade de cristalização do granito Musa é $1883 \pm 5/-2$ Ma, resultado da regressão das análises 2, 3 e 4. A idade média do Pb herdado é de cerca de 3.2 ± 0.2 Ga o que indica a possível presença de zircões desta "idade" no Complexo Xingu. A abundância de zircão com inclusões de idade arqueana sugere que o magma granítico é derivado (ou incorporou) material crustal daquela idade.

DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

A idade de 2851 ± 4 Ma obtida para uma das fases do Complexo Xingu está no intervalo 2.69–3.28 Ga mencionado por vários autores (Gomes et al., 1971; Silva et al., 1974; Cunha et al., 1984). É importante notar que esta idade corresponde a uma das últimas fases intrusivas daquele complexo e é anterior ao último episódio de deformação que o afetou.

A idade da intrusão máfica-ultramáfica estratificada de Luanga, 2763 ± 6 Ma, não só data as jazidas de cromita como é a idade máxima dos sedimentos de Serra Pelada.

A idade de cristalização das rochas félsicas do Grupo Grão Pará, 2759 ± 2 Ma, data indiretamente as extensas formações ferríferas de Carajás, é idêntica à idade da intrusão de Luanga e é a idade máxima do Grupo Rio Fresco.

A idade de cristalização das rochas da Sequência Salobo-Pojuca ainda é indefinida. A idade de 2555 ± 3 Ma é muito provavelmente a da zona de cisalhamento que afeta o depósito de Salobo. A presença de falhamentos importantes indica a existência de crosta estável no Arqueano superior na região.

A atividade mais recente na região de Carajás é marcada pela intrusão de granitos anorogênicos com idades entre 1874 Ma e 1885 Ma.

Resumindo, os dados obtidos revelam quatro períodos de atividade geológica de características distintas. O mais antigo, registrado no Complexo de Xingu, consiste em múltiplos episódios de deformação, metamorfismo migmatização e terminou há cerca de 2.85 Ga. Seguiu-se um período de vulcanismo máfico e félsico com intrusão de magma ultramáfico e deposição de formações ferríferas, com a idade de 2.76 Ga. Este período é representado pelo Grupo Grão Pará e pela intrusão de Luanga. No Arqueano superior, há 2.56 Ga, a crosta já rígida foi falhada e intensa atividade de fluidos causou metamorfismo localizado em zonas de cisalhamento, tal como se observa na área do Salobo. Finalmente, granitos anorogênicos de idades entre 1.87 Ga e 1.88 Ga cortam as unidades mais antigas. Algumas destas intrusões poderiam ser derivadas da fusão parcial da crosta arqueana ou incorporam quantidades variáveis mais importantes de crosta desta idade.

AGRADECIMENTOS

Este trabalho não teria sido realizado sem o interesse e a vontade do Dr. W. Fyfe e o suporte científico e entusiasmo do Dr. T. E. Krogh. Os autores agradecem a inestimável colaboração de Y. Y. Kwok, B. Podstaeskyj e I. Nicklin na manutenção do laboratório de química e de separação mineral e dos espectrômetros de massa. Este trabalho foi realizado graças ao suporte financeiro da Canadian International Development Agency e do Natural Sciences and Engineering Research Council do Canadá ao Dr. T. E. Krogh. Os trabalhos de campo não teriam sido possível sem a valiosa colaboração da Rio Doce Geologia e Mineração S.A. - DOCEGEO.

TABELA 1 - RESULTADOS

UNIDADE ESTRATIGRÁFICA (litologia)	IS (Ma) ¹	II (Ma) ²	%DIS ³
complexo Xingu (diorito)	2851+/-4	729	2.3
Intrusão de Luanga (norito)	2763+/-6	360	6.0
Grupo Grão Pará (riolito) (riodacito)	2759+/-2 ⁴	0	0.0
	2759+/-2		0.6
Sequência Salobo (anfíbolito)	2555+4/-3	255	4.0
Cigano (granito)	1885 ⁵	575	1.0
Pojuca (granito)	1874+/-2	275	1.4
Musa (granito)	1882+5/-2	418	-0.9
	3.2+/-0.2 Ga	1883	96.8

- 1 - IS - Interseção superior de discordância com Concórdia em Ma.
2 - II - Interseção inferior de discordância com Concórdia em Ma.
3 - %DIS- Discordância em % da análise mais próxima de Concórdia.
4 - Uma única análise que é concordante.
5 - Resultado preliminar: reta passando por 2 análises.

BIBLIOGRAFIA

- ALMEIDA, F. F. M. de -1974- Sistema tectônico marginal do Craton do Guaporé, In: Congr. Bras. Geol., 28, Porto Alegre, 1974. Anais... Porto Alegre, SBG. v.4, p. 9-17.
- BEISIEGEL, V.R.; BERNARDELLI, A.L.; DRUMMOND, N.F.; RUFF, A.W. e TREMAINE, J.W. - 1973- Geologia e recursos minerais da Serra dos Carajás. Rev. Bras. Geoc., 3 (4) : 215-242.
- BEISIEGEL, V.R. e FARIAS, N.F. - 1978- Ocorrência de cobre na Serra dos Carajás. In: Congr. Bras. Geol., 30, Recife, 1978. Anais... Recife, SBG. v.4, p. 1419-1430.
- CORDANI, U.G. e BRITO NEVES, B.B. - 1982- The geologic evolutions of South America during the Archean and Early Proterozoic. Rev. Bras. Geoc. 12(1/2/3): 78.
- CUNHA, B.C.C.; POTIGUAR, L.A.T.; IANHEZ, A.C.; BEZERRA, P.E.L.; PITHAN, J.H.L.; SOUZA Jr. J.J.; MONTALVÃO, R.M.G.; SOUZA, A.M.; HILDRED, P.R. e TASSINARI, C.C.G. - 1981- Projeto Radam. Geologia da folha SC-22, Tocantins. MME/DNPM, v. 22, 196 p.
- CORFU, F. e STOTT, G.M. -1986- U-Pb ages for late magmatism and regional deformation in the Shebandowan belt, Superior Province, Canadá. Can. Journ. Earth Sci., 23: 1075-1082.
- DAVIS, D.W. - 1982- Optimum linear regression and error estimation applied to U-Pb data. Can. Jour. Earth Sci., 19: 2141-2149.
- GIBBS, A.K.; WIRTH, K.R.; HIRATA, W. e OLSZEWSKI, W.J. - 1985- Age and composition of the Grão Pará Group volcanics, Serra dos Carajás. In: II SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, Belém, 1982. Anais... Soc. Bras. Geol. Núcleo Norte, p. 10-19.
- GOMES, C.B.; AMARAL, G.; KAWASHITA, K. e GIANCURSI, F. - 1971- Geocronologia da área de Carajás. In: CONGR. BRAS. GEOL., 25, São Paulo, 1971. Bol. Esp. 1, p. 162-163.
- HIRATA, W.K. - 1982- Geologia Regional da Província Mineral de Carajás. In: I SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, Belém, 1982. Anais... Soc. Bras. Geol. Núcleo Norte, p.13-16.
- KROUGH, T.E. - 1973- A low contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotropic age determinations. Geoch. Cosmoch. Acta, 37: 485-494.
- KROUGH, T.E. - 1982a- Improved accuracy of U-Pb dating by selection of more concordant fractions using a high gradient magnetic separation technique. Geoch. Cosmoch. Acta, 46: 631-636.
- KROUGH, T.E. - 1982b- Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique. Geoch. Cosmoch. Acta, 46: 637-649.
- SILVA, G.G. da; LIMA, M.I.C. de; ANDRADE, A.R.F. de; ISSLER, R.S. e GUIMARÃES, G. -1974- Projeto Radam. Geologia das folhas SB-22, Araguaia e parte da SC-22, Tocantins, MME/DNPM., v.4., 143 p.
- TASSINARI, C.; HIRATA, W.K. e KAWASHITA, K. -1982- Geologic evolution of the Serra dos Carajás, Pará, Brazil, Rev. Bras. Geoc. vol. 12, p. 263-267.
- WIRTH, K.R.; GIBBS, A.K. e OLSZEWSKI, W.J. - 1985- U-Pb zircon ages of the Grão Pará Group and Serra dos Carajás granite, Pará, Brazil. In: II Simposio de Geologia da Amazônia, Belém, 1985. Anais... Soc. Bras. Geol. Núcleo Norte, p.1-9.









ESBOÇO GEOLÓGICO REGIONAL DA REGIÃO DE CARAJÁS



CRATON AMAZÔNICO

FAIXA MÓVEL PARAGUAI-ARAGUAIA

 **GRUPO TOCANTINS**

-  **GRANITOS INTRUSIVOS**
-  **GRUPO UATUMÃ**
-  **GRUPO RIO FRESCO**
-  **GRUPO GRÃO-PARÁ**
-  **SEQUÊNCIA SALOBO-POJUCA**
-  **COMPLEXO XINGU**
(INCLUI SEQ. SUPRA CRUSTAIS ARQUEANAS)

LOCAL DE COLETA DE AMOSTRAS

- a** - COMPLEXO XINGU
- b** - INTRUSÃO DE LUANGA
- c** - GRUPO GRÃO-PARÁ
- d** - ANFIBOLITO SALOBO
- e** - GRANITO POJUCA
- f** - GRANITO MUSA

ESCALA GRÁFICA
0 20 40 60Km

FIGURA 2- DIAGRAMA CONCORDIA PARA CADA UMA DAS UNIDADES ESTUDADAS.

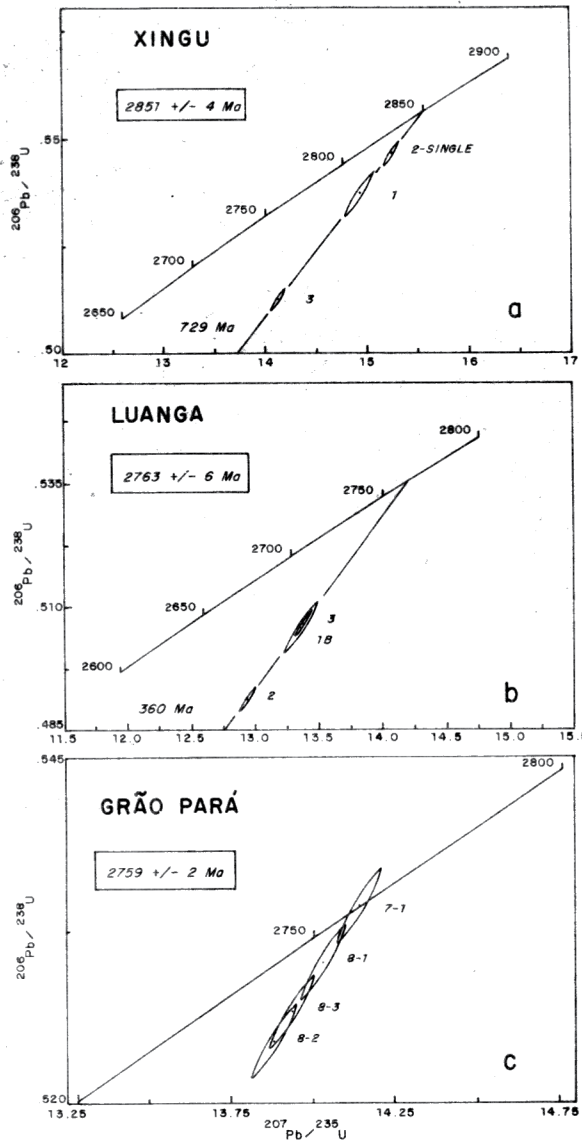
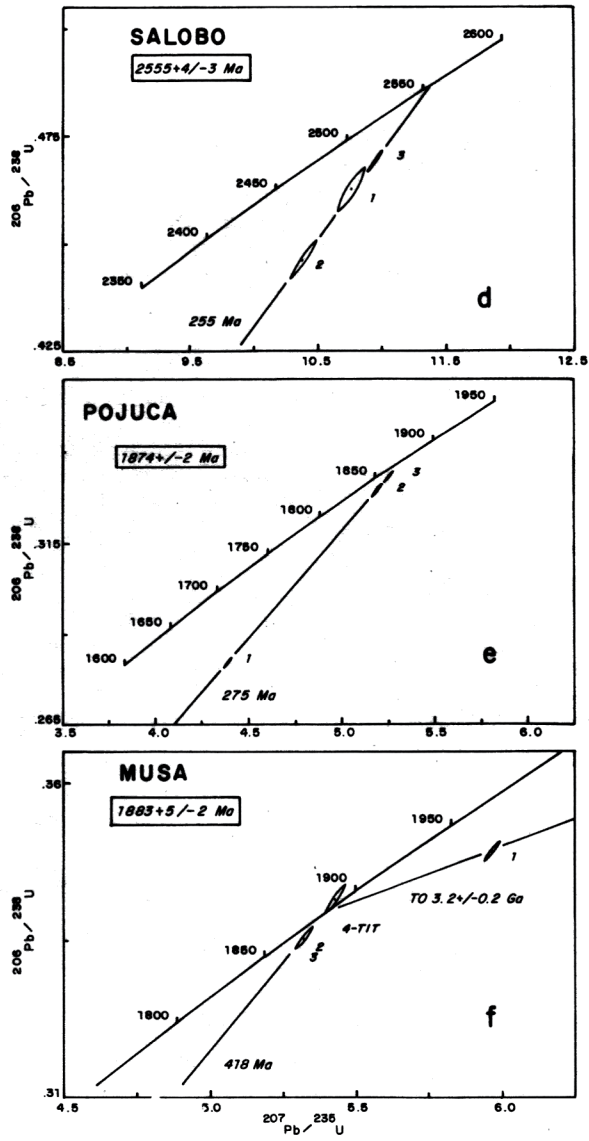


FIGURA 2 - CONTINUAÇÃO



⁴⁰Ar/³⁹Ar AND PALEOMAGNETIC RESULTS FROM THE GUAPORE SHIELD: FURTHER IMPLICATIONS FOR THE NATURE OF MIDDLE-LATE PROTEROZOIC MOBILE BELTS OF GONDWANALAND

Paul R. Renne And Tullis C. Onstott – Dept. of Geological and Geophysical Sciences, Princeton University, Princeton, NJ, 08544, USA

Xafi da Silva Jorge Joao – Av. Dr. Freitas, 3645 – CPRM, Belem, Para, Brazil

ABSTRACT Twenty sites in diverse rock units of the Serra dos Carajas region provide the first paleomagnetic poles from the Guapore Shield of the Amazonian Craton. The most reliable results were obtained from the Pium Complex and the Carajas and Seringa Granites. The ages of magnetization of these units are reasonably well constrained by isotopic data: ⁴⁰Ar/³⁹Ar data on a Pium hornblende indicate an Archean (>2.7 Ga) age for high grade metamorphism, but biotite and plagioclase from the same sample, plus biotite from another, all record a Trans-Amazonian overprint. Thus the Trans-Amazonian Orogeny in this area produced temperatures between ca. 300 and 500 °C, apparently sufficient to remagnetize these rocks, and was followed by relatively rapid cooling uninterrupted by significant later regional metamorphism. Emplacement of the Carajas and Seringa Granites, members of an extensive suite of anorogenic granitoids of the craton, is reasonably well constrained by previous studies at 1.70 to 1.83 Ga.

AF and thermal demagnetization of specimens from three sites in the Pium Complex and one in each of the granites reveals multicomponent behavior, but characteristic directions with moderately high coercivity and/or blocking temperature were isolated from all five sites. Shallow northwesterly downward directions (Pium) and antipolar, shallow NW-SE directions (granites) yield corresponding poles very similar to those from age-equivalent rock units of the Venezuelan Guiana Shield.

These preliminary data suggest that the two major shields of the Amazonian Craton were juxtaposed by 2.0 Ga ago, and that subsequent motion along intervening structures has been minor. The contiguity of the Amazonian and West African cratons at 2.0 Ga is further supported by these data. The discrepancy between these poles and those of equivalent age from the Kaapvaal and Tanzanian shields testifies to considerable intercratonic movement, presumably marked by one or more of the intervening, younger, "mobile" belts.

INTRODUCTION A fundamental, unanswered question in the study of the Precambrian history of the Earth concerns the tectonic origin of Middle to Late Proterozoic mobile belts (e.g. the Brasiliano/Pan-African belts) marginal to many older cratonic nuclei: Do these belts represent ancient suture zones between accreted continental plates, or must some other tectonic origin be invoked? Realistic models for plate tectonic processes and features in the Precambrian cannot be achieved until this issue is addressed by other than circumstantial or subjective criteria.

A powerful means of constraining the possibilities uses paleomagnetic and ⁴⁰Ar/³⁹Ar data to compare equivalent-age paleomagnetic poles from cratons on either side of a mobile belt. The basic approach, pioneered by Buchan et al. (1977) and Berger and York (1981), uses ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating to provide a record of temperature vs. time, and paleomagnetic studies to provide a record of magnetization vs. temperature, to derive the magnetization as a function of time for a given rock unit.

In this paper we report the first paleomagnetic and ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronologic data from the Guapore Shield, obtained from rocks collected in the Serra dos Carajas region of Para state, Brazil. These data allow preliminary conclusions to be drawn about the paleogeographic relationship between two Archean nuclei of Gondwanaland, the Guapore shield and the Guiana shield, at ca. 2.0 to 1.9 Ga, during and immediately following the Trans-Amazonian Orogeny. Comparison of these results with similar-age paleomagnetic poles from Africa serves to constrain the origin of intervening mobile belts. The ⁴⁰Ar/³⁹Ar data additionally allow inferences on the physical conditions of metamorphism in this area during the Trans-Amazonian orogeny, a tectonothermal event that variably affected much of the Archean and Early Proterozoic crust of Gondwanaland at ca. 2.1 to 1.8 Ga (Cordani and Brito Neves, 1982; Teixeira et al., 1988).

GEOLOGIC SETTING A general geologic map of the sampling region (Fig. 1, modified after Hirata et al., 1982 and DOCEGEO, 1987) shows the locations of sample sites for this study.

Rock units occurring in the area include: the Archean Xingu Complex (Ax); the Archean Pium Complex (Ap); high grade Archean metasedimentary rocks (Ams); Archean greenstone belts (Agb); Archean supracrustals (As); Proterozoic supracrustals (Ps); and Proterozoic granitoids (Pg). The general geology, including stratigraphic and lithologic considerations, of the area have been discussed by many, including Hirata et al. (1982), Gibbs et al. (1986) and DOCEGEO (1987).

Metamorphic Basement Metamorphic rocks of the area can be divided into two main lithological groups: 1) Gneissic complexes of granodioritic to tonalitic composition, containing xenoliths of amphibolite, possess a variable structural anisotropy and have mineral assemblages compatible with the upper amphibolite facies. This group is referred to as the Xingu Complex. 2) Granulitic complexes, acid to basic in composition, occur in intimate spatial association with rocks of the Xingu Complex. These rocks range from charnockites to pyroxenites, with variably equigranular granuloblastic textures locally overprinted by spatially heterogeneous mylonitization and associated retrograde metamorphism. This lithologic group is referred to as the Pium Complex.

Both the Xingu and Pium Complexes belong to an infracrustal sequence whose evolution appears to have involved a low angle ductile shear zone, the Itacaiunas Belt (Araujo et al., in press). Strong shearing deformation is widespread, manifested in an E-W striking mylonitic foliation dipping to the south, and by a stretching lineation dipping to the SW, indicating a mass imbricate transport from SW to NE. In mylonites and ultramylonites the extreme deformation seems to be correlated with retrograde hydration reactions consuming pyroxenes and forming biotite and hornblende, though these reactions are also visible in undeformed samples.

The age of granulite facies metamorphism, and of shear zone activity/retrograde metamorphism, are poorly constrained by existing data, but the latter is generally thought to be a consequence of the Trans-Amazonian Orogeny. If these rocks form the basement for the 2.6 to 2.7 Ga Grao Para Group (Gibbs et al., 1986) or pre-2.7 Ga Salobo Formation (Tassinari et al., 1982), then an earlier Archean history is implied; unfortunately the stratigraphic relationships between these units are uncertain.

Anorogenic Granitoids The metamorphic basement rocks of the region, as elsewhere throughout the Amazonian Craton, are intruded by a suite of undeformed, post-Trans-Amazonian granitoids (Dall'Agnol et al., 1986). The Carajas Granite (Fig. 1), sampled in this study, yields a U-Pb (zircon) upper concordia intercept date of 1820 ± 49 Ma (Wirth et al., 1986), and K-Ar (hornblende) dates of 1828 ± 52 and 1663 ± 15 Ma (Gomes et al., 1975). The emplacement of this granite probably occurred at about 1.82 Ga; it is thus among the older of the anorogenic granitoids. The second granitoid sampled for this study is the Seringa Granite (see Fig. 1). The age of this granite is constrained only by Rb/Sr (whole-rock) two point isochron date of 1700 Ma (Gomes et al., 1975) and a K-Ar date of 1810 Ma on unspecified material (Silva et al., 1974, cited by Tassinari et al., 1982).

SAMPLE DESCRIPTIONS Two sites (CJ-12 and CJ-13) in the Pium Complex are of similar lithology, containing plagioclase, orthopyroxene, quartz and opaque minerals, plus retrograde biotite and hornblende. Petrographic examination of polished thin sections in reflected light with a magnetic colloid indicates that the opaque phases include magnetite, ilmenite, pyrite and pyrrhotite. The orthopyroxene contains abundant crystallographically oriented rods of magnetite, and is rimmed by coronae of amphibole in apparent reaction relationship. Site CJ-14 is in a migmatitic rock composed of irregular bands of amphibolite and acid granulite. The former is composed chiefly of hornblende and plagioclase; the latter comprises antiperthitic plagioclase, quartz, and clinopyroxene. The clinopyroxene and plagioclase also contain magnetite rods similar to those in the orthopyroxenes of sites CJ-12 and CJ-13, and the discrete opaque grains likewise include magnetite, ilmenite, pyrite and pyrrhotite.

Samples from the Carajas Granite (site CJ-1) encompass a range of textural variants of the granite, but all contain perthitic orthoclase (locally with rapakivi overgrowths), plagioclase, quartz, hornblende, biotite and opaque minerals as major phases. The opaques include magnetite, ilmenite(?) and pyrite. Very fine inclusions of hematite(?) occur in silicate grains, notably in the orthoclase. Tourmaline and chalcopyrite are locally common in the granite, but were avoided in sampling.

Samples of the Seringa Granite (site CJ-17) comprise the same mineralogy as the Carajas Granite samples, but contain much less orthoclase. Magnetite grains containing ilmenite(?) exsolution lamellae were observed. Samples showed more extensive sericitic alteration of the feldspars than in the case of the Carajas Granite.

ANALYTICAL PROCEDURES Six samples were collected from each site. All samples except those from the Carajas Granite, which were collected as oriented blocks, were collected as 2.5 cm diameter cylindrical cores drilled with a portable gasoline-powered drill. Each sample was oriented both with a sun compass and a standard magnetic compass. Two or three pilot specimens from each site were subjected to both alternating field (AF) and thermal stepwise demagnetization in order to determine the optimum technique for isolating components of magnetization. AF

demagnetization proved to be more effective for all samples in this study, and the specimens were demagnetized in 15 to 19 steps at peak fields between 2.5 and 130 mT. Details of analytical procedures and statistical treatment of the data were similar to those reported by Onstott and Dorbor (1987).

Pure mineral concentrates for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating were prepared by conventional methods from samples collected for paleomagnetic analysis. All samples were hand-picked to purity. Samples were irradiated in the McMaster University reactor in Ontario, Canada, for 196 MWh, then analyzed by incremental heating in 14 to 20 temperature steps. Details of analytical methodology and data analysis were similar to those reported by Onstott and Peacock (1987).

PALEOMAGNETIC RESULTS The Pium Complex samples (sites CJ-12, 13 and 14) are strongly magnetized, with NRM intensities between 6×10^1 A/m and 4×10^{-1} A/m. All specimens displayed multicomponent magnetizations, but most yield a single, moderately high coercivity stable component upon progressive AF demagnetization (Fig. 2A). Thermal demagnetization, though failing to isolate stable characteristic site directions, produces profound intensity reductions in the granulites (Fig. 3A) at 540 to 580 °C, indicating that Ti-poor magnetite dominates the NRM. Inflections in thermal demagnetization spectra at 250 to 350 °C are consistent with the unblocking of pyrrhotite, whose presence is observed in thin sections. Some of the samples from site 14 contain no pyrrhotite and have highly distributed unblocking temperature spectra (Fig. 3B). The magnetization of these samples appears to be carried by Ti-rich magnetite. A component of stable remanence unblocked in most specimens at 540 to 580 °C is probably due to the magnetite rods present in pyroxenes and plagioclase.

Paleomagnetic directions were calculated for stable specimens by least squares analysis of demagnetization trends (Kirschvink, 1980), and these were pooled to obtain a site mean direction for each site (Table 1). Most specimens yielded directions having a NW declination and positive (downward) inclination, but one specimen from site CJ-14 had a SE, negative direction, antipolar to others of this site (Fig. 2A).

Specimens of the Carajas Granite (site CJ-1) are weakly magnetized, with NRM intensities ranging from 3×10^{-3} A/m to 5×10^{-2} A/m. Both AF and thermal demagnetization reveal multicomponent magnetizations, but a common characteristic direction is attained in most samples as their intensities approach the magnetometer noise level (Fig. 2B). Most specimens have distributed blocking temperature spectra below ca. 570 °C, whereupon an abrupt intensity loss suggests the unblocking of magnetite. All specimens show a shallow NW negative direction of relatively low stability.

Specimens of the Seringa Granite (site CJ-17) have much higher NRM intensities than the Carajas Granite, ranging from 9×10^{-1} A/m to 5.0 A/m. Three specimens have a stable, virtually single directional component of remanence (Fig. 2B). The remaining three have multiple components from which a stable direction cannot be isolated. Thermal demagnetization spectra (Fig. 3C) show that much of the remanence is unblocked at about 350 °C, possibly due to maghemite. A comparatively weaker component, unblocked between 560 and 580 °C, is apparently due to Ti-poor magnetite. The uniform directions of the stable samples throughout demagnetization indicates that both magnetic phases carry the same direction, thus any maghemite probably formed under deuteric conditions. The calculated stable directions, shown in Table 1, are SE and shallow positive, essentially antipolar to the directions from the Carajas Granite.

AGES OF MAGNETIZATION In the case of the Carajas and Seringa Granites, the emplacement ages are likely best estimates of the age of thermoremanent magnetization (TRM). Lacking any evidence for post-emplacement thermal activity (discussed more fully below) which might have remagnetized these plutons, it seems reasonable to make this assumption. The Carajas Granite is well dated at about 1.82 Ga, as discussed above, and we infer that this is the age of magnetization. The Seringa Granite is not as well dated, but an emplacement age of 1.7 to 1.8 Ga is implied by existing data and we infer a similar magnetization age. The paleomagnetic directions from the Seringa Granite are indistinguishable from being antipolar to those from the Carajas Granite, and relatively close coincidence of their magnetization ages is implied. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analysis of the Seringa Granite is presently underway.

Summary of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data Biotites from two sites in the Pium Complex were dated, one from an acid granulite (site CJ-12) and one from an amphibolite pod (site CJ-14). Both have apparent age spectra (figure 4) that are essentially flat over greater than 95% of the ^{39}Ar released. No evidence of either excess ^{40}Ar or partial outgassing due to slow cooling or reheating are apparent from the spectra. Integrated dates (volume-weighted mean of all fractions) of 1963 ± 17 Ma (site CJ-12), and 1986 ± 37 Ma (site CJ-14) are indistinguishable within error, and imply that both sites last cooled through the closure temperature of biotite (ca. 300 °C; Harrison et al., 1985) soon after the Trans-Amazonian event.

Plagioclase (antiperthite) from the same sample as CJ-14 biotite yields a saddle-shaped apparent age spectrum (Fig. 4), such as frequently result from excess ^{40}Ar (Lanphere and Dalrymple, 1976). This is seen to be the case in viewing an isotope correlation diagram of

$^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ versus $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ (e.g. Roddick et al., 1980) in which a mixture of at least two components of Ar is evident. The linear data array permits the definition of: 1) trapped Ar (having $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 1497 \pm 37$); and 2) radiogenic Ar whose $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ corresponds to a date (calculated from 17 of the 18 gas extraction steps) of 1913 ± 63 Ma. Thus this plagioclase last cooled through its closure temperature at 1913 ± 63 Ma, a date indistinguishable within error from the biotite Ar closure dates.

Closure temperatures for this sample were calculated by the method of Berger and York (1981), for 17 of the 18 gas fractions on the age spectrum, from diffusion parameters derived from both ^{37}Ar and ^{39}Ar release patterns. For a cooling rate of $10^\circ\text{C}/\text{m.y.}$, closure temperatures of $219 \pm 16^\circ\text{C}$ and $180 \pm 16^\circ\text{C}$ corresponding to diffusion activation energies of 39 ± 1 kcal/mol and 34 ± 1 kcal/mol, were calculated for ^{37}Ar and ^{39}Ar , respectively. The slightly different activation energies calculated from these two isotopes may reflect differences in Ar diffusion properties in the exsolved plagioclase and alkali feldspar domains. In any case, we infer the 1913 ± 63 Ma date to reflect cooling through ca. 200°C , which further supports a rapid cooling of the region after the Trans-Amazonian and precludes the possibility of any subsequent regional metamorphism to even the lowest greenschist facies.

Hornblende from the same sample at site CJ-14 has a discordant apparent age spectrum, rising from Trans-Amazonian ages for low temperature fractions to a date of 2.7 Ga for the last gas extracted at 1200°C . This pattern, though possibly complicated by the presence of excess Ar is generally consistent (e.g. Turner, 1969) with partial thermally activated Ar loss during the Trans-Amazonian event from hornblende having an original Ar retention age greater than 2.7 Ga. This supports an Archean age for original high grade metamorphism of the Pium Complex, and implies that the Trans-Amazonian temperature at this site was less than, but probably close to ca. 500°C , the Ar closure temperature of hornblende (Harrison, 1981).

CONCLUSIONS Rapid cooling inferred in the present study for the Carajas region after the Trans-Amazonian event is consistent with the K-Ar mineral age data from Archean rocks of the Carajas area, reported by Tassinari et al. (1982) for the high-grade metasedimentary Salobo Formation, and by Gomes et al. (1975) for Xingu Complex rocks in the Itacaiunas River region some 60 to 80 km to the north. In both cases biotite and muscovite dates cluster between 1900 and 2000 Ma, while amphiboles dated by K-Ar in these studies, and by Ferreira et al. (1987), range from ca. 2.0 to 2.5 Ga. Unless due to variable excess Ar contamination, this range of K-Ar dates is consistent with our conclusion that Trans-Amazonian temperatures were within the low end of the range of blocking temperatures for Ar in hornblende. This apparently marks a fundamental difference in the thermal character of the Trans-Amazonian event in the Carajas region from the higher peak temperatures and slower cooling inferred by Onstott et al. (1988) and Swapp and Onstott (1988) after peak metamorphism of the Imataca Complex in the Guiana Shield.

Magnetizations reported herein for the Carajas and Seringa Granites were probably acquired upon cooling of these plutons at about 1.8 to 1.7 Ga. Deduction of magnetization ages for the Pium Complex is not as straightforward, but much of the stable remanence is unblocked in thermal demagnetization below 400°C , implying that the thermal influence of the Trans-Amazonian event, apparently constrained to have generated temperatures less than ca. 500°C at site CJ-14, was nonetheless sufficient to remagnetize these rocks. Trans-Amazonian $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dates for biotite and plagioclase seem to preclude the possibility of post Trans-Amazonian thermal events capable of remagnetizing the samples. An age of 1.96 Ga is therefore inferred for stable magnetizations derived from the Pium Complex.

Paleomagnetic poles calculated from the directions reported above (Table 1) compare favorably, to the first order, with equivalent aged (1.8 to 2.0 Ga) poles reported from the Guiana Shield (Fig. 5), indicating similar plate tectonic transport histories of the Guiana and Guapore Shields after the Trans-Amazonian Orogeny. It is justified, then, to refer to these combined shields as a single plate tectonic unit, the Amazon Craton, for this time period. It is possible that the two shields behaved differently before the Trans-Amazonian Orogeny, when they may have been juxtaposed across the Moroni-Itacaiunas mobile belt. Much of the internal scatter in the Amazon Craton poles can be accounted for by vertical axis rotation, possibly reflecting intracratonal deformation.

As noted by Onstott et al. (1984; 1987), poles from the Amazon Craton compare well with ca. 2.0 Ga poles from the West African Craton when Africa and South America are restored to a pre-drift configuration. This is strong evidence that the Pan-African Rokelide belt, which separates the Amazon and West African Cratons, does not represent a suture zone between previously independent tectonic plates. On this basis, it appears more likely that the Rokelide belt had an ensialic origin, perhaps analogous to the Kapuskasing Structural Zone of the Canadian Shield (e.g. Percival and Card, 1983).

On the other hand, comparison of the Amazon Craton poles with 1.8 to 2.0 Ga poles from the Kaapvaal Craton (also shown in Fig. 5) shows significant discordance between the two data sets. Two major groupings occur, one corresponding to the Amazon/West African Cratons (open square and pentagonal symbols), the other to the Kaapvaal Craton (filled pentagonal symbols).

Whereas it once seemed possible to construct a continuous apparent polar wander path through all these poles (e.g. McWilliams, 1981), more recent geochronologic data indicate that this is improbable. These results are consistent with the hypothesis that the Araguaia-Paraguaiia belt (and its extension into West Africa) represents a suture between the Amazon/West African and Southern African Cratons. The role of the Sao Francisco Craton in this picture will be evaluated shortly, as paleomagnetic and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ research is presently in progress at U.S.P. and Princeton.

ACKNOWLEDGEMENTS This research was made possible by the generous support of fieldwork by DOCEGEO and CPRM; we are deeply grateful to the many geologists with these companies who aided our efforts. A. Kneedler assisted with fieldwork. Many of the paleomagnetic measurements were made by N. Dorety. R. Henne and W. Teixeira assisted with the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analyses. Discussions with R. B. Hargraves were invaluable. Travel and laboratory expenses were provided by U.S. National Science Foundation grants EAR 8518631 and INT 8613055 to T.C.O.

REFERENCES

- BERGER, G.W. and YORK, D.-1981- Geothermometry from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating experiments. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **45**: 795-811.
- BUCHAN, K.L., BERGER, G.W., McWILLIAMS, M.O., YORK, D. and DUNLOP, D.J. -1977- Thermal overprinting of natural remanent magnetization and K/Ar ages in metamorphic rocks. *J. Geomag. Geoelect.*, **29**:401-410.
- CORDANI, U.G. and BRITO NEVES, B.B.-1982- The geologic evolution of South America during the Archean and Early Proterozoic. *Rev. Bras. Geoc.*, **12**(1-3): 78-88.
- DALL'AGNOL, R., VIEIRA, E.A.P., SA, C.A.S., MEDEIROS, H., GASTAL, M.C.P. and TEIXEIRA, N.P.-1986- Estado atual do conhecimento sobre as rochas granitoides da porcao sul da Amazonia Oriental. *Rev. Bras. Geoc.*, **16**(1):11-23.
- DOCEGEO -1987- Lithostratigraphic review of the Carajas District and southern Para- Brazil. *Ext. Abstr.*, IUGS-UNESCO Project 204, Precambrian evolution of the Amazonian region, pp. 11-19.
- FERREIRA, C.F. F^o, CORDANI, U.G., TEIXEIRA, W. and DANNI, J.C.M. -1987- Geochronology of the Bahia Prospect copper deposit- Carajas Province-Brazil. *Ext. Abstr.*, IUGS-UNESCO Project 204, Precambrian evolution of the Amazonian region, pp. 32-39.
- FISHER, R.A. -1953- Dispersion on a sphere. *Proc. Roy. Soc. Lond., Ser. A*, **217**: 295-305.
- GIBBS, A.K., WIRTH, K.R., HIRATA, W.K. and OLSZEWSKI, W.J. Jr.-1986- Age and composition of the Grao Para Group volcanics, Serra dos Carajas. *Rev. Bras. Geoc.*, **16**(2): 201-211.
- GOMES, C.B., CORDANI, U.G. and BASEI, M.A.S. -1975- Radiometric ages from the Serra dos Carajas area, northern Brazil. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **86**:939-942.
- HARGRAVES, R.B. -1987- Palaeomagnetic and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ evidence for intrusion of dioritic and peralkaline rocks at Vredefort prior to overturning of the collar. *S. Afr. J. Geol.*, **90**(3): 305-313.
- HARRISON, T.M.-1981- Diffusion of ^{40}Ar in hornblende. *Contr. Min. Petrol.*, **78**: 324-331.
- HARRISON, T.M., DUNCAN, I. and McDOUGALL, I. -1985- Diffusion of ^{40}Ar in biotite: Temperature, pressure and compositional effects. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **49**: 2461-2468.
- HIRATA, W.K., RIGION, J.C., KADEKARU, K., CORDEIRO, A.A.C. and MEIRELES, E.A. -1982- Geologia regional da provincia mineral de Carajas. *Anais Simp. Geol. Amazonia*, Belem, **1**: 100-110.
- KIRSCHVINK, J.L. -1980- The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, **62**: 699-718.
- McWILLIAMS, M.O. -1981- Paleomagnetism and Precambrian evolution of Gondwana. In A. Kroner (ed.), *Precambrian Plate Tectonics*. Elsevier, Amsterdam, pp. 650-687.
- LANPHERE, M.A. and DALRYMPLE, G.B. -1976- Identification of excess ^{40}Ar by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectrum technique. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **32**:141-148.
- ONSTOTT, T.C., HARGRAVES, R.B., YORK, D. and HALL, C.-1984- Constraints on the motions of South American and African Shields during the Proterozoic: I. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and paleomagnetic correlations between Venezuela and Liberia. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **95**: 1045-1054.
- ONSTOTT, T.C., HARGRAVES, R.B., JOUBERT, P. and REID, D.L. -1986- Constraints on the tectonic evolution of the Namaqua Province I: Paleomagnetic and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ results from the Richtersveld Subprovince. *Trans. Geol. Soc. S. Afr.*, **89**: 117-142.
- ONSTOTT, T.C. and DORBOR, J.-1987- $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and paleomagnetic results from Liberia and the Precambrian data base for the West African Shield. *J. Afr. Earth Sci.*, **6**: 537-552.

- ONSTOTT, T.C. and PEACOCK, M.W. -1987- Argon retentivity of hornblendes: A field experiment in a slowly cooled metamorphic terrane. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **51**: 2891-2904.
- ONSTOTT, T.C., HALL, C.M. and YORK, D. -1988- $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronometry of the Imataca Complex, Venezuela. *Precamb. Research* (in press).
- PERCIVAL, J.A. and CARD, K.D. -1983- Archean crust as revealed in the Kapuskasing uplift, Superior Province, Canada. *Geology*, **11**: 323-326.
- RODDICK, J.C., CLIFF, R.A. and REX, D.C. -1980- The evolution of excess argon in Alpine biotites- $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analysis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **48**: 185-208.
- SWAPP, S.M. and ONSTOTT, T.C. -1988- P-T characterization of the Imataca Complex during the Trans-Amazonian Orogeny. *Precamb. Research* (in press).
- TASSINARI, C.C.G., HIRATA, W.K. and KAWASHITA, K.-1982- Geologic evolution of the Serra dos Carajas, Para, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, **12**(1-3): 263-267.
- TEIXEIRA, W., TASSINARI, C.C.G., CORDANI, U.G. and KOWASHITA, K.-1988- A review of the geochronology of the Amazonian Craton: Tectonic implications. *Precamb. Research* (in press).
- TURNER, G. -1969- Thermal histories of meteorites by the ^{39}Ar - ^{40}Ar method. In: *Meteorite Research*, Reidel, pp. 407-417.
- WIRTH, K.R., GIBBS, A.K., OLSZEWSKI, W.J. and GAUDETTE, H.E. -1986- U-Pb ages of zircons from the Grao Para Group and Carajas Granite, Para, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, **16**(2): 195-200.

TABLE 1. PALEOMAGNETIC DATA SUMMARY

Site	Rock Unit	N	Dec	Inc	Pole Position		Lat (N)	Long (E)
					k	α_{95}		
CJ-12	Pium Complex	4	296.8	41.8	42	10.8	-23.0	62.6
CJ-13	Pium Complex	4	346.1	28.8	56	9.3	-64.7	97.6
CJ-14	Pium Complex	3	341.2	34.0	16	20.5	-58.7	93.7
CJ-1	Carajas Granite	6	340.5	-20.0	40	9.1	-63.8	48.6
CJ-17	Seringa Granite	3	154.2	-4.1	31	17.8	-70.4	27.6

N is the number of samples used for calculations. Dec, Inc, Lat and Long are declination inclination, latitude and longitude, in degrees. k and α_{95} are statistical parameters of Fisher (1953). Inc < 0 denotes an upward inclination.

TABLE 2. REFERENCES FOR POLES SHOWN IN FIGURE 5

<u>Location</u>				
Rock Unit	Pole	Possible Age (Ma)	Reference	
<u>Amazon Craton</u>				
Pium Complex	PU1, PU2, PU3	1960 ±20	1	
Carajas Granite	CJ	1820 -1860	1	
Seringa Granite	SG	1700 -1810	1	
Imataca Complex	IM1	2050 ±7	2,6	
	IM2	1972 ±4	2	
Roraima dikes	RR1	1668 ±14	2	
	RR2	1818 -1825	2	
<u>West African Craton</u>				
Harper and Nimba	NHA	1894 -2040	2, 3	
<u>Kaapvaal and Zimbabwe Shields</u>				
Bushveld Complex	BCA	2016 ±12	2, 4	
	BCB	2051 ±24	2	
	BCC	2024 -2050	2, 4	
Vredefort Complex	VC	1987 -2050	5	
Limpopo Gneiss	LBA	1989 ±40	2	
Sand River Dikes	SRD	1876 ±68	2	
Mashonaland				
Dolerites	MD	1810 -1870	2	
Witwatersrand				
Metasediments	WS	1945 ±40	7	

1. This study ; 2. Summarized by Onstott et al. (1986) ; 3. Onstott and Dorbor (1987) ; 4. Onstott (unpublished data) ; 5. Hargraves (1987) ; 6. Onstott et al. (in press) ; 7. Layer et al. (1988).

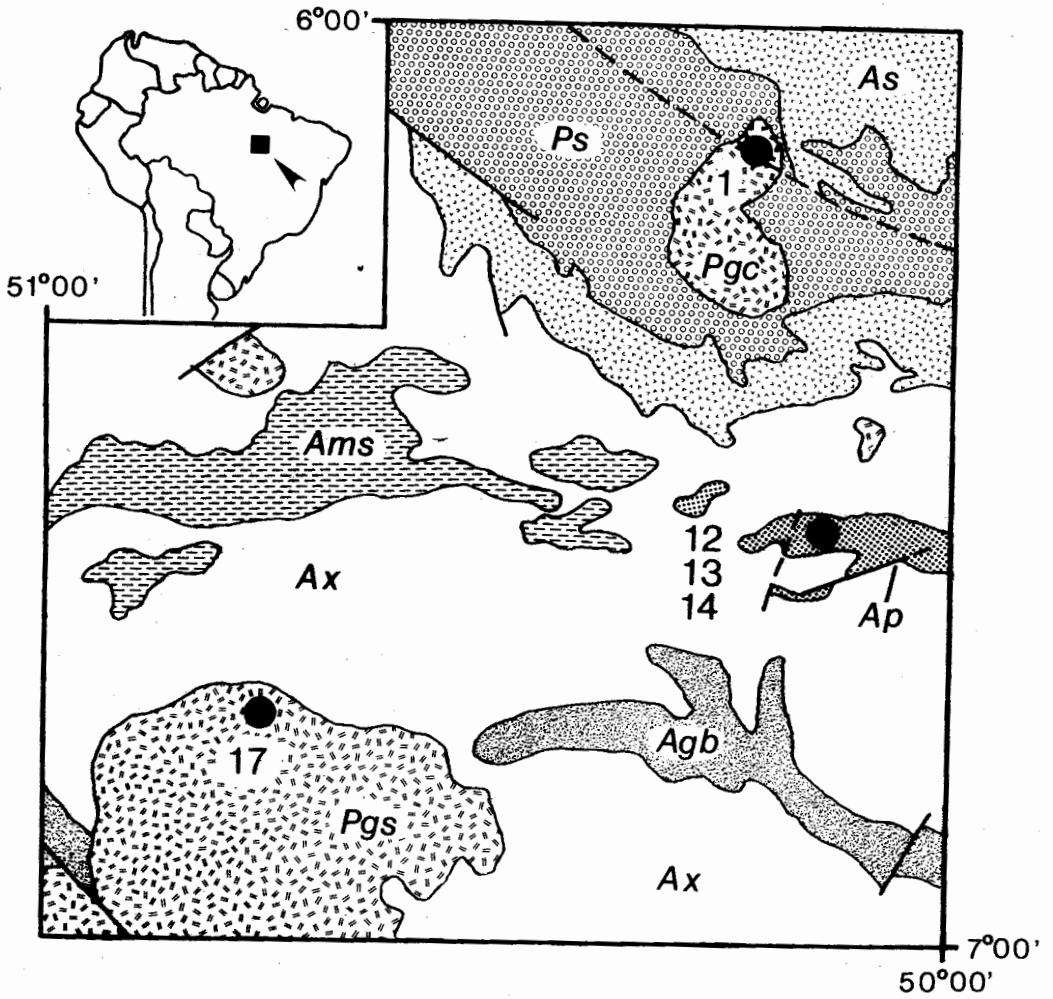


Figure 1. Generalized geologic map with site locations

PI UM GRANULITES

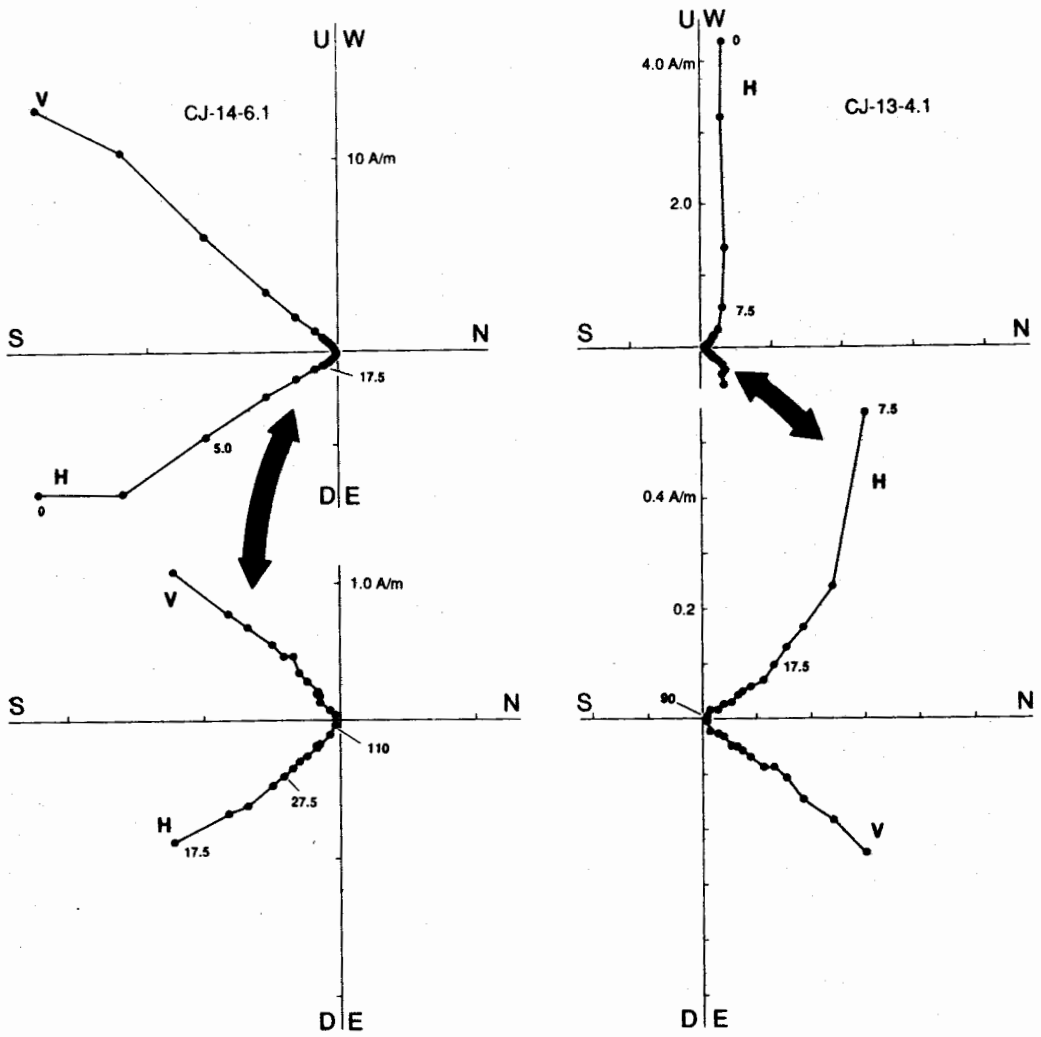


Figure 2A. Zijderfeld diagrams (AF demagnetization)

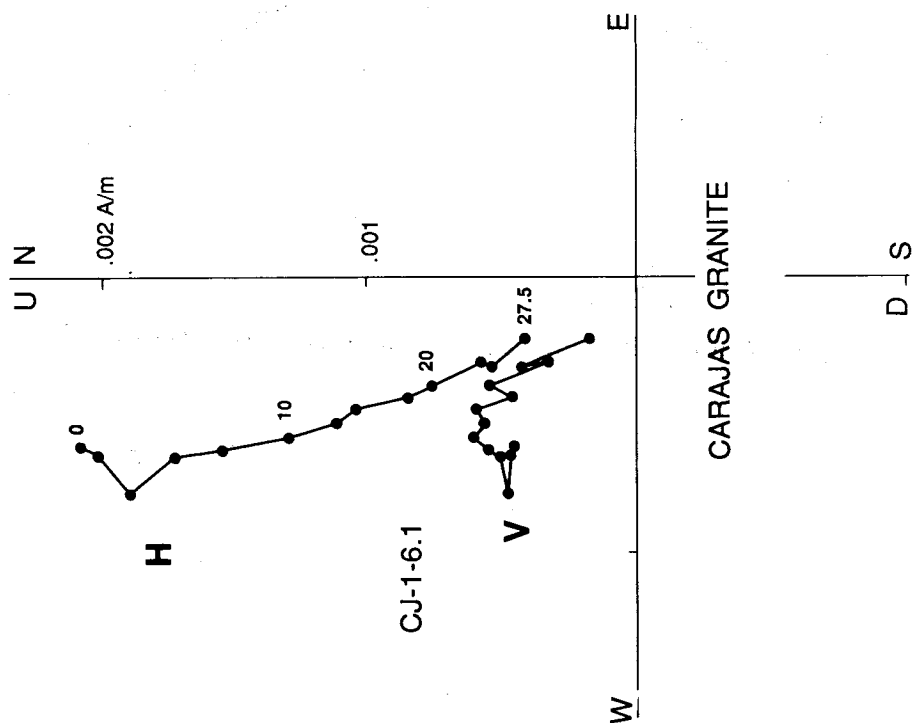
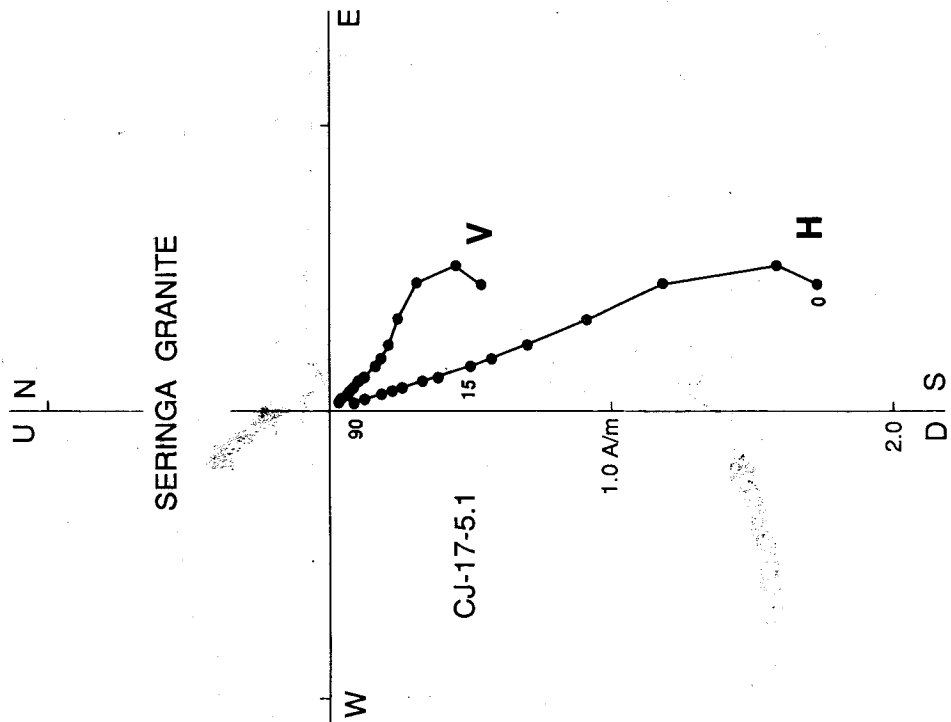


Figure 2B. Zijderfeld diagrams (AF demagnetization)

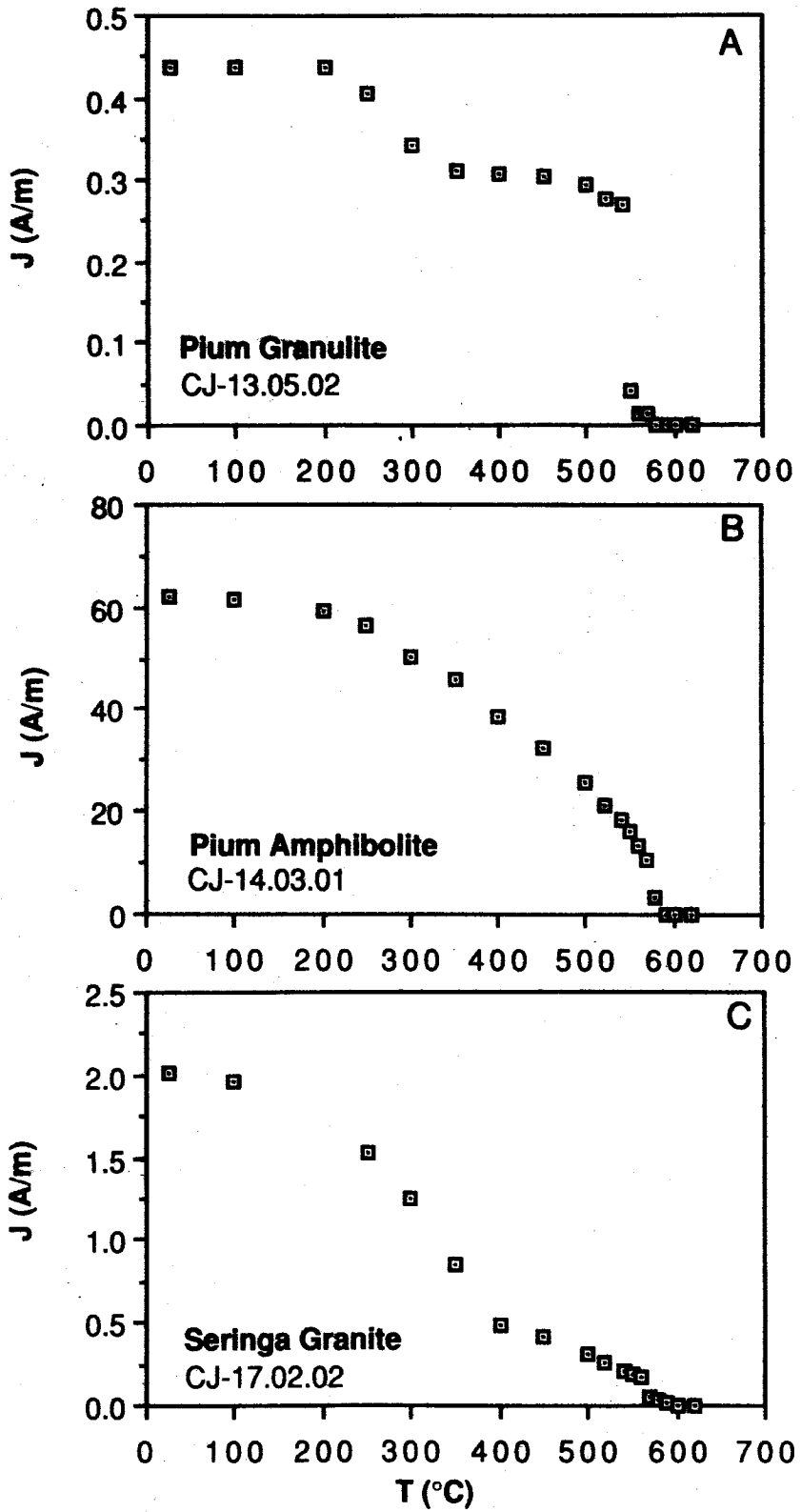


Figure 3. Thermal demagnetization

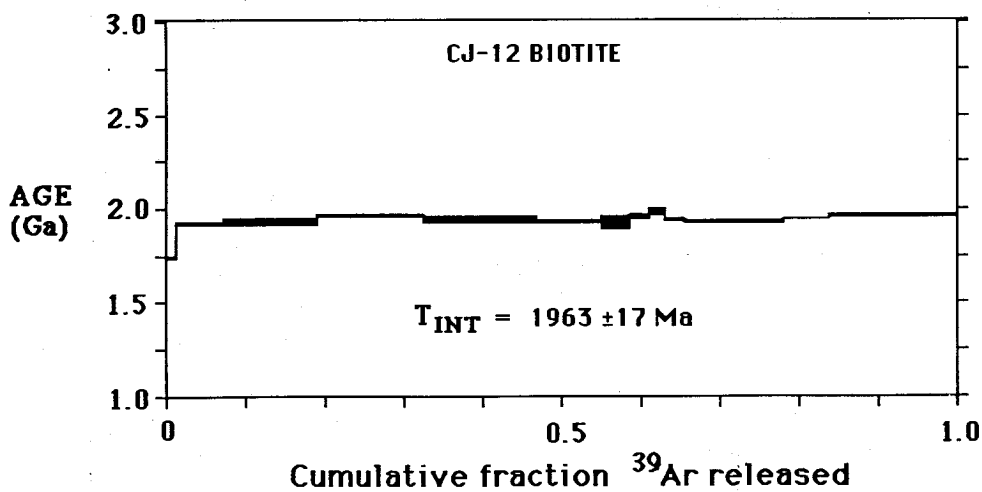
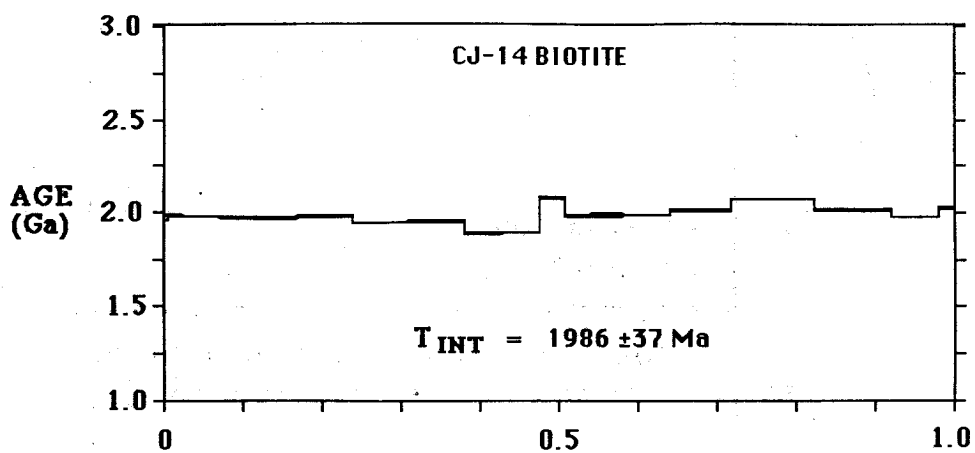


Figure 4A. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra for Pium biotites

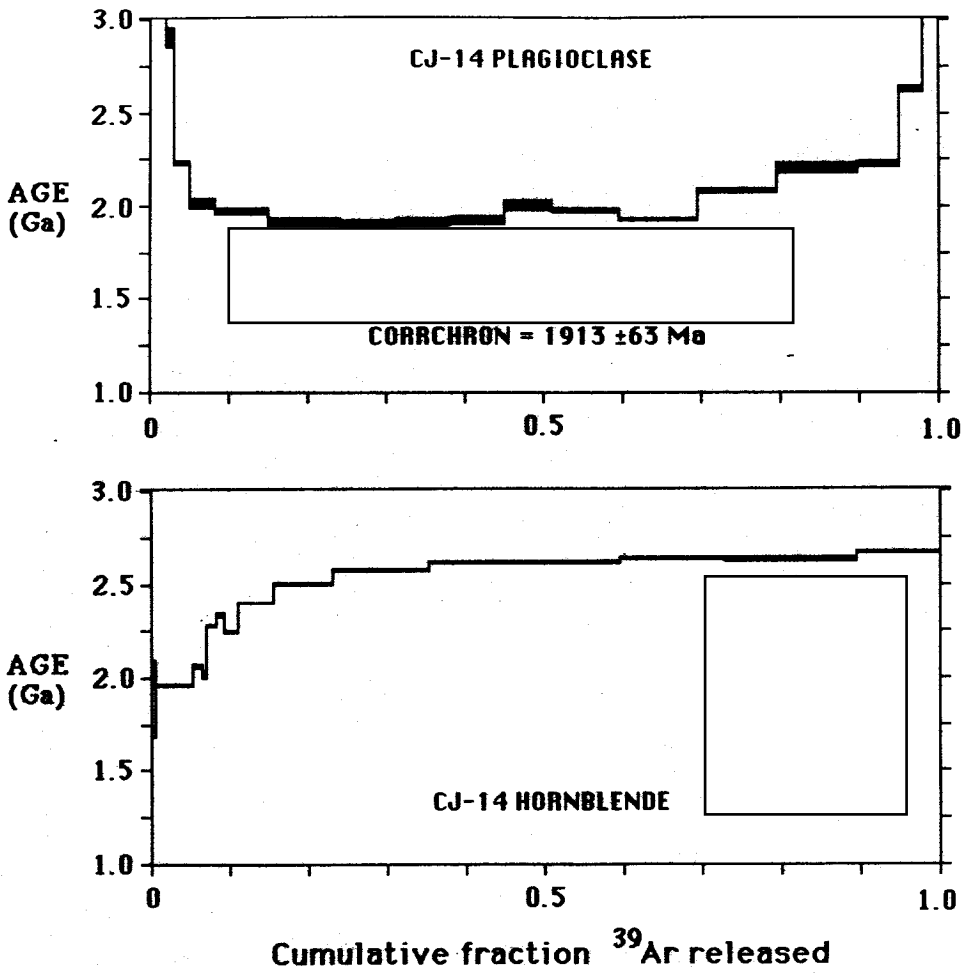


Figure 4B. ⁴⁰Ar/³⁹Ar age spectra for Pium hornblende and plagioclase



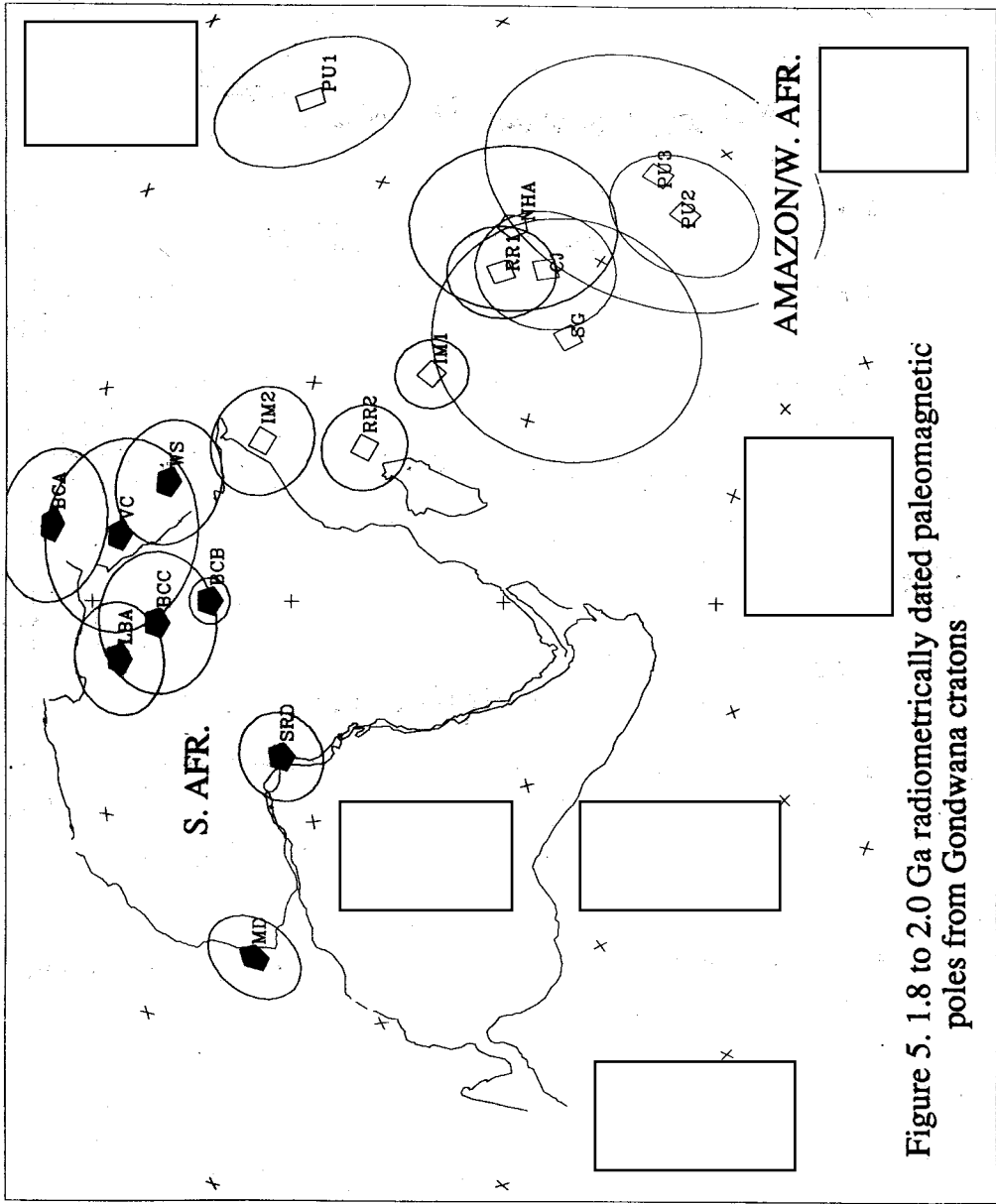


Figure 5. 1.8 to 2.0 Ga radiometrically dated paleomagnetic poles from Gondwana cratons

LITOESTRATIGRAFIA DAS ROCHAS PRÉ-CAMBRIANAS NA BACIA DO
MÉDIO RIO XINGU - ALTAMIRA-PA

Mário Vital dos Santos - CNEC-Consórcio Nacional de Engenheiros Consultores S.A.
Edvard Elias de Sousa Filho - CNEC-Consórcio Nacional de Engenheiros Consultores S.A.
Colombo Celso Gaeta Tassinari - Centro de Pesquisas Geocronológicas IG-USP
Wilson Teixeira - Centro de Pesquisas Geocronológicas IG-USP
Antonio Carlos Oliva Ribeiro - ELETRONORTE
Bruno Leonelo Payolla - ELETRONORTE
Ângelo Villela Vasconi - ELETRONORTE

ABSTRACT

The basement rocks from the Xingu river is divided into five lithostratigraphic units (units I to V). They are broadly characterized by domains of ortho and paragneisses, volcano-sedimentary sequences, migmatites and by syntectonic and late-tectonic granitoids. In addition acid to intermediate volcanics (Iriri Formation) and several sub-volcanic granitic plutons (Maloquinha Suite) also occur within the investigated area, as well as basic intrusions and minor arenous sediments covers, slightly metamorphosed.

Geochronological studies carried out on the basement rocks and on the volcanics demonstrates a geologic evolution restricted to the Transamazonian cycle (2.1 - 1.9Ga). Sr isotopic evolution (high initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios) suggest that strong reworking of crustal material occurred at this time, in association with the tectonic evolution of the Maroni-Itacaiúnas mobile belt related to the lower Proterozoic, which borders the northern and northerneast part of the Archean Central Amazonian Province.

INTRODUÇÃO - A ELETRONORTE - Centrais Elétricas do Norte do Brasil S.A. confiou ao CNEC - Consórcio Nacional de Engenheiros Consultores S.A. o levantamento do potencial hidrelétrico da bacia do rio Xingu. Estes estudos revelaram, para o seu trecho médio inferior e baixo superior, um surpreendente potencial energético que determinou os aproveitamentos de Babaquara e Kararaô, conjuntamente designados de Complexo Hidrelétrico de Altamira (Figura 1).

Com o objetivo de atender às necessidades dos estudos ambientais e avaliar prováveis impactos de natureza geológica realizou-se o mapeamento geológico, na escala 1 : 250.000, dos reservatórios de Babaquara e Kararaô, sendo que apenas o primeiro é objeto deste trabalho. 2

A área em estudo ocupa uma superfície superior a 20.000 km² ao longo do rio Xingu, desde Babaquara, a montante da cidade de Altamira, até a localidade de São Francisco, e no rio Iriri até as proximidades de Praia. Situa-se na porção central do Estado do Pará, compreendendo os municípios de Altamira, São Félix do Xingu e Senador José Porfírio.

Em adição aos trabalhos de mapeamento geológico foi realizado um estudo geocronológico pelo método Rb-Sr em rocha total das unidades mapeadas, através de cooperação científica com o Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo (Projeto IGCP nº 204).

Em termos geotectônicos a região situa-se na porção sudeste do Cráton Amazônico, nos domínios da Província Maroni-Itacaiúnas e da zona limitrofe entre esta Província do Proterozóico Inferior com a Província Amazônica Central, de idade arqueana (Cordani et al. 1979).

CONSIDERAÇÕES LITO-ESTRATIGRÁFICAS - Na região em estudo foram caracterizadas rochas ígneo-metamórficas do embasamento regional, além

de uma sequência vulcano-plutônica do Supergrupo Uatumã, intrusivas básicas e arenitos do Igarapé da Grota/rio Pardo.

As investigações geológicas realizadas encontram-se fundamentadas nas descrições de 750 afloramentos e mais de 200 análises petrográficas apoiadas na interpretação de fotos aéreas 1 : 60.000 e imagens de radar e satélite TM na escala 1 : 250.000 (ELETRONORTE/CNEC, 1988). A Figura 2 apresenta a coluna estratigráfica e a Figura 3 o mapa geológico da região em pauta.

EMBASAMENTO REGIONAL - As rochas polimetamórficas representadas por gnaisses, migmatitos, granulitos e granodioritos que constituem o embasamento regional correspondem ao que Silva et al. (1974) chamaram de Complexo Xingu.

Na área em questão, baseado em características morfológicas, estruturais, petrográficas, mineralógicas e radiométricas foi possível estabelecer uma subdivisão das rochas do embasamento em cinco unidades informalmente designadas: UNIDADE I - predomínio de rochas gnáissicas, granodioríticas, tonalíticas, granulíticas e anfibolíticas; UNIDADE II - apresenta uma provável sequência tipo vulcano-sedimentar enfeixada nos gnaisses, migmatitos e granitoides; UNIDADE III - com predomínio de rochas com feições migmatíticas de estrutura e composição variadas com gnaisses e granitoides subordinados; UNIDADE IV - predomínio de granitoides sincinemáticos deformados; UNIDADE V - predomínio de granitoides geralmente com notável efeito hidrotermal e pouco deformados.

UNIDADE I - As rochas desta unidade têm sua ocorrência restrita a núcleos lenticulares e descontínuos envolvidos por migmatitos e granitoides, com contatos de natureza gradacional ou tectônica. Sua litologia encontra-se predominantemente representada por rochas granodioríticas, rochas básicas e paragnáissicas. Estão bem caracterizados nas proximidades da Ilha Grande do Iriri, no Morro Piranhaquara, Cachoeira dos Guaribas e entre a Ilha do Murici e Monte Alegre no Xingu. Inúmeras ocorrências menores distribuem-se pelo domínio da UNIDADE III tanto no Xingu como no Iriri.

Estruturalmente acompanham a foliação regional, com direção geral NW, e com grande parte de suas rochas exibindo mais de uma foliação, às vezes, com dobras isoclinais bem fechadas e foliação plano axial.

O grupo dos gnaisses granodioríticos engloba rochas de natureza tonalítica a granítica, ocorrendo em forma de corpos isolados com maior representatividade entre Murici e Monte Alegre no rio Xingu. Corpos menores ocorrem nas proximidades de Babaquara e Ilha Grande do Iriri. São rochas predominantemente cinza esbranquiçadas a cinza escuro, de granulação média, homogênea a pouco orientada, com aspecto gnáissico marcado apenas nos minerais planares. Microscopicamente exibem textura hipídio mórfrica granular, às vezes com nítida foliação resultando em textura grano-lepidoblástica. Têm como constituintes principais o plagioclásio (albita-labradorita), quartzo, biotita e hornblenda. Microclina pode ou não estar presente e quando ocorre, exibe com frequência o intercrecimento mirmequítico nas interfaces dos feldspatos. Em alguns locais é notável uma segunda geração de microclina, esta confinada agora a mesostasis. Como acessórios ocorrem epidoto, apatita, clorita, magnetita, zircão, titanita, calcita e alanita.

O grupo das básicas gabróides encontra-se com maior frequência na região da Ilha Grande do Iriri, representadas por hornblenda-gabro noritos, geralmente em forma de diques deformados. São rochas cinza escuro a negro esverdeada, maciças e finas, com textura granoblástica e constituída por plagioclásio (andesina-labradorita), hornblenda verde, ninhos de tremolita-actinolita e biotita, sendo comum clorita, epidoto, muscovita e albita resultantes de processos hidrotermais.

O grupo das paraderivadas tem principal ocorrência na Ilha Grande do Iriri, no Morro do Piranhaquara e na Cachoeira dos Guaribas.

Petrograficamente representam cordierita-granada-biotita gnaisses, biotita-granada gnaisses quartzosos, gnaisses kinzigíticos, sillimanita gnaisses, gnaisses calcossilicatados e sillimanita-cordierita-granada/granulito. Microscopicamente exibem estrutura bandada constituída pela alternância de faixas com biotita avermelhada (titanífera), granada (almandina-espessartita), cordierita e sillimanita (variedade fibrolita) e faixas quartzosas com "olhos" de microclina/ortoclásio micropertita

tico e plagioclásio (albita-andesina). Esse grupo de rochas possivelmente tem sua origem a partir do metamorfismo de sedimentos pelito-aluminosos, representando restos de uma sequência supra crustal deformada, conjuntamente com as ortoderivadas de composição granodiorítica.

O fácies metamórfico desta unidade situa-se no anfíbolito alto, em alguns locais compatíveis com a transição para o fácies granulito.

UNIDADE II - Esta unidade encontra-se envolvida predominantemente por rochas migmatíticas e gnáissicas. Embora suas relações de contato não tenham sido verificadas diretamente em campo, encraves supostos como pertencentes à unidade e englobados na Unidade III, sugerem um posicionamento estratigráfico posterior (ou concomitante em parte) à Unidade I e anterior à fase de migmatização regional (Unidade III). Tem sua distribuição ao longo das Serras da Baliza e do Igarapé Cajueiro, na foz do rio Novo e a jusante das ilhas Redonda e de Belo Horizonte. Seu estilo estrutural, de modo geral, parece seguir o padrão regional, com predomínio de estruturas NW e tendências para E-W.

Esta unidade é constituída predominantemente por rochas metabásicas e metassedimentares. As metabásicas representam derivadas de gabros e diabásios a basaltos ou tufos basálticos. Macroscopicamente são rochas de cor verde escuro a preto, de grã fina, raramente média, com estrutura desde maciça a francamente orientada. Em alguns locais podem existir nítidos componentes arredondados (amígdalas?) esbranquiçados ou avermelhados. Ao microscópio apresentam texturas variadas desde nematoblástica a granoblástica e de granulometria, às vezes equigranular e, às vezes inequigranular. São constituídos por plagioclásio (andesina-oligoclásio); hornblenda, piroxênio (augita), epidoto e clorita. Tita nita, magnetita, ortoclásio, quartzo e biotita completam a mineralogia dessas rochas. Localmente, uma estrutura reliquiar representada por agregados granoblásticos, ricos em plagioclásio, com alguma hornblenda é indicativa de possíveis piroclastos andesíticos, como também a presença de cavidades/vesículas preenchidas por adulária, prehnita, calcita e epidoto é sugestiva de que tais rochas correspondam a variedades extrusivas, do tipo basalto/tufo basáltico.

O grupo dos metassedimentos é constituído por um fácies predominantemente quartzoso e um fácies fino. No primeiro grupo incluem-se quartzo-sericita xisto, granada quartzito, quartzo xisto granatífero e quartzo xisto conglomerático e no segundo ocorrem rochas de natureza predominantemente química, representadas por itabiritos, hematita quartzito e grunerita-cumingtonita quartzito. Esse grupo de rochas possivelmente é resultado do metamorfismo sobre sedimentos areno-pelíticos, localmente com contribuição de material carbonático impuro e sedimentos químicos tipo "chert" que representam possivelmente uma sequência tipo "Banded Iron Formation" (BIF) na qual, frequentemente, ocorre um vulcanismo básico associado.

As informações petrográficas referentes a Unidade II, embora não conclusivas quanto ao grau metamórfico, são sugestivos do fácies xisto verde/anfíbolito baixo.

As rochas itabiríticas da Ilha Grande do Iriri e Morro do Piranha quara, associadas a Unidade I e, sem representatividade na escala deste trabalho são consideradas como parte da Unidade II enquanto os quartzitos e rochas itabiríticas do Morro Grande e Buraco das Araras no rio Xingu, de ocorrência localizada e sem continuidade, podem pertencer a sequências similares do Grande Carajás.

UNIDADE III - Esta unidade constituída predominantemente por migmatitos com gnáisses e granitóides subordinados é caracterizada pela diversidade litológica, reflexo do maior ou menor grau de assimilação à que essas rochas foram submetidas e da natureza composicional das porções paleossomáticas, resultando em rochas migmatíticas de composição granodiorítica/tonalítica a granítica. Variam de biotita-hornblenda gnáisses cinza esbranquiçados/escuros a anfíbolitos negros esverdeados, infiltrados por material quartzo-feldspático róseo, notadamente com estruturas migmatíticas (Mehnert, 1968) tipo acamada (M5), em brecha (M1) ou dobrada (M7) até porções altamente modificadas pelo elevado grau de assimilação/digestão, com estruturas tipo "schollen" (M3), "schlieren" (M11) e nebulítica (M12) onde a presença de material paleossomático encontra-se configurado apenas por concentração de biotita e/ou hornblenda.

da disseminadas (estruturas fantasmas) nas porções félsicas. Essas rochas encontram-se fortemente estriacionadas com estruturação regional NW-SE e mergulhos predominantemente subverticais, onde é marcante a presença de estruturas boudinadas, refletidas principalmente por corpos anfibolíticos e menos comumente gnáissicos, que, às vezes, conferem notável aspecto bandado.

Petrograficamente representam rochas de granulação fina a grossa, com texturas geralmente granoblásticas, e níveis lepto-nematoblástico, mas localmente porfiróides. A foliação milonítica comumente é bem marcada pela orientação sinuosa da biotita e hornblenda que acompanham as faixas quartzo-feldspáticas. O efeito cataclástico, geralmente superimposto, é marcante principalmente nos grãos de quartzo, microclina e plagioclásio (oligoclásio-andesina). Como principais acessórios ocorrem opacos, zircão, alanita, epidoto, apatita, zoisita, clorita, sericita e titanita. A feição petrográfica típica desta unidade é representada pelo intercrescimento mirmequítico, bem como pela associação quartzo-microclina em formas denteadas, que denotam a intensa alcalinização da rocha primitiva.

A partir do domínio das estruturas migmatíticas e dos tipos e relações entre as frações de paleossoma e neossoma foi possível estabelecer uma compartimentação das rochas desta unidade em faixas, conforme indicado esquematicamente na Figura 4.

As análises petrográficas são indicativas da fácies anfibolítica para as rochas desta unidade, embora localmente sejam verificados efeitos de retrometamorfismo para xisto verde.

UNIDADE IV - Esta unidade encontra maior representatividade a jusante da confluência Xingu-Iriri e na Cachoeira Soledade, embora ocorra também em pequenos núcleos distribuídos por todo embasamento, em íntima associação com as rochas migmatíticas para as quais gradam lateralmente. Estruturalmente seguem o "trend" regional NW-SE, às vezes com nítida foliação e preservando estruturas internas (encraves, orientação mineral) concordante com a estruturação das encaixantes. Sobre essas rochas é notório o intenso efeito da cataclase com desenvolvimento de zonas epidotizadas além da maior concentração de fraturas.

É constituída por natureza granítica a granodiorítica, de coloração rósea clara a esbranquiçada, fina a média, localmente grosseira, homogênea e, às vezes, com aspecto gnáissico bem desenvolvido. Ao microscópio o bandamento se manifesta através da orientação de palhetas de biotita, às vezes cloritizadas, dispersas em fundo granoblástico fino a médio, composto por quartzo, microclina micropertítica, plagioclásio (oligoclásio) e, às vezes, albita. A substituição da microclina pela albita e formação de mirmequita nas interfaces microclina/plagioclásio, é frequente e significativa. Como acessórios ocorrem epidoto, zoisita, sericita, zircão, titanita e apatita.

UNIDADE V - As rochas desta unidade apresentam-se em corpos reduzidos e constituem a unidade mais difícil de ser definida dentro do complexo cristalino. Seu reconhecimento quase sempre se fez baseado na abundância de corpos pegmatóides, constante atividade hidrotermal, forma de afloramentos, onde constituem lajeiros rasos e com configuração arredondada, ao contrário das demais unidades do embasamento onde é comum o desenvolvimento de "pontões" de rochas com forte estruturação NW-SE, bem como pela geometria de seus corpos geralmente discordante do "trend" regional. Têm sua principal expressão nas proximidades da Ilha Grande do Iriri, Porto Alegre, Babaquara e em corpos isolados e descontínuos entre Monte Alegre e Belo Horizonte e Bom Jardim e o Largo da Fortaleza no Xingu.

Esta unidade encontra-se representada principalmente por biotita granito fino a médio, raramente grosso, róseo a cinza esbranquiçado, equigranular, maciço e localmente muito pouco foliado de composição variável, no campo dos granitos e quartzo-monzonitos. Na região entre Bom Jardim e o Largo da Fortaleza normalmente exhibe textura inequigranular com pórfiros retangulares de feldspatos potássicos imersos em matriz quartzo-feldspática com biotita e sem aparente orientação. Como característica marcante ocorre uma íntima associação com corpos pegmatóides zonados ou não, diques aplíticos e veios de quartzo.

Microscopicamente as rochas desta unidade geralmente apresentam tex

tura granular xenoblástica, constituída por microclina do tipo micropertítico a pertítico, às vezes com bordas albitizadas, muscovitizadas ou parcialmente caolinizadas, paglioclásio (oligoclásio-albita), quartzo xenomórfico, biotita (cloritizada) e muscovita. Nas interfaces microclina-plagioclásio é comum o desenvolvimento mirmequítico. Como acessórios ocorrem epidoto, goethita, ilmenita, titanita, apatita, alanita e zircão.

Ao contrário das demais unidades do embasamento que alcançam a fácies metamórfica xisto verde alta a anfíbolito alto/granulito, esta unidade atinge apenas a fácies xisto verde com recristalização tardi-tectônica, seguida de hidrotermalismo.

ROCHAS VULCÂNICAS ÁCIDAS A INTERMEDIÁRIAS - Na região do rio Iriri, a partir da foz do rio Novo para leste e do rio Xingu a sul do rio Par do ocorrem dacitos, riodacitos com riólitos, andesitos, granófiros, tufo, brechas e ignimbritos subordinados incluídos na Formação Iriri (SUDAM, 1972) e constituindo parte integrante do Supergrupo Uatumã (Cunha et al., 1981).

Os dacitos-riodacitos, frequentemente porfiríticos, constituem as rochas de maior predomínio comumente associadas às rochas riolíticas. São de cores cinza escuro ou esverdeadas, quase sempre recortados por vênulas de epidoto e drusas de quartzo. Microscopicamente apresentam textura porfirítica com fenocristais de plagioclásio (oligoclásio-andesina) e/ou ortoclásio e mais raramente de quartzo de alta temperatura e hornblenda, implantados em matriz cripto a microcristalina de natureza félsica. Os andesitos exibem textura pilotaxítica, granulação fina, representada por ripas de andesina zonada em matriz microgranular de hornblenda, plagioclásio, magnetita e subordinadamente biotita e quartzo intersticial. Dentre os tufo, granófiros, brechas e ignimbritos, apenas os primeiros são abundantes no conjunto. Constituem rochas de coloração cinza a cinza esverdeado e textura afanítica, sendo extremamente fraturadas e muito silicificadas. Ao microscópio exibem matriz cripto a microcristalina constituída por quartzo, sericita, clorita e zoisita na qual se assentam, e, às vezes se soldam material de granulação de lappili e fragmentos de rochas vulcânicas de composição riolítica a dacítica-andesítica.

No Morro São Francisco, rio Iriri, arenitos fino a médio, creme esbranquiçado e localmente feldspático, ainda sem posicionamento estratigráfico definido foram considerados como pertencentes a Formação Iriri. Encontram-se intensamente silicificados e truncados por hornblenda-biotita granito da Suíte Intrusiva Maloquinha.

GRANITÓIDES INTRUSIVOS SUBVULCÂNICOS - Associados às rochas vulcânicas ácidas a intermediárias ocorrem granitóides de natureza subvulcânica a hipoabissal, incluídos na Suíte Intrusiva Maloquinha de Santos e Loguércio, in Schobbenhaus et al. (1984).

Esses granitóides constituem rochas de filiação granodiorítica a granítica com variações de diorítica a monzodiorítica, ocorrendo principalmente granodioritos, quartzo monzonitos porfiros e granitos com biotita e/ou anfibólio. Subordinadamente ocorrem quartzo gabro, dioritos, granitos rapakivi e granitos alcalinos.

Geralmente constituem rochas cinza médio a rosa claro, às vezes esbranquiçadas, maciças, equigranulares de granulação fina a grossa e localmente porfiríticas. Microscopicamente apresentam textura hipidiomórfica a xenomórfica granular, constituída por paglioclásio (andesina a albita), microclina, quartzo, anfibólio (hornblenda) e biotita (cloritizada). Como acessórios ocorrem magnetita, apatita, zircão, leucoxênio, epidoto, muscovita e titanita.

Geralmente, acompanhando as zonas cataclásticas, essas rochas podem desenvolver epidotização, cloritização (principalmente da biotita), albitização do plagioclásio, leucoxenização de ilmenita-magnetita além de sericitização. Localmente quando atingem elevado grau de metamorfismo podem formar verdadeiros albititos. Nas rochas de filiação diorítica é significativa a presença de sulfetos disseminados.

Os granitos alcalinos são róseos, maciços, de granulação média e homogêneos. Exibem textura equigranular hipidiomórfica tendo como minerais fundamentais microclina micropertítica, quartzo subarredondado, plagioclásio sódico e biotita cloritizada. Ocorrem ainda hornblenda, mus

covita, sericita, fluorita, monazita, rutilo, titanita, epidoto e óxido de ferro. A presença de concentrações de fluorita nesse tipo de rocha e de fenômenos associados de albitização e muscovitização dos feldspatos indicam a possibilidade da formação de "greisen". Localmente também exibem cristais bem formados de molibdenita.

INTRUSIVAS BÁSICAS - Ocorrem em íntima associação com os granitóides intrusivos subvulcânicos. Em sua grande maioria representam diques subverticais quase sempre com espessuras que variam de 0,3 a 5,0 m e com algum efeito hidrotermal.

Estruturalmente encontram-se encaixados em zonas de fraturas e/ou falhas com direções variáveis entre NS e N70°E e menos comumente NW. Constituem uma rocha negra esverdeada a cinza escuro, fina a média, macia, homogênea e muito densa. Ao microscópio exibem textura subofítica formada por ripas de plagioclásio cálcico (labradorita) entrelaçados ou intercrescidos ao redor de augita (localmente pigeonita) granular. Nos interstícios pode ocorrer intercrescimento de quartzo e feldspato alcalino em arranjo micrográfico. De modo geral representam diabásios, localmente, podendo apresentar (auto) retrometamorfismo para xisto verde e, às vezes, com forte ação hidrotermal.

ARENITOS DO IGARAPÉ DA GROTA/RIO PARDO - Esses sedimentos possivelmente correspondem ao que Silva et al. (1974) chamaram de Formação Triunfo. De modo geral têm exposições muito reduzidas, quase sempre recobertas por extenso solo residual/colúvio arenoso. Constituem uma rocha cinza claro a esbranquiçada, fina a média, essencialmente composta por quartzo e sericita com sílica de baixa cristalinidade (calcedônia) intragranular. Localmente ocorrem também sedimentos finos a médios, formados por grãos subarredondados a subangulosos de quartzo e feldspato com fragmentos de rochas vulcânicas fortemente oxidados e de quartzitos em matriz clorítica-sericítica ferruginosa, petrograficamente representando uma metagrauvaca lítica.

DISCUSSÃO GEOCRONOLÓGICA - Foi realizado um estudo geocronológico Rb-Sr em rocha total nas rochas metamórficas pertencentes à unidade litostratigráfica I, em especial nas rochas calcossilicatas, metabásicas e gnáissicas, com a finalidade de se estabelecer suas respectivas épocas de formação. Para o cálculo das idades utilizou-se a constante de desintegração $\lambda_{Rb} = 1,42 \times 10^{-11}$ anos⁻¹. Todos os dados analíticos (Tabela 1) foram produzidos no Centro de Pesquisas Geocronológicas do Instituto de Geociências da USP, com as medidas isotópicas sendo obtidas em espectrômetro de massa VG 354 computadorizado. As constantes utilizadas nos cálculos radiométricos são aquelas propostas por Steiger e Jaeger (1977). No tratamento isocrônico foram adotados os cálculos segundo Willianson (1968).

Trabalhos geocronológicos no âmbito do setor sudeste do Cráton Amazônico definem regionalmente uma evolução ora Arqueana ora do Proterozóico Inferior para o embasamento cristalino (Montalvão et al. 1984; Gibbs et al. 1986; Wirth et al., 1968; entre outros).

As amostras relativas às rochas calcossilicatas, definiram uma isócrona Rb-Sr com idade de 1930 ± 40 Ma; e relação $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial de $0,7116 \pm 0,0007$ (Figura 5). Esta idade é interpretada como a idade do metamorfismo responsável pela formação da sequência calcossilicática. O elevado valor da razão inicial ratifica tratar-se de rochas derivadas do retrabalhamento de materiais com significativa vida crustal.

As rochas metabásicas forneceram uma idade Rb-Sr isocrônica de 1990 ± 80 Ma. com relação $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial de $0,7030 \pm 0,002$ (Figura 6). Tal idade indica a época de formação dessas rochas e o valor obtido da razão inicial parece sugerir contaminação de material continental no magma provavelmente mantélico original mais antigo, tendo em vista que o valor é ligeiramente maior que o padrão estimado para o manto superior ao final do Proterozóico Inferior.

As amostras relativas às rochas gnáissicas, quando interpretadas em diagrama isocrônico Rb-Sr apresentam-se algo dispersas, sendo que quatro dos pontos analíticos definiram um alinhamento com idade de 1.880 Ma. aproximadamente, e relação inicial da ordem de 0.7165 (Figura 7). Estes dados sugerem, também, uma época vinculada ao final do Proterozóico Inferior para o metamorfismo que teria atuado em rochas sedimen

tares, conforme sugere os dados petrológicos, que classificam essas rochas como paragneisses.

Um ponto analítico situou-se acima da isócrona traçada, sugerindo não ter rigorosamente a mesma fonte que os demais, comportamento este, bastante típico entre rochas metassedimentares sincrônicas, porém de derivação a partir de fontes distintas.

A Figura 9 representa o diagrama de evolução isotópica do Sr, em que são plotadas as linhas de evolução da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de cada conjunto de rochas no tempo geológico, bem como a curva de evolução para a Terra Global que admite uma razão média $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para o material mantélico igual a 0,7046. No presente estudo radiométrico as linhas de crescimento crustal foram baseadas na média aritmética dos valores atuais das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para cada conjunto metamórfico.

Neste diagrama pode ser observado que as razões isotópicas iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ situam-se, todas, acima da linha evolutiva do manto superior, indicando tratarem-se de materiais formados através de processos de retrabalhamento crustal. Por outro lado, a regressão das cruvas evolutivas respectivas dos conjuntos metamórficos até a linha de evolução isotópica da Terra Global sugere idades mínimas para seus protólitos de aproximadamente 2,3 Ga., que pode implicar na possibilidade de tais rochas serem arqueanas, contemporâneas às rochas da região da Serra dos Carajás (Tassinari et al., 1982 e Wirth et al., 1986). Entretanto, no caso específico do corpo básico, com RI = 0,703 possivelmente os protólitos seriam ainda do Proterozóico Inferior.

Em adição foram também datadas amostras provenientes do conjunto vulcânico ácido intermediário da Formação Iriri na região do rio Xingu. Foi obtida a idade isocrônica Rb-Sr de 1.800 ± 100 Ma. com razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial de $0,706 \pm 0,002$ (Figura 8). Este valor, significativo da época de formação destas rochas, é concordante com idades obtidas anteriormente para o vulcanismo Iriri (Basei, 1977 e Cunha et al., 1981). Associados a estas vulcânicas ocorrem os granitóides da Suíte Intrusiva Maloquinha, anteriormente datados em 1.650 ± 20 Ma. por Tassinari et al. (1984).

CONSIDERAÇÕES FINAIS - As rochas do embasamento cristalino, referenciadas por Silva et al. (1974) como Complexo Xingu, foram subdivididas em cinco unidades. As porções ortoderivadas da Unidade I (tonalitos, granodioritos e básicas) possivelmente representam restos do embasamento mais antigo enquanto as paraderivadas associadas a essa unidade (paragneisses) parecem constituir porções de uma unidade supracrustal.

A Unidade II, constituída por uma sequência tipo vulcano-sedimentar pode representar tanto a continuidade da supracrustal associada a Unidade I como representar uma supracrustal de natureza diferente, como sugerido pela aparente discrepância de seu grau metamórfico em relação às rochas da Unidade I. Essas rochas constituem núcleos parcialmente preservados e isentos de maiores transformações, permanecendo como resistentes ("resisters") ao processo de migmatização que foi o responsável pela formação da Unidade III (migmatitos com variados graus e intensidades de digestão e assimilação) e Unidade IV (zonas de anatexia mais intensa) representado por granitóides deformados.

A Unidade V constituída por granitóides de natureza variada e menos deformados que as rochas das demais unidades do embasamento, possivelmente representam um evento posterior ou concomitante ao final da principal fase de migmatização e granitogênese, associados às unidades III e IV, respectivamente. Alguns corpos considerados como pertencentes a Unidade V podem representar rochas mais jovens e relacionadas aos granitóides da Suíte Intrusiva Maloquinha associados ao evento vulcano-plutônico Uatumã.

Os dados isotópicos de Sr disponíveis para os terrenos metamórficos estudados indicam que essas rochas relacionam-se ao ciclo Transamazônico pertencente ao domínio da Faixa Móvel Maroni-Itacaiúnas (Cordani et al. 1979). Com base nas relações iniciais obtidas, pode-se propor que os materiais analisados sejam produtos de retrabalhamento de crosta continental pré-existente de idade arqueana, caracterizando, portanto, a atuação de um evento geodinâmico de caráter regenerador na região estudada.

Esses dados contrastam claramente com aqueles existentes a sul da

área em questão, na região da Serra dos Carajás, onde terrenos metamórficos apresentam idades relacionadas ao Arqueano, o que comprova a existência de duas Províncias Tectônicas distintas na região (Amazônia Central e Maroni-Itacaiunas), como reportado por Cordani et al. (1979), Tassinari et al. (1982) e Cordani et al. (1984).

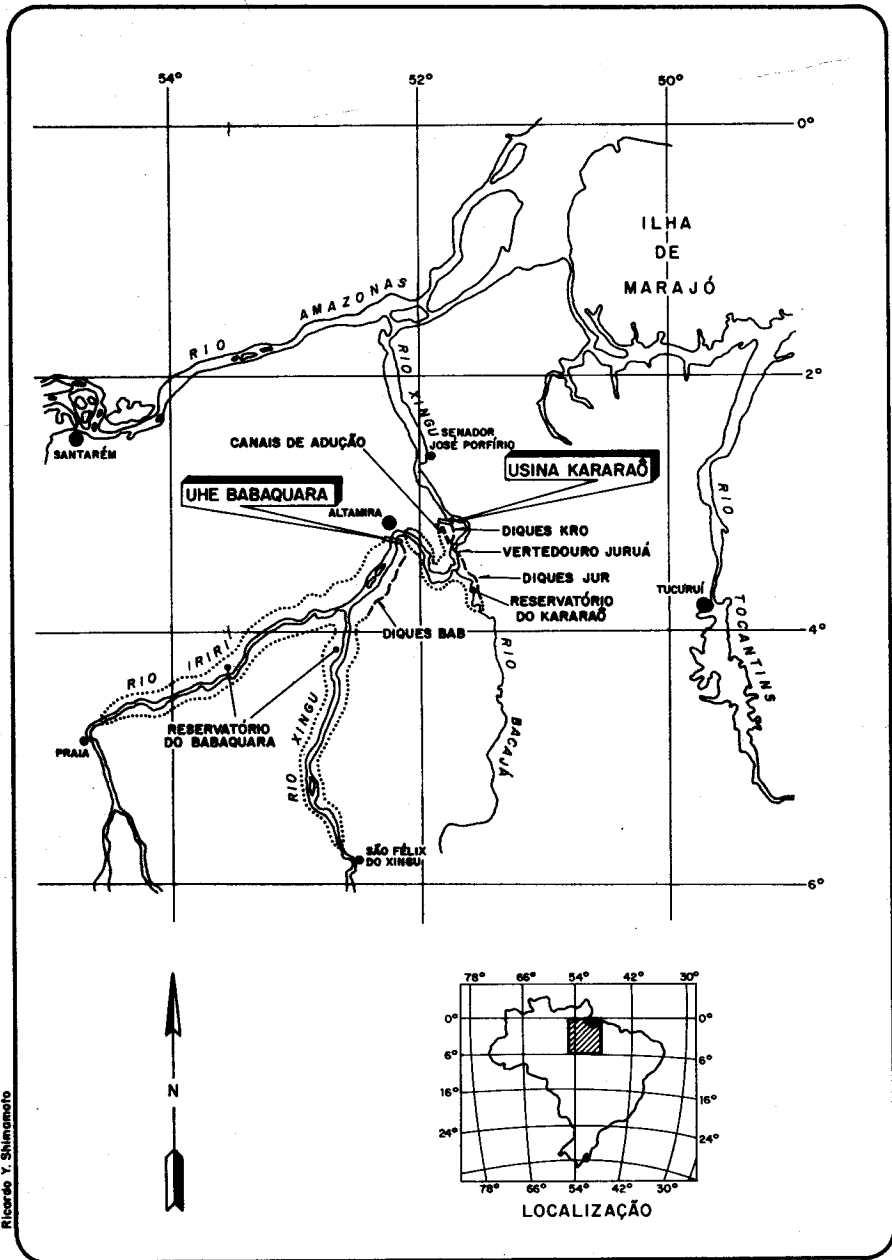
AGRADECIMENTOS - Os autores expressam seus agradecimentos especiais à ELETRONORTE, que apoiou a realização desses estudos e permitiu a divulgação dos resultados, bem como aos professores José C.M. Danni e Othon H. Leonardos pelas análises petrográficas e ao corpo técnico do Centro de Pesquisas Geocronológicas da USP, pelo auxílio nas análises radiométricas e ao Conselho Nacional de Pesquisa e Desenvolvimento (CNPq) por financiar parte da pesquisa.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BASEI, M.A.S. - 1977 - Idade do Vulcanismo ácido-intermediário na Região Amazônica, Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, USP - 133 p, São Paulo.
- CORDANI, U.G.; TASSINARI, C.C.G.; TEIXEIRA, W.; BASEI, M.A.S.; KAWASHITA, K. - 1979 - Evolução Tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. In: CONCR. GEOL. CHILENO, 2, Arica, 1979. Actas... Arica. V.4, p.137 - 148.
- CORDANI, U.G.; TASSINARI, C.C.G.; KAWASHITA, K. - 1984 - A Serra dos Carajás como Região Limítrofe entre Províncias Tectônicas. Ciências da Terra, 9:6-11.
- CUNHA, B.C.C.; POTIGUAR, L.A.T.; IANHEZ, A.C.; BEZERRA, P.E.L.; PITTHAN, J.H.L.; SOUZA Jr., J.J.; MONTALVÃO, R.M.G.; SOUZA, A.M.S.; HILDRED, P.R.; TASSINARI, C.C.G. - 1981 - Geologia. In: PROJETO RADAMBRASIL. Folha SC. 22 Tocantins; Geologia. Rio de Janeiro, DNPM. (Levantamento de Recursos Naturais 22).
- ELETRONORTE/CNEC - 1988 - Estudos Geológicos da Área do Reservatório de Babaquara. (rel. em andamento).
- GIBBS, A.K.; WIRTH, K.R.; HIRATA, W.K.; OLSZEWSKI, W.J. - 1986 - Age and composition of the Grão Para Group volcanics, Serra dos Carajás, Pará, Brazil. Rev. Bras. Geoc. 16(2):201 - 211.
- MEHNERT, K.R. - 1968 - Migmatites and the origin of granitic rocks. Elsevier Publ. Co., New York, 325 pp.
- MONTALVÃO, R.M.G. de; TASSINARI, C.C.G.; BEZERRA, P.E.L. - 1984 - Geocronologia dos granitoides e gnaisses das regiões do Rio Maria e Rio Itacaiunas, sul do Pará. XXXIII Congr. Bras. Geol., 4, 2757-2766.
- SCHOBENHAUS, C. CAMPOS, D.A. DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. - 1984 - Geologia do Brasil, texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente. Dep. Nac. Prod. Min., Brasília, 50lp.
- SILVA, G.G. da; LIMA, M.I.C.; ANDRADE, A.R.F. de; ISSLER, R.S.; GUIMARAES, G. - 1974 - Geologia. In: PROJETO RADAM. Folhas SB.22 Araguaia e parte da SC.22 Tocantins. Rio de Janeiro, DNPM. (Levantamento de Recursos Naturais 4).
- STEIGER, P.H. e JAEGER, E. - 1977 - Subcommission on Geochronology: Convention on the use of decay constants in Geo and Cosmochronology. Earth Planet. Sci. Letters, 36:359-362.
- SUDAM - Superintendência de Desenvolvimento da Amazônia - 1972 - Pesquisa Mineral do Iriri/Curuá. Dep. de Rec.Nat.Belém, A.P.C., Div. de Doc. 62 p.
- TASSINARI, C.C.G.; HIRATA, W.K.; KAWASHITA, K. - 1982 - Geologic Evolution of the Serra dos Carajás, Pará, Brazil. Rev. Bras. de Geoc. 12(1-3):263 - 267, São Paulo.
- TASSINARI, C.C.G.; SIGA Jr, O.; TEIXEIRA, W. - 1984 - Épocas Metalogênicas relacionadas a granitogênese do Cráton Amazônico. Anais do XXXIII Cong. Bras. Geol., 5, 2963-2977, Rio de Janeiro.

WILLIANSON, L. - 1968 - Least squares fitting of a straight line. Canadian Journal of Physics, 46p. 1845-47.

WIRTH, K.R.; GIBBS, A.K.; OLSZEWSKI, W.J. - 1986 - U-Pb ages of zircons from the Grão Pará Group and Serra dos Carajás Granite, Pará (Brazil). Rev. Bras. Geoc. 16(2):195-200.



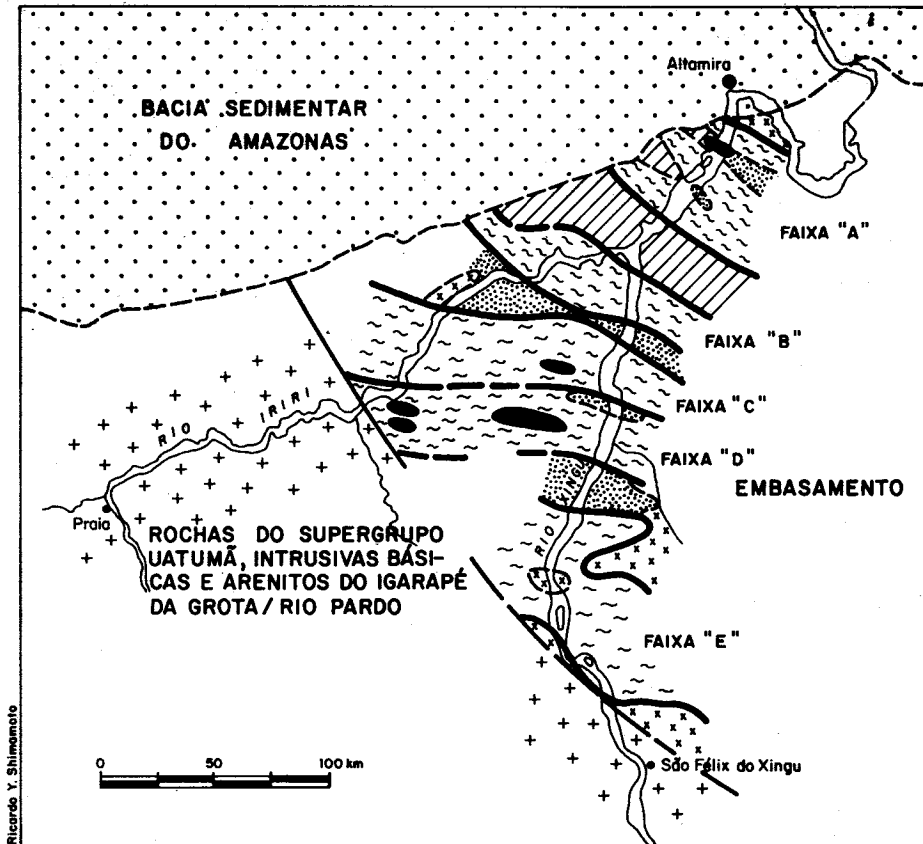
Ricardo Y. Shimamoto

Figura 1 - COMPLEXO HIDRELÉTRICO DE ALTAMIRA.

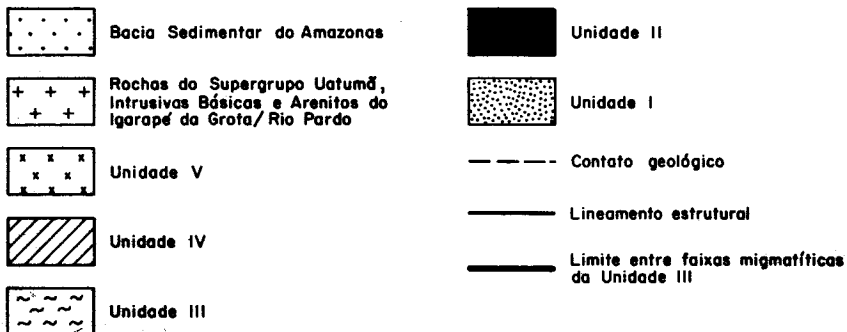
TEMPO (Mo)	UNIDADES	DESCRIÇÃO SUMÁRIA	CARACTERÍSTICAS DAS UNIDADES
1650	Arenitos e Grauwacas do Igarapé da Grota/Rio Pardo	- arenitos e grauwacas.	Fragmentos de rochas vulcânicas e itabirito
	Intrusivas Básicas	- diabásios frequentemente em forma de diques.	Associação com Suite Intrusiva Maloquinha
	UATUMÁ Suite Intrusiva Maloquinha	- granitos alcalinos; - granitos com biotita e/ou anfibólio, granito tipo rapakivi; - granodioritos, quartzo monzodioritos pórfiros; - quartzo gabro, dioritos, quartzo dioritos.	"greisen" albititos
1800	SUPERGRUPO Formação Iriri	- dacitos, riolitos, riolitos e andesitos frequentemente porfiríticos, tufo, granodioritos e brechas. Localmente arenitos.	(atividade hidrotermal)
	CRISTALINO Unidade V	- granitóides (biotita granitos, granitos pórfiros, dioritos, granitos com muscovita, brechas sieníticas).	Fácies Xisto Verde (atividade hidrotermal)
1900	Unidade IV	- granitóides (leucogranitos, granodioritos e biotita granitos gnaissificados) com núcleos gnáissicos e rochas migmatíticas subordinadas.	Fácies anfíbolito (?)
	Unidade III	- migmatitos de estruturas e composições variadas com núcleos gnáissicos e granitóides subordinados.	Fácies anfíbolito
	Unidade II	- metagabros, metadiabásio, metabasaltos, metatufa basálticos; quartzo sericita xisto, granada quartzitos, quartzo xisto conglomeráticos, itabiritos, hematita quartzito, grunerita magnetita quartzito.	Fácies Xisto Verde/anfíbolito baixo
	Unidade I	- cordierita-granada-biotita gnaisses, biotita-granada gnaisses quartzosos, sillimanita-cordierita-granada granulito, anfíbolitos.	Fácies anfíbolito alto / granulito
		- granodioritos e tonalitos gnaissificados,	Fácies anfíbolito

Ricardo Y. Shimamoto

Figura 2 - COLUNA ESTRATIGRÁFICA PRELIMINAR DAS ROCHAS PRÉ-CAMBRIANAS DA ÁREA DO RESERVATÓRIO DA UHE BABAQUARA, BACIA DO MÉDIO RIO XINGU.



LEGENDA



DOMÍNIO DAS ROCHAS MIGMATÍTICAS DA UNIDADE III DO EMBASAMENTO

- FAIXA "A" - Predomínio dos migmatitos tipo acamados (M5), com relação paleossoma/neossoma \approx (90-60% / 10-40%). Predomina paleossoma gnáissico.
- FAIXA "B" - Predomínio dos migmatitos tipo "schlieren" bandados (M11b), com relação paleossoma/neossoma \approx (10-20% / 90-80%). Predomina paleossoma anfíbolítico.
- FAIXA "C" - Predomínio dos migmatitos tipo "schlieren" bandados (M11b), com relação paleossoma/neossoma variável e muitos núcleos gnáissicos e anfíbolíticos.
- FAIXA "D" - Predomínio do migmatito oftalmítico (M9) / ortogneisse ocelar.
- FAIXA "E" - Predomínio de migmatitos dos tipos "schollen" (M3), "schlieren" (M11), oftalmítico (M9) e de dilatação (M6) com núcleos gnáissicos, anfíbolíticos e graníticos.

Figura 4 - DISTRIBUIÇÃO ESQUEMÁTICA DAS UNIDADES DO EMBASAMENTO E PRINCIPAIS FAIXAS DE DOMÍNIOS DOS MIGMATITOS DA UNIDADE III

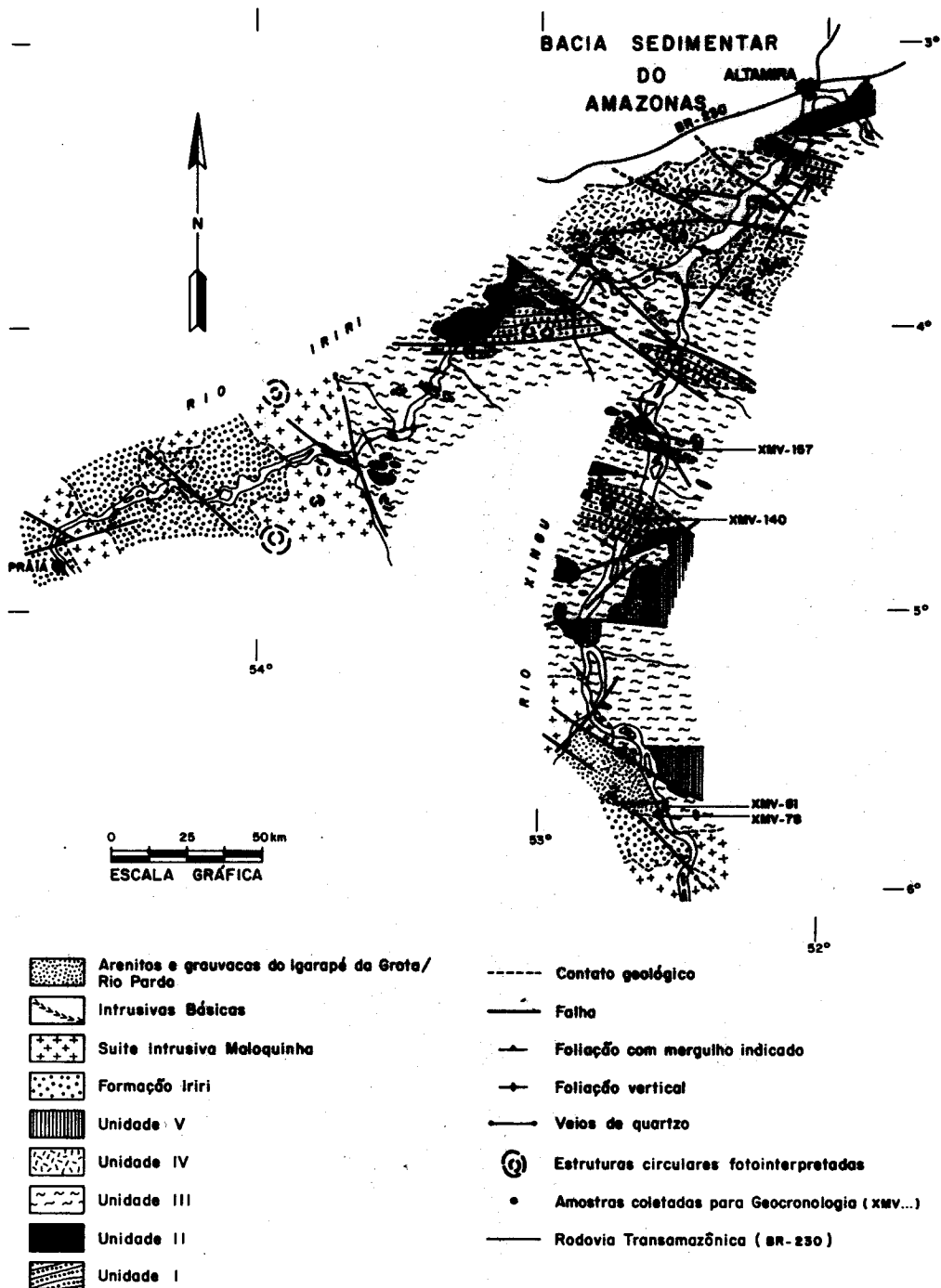
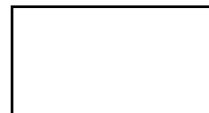


Figura 3 - MAPA GEOLÓGICO SIMPLIFICADO DO MÉDIO RIO XINGU E BAIXO RIO IRIRI.



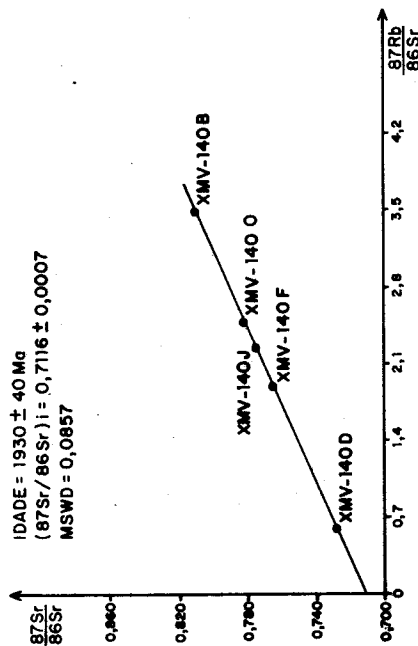


Figura 5 - DIAGRAMA ISOCRÔNICO Rb-Sr EM ROCHA TOTAL PARA AS ROCHAS CALCSSILICATADAS (XMV-140)

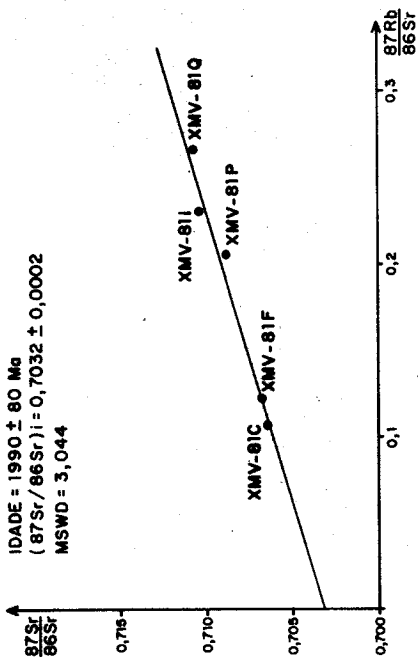


Figura 6 - DIAGRAMA ISOCRÔNICO Rb-Sr EM ROCHA TOTAL PARA AS ROCHAS METABÁSICAS (XMV-81)

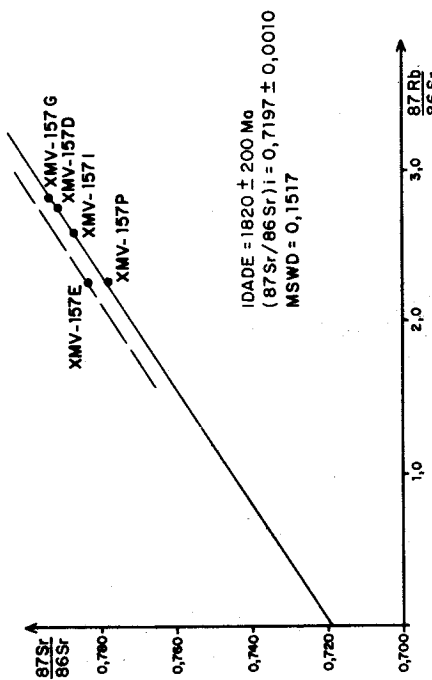


Figura 7 - DIAGRAMA ISOCRÔNICO Rb-Sr EM ROCHA TOTAL PARA OS PARAGNEISSSES (XMV-157)

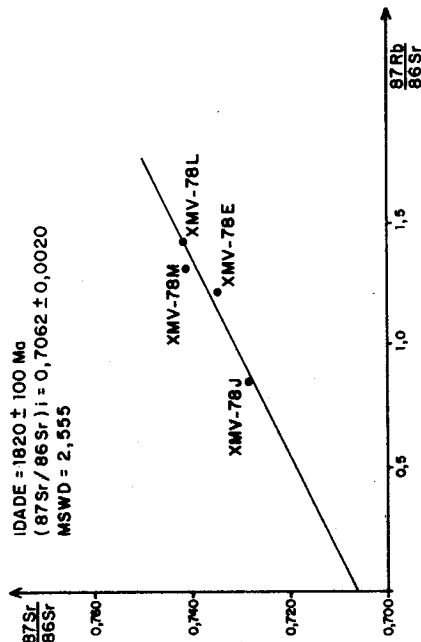


Figura 8 - DIAGRAMA ISOCRÔNICO Rb-Sr EM ROCHA TOTAL PARA OS RIODACITOS DA REGIÃO DO RIO IRIRI (XMV-78)

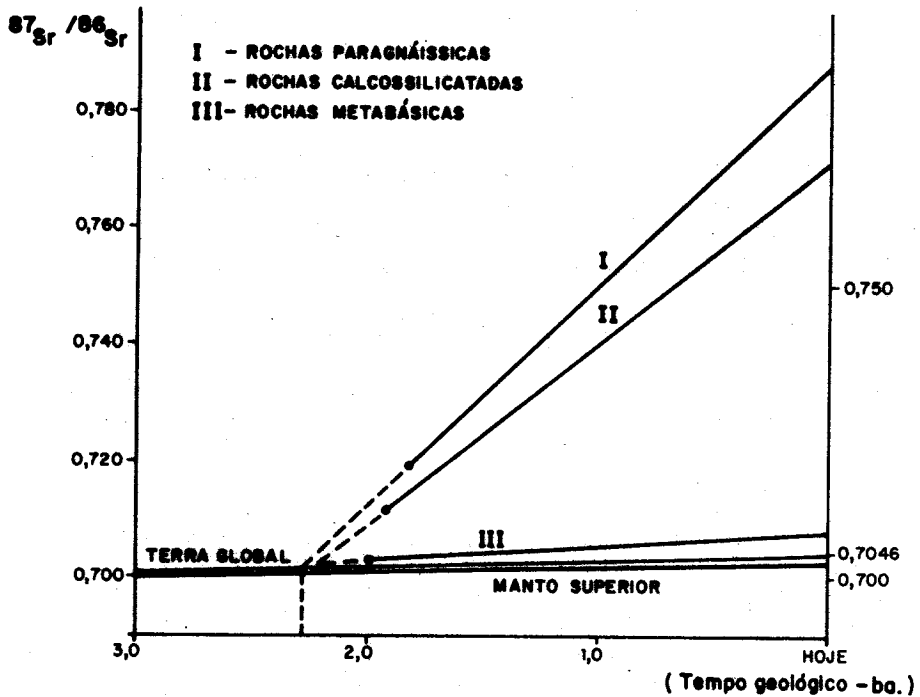


Figura 9 - DIAGRAMA DE EVOLUÇÃO ISOTÓPICA DO Sr

AMOSTRA DE CAMPO	LITOLOGIA	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$\frac{87Rb}{86Sr}$	$\frac{87Sr}{86Sr}$	Nº LAB.
XMV-78J	RIODACITO	98,6	336,3	0,850	0,72823	8903
XMV-78L	RIODACITO	154,0	311,5	1,436	0,74190	8904
XMJ-78M	RIODACITO	143,0	314,9	1,319	0,74089	8905
XMV-78E	RIODACITO	127,0	301,9	1,221	0,73935	8910
XMV-157D	PARAGNAISSE	124,3	127,7	2,819	0,79405	8890
XMV-157E	PARAGNAISSE	108,6	141,2	2,243	0,78315	8891
XMV-157G	PARAGNAISSE	119,3	126,1	2,760	0,79116	8892
XMV-157I	PARAGNAISSE	109,5	123,5	2,571	0,78760	8893
XMV-157P	PARAGNAISSE	102,2	132,5	2,251	0,77869	8894
XMV-81C	METABASITO	D.I.	D.I.	0,108	0,70640	8902
XMV-81F	METABASITO	25,4	650,0	0,121	0,70669	8906
XMV-81I	METABASITO	41,9	526,7	0,230	0,71021	8907
XMV-81P	METABASITO	42,2	593,7	0,206	0,70880	8908
XMV-81Q	METABASITO	48,9	534,5	0,265	0,71059	8909
XMV-140B	CALCOSSILICAT.	192,2	160,8	3,494	0,8084	8895
XMV-140D	CALCOSSILICAT.	31,6	151,8	0,604	0,7284	8896
XMV-140G	CALCOSSILICAT.	109,4	165,1	1,929	0,7651	8898
XMV-140J	CALCOSSILICAT.	114,7	145,6	2,295	0,7748	8899
XMV-140O	CALCOSSILICAT.	114,4	132,9	2,510	0,7821	8900

TABELA 1 - DADOS ANALÍTICOS Rb-Sr EM ROCHA TOTAL

IDADE DOS GRANULITOS TIPO KANUKU EM RORAIMA

João Orestes Schneider Santos – CPRM

William Olszewski – University of New Hampshire – EUA.

(Trabalho executado para o DNPM, no Programa de Levantamentos Geológicos do Brasil – PLGB)

ABSTRACT

In central and east-central Roraima region there is a extensive belt where dominate orthopyroxene rocks, which is elongated in NE direction, connecting with Kanuku mountains in Guyana territory. There are mainly rocks as charnockites, charnoenderbits, farsundites and enderbites and secondly hypersthene-anortosites and metapyroxenites. These rocks show regional contacts with amphibolite facies gneiss, such contacts suggesting that the gnaisses are older than charnockite rocks. The geochronological data and the simillarity from the U/Pb and Rb/Sr information indicates that both charnockites and gnaisses were originated in related epoch. The Rb/Sr reference isochron from charnockite rock samples give a typical Transamazonian age (2.012 ± 71 m.a.), as the U/Pb diagram from gneiss zircons (1.944 ± 10 m.a.). With this data it is possible to correlate these rocks with the Kanuku Group in central-west Guyana and with the Coeroeni Group in western Suriname.

INTRODUÇÃO

A extensa região constituída por rochas pré-Uatumã da parte norte da Plataforma Amazônica inclui grande diversidade de aspectos litológicos, estruturais e metamórficos, tendo sido referida na literatura geológica sob diversas designações, como Complexo Guianense (LIMA et al, 1974), a mais empregada. No caso específico do Território de Roraima, BRAUN (1973) e BONFIM et al (1974), propuseram uma subdivisão no chamado embasamento pré-Surumu, correspondendo à duas "Associações": Maracá e Rupunúni, fundamentados essencialmente em critérios macroestruturais, com a primeira reunindo terrenos estruturados segundo N60-70W e a última sendo constituída por uma estruturação N40°-50°E. Apesar de, na época, não ter sido feita nenhuma comparação entre as naturezas litológicas dessas duas "Associações", pode-se hoje perceber dois fatos de extrema importância, quais sejam: rochas de fácies granulito somente ocorrem em terrenos outrora mapeados como Associações Rupunúni, e seqüências supra crustais metavulcanosedimentares aparecem quase que exclusivamente em zonas outrora cartografadas como "Associação" Maracá. O termo "Associação" Rupunúni, na verdade Assembléia Rupunúni, foi utilizado por McCONNELL (1962) na província sul da Guiana, reunindo basicamente quatro unidades principais (Grupo Kwitaro, Granito South Savanna, Granodiorito Marudi e Grupo Kanuku). Logo após, BARRON (1966) abandonou essa terminologia, a qual foi introduzida no Brasil através de BRAUN (1973), na forma de "Associação". Como se trata de um procedimento em desuso na própria Guiana desde 1966, sempre recomendamos o abandono do nome Rupunúni (posteriormente usado por CRAWFORD & SZELEWSKI, 1984 para caracterizar uma das formações mesozóicas do Gráben Tacutu).

Ocorrências de rochas a ortopiroxênio em Roraima somente foram descritas no princípio da década de 1970. No rio Apiaú, MANDETTA & BONFIM (1970) relataram a presença de piroxênio-hornblendito (AP-58-1) e piroxênio-anfibolito (AP-66), enquanto que no rio Cachorro, MANDETTA & BONFIM (1971) descreveram um enderbito afetado por retrametamorfismo. Logo após, o Projeto Roraima identificou inúmero afloramentos de rochas char

nockíticas, notadamente na folha NA.20-X-D, na BR-174 e na serra da Prata. Mais ao sul do território, SANTOS et al (1974), através do Projeto Norte da Amazônia, levantaram várias ocorrências de rochas a hiperstênio, notadamente nos rios Jufari (hiperstênio-microdiorito e hornblenda-granulito, pontos EB-119a e 119b) e Jauaperi (MS-242, piroxênio-anfibolito). A zona granulítica do rio Jauaperi estende-se para sul, no Estado do Amazonas, identificada nos charnockitos dos rios Camanaú e Curiaú.

DALL'AGNOL & DREHER (1975) durante o Projeto RADAM, relataram novas e pontuais ocorrências de rochas charnockíticas, principalmente ao longo da rodovia Perimetral Norte, a oeste de Caracaraí, as quais foram incluídas por MONTALVAO et al (1975) no chamado Complexo Guianense.

PINHEIRO et al (1981) registraram rochas de fácies granulito, notadamente metamórficas e metaultramáficas no setor noroeste de Roraima, sem contudo apresentarem condições de separação em planta, pois representam enclaves na Suíte Metamórfica Urariquera (fácies anfibolito).

LIMA et al (1982) assinalaram diversos cinturões granulíticos na Amazônia, particularmente em Roraima. Relatam um cinturão granulítico Parima, com direção NW/SE, ocorrendo na região dos rios Anauá, Parima e Cãtrimãni, sendo representado litologicamente pelo Grupo Rio Parima. Trabalhos anteriores e posteriores a LIMA et al (1982), todavia, jamais registraram uma ocorrência sequer de granulitos nos rios Parima (ARANTES & MANDETTA, 1970) e Anauá (RAMGRAB & DAMIÃO, 1970). Ademais, como é sabido, o Grupo Parima (ARANTES & MANDETTA, 1970; MUNIZ & DALL'AGNOL, 1974; PINHEIRO et al, 1981), ao contrário do admitido por LIMA et al (1982) foi proposto para englobar rochas metavulcânicas de baixo grau metamórfico, as quais sabe-se hoje que representam remanescentes de *greenstone belt*, ao qual associam-se as minas de ouro do Rio Novo, Couto Magalhães, Paapiú, Cambalacho, Cruzado Novo e Rangel. Na execução do Mapa Metalogenético das folhas NA.20-X-D e NA.21-V-C, foi constatada o prolongamento do cinturão granulítico Kanuku da Guiana para sudoeste, em território brasileiro, na região dos rios Tacutu, Urubu e serra da Cigana. Todavia, essa faixa não se estende continuamente até a região de Caracaraí, estando interrompida pelos gnaisses Serra da Lua (FIGUEIREDO, 1983).

LIMA et al (1986), propuseram a designação Complexo Apiaú para os granulitos da zona central de Roraima. Prefere-se manter o nome Kanuku para essas rochas, não só por motivo de prioridade cronológica (1962 versus 1986), mas também porque o termo Apiaú foi empregado por PINHEIRO et al (1981) e por SANTOS et al (1985) para referenciar uma intrusão máfica-ultramáfica do rio homônimo.

Atualmente, a CPRM desenvolve para o DNPM o Projeto Mucajaí, objetivando um melhor conhecimento dos granulitos Kanuku que ocorrem na região central de Roraima. Este trabalho inclui os primeiros resultados geocronológicos disponíveis dessa região.

DISTRIBUIÇÃO

Os granulitos de Roraima ocorrem predominantemente na zona central do território, prolongando-se descontinuamente em direção NE para a Guiana e descontinuamente para sul (ocorrências do Jufari e Jauaperi). Não foram uma faixa contínua como chegou a ser registrado em mapas esquemáticos anteriores (LIMA et al 1986), por exemplo, mas sim representam áreas de formas e dimensões diversas, circundadas por gnaisses de fácies anfibolito. A principal dessas áreas, cartografada em parte por FIGUEIREDO (1983), situa-se na região compreendida entre a Vila de Mucajaí e Caracaraí, com exposições contínuas ao longo da BR-174, prolongando-se para oeste dessa rodovia, na serra da Prata e na BR-230, até a região do rio Repartimento.

Outra área importante de terreno granulítico situa-se a leste da anterior, próxima à fronteira com a Guiana, na região do rio Urubu e serras da Cigana e Traquá. Em ambas as regiões, as rochas granulíticas estão con-

tinuamente associadas com um biotita-gnaiss de cor cinza clara, sendo possível, em pelo menos dois locais, quais sejam o entroncamento das rodovias BR-230 e BR-174 e onde a estrada RR-29 passa pelo bordo da serra Traquá, observar que aparentemente o charnockito é posterior ao gnaiss. A passagem de uma rocha para outra é brusca e a linha de contato é discordante do bandamento gnáissico. Na linha Brasil-Guiana, ao longo do rio Tacutu, não se observam extensas áreas granulíticas e o relacionamento dessas com os gnaisses é diverso. Ocorrem pequenos enclaves de granulitos máficos de granulação fina inclusos em gnaisses onde predomina o tipo augen e onde são evidentes os indícios de cisalhamento cuja direção preponderante é N40°E. Esse tipo de rocha pode corresponder aos Gnaisses Kusad (BARRON, 1966), presentes imediatamente ao sul da área-tipo do Grupo Kanuku.

Para facilitar a referência, propõe-se designar as duas áreas granulíticas abordadas, de Granulitos Serra da Prata e Granulito Serra da Cigana. Os primeiros, em seu limite norte, situado logo ao sul da Vila de Mucajaí, são cortados por um típico representante da Reativação Parguaizense: O Granito Mucajaí, cuja idade U/Pb corresponde a 1.544 ± 42 m.a. (SANTOS & OLSZEWSKI, em preparação). O limite oeste, na bacia do rio Ajarani é feito com granitóides foliados, possivelmente transamazônicos, que sustentam grande parte da Serra da Mocidade.

Uma terceira zona de ocorrência mantém a serra do Apiaú (erroneamente cartografada em todas bases planimétricas e radargramétricas disponíveis como "serra do Mucajaí"), distinta das demais por sua forma alongada, segundo N60°E, produto de intenso cisalhamento.

Os granulitos dos rios Jufari e Jauaperi estão em grande parte recobertos por sedimentos cenozóicos que constituem a planície (graben?) do baixo rio Branco.

PETROGRAFIA E CLASSIFICAÇÃO

Apesar de existir uma considerável variação composicional, os tipos predominantes correspondem a charnockitos e charnoenderbitos. Normalmente são rochas de granulação média a grossa, isotrópicas, sem orientação de seus constituintes mineralógicos, exceto em zonas de cisalhamento (Serra do Apiaú). Os feldspatos denotam caracteristicamente colorações com tendências para o verde e para o marrom, o que facilita a identificação destas rochas no campo. Estudos petrográficos e químicos disponíveis, não são representativos estatisticamente, pelo fato de terem sido selecionados exemplares de ocorrência mais restrita. Mesmo assim, observam-se tipos desde composição ultramáfica até granítica. Os ultramafitos são também muito típicos, mantendo as mesmas características gerais em amostras provenientes de locais bastante distantes. Trata-se de rocha de coloração verde-escura, inequigranular, com matriz fanerítica média e cristais maiores de 2 a 4 cm de comprimento. O mineral mais abundante é a hornblenda, conferindo à rocha uma classificação de campo de "hornblendito". A microscopia revela na matriz tanto clino como ortopiroxênio, além de indicar que a hornblenda originou-se em grande parte, dos piroxênios, constituindo a rocha um metapiroxenito (RM-144, RR-141, JF-138 e SL-64), ou meta-melagabro, quando o plagioclásio excede ligeiramente a 10%. Outros metapiroxenitos, equigranulares e de granulação fanerítica fina, foram descritos geralmente como piroxênio-anfibolitos (LG-12, SC-144).

Entre as rochas de composição básica, além de metanorito (EB-119b, RV-72 e RV-78), micronorito (LB-61), norito (JP-127) e metagabro (RV-36), merece destaque um corpo de hiperstênio-anortosito que ocorre na área do rio Repartimento (SL-176), o qual atualmente está sendo mapeado pelo Projeto Mucajaí (FREITAS, com. verbal). Entre as rochas charnockíticas com presença de quartzo, mais frequentes e com maior área de exposição, pode-se assinalar enderbitos (LB-27b, JF-244a e RB-24), quartzo-mangeritos (SS-46 e JO-58), jotunito (SS-43), mangeritos (MS-253a, SS-47), charnoenderbitos (MS-244), charnockito RM-143, EB-119a, RV-73, RB-40) e farsundito (PL-24). Assemelham-se sobremaneira, em termos composicionais, e seus equivalentes ígneos plutônicos, dos quais diferem pela presença de hiperstênio e pela textura granoblástica ou de tendência granoblástica.

QUIMISMO

Algumas amostras foram submetidas à análises químicas (Tabela 1), tendo sido calculada a composição normativa CIPW (Tabela 1). A partir desta, as amostras foram classificadas em diagrama QAP, conforme STRECKEISEN (1974). Foi feita distribuição de Ab entre A e P, conforme proposição de SANTOS in VEIGA JR (1977). Como se observa, a transformação pura e simples dos valores normativos de Qz, Ab, An e Or no diagrama QAP provoca um aumento artificial nos valores de P, tendendo os pontos a posicionarem mais a direita em relação a sua real posição. O emprego da correção de LE MAITRE (1976) não foi utilizado pois, conforme demonstrado por SANTOS in VEIGA JR et al (1977), o índice T desse autor causa um aumento anormal nos valores de A.

Os triângulos ACF, AFM, KCN e c-Al-Ak mostram um fracionamento linear bem caracterizado, desde o ponto 7 (RM-144), ultramáfica, até o ponto 8 (EB-119a), rocha mais supersaturada do conjunto (charnockito). Essa linearidade vem corroborar uma ortoderivação já postulada nos estudos petrográficos. O trend tipicamente toleítico registrado no triângulo AFM é confirmado no diagrama de MIYASHIRO (1974) posto que as relações FeO^*/MgO são elevadas quando confrontadas com os valores de SiO_2 , com nenhum exemplar posicionando-se no campo calcálico.

GEOCRONOLOGIA

Amostragem e técnicas laboratoriais

Foram selecionadas amostras de rocha para análises geocronológicas Rb/Sr e Sm/Nd na litoteca da CPRM-Manaus, procedentes dos projetos Norte da Amazônia (1973), Roraima (1974) e Mapas Metalogenéticos (1983). Os locais de origem dos exemplares foram visitados no campo pelos autores e novo lote de rochas foi colhido, estando presentemente sob processamento analítico. As amostras de zirconitas foram obtidas através do bateamento, no campo, de rocha alterada in situ, dispondo-se dos resultados do gnaisse de Serra Traquá, enquanto que as zirconitas extraídas de rochas charnockíticas estão com análises em andamento. O concentrado foi purificado por meio da separação dos minerais magnéticos com ímã comum e dos minerais leves em bromofórmio. A seguir, com emprego de separador magnético Franz, chegou-se a fração de zirconita pura. Amostra com 50 kg de rocha alterada foi suficiente para a obtenção de quantidade satisfatória do mineral.

As amostras de rocha foram pulverizadas em fração menor que 200 mesh e analisadas por fluorescência de Raios X para determinar as concentrações de Rb e Sr, como guia para selecionar as amostras. Rb e Sr após convertidos em nitratos foram analisados em espectrômetro de massa, na Universidade de New Hampshire, onde foram calculadas as isócronas. O diagrama U/Pb também foi elaborado nessa universidade, conforme metodologia descrita por GAUDETTE & OLSZEWSKI (1985).

Resultados obtidos

Cinco amostras de granulitos Kanuku foram analisadas para Rb/Sr e Sm/Nd (FF-18, PL-24, RB-24, MP-27 e MP-39). Os resultados Rb/Sr estão plotados na Figura 5, conduzindo a uma idade de 2.019 ± 1 m.a., com uma relação inicial de $0,7059 \pm 0,0016$. Não é possível dizer se essa idade representa a idade de uma intrusão ou a idade do metamorfismo. Como essa idade é semelhante ao valor obtido pelo método U/Pb em gnaisse, é possível que não exista diferença significativa entre as épocas de magmatismo e metamorfismo. A relação inicial de $0,7059$ é relativamente baixa, porém mais elevada que os valores típicos de $^{87}Sr/^{86}Sr$ do manto superior no Proterozóico Inferior (± 2.000 m.a.). Este fato sugere uma derivação destas rochas de material crustal ou então de material derivando do manto contaminado por rochas crustais. As informações Sm/Nd certamente irão ajudar a esclarecer esses pontos. O primeiro diagrama Sm/Nd obtido, todavia, revelou pontos bastante espalhados e uma isócrona com ± 607 m.a. de variação possível. Presentemente estão sendo efetuadas separações mineralógicas, fazendo-se determinações de Sm e Nd em piroxênios, visando a

boração de melhores isócronas.

Zirconitas provenientes de gnaiss geográficamente relacionado ao Grupo Kanuku (JO-01) foram submetidas à datação U/Pb, cujo diagrama é exibido na Figura 4. A interceptação superior nesse diagrama de concordância corresponde a 1.943 ± 7 m.a., enquanto a inferior indica 28 ± 93 m.a. As zirconitas datadas são prismas alongados, euédricos a subédricos, incolores a rosa claro. Não há evidências de zonação, núcleos ou crescimentos metamórficos, tendo características ígneas. Como a rocha é gnáissica e as zirconitas são de características ígneas, supõe-se que o gnaiss possa apresentar uma intrusão sintectônica.

Diversas amostras de zirconitas Kanuku estão sendo presentemente analisadas. Com um maior espectro de resultados U/Pb e Sm/Nd haverá condições de melhor esclarecer a origem do Grupo Kanuku.

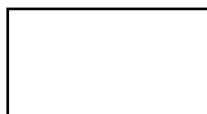
A priori, trata-se de primeira comprovação da presença de extensos terrenos de idade mínima transamazônica em toda a Amazônia Ocidental, lembrando sempre o conceito básico de SANTOS in SCHOBENHAUS (198), limitando o Proterozóico Inferior e consequentemente o ciclo Transamazônico ao início do Magmatismo Uatumã (pós-Transamazônico). Idades mais jovens que 1.9 b.a. são portanto pós-Transamazônicas.

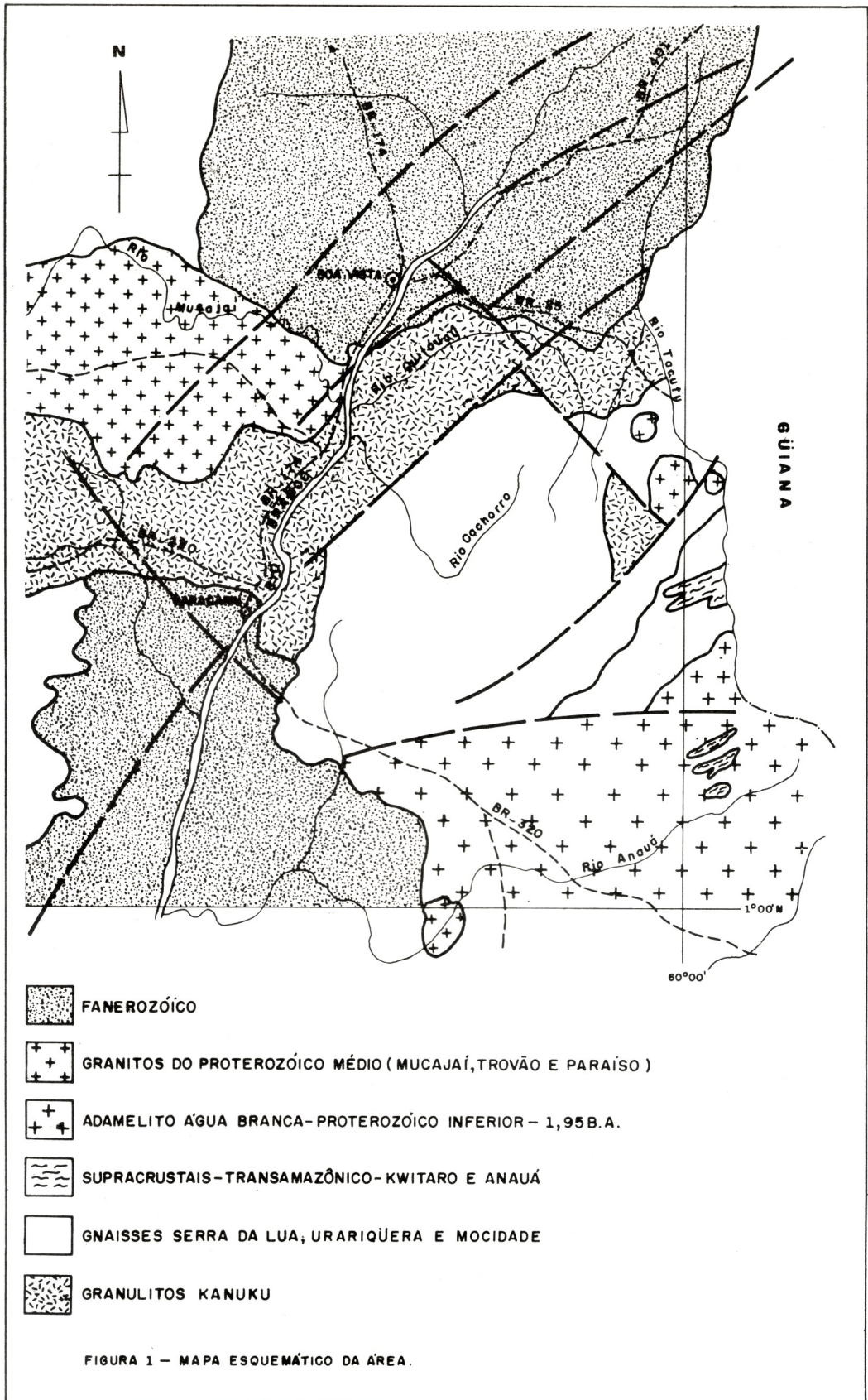
Fica patente a correlação direta do Grupo Kanuku no Brasil com essa unidade na Guiana e com o Grupo Coeroeni (pronuncia-se Curúni) no Suriname, cuja isócrona Rb/Sr obtida por PRIEM et al (1977) equivale a ± 2.000 m.a. (2.042 ± 97 m.a. corrigido para $^{87}\text{Rb} = 1,42 \times 10^{-11}$)

BIBLIOGRAFIA

- ARANTES, J. & MANDETA, P. - Reconhecimento geológico ao longo dos rios Auaris, Parima, Araça, e Uraricoera. Belém, DNPM, 1970. 10p. Dátilo grafado.
- BARRON, C.N. - Notes on the stratigraphy of Guyana. (abstract). In: GUYANA GEOLOGICAL CONFERENCE, 7ª Paramaribo, 1966. Proceedings ...Paramaribo, Geological Survey Guyana, 1966. p. 101.
- BOMFIM, L.F.C. et alii - Projeto Roraima; Relatório Final. In: BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Departamento Nacional da Produção Mineral. Manaus, Convênio DNPM/CPRM, Relatório Inédito /s.ident./, 10 v., 1974.
- BRAUN, O.P.G. - Projeto Roraima, 2ª fase. Levantamento geológico integrado; relatório de mapeamento preliminar ao milionésimo correspondente à Fotointerpretação Preliminar. Manaus, DNPM/CPRM. jul.1973, 218 p.
- CRAWFORD, F.D. et alii - Geology and exploration in the Takutu graben of Guyana. Oil & Gas Journal, 5: 122-129, 1984.
- DALL'AGNOL, R. & DREHER, A.M. - Petrografia e Amostragem do Bloco D-IV. Belém, Projeto RadamBrasil, 1975. 83 p. (Relatório Interno, 29-G).
- FARACO, M.T.L. - Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais. Folhas NA.20-X-B/NA.21-V-A, Uraricoera/Conceição do Maú, escala 1:250.000. Manaus, CPRM/DNPM, 1983. 1 v.
- FIGUEIREDO, E.S. - Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais. Folhas NA.20-X-D/NA.21-V-C, Boa Vista/Rio Tacutu, escala 1:250.000. Manaus, CPRM/DNPM, 1983, 1 v.
- GAUDETTE, H.E. & OLSZEWSKI, Jr., W.J. - Geochronology of the basement rocks, Amazonas Territory, Venezuela and the tectonic evolution of the western Guiana Shield. Geologie en Mijnbouw, 64: 131-143, 1985.
- LE MAITRE, R.W. - Some problems of projecting chemical data into mineralogical classifications. Contrib. Mineral. Petrol., 56: 181-189, 1976.
- LE MAITRE, R.W. - A proposal by the Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks for a chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica (TAS) diagram. Australian Journal of Earth Sciences, 31, 243-255, 1984.
- LIMA, M.I.C. et alii - Folha NA/NB.22-Macapá. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAM. Levantamento de Recursos Naturais, Rio de Janeiro, 1974, v.6.
- LIMA, M.I.C. et alii - Cinturões granulíticos da porção setentrional do

- Craton Amazônico. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 1, Belém, 1982. Anais do..., Belém, Soc. Bras. Geol., Núcleo Norte, 1982. 269p. il. v.1, p.147-162.
- LIMA, M.I.C. de et alii - Os terrenos de alto grau do Craton Amazônico, In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34º, Goiânia, GO. 1986. Anais do..., Soc. Bras. Geol., 1986. v.2, 751-762.
- MANDETTA, P. - Datações Geocronológicas de Rochas do Território Federal de Roraima; Estágio em mai./jun. 1970 no Centro de Pesquisa Geocronológico da Universidade de S. Paulo. BRASIL. DNPM/DGM. Relatório Inédito, Belém, nº 1472, 1970. il.
- MANDETTA, P. & BOMFIM, L.F.C. - Reconhecimento geológico dos rios Cachorro, Quitauau e Cujubim. Manaus, CPRM, 1971. (Relatório Progressivo).
- McCONNELL, R.B. - Provisional Geological Map of British Guyana. 1:100.000, Geol. British Guyana, 1962.
- MONTALVÃO, R.M.G. de et alii - Geologia da Folha NA.20-Boa Vista e parte das folhas NA.21-Tumucumaque, NB.20-Roraima e NB.21. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. Folha NA.20-Boa Vista e parte das folhas NA.21-Tumucumaque, NB.20-Roraima e NB.21. Rio de Janeiro, 1975. il. (Levantamento de Recursos Naturais, 8).
- MUNIZ, M. de B. & DALL'AGNOL, R. - Geologia do Território Brasileiro nas Folhas Boa Vista (NA.20), Roraima (NB.20/21) e parte da Folha Tumucumaque (NA.21). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28º, Porto Alegre, RS. 1974. Anais do..., Soc. Bras. Geol., 1974. v.4, 247-267.
- PINHEIRO, S. da S. et alii - Projeto Catrimani-Urariquera; Relatório de Progresso. BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Departamento Nacional da Produção Mineral. Manaus, Convênio DNPM/CPRM, Relatório Inédito /s.ident./, 3 v., 1981.
- RAMGRAB, G.E. & DAMIÃO, R.N. - Reconhecimento geológico dos rios Anauá e Barauana; Território Federal de Roraima. Manaus, DNPM-5º Distrito-Norte, Relatório Inédito /s.ident./, 40 p. il. 1970.
- SANTOS, J.O.S. & REIS NETO, J.M. - Algumas idades de rochas graníticas do Craton Amazônico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32º, Salvador, BA, 1982. Anais do..., Salvador, Soc. Bras. Geol., 1982. p. 339-348, v.1.
- SANTOS, J.O.S. et alii - Projeto Norte da Amazônia; Domínio Baixo Rio Negro; Relatório Integrado. In: BRASIL, Ministério das Minas e Energia. Departamento Nacional da Produção Mineral. Manaus, Convênio DNPM/CPRM. Relatório Inédito, /s.ident./, 1974. 15 v.
- SANTOS, J.O.S. et alii - Associações máficas-ultramáficas magnesianas na Plataforma Amazônica. In: SIMPÓSIO AMAZÔNICO, 1, Venezuela, 1985. Memoria do..., Venezuela, Dirección General Sectorial de Minas y Geología, 1985. 768 p. il. (Boletín, 10) p. 290-307.
- STRECKEISEN, A. - How should charnockitic rocks be named? Centenaire de la Société Géologique de Belgique Geologie des Domaines Cristallins, Liège, 349-350, 1974.
- VEIGA JUNIOR, J.P. - Projeto Sulfetos do Uatumã; Relatório Final. In: BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Departamento Nacional da Produção Mineral. Manaus, Convênio DNPM/CPRM, Relatório Inédito /s.ident./, 1979, 6 v.





COMPOSIÇÃO QUÍMICA E NORMATIVA DE ROCHAS GRANULÍTICAS

AMOSTRA PARÂMETRO	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	MS244	MS253A	SS43	SS46	SS47	RM143	RM 144	EB119A	EB119B	J056
SiO ₂	64,40	62,00	58,20	65,00	57,80	67,80	42,40	75,00	49,10	63,60
Al ₂ O ₃	13,30	16,80	18,20	15,80	15,30	14,20	7,90	12,60	16,80	14,80
Fe ₂ O ₃	2,52	2,01	2,75	2,31	2,21	1,95	4,02	1,40	2,91	2,92
FeO	5,21	3,91	3,39	2,79	8,15	2,28	8,40	1,00	9,65	3,51
CaO	6,10	2,30	5,20	2,10	4,30	2,10	11,10	0,90	9,00	2,80
MgO	1,70	0,10	1,30	0,50	1,40	0,40	11,50	0,30	6,50	0,70
K ₂ O	1,20	6,80	4,00	5,80	4,90	4,80	0,40	5,40	1,00	5,50
Na ₂ O	3,80	4,80	4,70	4,30	4,60	3,80	1,10	2,90	3,00	3,90
MnO	0,20	0,10	0,20	0,10	0,30	0,10	0,30	0,10	0,20	0,10
TiO ₂	1,00	0,50	1,50	0,80	0,70	2,00	2,50	0,40	1,40	1,40
H ₂ O	0,20	0,30	0,20	0,20	0,10	0,10	0,10	0,30	0,20	0,40
QUARTZO	22,58	2,34	3,62	12,47	-	23,59	-	34,99	-	13,64
ORTOCLÁSIO	7,14	40,48	23,78	34,46	29,07	28,54	2,37	31,91	5,94	32,77
ALBITA	32,36	40,91	40,01	36,58	39,07	32,35	9,35	24,54	25,51	33,27
ANORTITA	15,78	4,24	16,48	6,71	6,65	7,55	15,49	4,46	29,55	6,68
CORINDON	-	-	-	-	-	-	-	0,35	-	-
DIOPSÍDIO	12,27	6,41	7,38	3,16	12,70	-	32,80	-	12,56	6,06
WOLLASTONITA	-	-	-	-	-	1,22	-	-	-	-
HIPERSTÊNIO	4,28	1,73	1,49	1,73	3,18	-	1,02	0,95	8,67	0,64
MAGNETITA	3,65	2,92	3,99	3,35	3,20	1,84	5,82	2,03	4,23	4,24
ILMENITA	1,91	0,96	2,87	1,53	1,33	3,82	4,77	0,76	2,67	2,68
HEMATITA	-	-	-	-	-	0,68	-	-	-	-
OLIVINA	-	-	-	-	4,78	-	28,25	-	10,80	-

OBSERVAÇÕES: P₂O₅ NÃO DETERMINADO.

A COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA É NORMATIVA CIPW.

Fe⁺⁺ e Fe⁺⁺⁺ REDISTRIBUÍDOS SEGUNDO LE MAITRE (1980).

TABELA 1

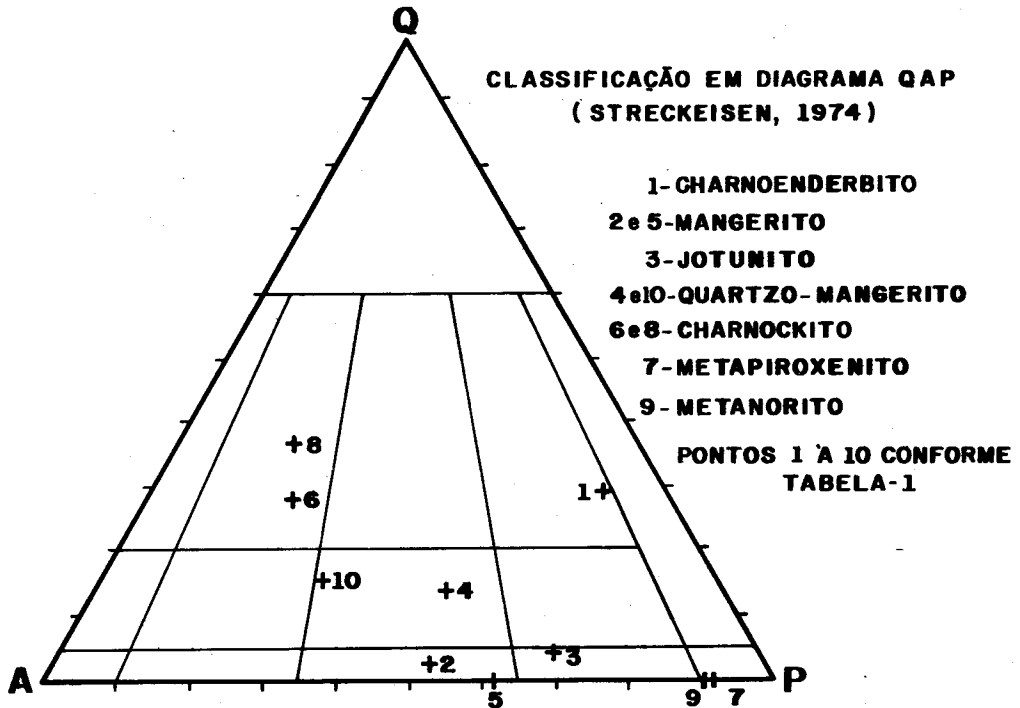


FIGURA - 2

ANÁLISES ISOTÓPICAS - TABELA 2

AMOSTRA	Pb	U	Rb	Sr	207	206	87	87
					Pb	Pb	Rb	Sr
					238U	238U	Sr	Sr
J0-1-1	80,79	275,03			4,4808	0,2735		
J0-1-2	88,92	259,59			5,2597	0,3206		
J0-1-3	92,13	273,30			5,1849	0,3156		
FF-18			6,22	401,65			0,04477	0,70689
PL-24			130,60	176,26			2,15732	0,77369
RB-24			28,51	436,50			0,189	0,71130
MP-27			373,55	38,68			30,3254	1,58174
MP-39			132,25	153,62			2,5057	0,77380

OBS. RESULTADOS EM PPM

**COMPORTAMENTO QUÍMICO DE GRANULITOS KANUKU
EM DIAGRAMAS TRIANGULARES**

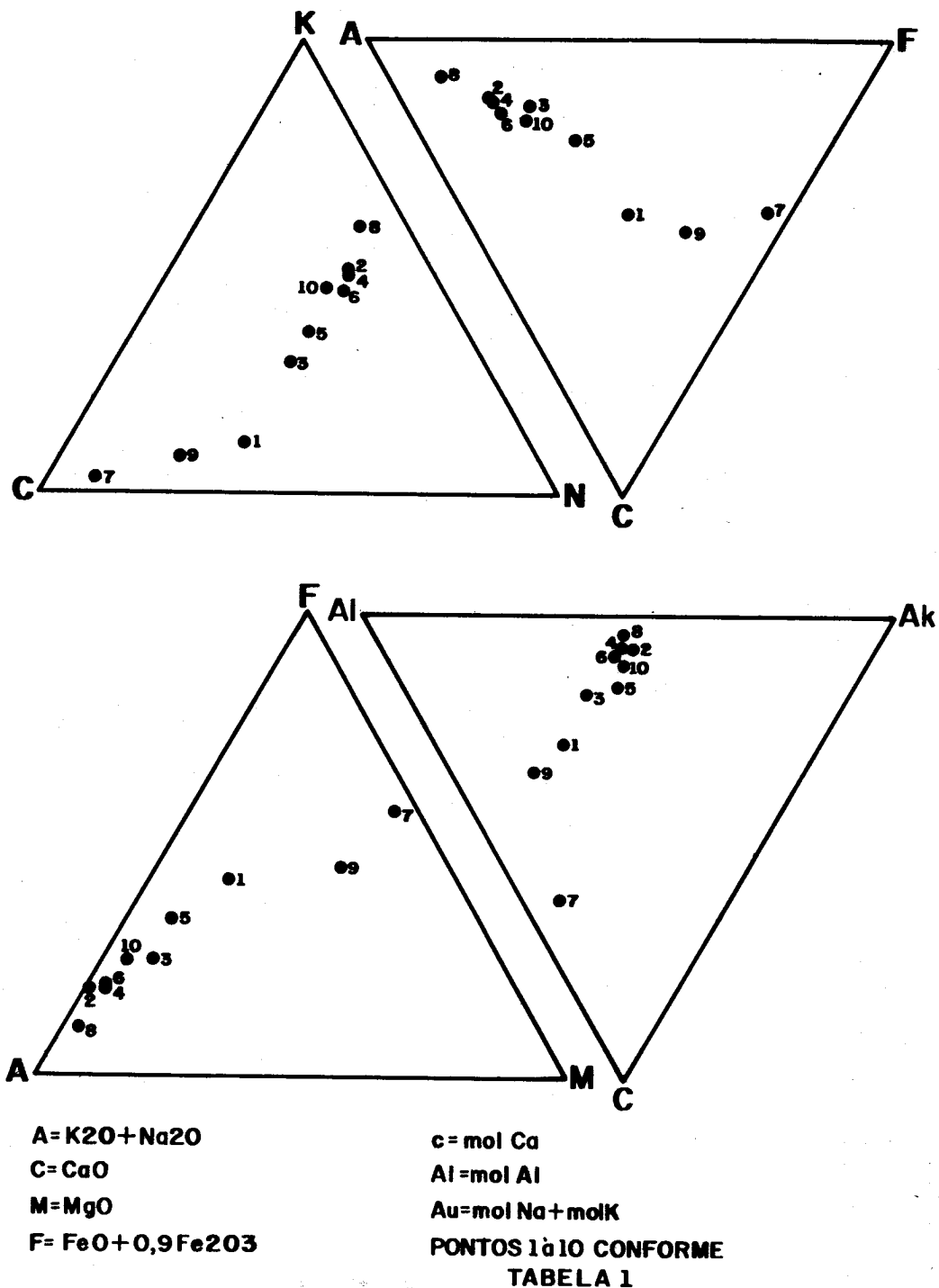
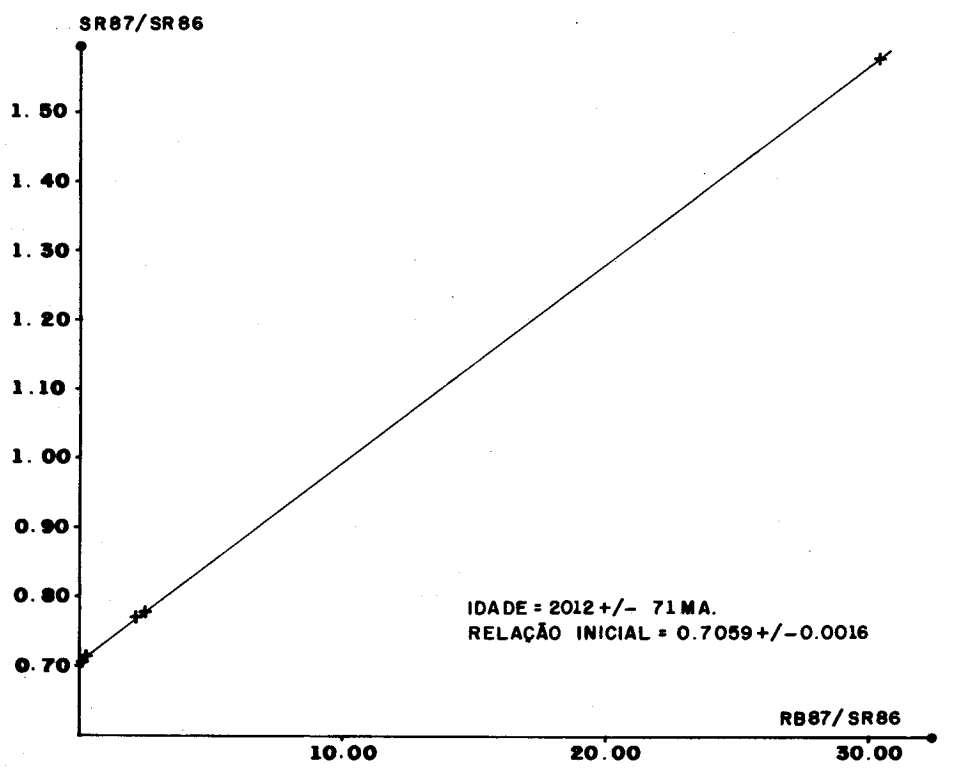
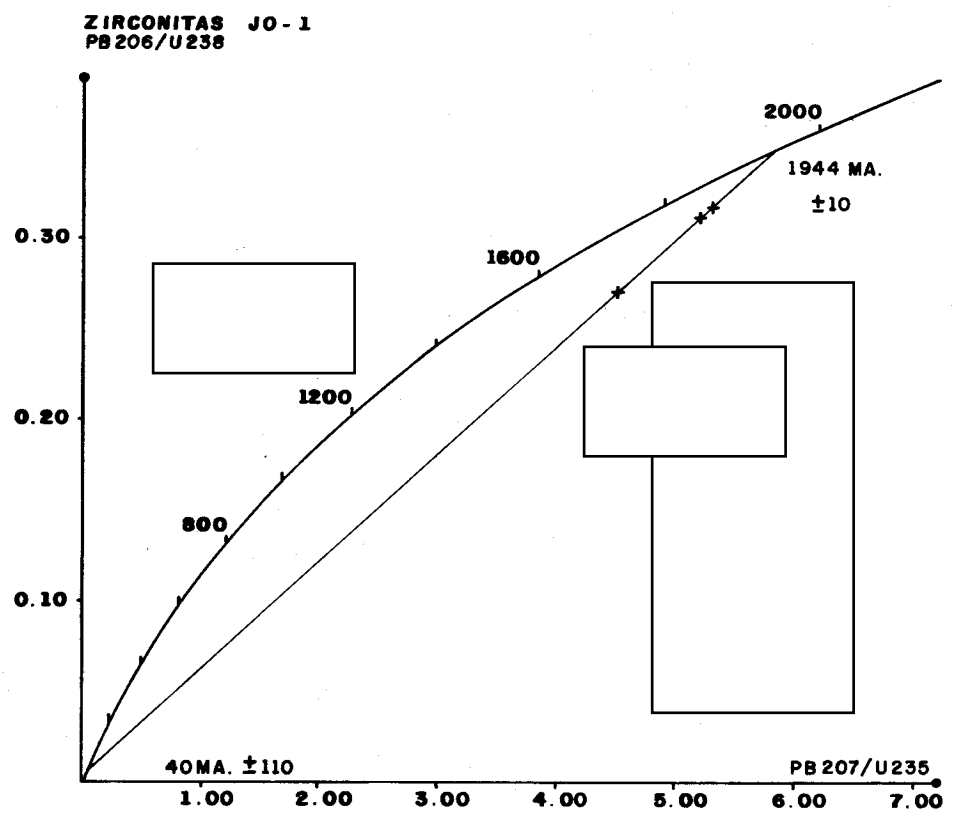


FIGURA 3

FIGURA 4 - DIAGRAMAS U/Pb e Rb/Sr



**A SUBDIVISÃO DO GRUPO SUAPI NO CONTEXTO DO SUPERGRUPO RORAIMA,
PORÇÃO SETENTRIONAL DO T. F. DE RORAIMA**

Nelson Joaquim Reis – CPRM

Sandoval da Silva Pinheiro – CPRM

Hilton Tulio Costi – CPRM

Carlos Emanuel de Souza Cruz – PETROBRÁS/CENPES

ABSTRACT

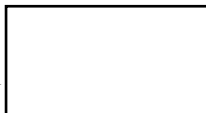
Presently, the Suapi Formation is taken such as a group, now subdivided in four formations, named from bottom to top, Verde, Pauré, Nicarã and Quinô. This unit constitutes a very impressive 450 meters thick sedimentary strata, whose principal characteristic is marked by intercalation of pelitic and sandy sediments, which differ from Arai (lower) and Uailã (upper) formations, that belong to Roraima Supergroup too. The subunits of Suapi Group will be studied to future subdivisions between members, where show lithological and faciological variations to be mapped distinctly. A deltaic depositional system related to Suapi unit is proposed here, based in sedimentological evidences.

INTRODUÇÃO

O Projeto Caburai (PINHEIRO et alii, no prelo) foi criado com o objetivo de se realizar o mapeamento geológico, escala 1:100.000, de uma das mais interessantes coberturas sedimentares de idade proterozóica média do Cráton das Guianas. O estudo destes sedimentos, atribuídos na atualidade ao Supergrupo Roraima, proporcionou uma melhor identificação litológica de suas unidades constituintes, conduzindo a uma subdivisão litostratigráfica e reconhecimento faciológico compatível com a escala de trabalho. Além do mais, criou-se a possibilidade do reconhecimento daqueles níveis mais enriquecidos em ouro e diamante, fundamentando-se na real expressão de seus ambientes deposicionais, e abrindo novos rumos à metalogenia de outras correlatas coberturas sedimentares.

A área de trabalho possui aproximadamente 5360 km², estando recoberta pelas folhas NB.20 (quadrículas Z-D-II, Z+D-III e Z-D-VI e Z-B-V e Z-B-VI) e NB.21 (quadrículas Y-C-IV e Y-A-IV), situando-se na extrema porção setentrional do Território Federal de Roraima, limitada pelos paralelos 4°20' e 5°20' e meridianos 61°00' e 59°45' (figura 1).

A recente subdivisão proposta para o Supergrupo Roraima (PINHEIRO et alii, no prelo), é fruto do amadurecimento das investigações anteriores de SANTOS & D'ANTONA (1984), SANTOS (1985), REIS et alii (1985) e CASTRO & BARROCAS (1986).



ESTRATIGRAFIA DA ÁREA

O Supergrupo Roraima está subdividido, da base para o topo, na Formação Arai, Grupo Suapi, Formação Uailã e Formação Matauí, perfazendo um total aproximado de 3500 metros de sedimentos. Repousa discordantemente sobre os vulcanitos do Grupo Surumu, sendo seccionado por diques básicos mesozóicos da Suíte Básica Apoteri, e intrudido por quatro níveis bem caracterizados de "sills", informalmente denominados Cotingo (base), Pedra Preta, Cipó e Monte Roraima (topo), identificados em relação direta às respectivas unidades sedimentares do supergrupo. Sedimentos terciários da Formação Trincheira, bem como depósitos recentes e sub-recentes completam a estratigrafia da área (figura 2).

GRUPO SUAPI

Histórico - Esta unidade sedimentar foi primeiramente citada por BOUMAN (1959) como "Membro Suapi", identificando uma sequência constituída essencialmente por pelitos e secundariamente por arenitos friáveis, tendo o autor realizado observações à norte do garimpo do rio Suapi, vale do rio Quinô e região da serra Verde.

MONTALVÃO et alii (1975) elevaram aqueles membros de BOUMAN (op.cit.) à categoria de formação em correspondência à proposição de Grupo Roraima efetuada por REID (1972) na Venezuela.

REIS et alii (1985) em atenção à litoestratigrafia da bacia do rio Quinô, subdividiram a Formação Suapi em quatro membros: Verde (base), Pauré, Carmã e Nicarã.

Atualmente, PINHEIRO et alii (op.cit.) elevaram a Formação Suapi à categoria de grupo, por sua vez subdividido nas formações Verde, Pauré, Nicarã e Quinô, sendo que o "Membro Carmã" de REIS et alii (op.cit.) foi incorporado a uma única unidade, Formação Nicarã, conforme recomendação daqueles autores. A Formação Quinô, constituída quase na sua totalidade por psamitos e psefitos, é análoga à Formação Pauré no que se refere a sua constituição litológica e ambiente deposicional, evidenciando concomitantemente às subunidades Verde e Nicarã, um espesso pacote sedimentar cuja característica principal e marcante está na notável intercalação pelitos-arenitos, distinta das unidades Arai (inferior) e Uailã (sobrejacente). Deste modo, identificam-se estas quatro formações como pertencentes ao Grupo Suapi, sendo susceptíveis a futuras subdivisões a nível de membros, pois apresentam variações litológicas e faciológicas passíveis de serem mapeadas distintamente.

Ambas as formações têm sido extensivamente reconhecidas desde a fronteira com a Venezuela a oeste, até à fronteira com a Guiana (rio Maú) a leste, em contínuas exposições que as caracterizam como um "marker" estratigráfico.

Os sedimentos pelíticos (siltitos, argilitos, folhelhos e arenitos finos) das formações Verde e Nicarã, modelam-se na forma de relevo suave, encontrando-se em colinas, "hogbacks" e "cuestas", com desenvolvimento de uma drenagem com pronunciado ravinamento, sendo que a Formação Nicarã constitui a rocha encaixante do "sill" Pedra Preta. Aqueles arenosos (quartzo-arenitos, arenitos arcoseanos e conglomeráticos e conglomerados) das formações Pauré e Quinô, afloram em contrafortes de extensas serranias, não sendo comum aflorar em superfície, estando recoberta respectivamente por sedimentos pelíticos das formações Nicarã e Uailã (tufo principalmente).

Estima-se uma espessura em torno de 450 metros para o Grupo Suapi, reservando-se para as formações Verde, Pauré, Nicarã e Quinô, respectivamente 50, 50, 150 e 200 metros. Regionalmente, suas camadas mergulham com aproximadamente 18°NE, sendo que os contatos entre as respectivas subunidades são litológicos e gradacionais, fornecendo uma disposição

paralela dos estratos que compõem topo e base respectivamente. A relação pelito/arenito resulta de uma mudança no regime deposicional, mas que à priori, registrou-se em um curto intervalo de tempo, não oferecendo condições a processos erosivos que levassem a instalar uma possível discordância angular e/ou erosiva que, se presente, poderia estar aferida no âmbito regional da bacia sedimentar Roraima, e onde as relações de contato não encontrar-se-iam claras nem representativas.

História deposicional - O Grupo Suapi assinala períodos de transgressão e regressão marinha, identificados no final da deposição da Formação Arai, e instalado com a entrada do "Mar Verde", em alusão aos sedimentos marinhos da Formação Verde (figura 3).

De característica essencialmente deltaica, a Formação Verde tem sido assim reconhecida através da identificação de suas compartimentações faciológicas de ambientes prodeltaico e de frente deltaica (figura 4A).

A facies prodeltaica compreende a zona de transição entre os depósitos da parte mais distal das barras de foz de canais distributários e os pelitos de fundo. As argilas e siltes depositaram-se por suspensão, gerando pacotes finamente laminados, estando regidas por um regime de fluxo de baixa energia, com periódicas incursões de material levemente mais grosseiro. CASTRO & BARROCAS (1986) assinalaram a presença de ondulações truncadas ("hummockys", WALKER, 1979) associadas a marcas onduladas e interlaminações "wavy". Estas estruturas organizaram-se em delgadas sequências progradantes, podendo ser atribuídas à barras de costa afora ("offshore"), formadas por tempestitos (DELLA FÁVERA, 1984). Estes afetaram em grande escala os sedimentos litorâneos, erodindo e distribuindo-os na plataforma marinha.

A facies de frente deltaica, fluvialmente dominada, representa-se através de sequências silte-argilosas (ritmitos), com desenvolvimento de laminação plano-paralela e "climbing-ripples" unidirecionais. Os arenitos de granulação fina, micáceos, constituem corpos sigmoidais amalgamados, com laminações cruzadas cavalgantes na base, formadas por fluxos homocinéticos e depositados afastados da desembocadura dos rios. As barras de foz de canais distributários apresentam intercamadamente de arenitos finos a muito finos, com siltitos subordinados, evidenciando franca laminação plano-paralela.

Os ciclos granocrescentes ("coarsing upward") que iniciam-se com pelitos de prodelta e finalizam com arenitos fluviais ou de canais distributários, marcados pelo aréscimo gradual do aporte arenítico, caracterizam os depósitos de barra de foz de canais distributários.

O delta em questão, foi construído através de uma ativa progradação com término do avanço da frente deltaica siltico-arenosa sobre os pelitos prodeltaicos.

Os litótipos da Formação Pauré interrelacionam-se a facies de frente deltaica (figura 4B), sendo compatíveis a uma regressão marinha, onde identificam-se canais distributários cujas paleocorrentes direcionam-se para SW. São visíveis naqueles sedimentos grosseiros (arenitos conglomeráticos e conglomerados), estratificações cruzadas tangenciais, com "drapes" argilosos entre os "sets", possivelmente relacionados à baías interdistributárias, apesar da ausência de material carbonoso. Os arenitos arcoseanos, bem selecionados, granulação média, com estratificações cruzadas de médio porte e arranjo de fluxo de grãos, são identificados como dunas eólicas. CASTRO & BARROCAS (1986) assinalaram neste pacote de finos, estratificações cruzadas acanaladas e tabulares/sigmoidais ou laminação plano-paralela, fazendo referência às raras intercalações muito finas e silticas que ocorrem no topo da seção. As estruturas festonadas naqueles arenitos grosseiros são predominantemente de natureza fluvial entrelaçada, com retrabalhamento eólico na porção mediana desta unidade. Uma nova transgressão marinha está representada através de uma sequência areno-pelítica (arenitos muito finos e siltitos), finamente lamina

da e que constitui espessos pacotes tabulares, sendo identificada como ritmitos de frente deltaica turbidítica, representando depósitos de suspensão e apresentando ciclos Tbcde (BOUMA, 1962). Representa a parte distal da referida facies, e relaciona-se à Formação Nicarã (figura 4C). Nestes ritmitos, as camadas apresentam contatos planos entre os arenitos finos e siltitos, constituindo a nível de observação de detalhe, um ciclo granodecrescente. Laminações cruzadas cavalgantes são visíveis na sequência Tc de BOUMA. Os ritmitos, geneticamente comparáveis a turbiditos, podem ser relacionados com a facies de frente deltaica, na sua parte mais distal das barras de canais distributários, e provavelmente barras de costa afora (tempestitos).

A Formação Quinô assinala um período regressivo identificado através das facies fluvial e eólica associadas, definindo uma zona transicional (frente deltaica) entre o topo da referida unidade e a base da Formação Uailã (figura 4C).

A facies fluvial entrelaçada representa-se por uma sequência arenosa conglomerática, com abundante estratificações cruzadas acanaladas e estruturas festonadas em "sets" com marcante granodecrescência ascendente e direção de paleocorrente para SW (260°, 240° e 290°). Estabelecem possíveis dunas subaquosas e respectivas barras longitudinais e transversais, representadas por quartzo-arenitos com estratificações cruzadas tabulares. Esta facies secciona erosionalmente os depósitos de suspensão de frente deltaica turbidítica da Formação Nicarã (subjacente). Associam-se arenitos arcoseanos com níveis centimétricos de conglomerados intraformacionais, sugerindo a presença de "wadis" nesta facies eólica. São sedimentos muito finos, cuja seleção dos grãos apresenta excelente uniformidade.

Em direção ao topo da sequência, são verificados arenitos finos a médios, com geometria de lobos sigmoidais, apresentando medidas de paleocorrentes diversas (N, NE e E), porém dominantes em NE. Os arenitos médios são gradacionais a arenitos finos a muito finos, que organizam-se segundo "sets" tabulares com ondulações clino-ascendentes na base. A migração ascendente dos "foresets" reforça a natureza sigmoidal dos depósitos. "Drapes" e "flasers" argilosos são verificados entre os "cosets". CASTRO & BARROCAS (1986) assinalaram uma origem fluvial (com menor energia que os anteriores) ou flúvio-estuarina para esses sedimentos.

Seguem arenitos muito finos interlaminados com folhelhos, com marcas de onda e bioturbação, sugerindo ambiente transicional (frente deltaica) e possivelmente marinho raso. Esta facies constitui um nível transgressivo e de provável extensão regional na Formação Uailã (sobrejacente), haja visto a identificação de zonas litorâneas com a formação de praias e dunas eólicas costeiras.

CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

O Grupo Suapi representa uma sedimentação em ambiente deltaico, subambientes de prodelta (Formação Verde), frente deltaica (formações Pauré e Quinô) e frente deltaica turbidítica (Formação Nicarã). Períodos de transgressão e regressão marinha estão evidenciados através de estruturas produzidas por ondas de tempestades, sequências turbidíticas e estratificações cruzadas acanaladas, tabulares e sigmoidais, atestando a instalação e saída do "Mar Verde".

A íntima relação deposicional entre os sedimentos das formações Quinô (topo do Grupo Suapi) e Uailã (sobrejacente, e definida unicamente através da ocorrência de níveis de tufo cineríticos), atesta que faciológicamente estas unidades estão interrelacionadas, existindo apenas litotratigraficamente como formações distintas.

Os níveis conglomeráticos das formações Pauré e Quinô, representam excelente reservatório à prospecção de ouro e diamante, haja visto suas

ações com o sistema fluvial instalado em tempo da deposição dos sedimentos da Formação Arai, cuja maior fonte econômica encontra-se naqueles pacotes conglomeráticos do Membro Superior.

Os sedimentos pelíticos da Formação Verde (marinho), tem sido prospectados para ouro na região da serra Verde (setor oeste da área), no entanto a pesquisa em similares litótipos de outras áreas ainda permanece duvidosa. Estudos a respeito da ocorrência de ouro na água do mar, demonstraram que este elemento não existe apenas sob a forma de íons cloro-aúricos, mas também sob a forma de partículas coloidais. Constatou-se também a grande riqueza em ouro nas águas da costa em relação às águas de mar profundo.

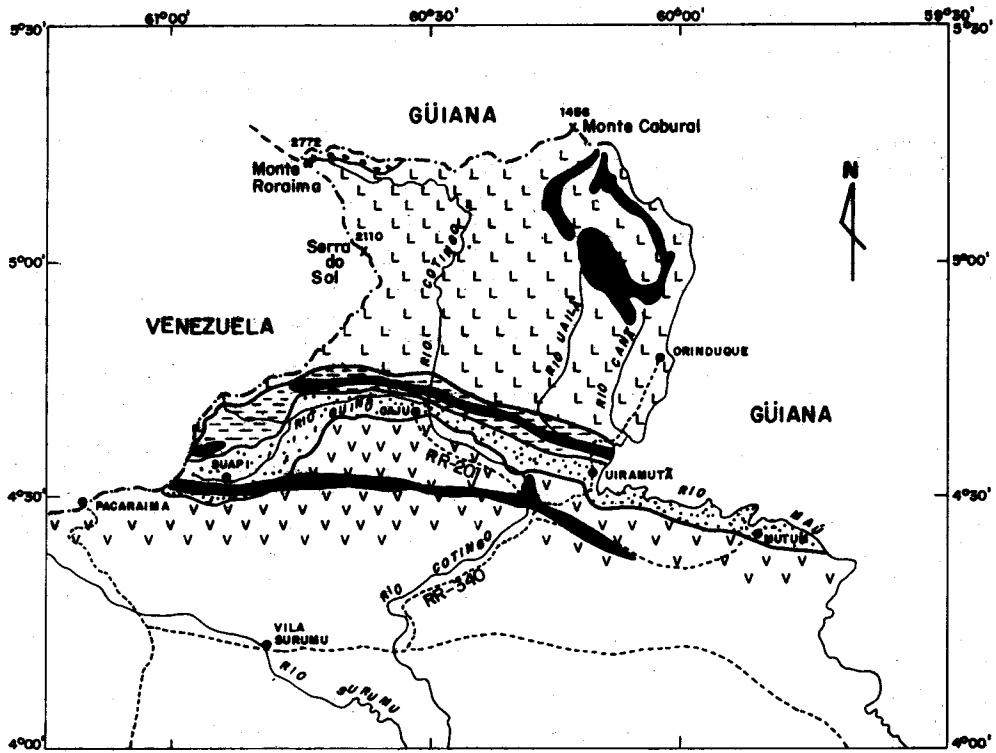
BIBLIOGRAFIA

- BOUMA, A.H. - Sedimentology of some flysh deposits, a graphic approach to facies interpretation. Amsterdam, Elsevier. 1962. 168 p.
- BOUMAN, Q.C. - The Roraima Formation: northern of Territorio do Rio Branco. Belém, PETROBRÁS/RENOR, jul. 1959. 17 p. (Relatório Interno, 350A).
- CASTRO, J.C. de & BARROCAS, S.L.S. - Facies e ambientes deposicionais do Grupo Roraima. Rio de Janeiro, PETROBRÁS/CENPES, fev. 1986. 20 p.
- DELLA FÁVERA, J.C. - Eventos de sedimentação episódica nas bacias brasileiras. Uma contribuição para atestar o caráter pontuado do registro sedimentar. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33ª, Rio de Janeiro, RJ. 1984. Anais ... Rio de Janeiro, Sociedade Brasileira de Geologia, 1984. pp. 489-501.
- MONTALVÃO, R.M.G. de; MUNIZ, M. de B.; ISSLER, R.S.; DALL'AGNOL, R.; LIMA, M.I.C. de; FERNANDES, P.E.C.A. & SILVA, G.G. da - Geologia da folha NA.20-Boa Vista e parte das folhas NA.21-Tumucumaque, NB.20-Roraima e NB.21. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. Folha NA.20-Boa Vista e parte das folhas NA.21-Tumucumaque, NB.20-Roraima e NB.21. Rio de Janeiro, 1975. il. (Levantamento de Recursos Naturais, 8).
- PINHEIRO, S. da S.; REIS, N.J. & COSTI, H.T. - Projeto Caburai, Relatório Final. BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Departamento Nacional da Produção Mineral. Manaus, Convênio DNPM/CPRM, Relatório I inédito. /s. ident./., no prelo. il.
- REID, A.R. - Stratigraphy of the type area of the Roraima Group, Venezuela. In: CONFERÊNCIA GEOLÓGICA INTERGUYANAS, 9ª, Guyana, 1972, Memória ... Guyana, Ministério das Minas e Hidrocarburos, 1972. (Boletim de Geologia. Publ. Especial 6). pp. 343-353.
- REIS, N.J.; PINHEIRO, S. da S. & CARVALHO, J.E. - Subdivisão litoestratigráfica da Formação Suapi - Grupo Roraima - Território Federal de Roraima. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2ª, Belém, PA. 1985, Anais ... Belém. Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo Norte 1985, v.1, pp. 408-420.
- SANTOS, J.O.S. & D'ANTONA, R. de J.G. - A Formação Arai e a subdivisão do Grupo Roraima. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33ª, Rio de Janeiro, RJ. 1984. Anais ... Rio de Janeiro, Sociedade Brasileira de Geologia, 1984. pp. 1162-1173.











SANTOS, J.O.S. - A subdivisão estratigráfica do Grupo Roraima. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2º, Belém, PA. 1985. Anais ... Belém Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo Norte, 1985, v.1, pp. 421-431.

WALKER, R.G. - Shallow marine sands. In: WALKER, R.G., ed. Facies Models. Toronto, Geoscience Canada. 1979. pp. 75-90. (Reprint Series, I).

LOCALIZAÇÃO DA ÁREA



CONVENÇÕES

-  Diabásio Avanavero
-  Formação Matauí
-  Formação Uaiã
-  Grupo Suapi
-  Formação Arai
-  Grupo Surumu
-  Estrada
-  Limite Internacional
-  Rios
-  Vilas

LOCALIZAÇÃO DA FOLHA

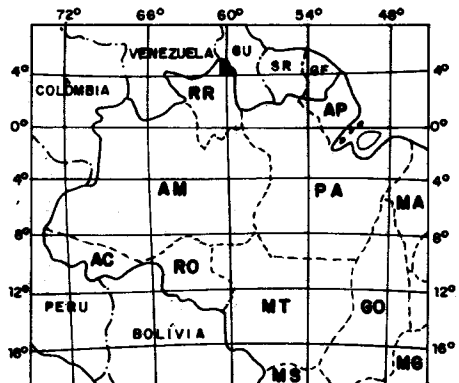


FIGURA 1

COLUNA ESTRATIGRÁFICA

EON	ERA	PERÍODO	ÉPOCA	UNIDADES	LITOLOGIAS			
FANEROZÓICO	CENOZÓICO	QUATERNÁRIO	PLEISTOCENO-HOLOCENO	DEPÓSITOS RECENTES E SUB-RECENTES	AREIA, ARGILA E CASCALHO INCONSOLIDADOS.			
		TERCIÁRIO	SUPERIOR	FORMAÇÃO TRINGHEIRA	AREIA, ARGILA E CASCALHO SEMI-CONSOLIDADOS.			
	MESOZÓICO	JURÁSSICO-CRETÁCEO		SUÍTE BÁSICA APOTERI	DIABÁSICOS, DIORITOS E GABROS.			
PROTEROZÓICO	MÉDIO (1900-1600 m.o)			DIABÁSIO AVANAVERO	"SILL" MONTE RORAIMA BÁSICAS CIPÓ "SILL" PEDRA PRETA "SILL" COTINGO	DIABÁSICOS, DIORITOS E GABROS.		
				SUPERGRUPO RORAIMA	GRUPO SUAPI	FORMAÇÃO MATAUÍ	QUARTZO-ARENITOS, ARENITOS ARCOSEANOS, ARENITOS FELDSPÁTICOS, ARENITOS CONGLOMERÁTICOS E LENTES CONGLOMERÁTICAS; SILTITOS E ARGILITOS SUBORDINADOS.	
						FORMAÇÃO UAILÁ	ARENITOS ARCOSEANOS COM INTERCALAÇÕES DE TUPOS, ARENITOS TUFÁCEOS E ENHUMBITOS; ARENITOS CONGLOMERÁTICOS E CONGLOMERADOS; SILTITOS E FOLHES SUBORDINADOS.	
						FORMAÇÃO QUINÔ	QUARTZO-ARENITOS, ARENITOS CONGLOMERÁTICOS, CONGLOMERADOS E ARENITOS ARCOSEANOS. SILTITOS E FOLHES SUBORDINADOS.	
						FORMAÇÃO NICARÁ	FOLHES MICÁCEOS E SILTITOS.	
						FORMAÇÃO PAURÉ	QUARTZO-ARENITOS, ARENITOS CONGLOMERÁTICOS, CONGLOMERADOS E ARENITOS ARCOSEANOS.	
						FORMAÇÃO VERDE	ARGILITOS E SILTITOS.	
				SUPERGRUPO UATUMÁ	GRUPO SURUNU	FORMAÇÃO ARAÍ	MEMBRO SUPERIOR MEMBRO INFERIOR	QUARTZO-ARENITOS, ARENITOS CONGLOMERÁTICOS, CONGLOMERADOS, ARENITOS ARCOSEANOS E ARENITOS FELDSPÁTICOS. ARGILITOS SUBORDINADOS (FINOS NÍVEIS).
								QUARTZO-ARENITOS, ARENITOS CONGLOMERÁTICOS, CONGLOMERADOS, FOLHES, ARGILITOS, SILTITOS, CONGLOMERADOS METAMÓRFICOS, BRECHAS SEDIMENTARES E PARACONGLOMERADOS.
								VULCANITOS ÁCIDOS E INTERMEDIÁRIOS TUPOS ÁCIDOS E INTERMEDIÁRIOS.

FIGURA 2

SEÇÃO REPRESENTATIVA DO GRUPO SUAPI

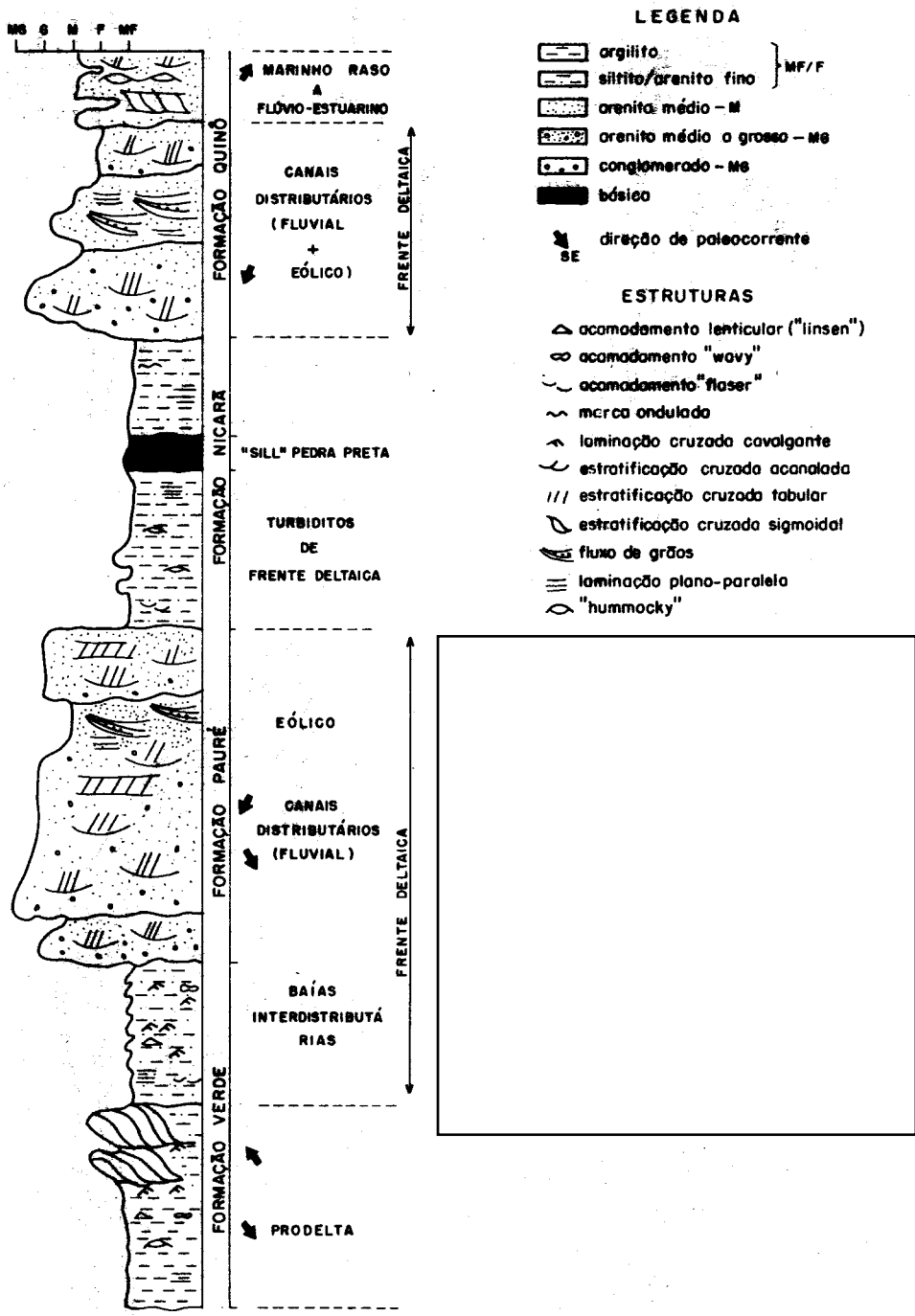
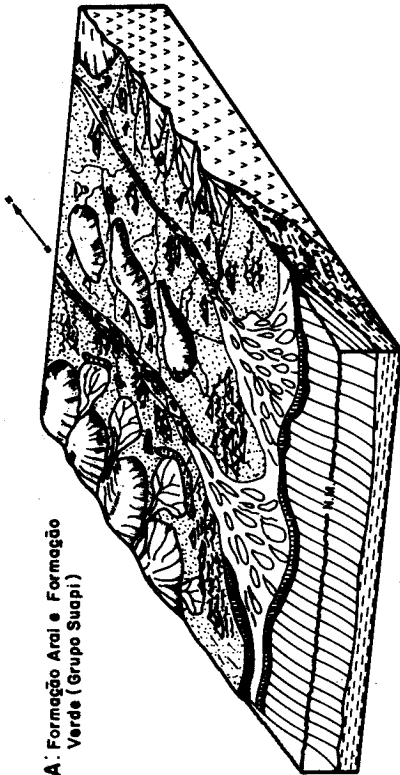
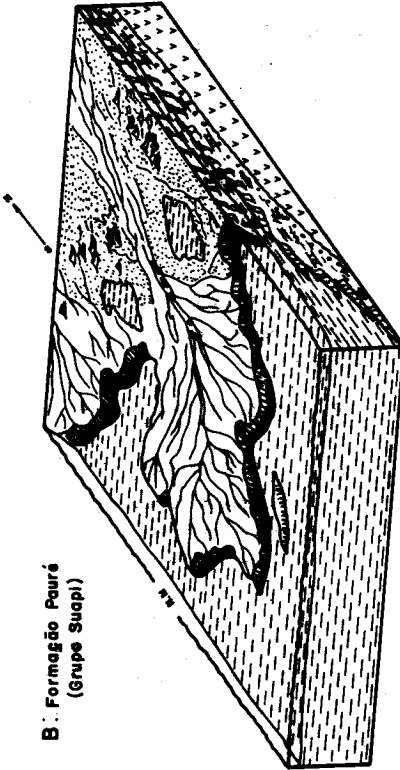


FIGURA 3

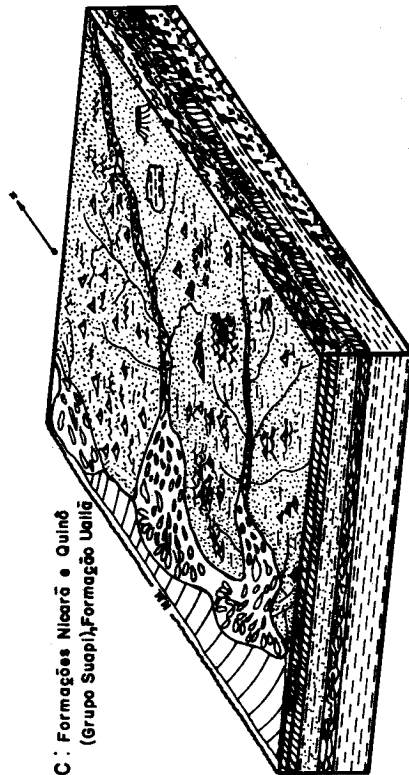
A: Formação Arai e Formação Verde (Grupo Suapi)



B: Formação Pauré (Grupo Suapi)



C: Formações Nicará e Quinó (Grupo Suapi), Formação Uaiá



CONVENÇÕES

	ÁREA FONTE		ROCHAS VULCÂNICAS
	LEQUE ALUVIAL		DEPÓSITOS DE LEQUES ALUVIAIS
	SISTEMA FLUVIAL ENTRELAÇADO		DEPÓSITOS LACUSTRES
	DUNAS EÓICAS		DEPÓSITOS FLUVIAIS
	ESTUÁRIO COM BARRAS DE DESEMBOCADURA		DUNAS E INTERDUNAS
	LAGOS		DEP. DE FRENTE DELTAICA
	SISTEMA DELTAICO DOMINADO POR RIOS		PRODELTA
	BARRA COSTA A FORA		DEP. DE FRENTE DELTAICA TURBIDÍTICA
	VULÇÃO		FORMAÇÃO PAURÉ
			FORMAÇÃO NICARÁ
			FORMAÇÃO QUINÓ

Fig. 4.- BLOCOS DIAGRAMAS REPRESENTATIVOS DOS ESTÁGIOS DEPOSICIONAIS DO GRUPO SUAPI

MECANISMOS DE PREENCHIMENTO DOS PALEOVALES QUATERNÁRIOS NA AMAZÔNIA

Elena Franzinelli – Departamento de Geociências, Universidade do Amazonas, Manaus

Gian Gabriele Ori – Departamento di Geologia, Università di Bologna, Italia

ABSTRACT. Two different types of mechanism are considered to justify the filling of the paleovalleys dug during the Pleistocene phases of the sea level changes in the Amazon Basin. When large amount of sediments transported by white water rivers (Ex. Purus and Madeira rivers) sinks quickly, vertical accretion takes place. If the fluvial sediments rate is lesser than the sea level rising, the body of the filling presents offlap relationships. If the fluvial sediments rate overcomes the sea level rising the filling shows onlap relationships. In this case it is necessary to suppose large sediment load in the floodplains supplied by long, periodic, constant floods. The effect of trapping of the sediments by the vegetation in the floodplains is also very important in this phase. On the contrary, black rivers (Ex. Negro, Urubu, Tapajós rivers) lacking in sediment load, have flooded paleovalleys and the filling takes place by the progradation forming pseudeltaic bodies with offlap relationships.

INTRODUÇÃO. Os rios da Amazônia exibem os melhores exemplos de rios escavados durante o quaternário. Desde 1957 Sioli refere que o rio Amazonas e seus afluentes, por causa do abaixamento do nível do mar durante os períodos glaciais recortaram vales posteriormente preenchidos por sedimentos fluviais. (Figura 1) Em seguida outros autores, seguindo as idéias de Sioli, desenvolveram com mais detalhes este modelo. Klammer (in Sioli, 1984) evidenciando a ocorrência de terraços sobrepostos na planície, mostra que o paleovale como é encontrado atualmente é resultado de diferentes escavações e deposições que se sucederam durante os períodos glaciais e interglaciais. (Figura 2) Irion (1976) ressaltou, através do estudo das relações entre a velocidade de sedimentação e o avanço do nível do mar na fase interglacial, que os paleovales funcionavam como rias ou seja como vastos estuários. Nas últimas décadas andou prevalecendo o modelo de Vail et alii (1977) para explicar as mudanças periódicas do nível do mar durante a história geológica. Mesmo se até agora as causas das mudanças eustáticas durante as eras geológicas não são muito claras, os efeitos produzidos são semelhantes aos ocorridos durante o quaternário. Ou seja, situações análogas àquelas ocorridas durante o quaternário na Bacia Amazônica deveriam ter-se repetido periodicamente durante toda a história geológica ou durante toda a coluna estratigráfica. Torna-se, então de grande interesse investigar os mecanismos que resultam na colmatagem dos paleovales amazônicos pois o modelo obtido deste estudo pode ser aplicado ao estudo de depósitos mais antigos. Infelizmente, as ocorrências de preenchimento dos paleovales não se baseiam em dados de subsuperfície

que seriam definitivos. Fundamentalmente nosso estudo baseia-se nas evidências mostradas por Sioli (1957) que, apesar das numerosas críticas, continuam válidas. Até o momento nossa pesquisa apoia-se em dados de superfície, observações em imagens de radar e confronto com outros casos semelhantes.

GENERALIDADES. Existem outros exemplos de rios, além do rio Amazonas, que estudados do ponto de vista morfológico, mostram ocorrência de encaixe em paleovales escavados durante os períodos glaciais. Exemplos notáveis são os rios Senegal e Niger na África. (Wright et alii, 1974). As características destes rios são as mesmas do rio Amazonas: planície de inundação limitadas por depósitos mais antigos, delta não bem definido, planície de inundação com numerosos lagos apesar do clima atual árido (Senegal), leito do rio em alguns pontos abaixo do nível do mar (Niger). Com base no conhecimento da evolução destes rios e dos processos que ocorrem durante os movimentos eustáticos e sua influência sobre os sedimentos durante o transporte e a sedimentação podemos teoricamente reconstruir as diferentes fases e os mecanismos de preenchimento de um paleovale. O preenchimento ocorreu durante o levantamento do nível do mar. O paleovale que durante a fase de nível marinho mínimo era predominantemente uma estrutura erosiva, é preenchido pelo mar em transgressão. Consequentemente a linha de costa tende a regredir no paleovale até o término da transgressão. O tipo de preenchimento depende da razão de levantamento do nível do mar e da quantidade de sedimentos aluviais trazidos do continente para o interior do paleovale. Em outros termos, considerando os dois casos limites, se a transgressão é muito rápida em razão do aporte de sedimentos fluviais, o paleovale é inundado; em caso contrário o paleovale é preenchido por sedimentos continentais. No primeiro caso a ingressão do mar é marcada por sequência transgressiva de sedimentos costeiros que alcançam o ponto da máxima transgressão. Com a altura do mar na posição de máxima o nível da água é estável e a sedimentação continental, por quanto em razão baixa, poderá ser registrada na coluna estratigráfica. A característica principal neste modelo é a geometria a "offlap", com recobrimento retroativo, produzida pelo equilíbrio entre nível de base dos sedimentos fluviais e fundo do paleovale. (Figura 3A) Teremos assim uma espécie de sistema deltáico acima do horizonte transgressivo. Este delta preenche o paleovale similarmente a o que acontece nos fiordes das regiões polares. Quando, porém, o aporte de sedimentos fluviais consegue dominar a transgressão marinha, a linha de costa é mantida mais ou menos na vertical e o vale é preenchido completamente ou quase pelos sedimentos continentais. (Figura 3B). Neste caso a geometria do preenchimento é de tipo a "onlap". Podemos imaginar todos os casos intermediários possíveis com todas as variações possíveis de interdigitação das camadas transgressivas. Nos dois casos a diferença não consiste somente nas fácies sedimentares produzidas mas também na geometria geral do preenchimento. De fato, se a razão de aporte fluvial é mais baixa que a razão do levantamento do nível do mar a geometria é de tipo "offlap", no caso contrário é de tipo "onlap" ou de recobrimento expansivo. A melhor maneira para estudo e verificação dos tipos de preenchimento dos rios colmatados consiste em estudo de subsuperfície.

PREENCHIMENTO DOS PALEOVALES AMAZÔNICOS. Os paleovales amazônicos foram formados durante diversos episódios de "cut and filling" correspondentes a fases glaciais e interglaciais do quaternário. Isso concorda com a disposição no sistema deltáico submarino do rio Amazonas durante as fases glaciais. As evidências do fato que os atuais paleovales são o produto de fases alternadas erosivas-deposicionais consistem no fato que existem numerosos níveis de terraços no interior de cada preenchimento. (Figura 2)

Cada nível de terraço deveria ser a expressão, na superfície, de uma fase de colmatamento do rio, posteriormente erodida. O mecanismo de preenchimento depende, como mencionado acima, da razão de aporte de sedimentos pelos rios. Os rios da Amazônia podem ser divididos, de acordo com este ponto de vista, em dois grandes grupos: a) rios de água branca, que transportam grande quantidade de sedimentos, por exemplo; rio Madeira, Japurá, Purus e o mesmo rio Solimões-Amazonas. São os rios que provêm dos Andes. b) rios de água preta, deficientes de material em suspensão e ricos em matéria orgânica, por exemplo; rio Xingu, Negro e Tapajós. Deve-se deduzir que o preenchimento dos paleovales é diferente para os dois tipos de rios. De fato Sioli (1957) tinha observado que os rios de água branca possuem extensas planícies de inundação (varzeas) e que os rios de água preta não transportam sedimentos em suspensão e que apresentam verdadeiras rias fluviais em seu curso inferior. Se aplicarmos o que sabemos através do estudo de depósitos de outros rios e de modelos teóricos podemos deduzir que os paleovales dos rios de água branca possuem geometria de preenchimento a "onlap" e os rios de água preta geometria a "offlap". (Figuras 3 e 4). A enorme quantidade de sedimentos transportados pelos rios de água branca resultou no preenchimento muito rápido dos paleovales assim que os sedimentos fluviais obstruíram os vales dos rios de água preta que ficaram aprisionadas ou na própria varzea ou entre a varzea e a terra firme formando lagos. Todas estas estruturas são muito bem conhecidas com formas particulares na planície amazônica. (Sternberg 1950, Soares 1977). O fato de que os depósitos dos rios de água branca tenham conseguido obstruir as bocas dos paleovales dos rios de água preta nos induz a pensar a uma altíssima razão de acreção vertical. Da mesma maneira a acreção vertical ocorre somente quando há intensa deposição na planície de inundação onde são escavados os canais, resultado de grande quantidade de sedimentos em suspensão. Nota-se que depósitos de crevasse são muito escassos na varzea. Entretanto, de maneira geral, os crevasses são os tipos fornecedores de sedimentos nas zonas inundáveis. De fato a sedimentação na varzea ocorre através de um demorado transporte, lenta deposição e vagaroso levantamento do nível da água durante o período da cheia. A água é transportada na planície também através dos canais que podem alimentar os eventuais lagos existentes na planície. Nessas condições não podem-se formar depósitos de crevasse, pois falta a energia inicial necessária para dar início ao evento catastrófico. O sistema todo é em equilíbrio com as condições de cheia, que é frequente, periódica e ocorre em modo gradual. Quando existem, os depósitos de crevasse são lobados, permanentes como aquele do rio Arapixuna, entre os rios Amazonas e Tapajós, próximo a Santarém. Infelizmente não temos dados sobre a dinâmica da massa da água na varzea e seria especulativo procurar de reconstruir a hidrologia da zona inundada. De maneira geral a água é movimentada por dois gradientes: 1, local do canal às zonas próximas mais profundas na planície 2, geral, em direção à foz. Nos dois casos o movimento é lento, especialmente em relação à velocidade da correnteza nos canais. Dois outros elementos devem ser considerados para explicar a intensa acreção vertical dos depósitos de varzea: a) a disponibilidade de sedimentos na planície, b) o efeito da captura dos sedimentos pela vegetação. Fica claro que para haver alta razão de deposição na planície é necessário ter grande quantidade de sedimentos a disposição. A quantidade de sedimentos transportados pela massa de água em transbordamento é definido por Allen (1970)

$$\frac{Cch}{Cfl} = \sqrt{\frac{H}{h}}$$

onde Cch é a concentração do material em suspensão no canal e Cfl é a concentração dos sedimentos na planície de inundação. H e h são as profundidades da lamina de água respectivamente no canal e na planície.

Aplicando esta fórmula em diferentes segmentos de varzea entre Tabatinga e Óbidos e considerando valores extremos (máximos e mínimos) temos com concentrações de material em suspensão de três a cinco vezes menores na planície de inundação que no canal. Nestas condições a quantidade de sedimento calculado disponível é sem dúvida capaz de aumentar verticalmente a planície de inundação. A estas considerações tem que acrescentar o efeito de captura pela vegetação. Esta captura ocorre de dois modos principais: por via indireta, com a diminuição da correnteza e então o aumento de Cch na fórmula, ou por via direta com o aprisionamento das partículas em suspensão ou formando aglomerados de partículas pelas raízes das plantas aquáticas. É evidente que a fórmula não é suficiente para explicar o mecanismo da deposição: deveria-se acrescentar um coeficiente que considerasse também os efeitos da vegetação. Até agora não é possível quantificar tais mecanismos. A razão da sedimentação hipotética, baseada nestes cálculos concorda com os valores obtidos por Absy (1979), que encontrou, de acordo com datações de C14, valores levemente inferiores a 7mm por ano. Estes valores foram encontrados na varzea e se, por exemplo nos lagos a velocidade de sedimentação é inferior a 1mm por ano esses dados podem ser generalizados a grande parte da planície de inundação. Esses valores não concordam com os propostos por Irion (1976), que apresenta valores de velocidade de sedimentação de 2-4mm por ano. Com estes valores da velocidade de sedimentação o vale teria sido inundado pelas águas do mar ou de grandes lagos isolados. De qualquer maneira, Irion (1976), de acordo com Fairbridge (1961) acredita que há 6000 anos atrás, por causa de uma diminuição de levantamento do nível do mar, a sedimentação aluvionar poderia ter tido vantagens sobre a marinha ou a lacustre. A figura 3, A e B, reproduz os esquemas de preenchimento dos paleovales reconstruídos considerando a velocidade de sedimentação de acordo com Absy (1979) e de acordo com Irion (1976). De qualquer maneira acredita-se que os valores referidos por Absy são mais próximos da realidade pois os valores de Irion são reconstruídos em base do cálculo de volumes de sedimentos transportados. Como observa-se da figura 3, o preenchimento dos paleovales ocorreu principalmente por acreção vertical de sedimentos continentais. O alto aporte de sedimentos teria mantido a linha de costa mais ou menos na mesma posição. No caso do preenchimento ter sido sotoposto a duas fases, uma com leve prevalência transgressiva e a outra com compensação das duas razões, a transgressiva e a de sedimentação como proposto por Irion, o preenchimento seria mais complexo. O preenchimento dos vales dos rios de água preta é diferente. (Figura 4) Teoricamente temos que pensar que os vales estão preenchidos por água por causa do baixo aporte de sedimentos depositados e que agora os detritos se acumulam em uma espécie de corpo deltaico formando geometria a "offlap". Aparentemente o caso típico é o do rio Negro que na região das Ilhas Anavilhanas apresenta padrão deltaico com ilhas e canais formando a pseudo planície deltaica. Mas no caso do rio Negro não deve-se desprezar o fator da neotectônica. (Igreja e Franzinelli, 1987) É um conceito relativamente moderno aquele de pensar a um corpo parecido com um delta na parte interna de um canal, mas foi introduzida por Sioli para explicar a ocorrência destas estruturas. Os rios de água preta apresentam situação contrária a dos rios de água branca. Aqui os cursos de água encontram-se na frente de um corpo de água quase parada que é preenchido pelos detritos através de sistema progracional. Mesmo sendo especulativo, não existe outra possibilidade de preenchimento para este tipo de paleovale. Também em depósitos fósseis são conhecidas muitas sequências de corpos com canais preenchidos por espessos pacotes de sedimentos progradantes que foram interpretados como deltas de tipo Gilbert (1890) com barras fluviais alternadas e barras de meandro.

CONCLUSÕES. Dois tipos de mecanismos diferentes para os rios de água branca e os rios de água preta foram adventados para explicar o preenchimento dos paleovales amazônicos escavados durante as fases de abaixamento do nível do mar. No primeiro caso a grande quantidade de sedimentos ou a intensa velocidade de sedimentação mantinha a linha de costa aproximadamente na mesma posição permitindo acreção vertical dos sedimentos com formação de geometria a "onlap". No segundo caso o vale era inundado e o preenchimento ocorria através da progradação de corpo pseudodeltáico com relativa geometria a "offlap". Para permitir a acreção vertical dos rios de água branca (madeira, Purus) precisa suportar grande quantidade de sedimentação na planície de inundação favorecida por: tipo de enchente, periódica, regular e não repentina, longas duração das enchentes, grande quantidade de material em suspensão e efeito de captura dos sedimentos pela vegetação.

BIBLIOGRAFIA.

- Absy, M.L. - 1979 - A palynological Study of Holocene Sediments in the Amazon Basin. Ph Thesis, University of Amsterdam
- Allen, J.R.L. - 1970 - Physical Processes of Sedimentation. George Allen and Unwin, London, 248 pg.
- Fairbridge, R.W. - 1961 - Eustatic Changes in sea-level. Phys. Chem. Earth, 4:99-185
- Gilbert, G.K. - 1890 - Lake Bonneville. Mem. U.S. Geol. Surv. 1, 438 pg.
- Klammer, G. - 1984 - The relief of the extra Andean Amazon Basin. In Sioli H. Ed. - The Amazon. Limnology and Landscape Ecology of a mighty tropical river and its basin. W. Junk Publ. Dordrecht
- Igreja, H. e Franzinelli, E. - 1987 - Neotectônica: o lineamento rio Negro, um exemplo na região. ICE, Informação, Ciência, Educação. 4, 17
- Irion, G. - 1976 - Quaternary Sediments of the upper Amazon Lowland of Brazil. Biogeographica, 7, 163-167.
- Sioli, H. - 1957 - Sedimentation in Amazonasgebiet. Geologischen Rundschau, Stuttgart, 45, 608-633
- Soares, L.deC. - 1977 - Hidrografia in Geografia do Brasil-Região Norte. V. 1, IBGE R.J.
- Sternberg, H.O.R. - 1950 - Vales tectônicas na planície Amazônica? Rev. Bras. Geografia, R.J.-12(4) 513-533
- Vail, P.R., Mitchum, R.M. Jr. and Thompson, S. - 1977 - Seismic Stratigraphy and global changes of sea level, Part 4: Global Cycles of relative Changes of Sea Level in Payton C.E. ed. Seismic Stratigraphy-Application to Hydrocarbon Exploration. AAPG, Mem. 26, pg. 83-97
- Wright, L.D., Coleman, J.M., Erickson, M.W. - 1974 - Analysis of major rivers Systems and their deltas : morphologic and process comparisons. Coastal Studies Institute. Louisiana State University, Baton Rouge. Technical Report Nº 156, 114 pg.

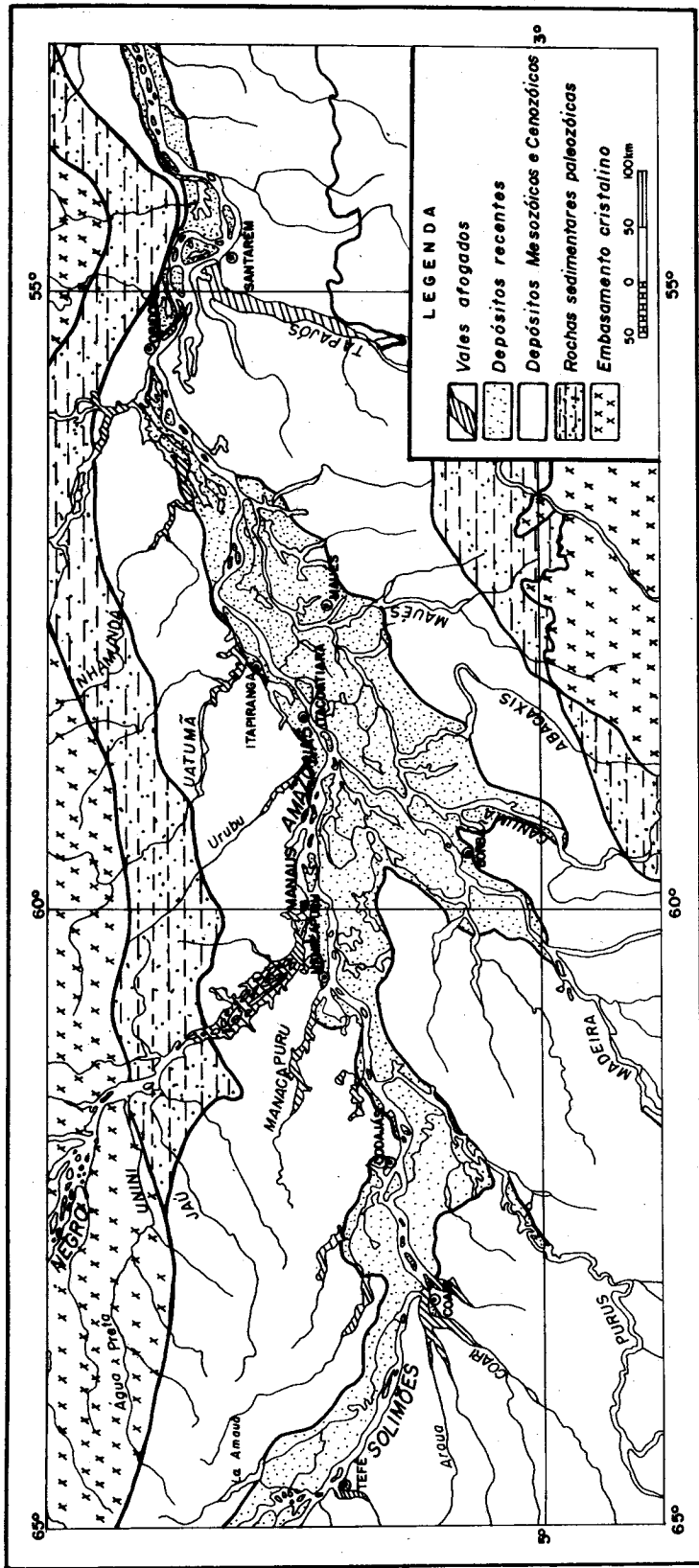
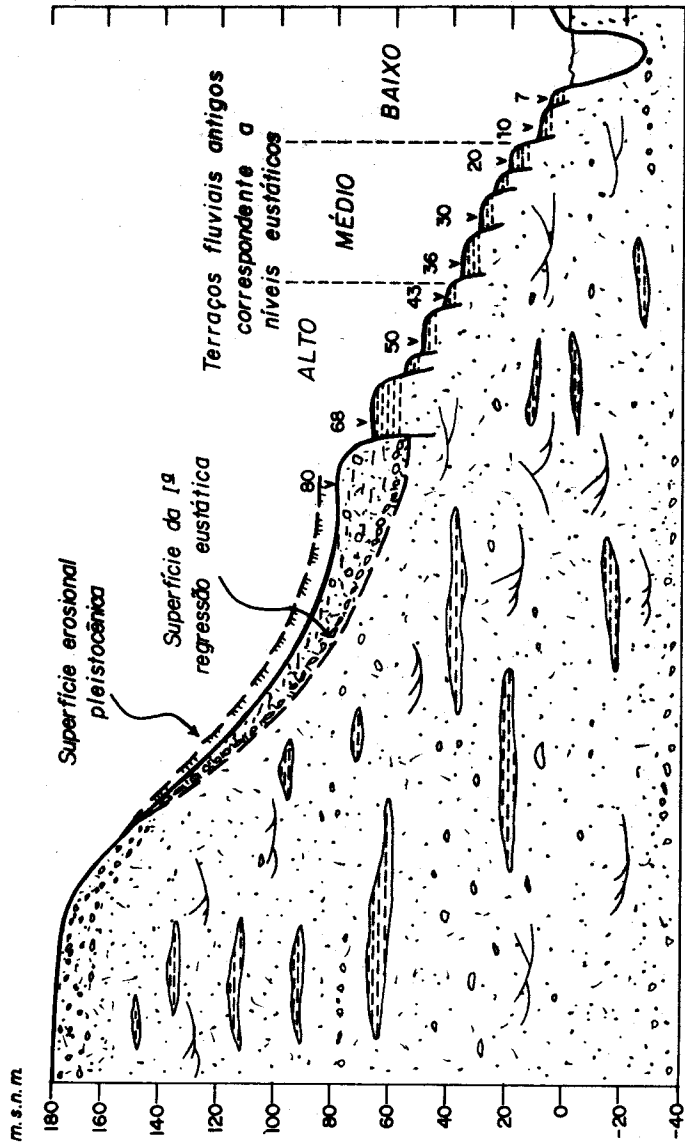


Figura 1 : MAPA DE LOCALIZAÇÃO DE ALGUNS VALES AFOGADOS (Rios de Água Preta), NA PORÇÃO CENTRAL DA BACIA AMAZÔNICA

Topo da Formação Alter do Chão
(Cretáceo Superior)







-  Pleistoceno: Depósitos de planícies de inundação
-  Depósitos de rampa regressiva: Argilas com concreções ferruginosas.
-  Solo laterítico desenvolvido no topo da Formação Alter do Chão
-  Formação Alter do Chão: Arenitos verticais inconsolidados, lentes de argilas, finos horizontes de conglomerados

Fig. 2

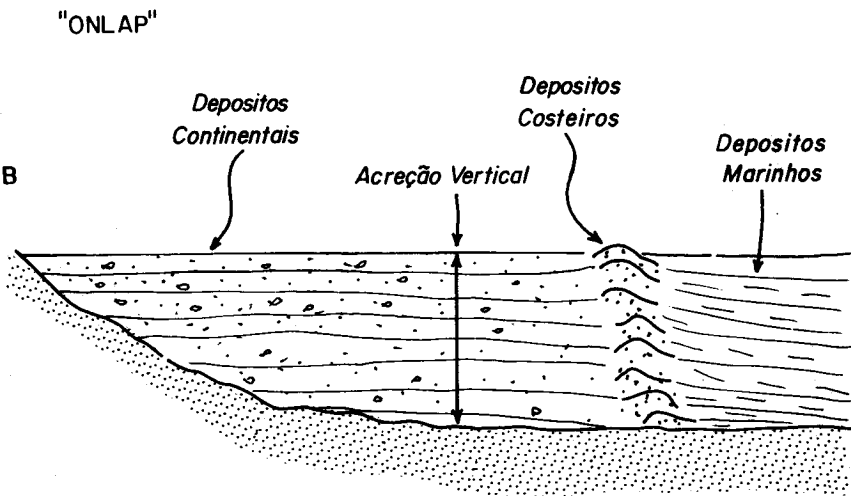
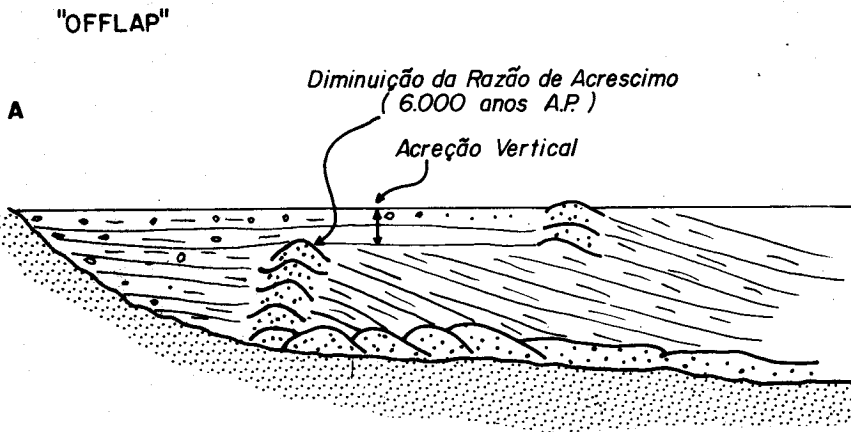


Figura 3 : MODELOS DE PREENCHIMENTO DE PALEOVALES DE RIOS DE ÁGUA BRANCA: (A) RAZÃO DE SEDIMENTAÇÃO SE- GUNDO IRION (1976), (B) SEGUNDO ABSY (1979).

"OFFLAP"

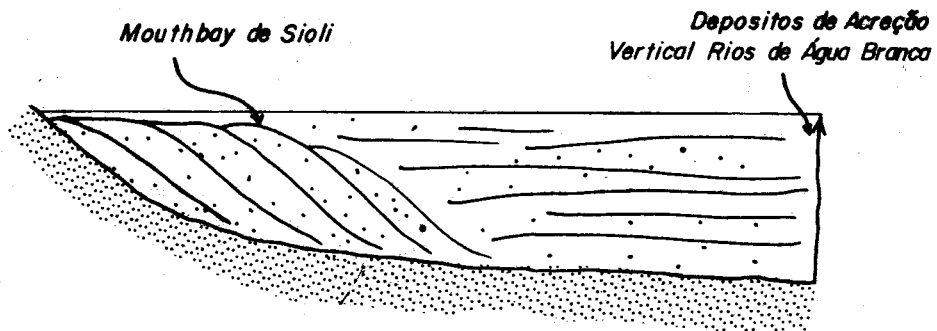


Figura 4 : MODELO DE PREENCHIMENTO DE PALEOVALE DE RIOS DE ÁGUA PRETA

GEOLOGIA AMBIENTAL DA REGIÃO ESTUARINA DA LAGOA DOS PATOS, BRASIL

H.E. Asmus

P.F. Garreta-Harkot

P.R. Tagliani

Projeto Lagoa dos Patos – Universidade do Rio Grande do Sul - Brasil

ABSTRACT

Geological and geomorphological characteristics of the South Brazilian Coastal Plain, specially of the Patos Lagoon estuarine region, unraveled by mapping in the scale 1:100.000, allowed the identification and delimitation of 33 geologic environmental units included into seven major environmental systems classified according to the geological processes that operate therein. These environmental units are different from each other in terms of properties and carrying capacities, and thus are different also in terms of man's use. The geological approach allows to establish a correlation between the main characteristics of these units, including socioeconomic aspects, with the processes that mark the evolution of this segment of the Brazilian coastal zone. This evolution includes transgressive-regressive sedimentary processes which determined the building up of a multibarrier feature, from Pleistocene to Recent. These barriers are responsible for the separation of the lagoon from the ocean. In the Holocene, eustatic variations of the sea level and hydrodynamics processes in the lagoon and estuarine region constructed a variety of erosive and depositional configurations.

Based on the environmental geologic map and on various derivative maps, including physical units, biological units, and man-made units, a land and water resource units map was elaborated. This map allows the delimitation of areas of environmental concern designated as preservation, conservation and utilization. By comparing the map of recommended uses with the map of actual uses it is possible to identify areas of environmental impact, that range from serious to very serious.

INTRODUÇÃO

A área em consideração situa-se no segmento Sul do litoral brasileiro. Tal segmento estende-se do Cabo de Santa Marta (Estado de Santa Catarina) até o Chuí (Estado do Rio Grande do Sul) (Fig.1) e constitui-se numa das cinco categorias em que se divide o litoral brasileiro (Silveira, 1965). É característica distintiva desse segmento a extensa (cerca de 600km) e larga (média de 60km) planície costeira, de natureza predominantemente arenosa.

A formação dessa planície, cujas principais fases evolutivas ocorreram a partir do Plioceno, deixou assinalado, como marco significativo,

um rosário de lagoas e lagunas ao longo de toda sua extensão. Dentre es sas feições a Lagoa dos Patos (Fig.1) destaca-se tanto por suas dimen - sões avantajadas como por sua importância econômica e social. De fato , com um comprimento de cerca de 300km e com uma largura média de 40km, a Lagoa dos Patos coloca-se como um dos maiores corpos lagunares de seu tipo no mundo. (Kjerfve, 1986).

A descarga de cerca de 2/3 da área de drenagem do Estado do Rio Grande do Sul, principalmente na sua porção norte, através do Sistema Guaiába, tornam-na uma importante receptora de águas fluviais.

Embora o nome lagoa que lhe é conferido e pelo qual é conhecida já es teja consagrado pelo uso, ela se constitui, na verdade, numa laguna. Is so porque, na sua extremidade sul, há um ligação com o mar através de uma feição cujas propriedades morfológicas, hidrofísicas e biológicas concedem-lhe características estuarinas. É através dessa conexão que , sob o controle da ação combinada da força e direção do vento e da des - carga dos rios, se dá o fluxo de água doce para o oceano ou as penetra ções de água salgada para o seu interior.

Decorre de tal situação estuarina uma destacada importância social e econômica, uma vez que essa área, compreendendo o corpo d'água e as ter ras emersas que lhe são adjacentes, constitui-se, por suas característi cas intrínsecas, num sítio preferencial para assentamentos urbanos, por tuários e industriais e para atividades pesqueiras, agrícolas e de la zer. Essa ocupação e utilização já data de cerca de 250 anos, mas vem sendo feita sem os necessários cuidados em termos de planejamento ambiental. Nos últimos 20 anos, principalmente, ela vem experimentando , num crescendo, agressões antropogênicas, preocupantes pelos danos que podem causar à integridade desse sistema.

O destaque e a importância da Lagoa dos Patos, no contexto da região litorânea brasileira, justificam a sua seleção como um dos ecossistemas prioritários para pesquisas integradas, pelo II Plano Setorial para os Recursos do Mar (PSRM), (1986-1989), preparado pela Comissão Interminis terial para os Recursos do Mar. Tal circunstância determinou a elabora ção de um projeto de pesquisa, ora em desenvolvimento, com característi cas multidisciplinares, com a participação de várias instituições e o auxílio financeiro da CIRM. Esse projeto objetiva estudar a estrutura e a dinâmica do sistema Lagoa dos Patos, mediante o levantamento, a inter pretação e a integração das informações relativas aos componentes geoló gicos, hidrofísicos, hidroquímicos e biológicos, e aos aspectos sócio - econômicos ligados a esse sistema, visando a formulação de propostas pa ra a sua utilização racional.

As recomendações feitas para atender a uma utilização racional, para serem efetivas, devem estar respaldadas no conhecimento adequado do sis tema em consideração, capaz de subsidiar práticas de planejamento, aten dendo às especificações dos vários ambientes em termos de suas diferen tes aptidões e suscetibilidades relativas ao uso humano. Para tanto, de ve-se partir, numa primeira abordagem, para a identificação e delimita ção dos vários ambientes ou unidades ambientais que compõem esse siste ma. O termo ambiente, como aqui empregado, refere-se a um sistema bem estruturado de componentes (rochas, solos, água, biota, clima) complexa mente interrelacionados e controlados por processos operando dentro do sistema (Turner e Coffman, 1973). O enfoque para seu estudo deve, pois, ser multidisciplinar.

GEOLOGIA COMO MÉTODO DE ABORDAGEM PARA O ESTUDO AMBIENTAL

O estudo multidisciplinar dos ambientes, visando a sua identificação e delimitação, oferece as informações requeridas para uma política ambiental correta. Tais informações, devidamente representadas, servirão de fundamento para uma efetiva comunicação entre os interessados (técnicos, planejadores, organismos responsáveis pela gestão ambiental, e comunidade), permitindo traçar as linhas mestras do planejamento. Implementa-se adequadamente essa comunicação mediante o uso de mapas ambientais, nos quais se representam as propriedades necessárias para caracterizar os próprios ambientes e os ecossistemas que os incluem.

No processo de elaboração dos mapas ambientais, o papel de uma abordagem geológica tem sido destacado por vários autores, como por exemplo: Turner e Coffman (1973), Brown, Jr. (1974), Cendrero (1975; 1980) Brown Jr. e outros (1976) e Lüttig (1978). Tal se dá pela ampla interação entre a geologia, outros fatores e recursos ambientais, de um lado, e planejamento, de outro. Implica essa situação na necessidade de aplicação do conhecimento de vários campos das ciências geológicas para que se tenha um entendimento básico de sistemas naturais. De fato, como assinalado por Brown Jr. (1974), rochas e sedimentos formados em antigos ambientes vão determinar, em grande escala, a aptidão dos terrenos para vários usos e atividades humanas. Isto porque as referidas rochas e sedimentos poderão estabelecer a natureza dos solos, a vida selvagem, a vegetação, a água subterrânea, os recursos minerais e energéticos, e outros aspectos importantes para a qualidade ambiental, econômica e social de uma região.

Nessas circunstâncias a geologia pode fornecer dados e inventários que ajudam a assegurar a manutenção preventiva do ambiente e otimizar o uso de recursos terrestres e aquáticos. Para tanto fazem-se necessários mapas apropriadamente concebidos, exibindo a distribuição dos elementos básicos -- físicos, químicos e biológicos -- dos ambientes naturais, dos processos associados e das fácies e/ou antigos substratos rochosos, a partir dos quais será possível elaborar um inventário significativo dos sistemas ambientais (Fisher e outros, 1972, in Brown Jr. 1974). É importante que esses mapas geológicos ambientais delineiem os principais elementos do ambiente que podem limitar ou sustentar os vários usos da terra. Em tais condições, esses mapas geológicos ambientais são úteis em si mesmos. Além desse aspecto, porém, eles apresentam a qualidade potencial de poderem ser usados para derivar outros mapas mais especializados, uma vez abastecidos de dados suplementares sobre, por exemplo, aspectos físicos, biológicos, químicos, geotécnicos e socioeconômicos.

PROPRIEDADES E USOS DOS AMBIENTES

A partir das unidades geológicas ambientais e dos mapas derivados, bióticos e abióticos, representando elementos de primeira ordem com significação ambiental (unidades físicas, unidades de processos, unidades hidrofísicas, unidades geomórficas e estruturais, unidades geohídricas, unidades biológicas e unidades antrópicas), verifica-se que cada um dos ambientes do ecossistema em consideração apresenta qualidades essenciais diferentes dos demais ambientes. Tais qualidades, segundo o conceito de Clark (1976), enfocado para os ecossistemas costeiros, são de

terminados pelas feições (entidades fixas), pelos processos (fluxos de energia que impulsionam o sistema), pelos moduladores (fatores variáveis que limitam a capacidade de suporte em curtos períodos de tempo), e pelas características (qualidades que dão a cada sistema a sua distintividade). Assim, além das diferentes qualidades que apresentam - e por causa delas - os ambientes mostram diferentes capacidades de suporte. Capacidade de suporte, segundo Clark (1976), é o limite da quantidade de vida que um habitat é capaz de suportar, ou o potencial de ocupação do ambiente.

Nessas condições, a utilização de cada ambiente deve considerar as faixas permissíveis para os vários fatores limitadores e moduladores do sistema, capazes de oferecer uma produção adequada dentro dos níveis ótimos de manutenção. Em outras palavras, tal utilização deve procurar manter inalterada a capacidade de suporte do ambiente e, por extensão, do próprio sistema do qual esse ambiente é parte integrante.

Em tais circunstâncias, antes de se por em prática as ações de gerenciamento ambiental, deve-se determinar as condições atualmente existentes no sistema para que se possa planejar sua utilização mais adequada segundo um processo de classificação e avaliação de suscetibilidade e, no caso de atividades já estabelecidas, para que se possam determinar usos conflitivos. Essas práticas visam a manutenção preventiva do ambiente e o uso ótimo dos recursos aquáticos e terrestres.

Relacionado com esse arranjo de idéias e na busca de uma aplicação prática para desses princípios, emerge o conceito de unidades de recursos terrestres e aquáticos, que como unidades ambientais e de aptidão natural de recursos, servem de base para o gerenciamento ambiental. St. Clair e outros (1975), referidos por Brown Jr. e outros (1976), definem essas unidades de recursos terrestres e aquáticos como entidades mapeáveis, tanto naturais como antropogênicas, que são definidas por aquelas características ou processos físicos, químicos e biológicos, que governam o tipo ou a intensidade de uso, consistente tanto com suas qualidades naturais como com a utilização produtiva. Tais unidades podem ser derivadas do agrupamento de unidades geológicas ambientais com propriedades similares. Nessas condições cada uma das unidades é o resultado da soma de processos presentes e passados e pode indicar as características estruturais e as taxas dos processos naturais em andamento (Turner e Coffmann, 1973).

GEOLOGIA AMBIENTAL DA REGIÃO ESTUARINA DA LAGOA DOS PATOS

Com base nos conceitos e práticas descritas nas seções precedentes, vem se procurando identificar e delimitar os ambientes da região estuarina, classificá-los quanto a sua utilização mais adequada e detectar sítios onde estão ocorrendo alterações prejudiciais à manutenção de suas propriedades. Esses estudos são feitos para que se possam oferecer subsídios às ações de planejamento e gerenciamento ambientais.

Trabalhos prévios na região estuarina da Lagoa dos Patos (Asmus e outros 1982; 1984; 1985; Paim e Asmus, 1986) assinalaram uma estreita relação das atuais formas topográficas, com os processos geológicos e hidrofísicos e com os ambientes que se incluem no ecossistema da região estuarina da Lagoa dos Patos. Nesses trabalhos foram estabelecidas duas províncias maiores - emersa e submersa - e identificadas 11 unidades e algumas subunidades.

Mais recentemente, os trabalhos de Long e Paim (1987) e de Long (1988a; 1988b) detalharam a distribuição das unidades geológicas e geomorfológicas da planície costeira sul brasileira mediante o mapeamento de campo, na escala 1:100.000, com auxílio de fotografias aéreas e imagens de satélite. Com base nas informações obtidas esses autores estabeleceram a reconstrução das principais etapas que compõem a história evolutiva da planície costeira e da região estuarina da Lagoa dos Patos.

Os dados já acumulados permitiram que, numa outra etapa da pesquisa, aqui relatada, se fizesse o tratamento do ecossistema em consideração sob um enfoque de geologia ambiental, segundo o conceito de Brown Jr. (1974), isto é, a aplicação prática ou funcional da ciência geológica a problemas ambientais críticos.

As principais unidades geológicas ambientais, ocorrentes na área en contram-se mostradas na figura 2. Essas unidades compreendem terrenos pré-cambrianos (PG); pliocenos da Formação Graxaim (GRX); quaternários correspondentes aos depósitos marinhos (PM), barreiras litorâneas (B1, B2 e B3), terraço lagunar (T1), e cordão lagunar (CL1), do Pleistoceno; aos terraços lagunares (T2, T3, T4 e T5), cordões lagunares (CL2, CL3, CL4 e CL5), cordões litorâneos (C1 a C7), e formações eólicas (DV, DO e M), holocênicas; do Quaternário indiferenciado, correspondente à formação Santa Vitória (SV); e depósitos atuais representados no mapa da já referida figura como aluviões recentes (AL).

Essa distribuição das unidades geológicas deu-se em resultado de pro cessos sedimentares ligados predominantemente a variações glácio-eustáticas do nível do mar, que se constituem nos principais marcos da histó ria evolutiva da área em consideração.

A sequência evolutiva, descrita por Long (1988a), inicia-se com a regressão pliocênica, quando se depositaram grandes leques deltaicos associados a sistemas anastomosados, representados pelo que é hoje conhecido como formação Graxaim.

As sucessivas transgressões pleistocênicas que, com base nos registros da área, têm seu início assinalado na interglacial Gunz-Midel, determinaram a formação de barreiras alongadas, com direções essencialmente paralelas à linha de costa, e isolaram progressivamente a Lagoa dos Patos do oceano. O isolamento total do corpo lagunar ocorreu no interestágio Riss-Würm, com a formação da Barreira 3. Por esse tempo, criou-se uma conexão entre a lagoa e o oceano, onde, por força de processos erosivos e deposicionais e das penetrações de água salgada, organizou-se um sistema morfológico e hidrodinâmico do tipo estuarino.

Pode-se afirmar que somente após a construção da Barreira 3 iniciou-se efetivamente a evolução lagunar. Nessa fase um episódio importante formou um terraço (T1), nove metros acima do nível atual.

A transgressão holocênica, estimada em 5500 anos AP, construiu uma barreira mais externa, desde Torres até a Ilha dos Marinheiros (ver localização na Fig.1). Já ao sul de Rio Grande formaram-se cordões litorâneos, que se dispõem num prisma de 62km de comprimento e com largura média de 12km (Fig.2). Por esse tempo, no interior da Lagoa, acentua-se a evolução celular, com o assentamento de dois terraços, a +6m (T2) e +3m (T3), e, nas zonas abrigadas um terceiro (T4), 50cm acima do nível de deposição atual. O terraço T5 situa-se no atual nível de deposição (0m).

As depressões interbarreiras, devido ao seu isolamento em relação aos níveis marinhos das diferentes regressões, foram progressivamente colma

tados, desde o Pleistoceno ao atual, com depósitos laguno-lacustres, constituídos por areias finas, argilo-arenosas e areias argilosas (SV).

Na área submersa, as unidades foram definidas a partir da batimetria (menor que 1m, entre 1 e 5m, e maior que 5m) (Fig.3). Calliari (1980) elaborou um mapa de fácies sedimentares para o fundo da região estuarina, no qual observa-se uma boa correlação entre a distribuição dessas fácies e as profundidades.

UNIDADES AMBIENTAIS DA REGIÃO ESTUARINA DA LAGOA DOS PATOS E SUA UTILIZAÇÃO

A partir do mapa geológico-geomorfológico (Fig.2) e de sua associação com mapas derivados representando unidades físicas e unidades biológicas, foram reconhecidas 33 unidades ambientais (unidades de recursos terrestres e aquáticos), com diferentes propriedades e diferentes capacidades de suporte (Quadro I e figuras 3 e 4). Essas unidades acham-se incluídas em sete sistemas geológicos maiores, definidos em função de processos ativos dominantes em cada sistema (Quadro I).

A partir das propriedades dessas unidades de recursos pode-se planejar a utilização da área, seguindo-se, por exemplo, a classificação de Clark (1976), que considera três categorias de uso: preservação, áreas de expressiva significação ecológica, que devem ficar livres de qualquer desenvolvimento e protegidas de degradação; conservação, onde as atividades humanas que ali se desenvolvem devem estar cercadas de um bom controle mas não necessariamente proibidas; e uso intensivo, que requerem apenas medidas normais de controle ambiental nas atividades que ali se exercem.

O mapa da figura 5 apresenta as diferentes categorias de utilização da região estuarina da Lagoa dos Patos. São consideradas áreas de preservação os ambientes representados por marismas, dunas costeiras, e leitos de plantas submersas. Os critérios para tal classificação incluíram a significação ecológica dessas feições e a sua suscetibilidade a alterações.

Os marismas ou pântanos slagados, como comentado por Clark (1976), funcionam como habitat essencial para várias espécies, como produtores de nutrientes e como unidades armazenadoras de energia. Ademais, sua presença garante a estabilização da linha de costa, o controle de enchentes e a purificação da água.

As dunas, segundo o mesmo autor, representam feições importantes de proteção de área à sua retaguarda contra efeito de ventos e marés altas e de tempestades. Como depósitos de areia para substituir a areia erodida por ondas ou levadas por tempestades, elas garantem a estabilidade, a longo prazo, da frente de praia. De outra parte, mediante a pressão da água doce que armazenam, exercem uma barreira contra a penetração de água salgada no nível freático.

Os leitos de vegetação submersa, ainda de acordo com Clark (1976) e, também, segundo Asmus (1984), fornecem substancial quantidade de produção e nutrientes detríticos para a água, adicionam oxigênio ao meio e estabilizam sedimentos de fundo. Sob o ponto de vista biótico, funcionam como área de criação, atraem uma fauna diversificada e prolífica e criam oportunidades únicas para a existência de certas espécies.

Nas áreas de conservação incluem-se os sacos protegidos (unidade II.C), as dunas interiores (unidade VIII.G), as lagoas (unidade VII.I) e os pântanos de água doce (unidade V.B). Tais ambientes, por suas qualidades, como já referido anteriormente, merecem cuidados especiais quando submetidos a utilização.

A baixa hidrodinâmica e a alta produção orgânica são características inerentes dos sacos protegidos. Essa produção, de importância fundamental para o sistema estuarino, reveste-se em "inputs" energéticos para o funcionamento e manutenção do sistema como um todo. A retenção da produção primária e secundária dos sacos ou sua contaminação por detritos orgânicos e inorgânicos, aliados à baixa dinâmica do ambiente, são causadores potenciais de sérios problemas que envolvem decomposição da matéria produzida e diminuição da qualidade da água. De outra parte, ações que de algum modo diminuem a produção original dos sacos protegidos estarão atuando negativamente no orçamento energético de todo o sistema estuarino.

As lagoas interiores são zonas ainda bastante desconhecidas em termos de produção e resiliência. Sob esse aspecto faz-se aconselhável utilizá-las de forma moderada num nível tal que permita a manutenção de suas qualidades, até que se obtenham conhecimentos mais seguros quanto a sua capacidade de suporte.

Nas dunas interiores um controle de uso permitiria a conservação de seu papel de armazenadoras de água, importante para as atividades agro-pastoris nas áreas circunvizinhas, além de manter o seu valor paisagístico, importante numa região de topografia plana como é a planície costeira em consideração. Ademais, as dunas constituem-se em ambientes que servem de habitat para várias espécies animais e vegetais que ali encontram condições singulares e ideais para o seu desenvolvimento. Os pântanos de água doce controlam, em grande parte, a função do ecossistema costeiro devido à sua interferência sobre ambientes vitais, marismas (*salt marshes*) principalmente, cuja vitalidade depende da qualidade e quantidade de influxo de drenagem de água doce. Assim, tais unidades devem ficar resguardadas de alterações e degradações provocadas por aterros, drenagem, desvio de curso ou abaixamento de nível d'água, represamento ou despejo de lixo, as quais têm o potencial de interferir na função do ecossistema costeiro como um todo e, em consequência, reduzir a sua capacidade de suporte (Clark, 1976).

Ademais, julga-se recomendável que sejam incluídas como áreas de conservação franjas adjacentes aos marismas e dunas costeiras principalmente, a fim de que exerçam um papel de "buffer", suavizando impactos diretos naquelas áreas vitais.

USOS CONFLITIVOS NA REGIÃO ESTUARINA

As atividades geradas por setores sócio-econômicos, tais como na vegetação, construções portuárias e costeiras, lançamento de rejeitos, dragagem, indústrias, agricultura e pecuária, assentamento de leitos de ferrovias e rodovias, urbanização, aplicação de fertilizantes e pesticidas, e tráfego de veículos, entre muitas outras, desde que aplicadas em áreas inadequadas ou praticadas em níveis acima de patamares de segurança, são capazes de provocar mudanças ou estresses no ambiente, determinando, em consequência, efeitos adversos que podem se refletir em menor segurança, em menor abundância e na qualidade de vida para a população biótica, diminuição da qualidade de recursos renováveis e da reciclagem de recursos esgotáveis. Em outras palavras, essas ações, ligadas numa cadeia de causa e efeito, conduzem a distúrbios ambientais determinando efeitos ecológicos os quais, quando capazes de degradar o ecossistema, causam impactos ambientais que irão prejudicar aspectos sociais e econômicos ligados a atividades humanas.

Uma área que esteja submetida a tal sorte de prejuízo configura um uso conflitivo desde que a sua vocação não está sendo atendida em termos e em níveis de manutenção da capacidade de suporte.

Comparando-se as atividades e ocupações atuais com o mapa da figura 5, verifica-se que áreas que, por suas qualidades, foram incluídas nas categorias de preservação e conservação, são submetidas a tipos e/ou intensidade de uso incompatíveis com esses ambientes e, assim, capazes não só de degradá-los como também de disseminar sua ação deletéria para porções mais distantes ou mais extensas do sistema estuarino.

Embora se careçam de informações, principalmente quantitativas, sobre os níveis de degradação provocados por essas atividades, definem-se e delimitam-se áreas de uso conflitivo com base em modelagens de sistemas estuarinos (diagramas de sistemas estuarinos; ver Asmus e outros, 1984, figura 3) onde, mediante a análise das interrelações e interações dos diversos componentes do sistema, pode-se inferir, através de uma cadeia previsível de impactos e efeitos, as alterações que tendem a perturbar o ecossistema.

Ressalte-se ainda que há regras básicas de gerenciamento de ecossistemas relacionados com os fatores limitadores e moduladores que governam a capacidade de suporte dos sistemas (Clark, 1976), que uma vez infringidas (p.ex.: redução do suprimento natural de nutrientes; redução da concentração natural de oxigênio; descarga de sólidos em suspensão; redução ou obstrução do fluxo de água no ou para o estuário; e descarga de substâncias tóxicas ou patogênicas) resultam, geralmente, em danos para os ambientes e, assim, onde ocorrem são capazes de oferecer indicações para a determinação e delimitação de áreas de uso conflitivo.

Com base nesses critérios, consideram-se dois níveis de uso conflitivo na região estuarina da lagoa dos Patos: um mais grave e o outro menos grave. O primeiro nível é considerado mais grave não só com base em si mesma, o caso das áreas de preservação onde não deveria haver atividade alguma, como também pelo tipo de atividade e intensidade com que ela se desenvolve, sem levar em conta preceitos de planejamento ambiental.

O outro nível, menos grave mas nem por isso menos preocupante, caracteriza uma atividade em áreas de conservação acima do que permite a capacidade de suporte ou atividades muito intensas em áreas de desenvolvimento, sem planejamento ou controle, podendo dessa forma afetar áreas vitais próximas.

As áreas de uso conflitivo muito grave na região estuarina da Lagoa dos Patos situam-se principalmente nos arredores da cidade do Rio Grande. Ali, à vulnerabilidade do estuário que - como é regra geral para todos os estuários - torna quaisquer atividades que neles se desenvolvam fontes potenciais de degradação, soma-se o fato de ser essa cidade um assentamento bastante antigo (1737) o qual, por sua condição de fácil acessibilidade, confinamento e de único porto marítimo do Rio Grande do Sul, vem desde há muito se constituindo num importante centro portuário e industrial. Porém, desde que tal desenvolvimento fez-se sem levar em conta aspectos ambientais, ocorreram e continuam a ocorrer agressões ao sistema, com intensidades variáveis, as quais configuram usos antagônicos quando vistas sob o enfoque do planejamento ambiental costeiro.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

No panorama costeiro do Brasil, o estuário da Lagoa dos Patos é feição importante porque liga o vasto complexo hidrográfico do sistema Patos-Mirim com o oceano, constituindo destarte o único estuário de grande porte da região temperada brasileira. É importante, também, porque, em função de suas qualidades, tem permitido o desenvolvimento de atividades pesqueiras, industriais, portuárias e de lazer, que se revestem de significação econômica e social. É, de outra parte, uma feição peculiar porque as marés meteorológicas predominam sobre as marés astronômicas, determinando, assim, a falta de ciclicidade preditiva da entrada e saída do mar. De tal forma, a depender da frequência e persistência das direções e intensidades dos ventos e da chuva, há períodos em que o estuário se comporta como um "rio", ou em que a persistência de altas salinidades da água tornam-no, sob esse aspecto, semelhante ao oceano.

Como todos os estuários, de uma maneira geral, também o estuário da Lagoa dos Patos é área sensível e vulnerável à ação deletéria de agentes antropogênicos, e a falta de cuidados ambientais, em termos de planejamento e gerenciamento, tem conduzido ao uso conflitivo em muitas áreas.

A quisa de conclusão pode-se afirmar que uma abordagem inicial de geologia ambiental, que subsidiou a elaboração de mapas derivados, ensejou a caracterização das várias unidades ambientais, tanto no aspecto abiótico como no aspecto biótico. Do conhecimento assim adquirido definiram-se unidades de recursos terrestres e aquáticos, essenciais para a formulação de categorias de utilização e para a detecção de áreas de usos conflitivos.

Tais resultados satisfatórios provocam a recomendação de que a abordagem usada para o caso da região estuarina da Lagoa dos Patos seja considerada como uma opção de estudo para outras áreas do litoral brasileiro.

AGRADECIMENTOS

Este trabalho fez-se como parte do Projeto Lagoa dos Patos (Estrutura e Dinâmica do Sistema Lagoa dos Patos) financiado pela CIRM. H.E.Asmus é bolsista do CNPq.

BIBLIOGRAFIA

- ASMUS, H.E., ASMUS, M.L. & DREWS, C. - 1984. Levantamento e modificações do ecossistema estuarial da Lagoa dos Patos. 1º Seminário sobre Pesquisa na Lagoa dos Patos (Porto Alegre).
- ASMUS, H.E., ASMUS, M.L. & TAGLIANI, P.R.A., 1985 - O Estuário da Lagoa dos Patos: um Problema de Planejamento Costeiro. II Encontro de Gerenciamento Costeiro (Fortaleza).
- ASMUS, H.E. e outros, 1982 - Geologic foundations of the Ecosystems in the Southern Brazilian Coastal Plain. Intern.Symp.Coast.Ecosyst.(Rio Grande, Brasil). Atlantida, 5(2):7
- ASMUS, M.L. 1984 - Estrutura da Comunidade associada à Ruppia maritima no estuário da Lagoa dos Patos, Rio Grande do Sul, Brasil. Tese de Mestrado. Univ.Rio Grande, 154p.
- BROWN, Jr.L.F., 1974 - Critical Role for Geologists in Resources and Environmental Management., AAPGBull, 58(9):1771-1780.
- BROWN, Jr.L.F. e outros - 1976 - Environmental geologic atlas of the Texas Coastal Zone - Corpus Christi Area. Bureau of Economic Geology. Univ.Texas

- at Austin, 123p.
- CALLIARI.L.J. 1980 - Aspectos sedimentológicos e ambientais da região estuarial da Lagoa dos Patos, RS, Brasil. Tese de Mestrado. Univ.Fed. Rio Grande do Sul, 190p.
- CLARK.J.R., 1976 - Coastal ecosystem management New York, Wiley Interscience Publication, 928.p.
- KJERVE.B. 1986 - Comparative Oceanography of Coastal Lagoons in: Estuarine Variability, p.63-81 New York, Academic Press.
- LONG.T. & PAIM.P.S.G. 1987 - Modelo da Evolução Histórica e Holocênica do Estário da Lagoa dos Patos, RS, Anais do Iº Congr.Assoc.Brasil.Estud.Quat. (Porto Alegre) (no prelo).
- LONG.T., 1988a - A Holocene Internal Delta in The Patos Lagoon Estuarine Region. AGU. Chapman Conference. Sediment Transport Processes in Estuaries (Bahia Blanca, Argentina).
- LONG.T., 1988b - Evolução Cenozóica da Planície Costeira do Rio Grande do Sul. Projeto Lagoa dos Patos, Relatório Anual (Geologia).
- LUTTIG. G. 1978 - Geoscientific maps of the environment as an essential tool in planing. Geol. Mijnbown, 57(4): 527-532.
- PAIM.P.S.G. & ASMUS,H.E., 1986 - Fundamentos Geológicos do Ambientes do Ecosistema Estuarino da Lagoa dos Patos, RS XXXIV An.Congr.Brasil.Geol V.I
- SILVEIRA,J.D. 1986 - Morfologia do Litoral. In.Brasil, A Terra e o Homen A.Azevedo (ed), V.I. As Bases Físicas. Cap.IV, p.253-305, São Paulo. Companhia Editora Nacional.
- TURNER.A.K. & COFFMAN, D.M. 1973 - Geology for planing: a review of environmental geology. Quart.School Mines, 68(3): 1-127 Col.

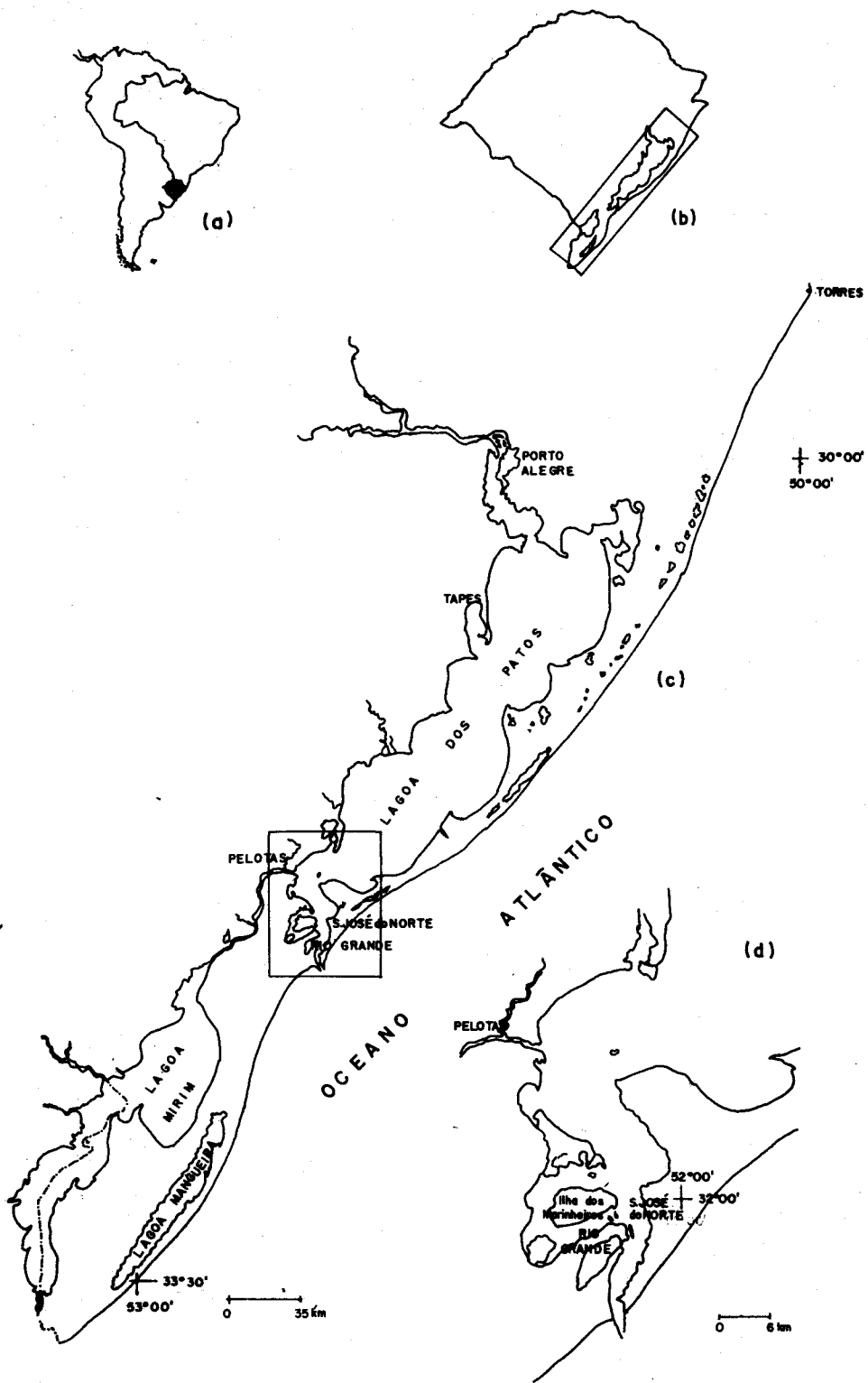


FIG. 1 - MAPA DE SITUAÇÃO DA ÁREA ESTUDADA.

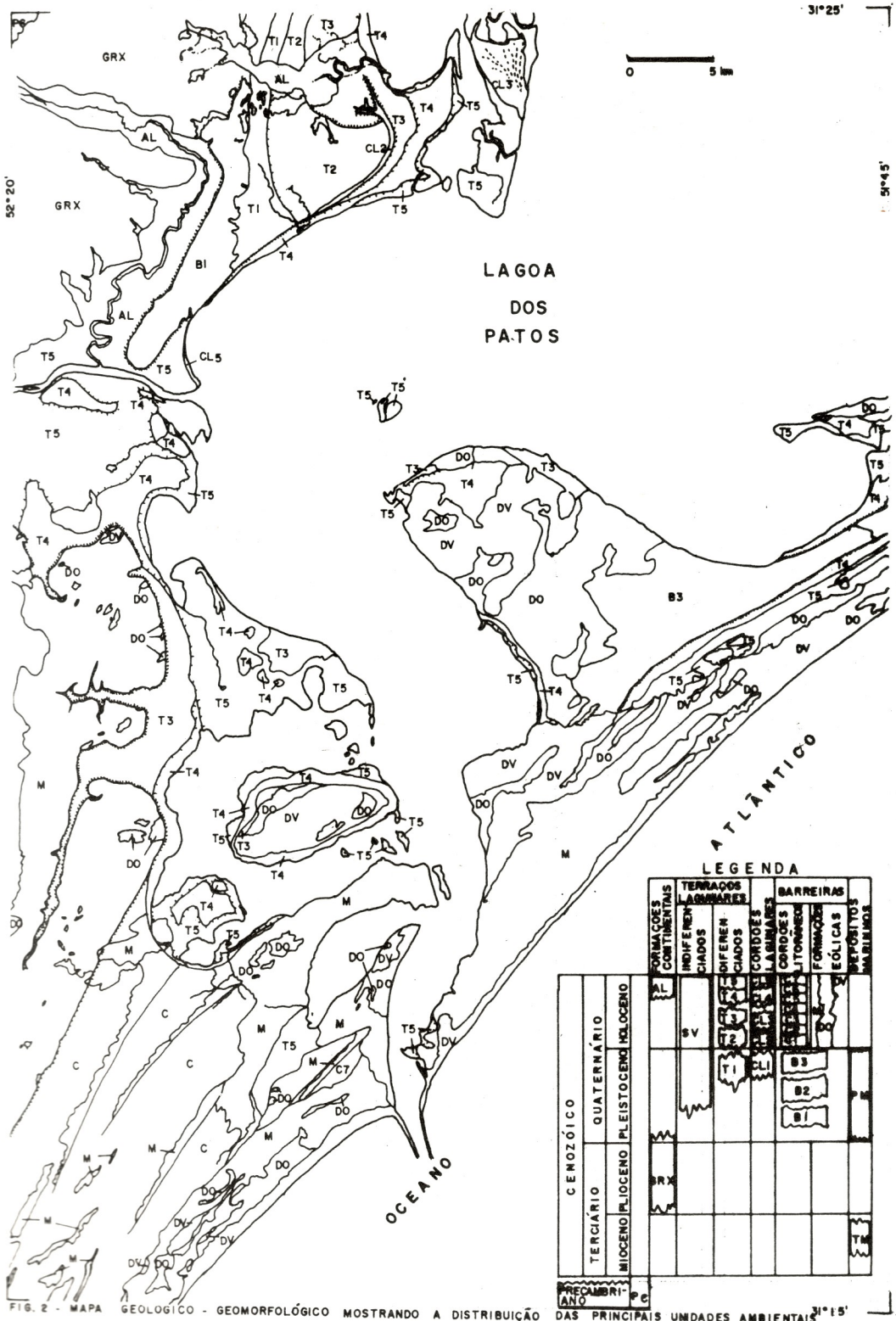


FIG. 2 - MAPA GEOLÓGICO - GEOMORFOLÓGICO MOSTRANDO A DISTRIBUIÇÃO DAS PRINCIPAIS UNIDADES AMBIENTAIS

LEGENDA

CENOZÓICO	QUATERNÁRIO	AL	FORMAÇÕES CONTINENTAIS	SV	INDIFERENÇADOS	T1	CORDÕES	B3	CORDÕES	B2	FORMAÇÕES	ECÓLICAS	SEYOSITOS	TM
	TERCIÁRIO	GRX	INDIFERENÇADOS	T2	CORDÕES	B1	CORDÕES	B1	CORDÕES	B1	FORMAÇÕES	ECÓLICAS	SEYOSITOS	TM
	MIOCENO	AL	INDIFERENÇADOS	T2	CORDÕES	B1	CORDÕES	B1	CORDÕES	B1	FORMAÇÕES	ECÓLICAS	SEYOSITOS	TM
PRECAMBRIANO	PC													

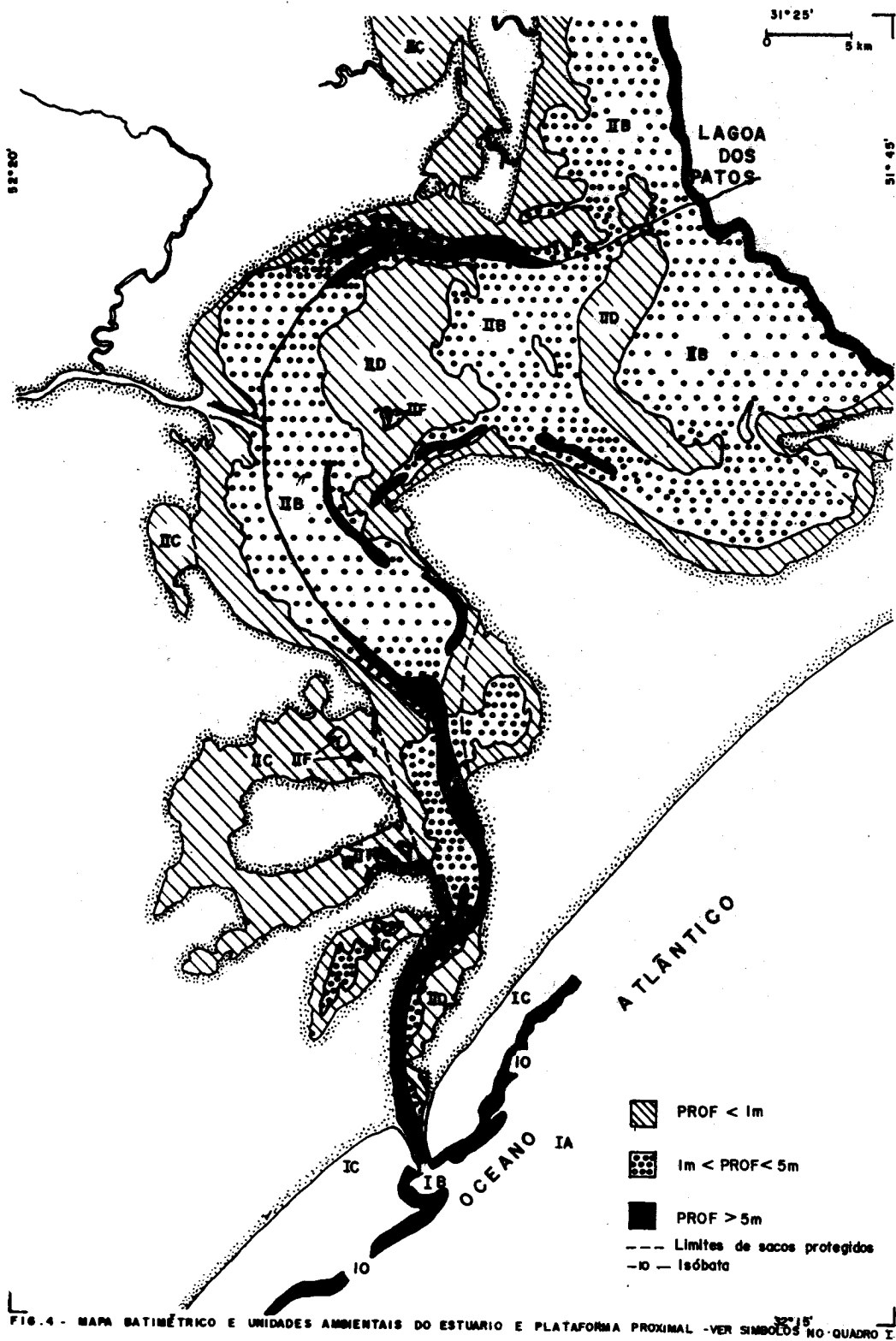


FIG. 4 - MAPA BATIMÉTRICO E UNIDADES AMBIENTAIS DO ESTUÁRIO E PLATAFORMA PROXIMAL -VER SÍMBOLOS NO QUADRO I

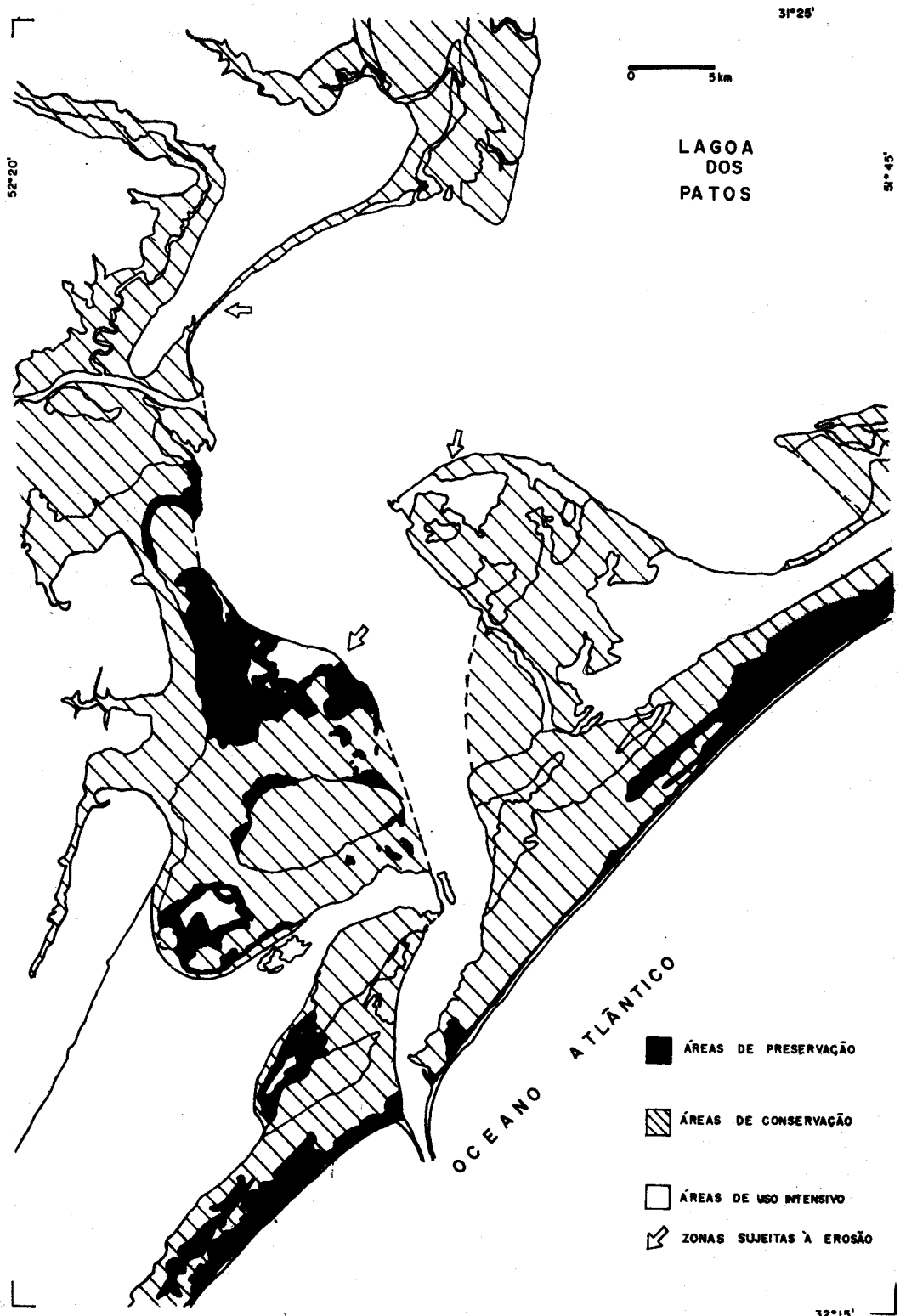


FIG. 5 - MAPA DE CATEGORIAS DE UTILIZAÇÃO. DETALHES NO TEXTO.

SISTEMAS	UNIDADES	SIMBOLOGIA
MARINHO COSTEIRO	PLATAFORMA PROXIMAL EMBOCADURA DO CANAL PRAIA OCEÂNICA INTERMARÉ	I A I B I C I D
ESTUARINO	CANAL ZONAS INTERMEDIÁRIAS SACOS PROTEGIDOS BANCOS E BAIXIOS ILHAS MARISMAS PRAIAS ARENOSAS	II A II B II C II D II E II F II G
FAIXA LITORÃNEA EMERSA	DUNAS COSTEIRAS DUNAS VIVAS DUNAS SEMIFIXADAS MANTO DE ASPERSÃO EÓLICA	III A III A ₁ III A ₂ III A ₃
SISTEMA ANTRÓPICO	ENROCAMENTOS ATERROS	IV A IV B
LAGUNAR	PRAIAS ARENOSAS TERRAÇO LAGUNAR 5 BANCOS E BAIXIOS	V A V B V C
FLUVIAL	ALUVIÕES RECENTES RIOS, ARROIOS E CANAIS	VI A VI B
TERRESTRE	PRÉ - CAMBRIANO BARREIRAS INTERBARREIRAS TERRAÇO 4 TERRAÇO 3,2,1 CORDÕES LITORÃNEOS DUNAS VIVAS DUNAS SEMIFIXADAS LAGOAS AÇUDES E REPRESAS MANTO ASPERSÃO EÓLICA	VII A VII B VII C VII D VII E VII F VII G VII H VII I VII J VII K

QUADRO I - SISTEMAS E UNIDADES AMBIENTAIS IDENTIFICADAS NA PLANÍCIE COSTEIRA SUL BRASILEIRA.

EVOLUTION CÔTIÈRE EN GUYANE FRANÇAISE: LA ZONE DE SINNAMARY

Prost, M. T.

Lointier M.

Barthes B.

Centre ORSTOM, Cayenne, Guyane

Résumé

La zone de Sinnamary, comprise dans la scène SPOT du 26 Octobre 1986, est un bon exemple de l'évolution côtière récente en Guyane française.

Sur une coupe Sud-Nord, à partir des formations du socle précambrien, apparaissent:

- La plaine côtière pléistocène, constituée par des sédiments marins de la formation COSWINE. La morphologie est caractérisée par la présence d'anciennes barras pré-littorales qui ont évolué par pédogénèse.

- La plaine côtière holocène, formée par les sédiments marins et fluviomarins de la série DEMERARA. Dans sa partie sub-côtière, la plaine est le domaine des grands espaces paraliques. Ces marais sont sillonnés par des cheniers qui séparent les différentes phases fines de la sédimentation DEMERARA.

- La ligne du rivage est actuellement le siège de modifications morphologiques spectaculaires, qui donnent origine à des phénomènes d'envasement et de désenvasement des côtes guyanaises, eux-mêmes liés à l'immense apport de rejets fins amazoniens.

Le traitement d'images SPOT, réalisé dans le Centre-ORSTOM de Cayenne, met en relief les différentes unités morphologiques et donne une très bonne résolution pour la cartographie des plans d'eau libre et des zones hydromorphes.

Evolução costeira na Guiana francesa: a zona de Sinnamary

Resumo

A zona de Sinnamary, que aparece na imagem SPOT de 26 de Outubro de 1986, é um bom exemplo da evolução costeira recente na Guiana francesa.

Em um corte Sul/Norte, entre as formações do escudo precambriano e o Atlântico, aparecem sucessivamente:

- A planície costeira pleistocênica, constituída pelos sedimentos marinhos da formação COSWINE. Antigas barras pré-litorâneas, que evoluíram por pedogênese, caracterizam sua morfologia.

- A planície costeira holocênica, formada pelos sedimentos marinhos e fluviomarinhos da formação DEMERARA. Em sua parte costeira, a planície é o domínio de grandes espaços palustres. Estes espaços são atravessados por cheniers que separam as diferentes fases finas da sedimentação DEMERARA.

- A linha da costa é atualmente o palco de modificações morfológicas espetaculares, que originam fenômenos de acumulação e progradação lamosa e também de recuo erosivo nas áreas situadas entre os bancos de lama; estes bancos, que migram lentamente em direção Oeste/Noroeste, resultam do impacto da imensa carga sedimentar amazônica na costa das Guianas.

O tratamento das imagens SPOT, realizado no Centro ORSTOM de Caiena, faz aparecer claramente as diferentes unidades morfológicas e fornece uma excelente resolução para a cartografia dos espaços palustres costeiros.

Coastal evolution in French Guiana: key-area Sinnamary

Abstract

The key-area Sinnamary, appearing in the SPOT's view from the 26th October 1986, is a very good example for the recent coastal evolution in French Guiana.

A South/North cross-section between the shield and the ocean shows:

- The old coastal plain (Pleistocene), formed by the marine sediments of the COSWINE formation. The morphology is characterized by an offshore bars landscape, that has evolved by pedogenesis.

- The young coastal plain (Holocene), formed by the marine and fluvio-marine sediments of the DEMERARA formation. Wide paralic spaces appeared in the inner parts of this coastal plain. These swamps are criss-crossed with cheniers which separate the fine-grained phases of DEMERARA.

- Along the shoreline, short-term morphological's variations are very dynamic. Huge mudbanks, separated by inter-bank zones, migrate slowly and continuously towards W/NW. Progradation of the shoreline occurs within the bank zone, whereas erosion took place within the inter-bank zones.

SPOT image's processing, done in the ORSTOM-Center of Caiena, stresses the morphological units and gives an excellent resolution for the cartography of the paralic's environment

Mots-clés: Côte de la Guyane Française. Processus côtiers. Morphologie côtière. Sédimentologie. Changements de la ligne du rivage. Mangrove. Marais. Cheniers. Barres pré littorales. Holocène. Pléistocène. Systèmes de transformation en pédologie. Télédéttection. Traitement d'images satellitaires.

Evolution côtière en Guyane Française: la zone de Sinnamary

Introduction

L'étude de l'environnement côtier de la Guyane, faite entre 1982 et 1988 à Cayenne (*au Centre-ORSTOM et à la Direction Départementale de l'Équipement*) (AUDIGE, 1986; BARTHES B., 1988; BOULET R. et al., 1982; FRITSCH J.M., 1984; LOINTIER M., 1986; LOINTIER M. & PROST M.T., 1986, 1988; PROST M.T., 1986, 1987; 1988; PROST M.T. & PROST M.T. & LOINTIER M., 1987) et à l'IGBA/Univ. de Bordeaux (FROIDEFOND J.M. et al., 1985; FROIDEFOND J.M. & PUJOS M., 1988; JEANTET D., 1982; JOUANNEAU J.M. & PUJOS M., 1987, 1988; PUJOS M. & ODIN G.S., 1986; PUJOS M. et al., 1984, 1985) a été appuyée, en plus des travaux de terrain, sur la photointerprétation de clichés IGN et REGNAM et sur un seul cliché LANDSAT (du 30 Octobre 1976). Actuellement l'ATOG (Atelier de Télédétection ORSTOM/GUYANE, Cayenne), opérationnel depuis janvier 1988, introduit une nouvelle dimension dans cette étude.

Le système de Télédétection par le satellite SPOT est très performant, car il permet d'obtenir des observations dans trois bandes du spectre visible et du proche infrarouge et surtout avec une résolution au sol de 20 mètres. Les applications sont la cartographie de la côte guyanaise au 1/30.000 et au 1/ 50.000 ainsi que les problèmes spécifiques de l'environnement côtier. En ce qui concerne les données images, elles sont découpées en "scènes" de 60 km de longueur. Les supports de sortie sont des bandes magnétiques compatibles ordinateur ou des tirages papier couleur.

Dans le cas de la Guyane (figure 1), deux scènes couvrent le littoral entre Cayenne et Iracoubo. Notre travail concerne la zone de Sinnamary qui fait partie de la scène Kourou-Iracoubo (figure 2). La zone de Sinnamary est un exemple d'une séquence morphosédimentaire d'une plaine d'accumulation côtière équatoriale dont l'évolution s'inscrit dans celle du cadre régional des Guyanes. On distingue, entre l'océan et le socle précambrien (TURENNE, J.F., 1978) (figure 3):

- **La plaine côtière holocène** (*young coastal plain*), située entre 0 et 5 m, formée par les sédiments marins et fluviomarins de la série DEMERARA, comprenant trois phases sédimentaires fines (MARA, MOLESON et COMOWINE) séparées les unes des autres par des cordons sableux (cheniers). La sédimentation fine DEMERARA se traduit, dans le paysage, par des marais d'eaux saumâtres et douce, tant à l'est qu'à l'ouest de Sinnamary.

- **La plaine côtière pléistocène** (*old coastal plain*), située grosso modo entre 5 et 15/20 m, formée par les sédiments marins et fluviomarins de la série COSWINE. On distingue deux faciès: un substratum d'argiles marines dessalées (COSWINE argileux) et des cordons sableux (barres pré-littorales, COSWINE sableux). L'exemple caractéristique est la savane des Pères (secteur de Corossony, à l'ouest de Sinnamary).

Ces unités représentent une séquence tant dans l'espace que dans le temps. Elles sont forcément complexes: à l'intérieur de chaque unité ou sub-unité on observe des variations morpho-sédimentaires, hydrologiques et pédologiques significatives, qui représentent les interrelations entre les différents milieux.

La séquence morphosédimentaire côtière

I - LA LIGNE DU RIVAGE

La plaine côtière de la Guyane, qui s'étend sur 320 km entre l'Oyapock (à l'est) et le Maroni, (à l'ouest) est basse et marécageuse, bordée par la mangrove de front de mer et traversée par des larges estuaires. De largeur variable (entre 50 et 5 km) elle se situe entre les formations du socle précambrien et l'océan. La côte est caractérisée par des transformations morphologiques à très court terme (à l'exemple de celle de Sinnamary) liées essentiellement à l'immense apport sédimentaire fin provenant de l'Amazone.

D. EISMA (1988) considère que l'Amazone apporte à la mer entre 11 et 13×10^6 tonnes par an de sédiments en suspension et environ 1×10^6 tonnes de charge de fond: 10 à 20% de l'apport en suspension (argiles et limons, avec un peu de sable fin) est transporté par les courants au long des côtes des Guyanes (1600 km), jusqu'à l'Orénoque. Une partie circule en suspension au large, et l'autre partie transite au long de la côte sous la forme de vastes bancs de boue d'environ 30 à 40 km de longueur. Quand un banc est devant un secteur donné de la côte, il y a progradation du rivage; entre deux bancs, par contre, il y a recul. Accumulation et érosion sont alternatifs et simultanés au long des côtes. Quant à la part des fleuves guyanais à la sédimentation, elle est très faible, d'environ 1% (LOINTIER M. & PROST M.T., 1988); l'eau "café au lait" des embouchures est liée à la vase remise en suspension par l'action des courants de marée.

Sur la scène SPOT (Sinnamary, 26 Octobre 1986) le dépointage du radiomètre (entre plus et moins 26° par rapport à la verticale) permet une vision toute particulière de l'état de surface de la mer (WADSWORTH A. & PETIT M., 1987). Les deux scènes acquises sous un angle de 23° montrent, sans aucun traitement préalable, un réseau d'ondes de houle, dont la limite est parallèle au rivage et s'étendant sur une distance de 25 km vers le large. Après un traitement numérique (LOINTIER M.) de type "rehaussement de dynamique", on distingue trois zones (figure 4), à savoir:

(1) une zone face aux marais de la route de l'Anse, caractérisée par des longueurs d'onde de l'ordre du km.

(2) plus en l'ouest, en face de la zone en érosion du Sinnamary, un réseau d'onde de longueur d'oscillations nettement inférieurs à la précédente.

(3) de nouveau, une zone semblable à la première, en face du banc d'Iracoubo.

Grâce à ce procédé, on arrive à définir un élément de plus dans l'action des paramètres océanographiques modifiant la ligne du rivage (zones 1 et 3 correspondant à la localisation des bancs de vase et zone 2 étant celle de l'érosion du trait de côte). A l'intérieur de la zone (3) on observe une légère inflexion des ces ondes qui reproduisent grosso modo l'orientation du trait de côte.

La configuration de l'ensemble des trois zones coïncide avec le prisme vaseux côtier reconnu jusqu'à l'isobathe 20/25 m (BOUYASSE & al., 1977; JEANTET D. 1982; PUJOS M. & ODIN G.S., 1986).

II - LES MARAIS COTIERS

Une des caractéristiques majeure de la plaine holocène de Sinnamary est la présence de vastes zones paraliques qui s'étendent tant à l'est qu'à l'ouest du fleuve et en arrière de la mangrove. Ils font partie des "zones humides de Sinnamary et Iracoubo" (DUJARDIN J.J., 1986), comprenant, en 1966, 31000 ha de marais et 27000 ha de mangroves. Il s'agit de marais herbacés alternant avec des savanes et de galeries forestières.

Après transformation géométrique des données SPOT à l'échelle du 1/50.000, un *transect radiométrique* perpendiculaire à la côte permet de repérer les principales unités morphologiques et écologiques (figure 5). Le calcul de type "*index de végétation*" rehausse la dynamique de l'image qui contient ainsi les principales structures observées: les mangroves de front de mer et d'estuaire ont des basses valeurs radiométriques, au contraire des savanes (Brigandin et Corossony) aux hautes valeurs radiométriques. Les forêts présentent les plus basses valeurs radiométriques, notamment la forêt ombrophile sur socle. A l'intérieur des unités, des sub-unités se détachent: par exemple les cheniers situés à environ 3 km du rivage, contrastant nettement de la mangrove voisine.

Ce transect permet une confrontation précise avec les vérités-terrain à la même échelle et prépare le traitement sur l'image complète.

1. Les marais de l'est

Ils s'étendent sur des dizaines de km à l'est du fleuve. On distingue:

- En premier lieu, des marais intérieurs, situés au nord de la route n° 1 et en arrière de la mangrove ou des cordons littoraux sableux (Dégonde, Renner, Balata, Vogel, Carouabo) (V. figure 3). Ces marais à végétation herbacée, situés à environ 2 m d'altitude, sont dominés de 1 à 4 m par des îlets allongés ou digités (îlets Nango, Pointe Coton, Coquelet, Maripa, Igname, etc) couverts par une végétation plus dense (forêt avec palmiers): il s'agit, pour la plupart, des *îlets de dissection*, façonnés par l'érosion dans les sédiments pléistocènes et qui témoignent du recul de l'ancien rivage. Dans les marais situés au sud de la route de l'Anse, dominent les sols peu évolués d'apport, hétérogènes. Le matériau parental est constitué par les argiles DEMERARA (phase MARA; GUILLOBEZ S., 1979) elles-mêmes "reposant sur un fond de sables et d'argile compacte COSWINE". (SOURDAT M., 1963-1965)

Quelques cours d'eau, en provenance du socle, traversent les marais. Les basses vallées ont été comblées par les dépôts transgressifs COSWINE et DEMERARA; sur le Sinnamary, par exemple, l'accumulation holocène est à l'origine de zones marécageuses entre le bourg et le canal Philippon, les terrasses pléistocènes apparaissant vers l'amont. Sur le rivage, les cours d'eau subissent l'impact de l'hydrodynamique côtière: par exemple, l'embouchure de la crique Malmanoury a reculé d'environ 100 m entre 1950 et 1951 (BARRUOL J., 1959). Quant à l'estuaire du Sinnamary, il est dévié vers le NW (LOINTIER M., 1986) et subit actuellement une forte érosion.

- En deuxième lieu, des marais largement ouverts vers la mer, à cause du recul du rivage (V. figure 2).

L'exemple le plus frappant observé sur la scène SPOT est situé entre la route de l'Anse (au sud), la plage Dégonde (à l'est) et la limite actuelle de la mangrove (à l'ouest). Les marais sont en contact direct avec les eaux marines par la disparition

presque complète de la mangrove sur le front de mer. On passe ainsi des espaces de vase nue, parsemés ici et là par les troncs morts et/ou par des bosquets résiduels d'*Avicennia* aux étendues d'eau libre. La mangrove ne se maintient qu'au-delà, en direction de l'embouchure du Sinnamary, où elle subit d'ailleurs un net recul.

Les marais sont sillonnés par les chenaux de marée qui pénètrent très peu à l'intérieur des terres. Le milieu est maritime et salé (les eaux à l'embouchure des criques sont marines, avec une salinité de 28 ‰/oo). Les dépôts sont récents et actuels (phases MOLESON et COMOWINE; In, GUILLOBEZ S. 1979). Une datation ¹⁴C, réalisée sur la vase-bleue du substratum de la plage Degonde (faite à la demande de l'IGBA), a révélée un âge de 3.500 BP, ce qui prouve l'érosion significative subie par ce secteur du rivage.

2. Les marais de l'ouest

Un seul grand marais est représenté à l'ouest du Sinnamary: le grand marais de Yiyi (V. figure 3), développé entièrement dans les argiles marines DEMERARA (carte géologique KOUROU, 1959) de la phase MOLESON (GUILLOBEZ S., 1979). Nombreux plans d'eau libre, partiellement couverts par les espèces végétales flottantes, apparaissent à l'est et au sud du marais. Sur les rives s'élèvent des populations denses de moucou-moucou (*Montrichardia arborescens*) caractéristiques des milieux d'eau douce ou très faiblement salée (moins de 1 ‰/oo).

La digue Yiyi s'appuie sur un chenier pour traverser le marais. Au nord de la digue, le marais devient plus vaste et se prolonge vers l'ouest, terminant en biseau peu avant Trou Caïman (vallée de la Counamama). Simultanément, le tracé de la crique Yiyi s'infléchit vers l'ouest, parallèlement à la ligne du rivage, disposition semblable à celle des estuaires du Sinnamary, de la Counamama et de l'Iracoubo (déviation des embouchures par le transit côtier).

Une forêt de palétuviers sépare le marais de la mer. La mangrove, assez large il y a 25 ans (MAZEAS, 1961) a progressé vers le large mais des signes d'érosion s'observent à présent sur le rivage. Le contact entre la mangrove et le marais est progressif: la densité de palétuviers diminue et laisse la place aux formations herbacées.

En conclusion, on observe, dans le secteur de Sinnamary, que:

- les espaces palustres côtiers, tant à l'est qu'à l'ouest du fleuve, correspondent à la sédimentation DEMERARA.

- les termes plus anciens de cette sédimentation apparaissent seulement dans les marais de l'est (phase MARA, correspondant au maximum de la transgression holocène) alors que ceux de l'ouest sont plus récents (phases MOLESON).

- au milieu des marécages MARA, les îlots de dissection témoignent du recul du rivage pléistocène. Quant au grand marais de Yiyi, il s'est développé sur des sédiments MOLESON et est sillonné au sud par un chenier.

- l'évolution des espaces paraliques est intimement liée à celle du rivage. A l'est, la partie maritime des marais est à présent sous l'emprise d'une importante érosion qui coïncide avec la zone interbanc de l'estuaire de la Sinnamary. A l'ouest, le marais de Yiyi, est séparé de la mer par la mangrove adulte, elle-même actuellement en recul.

III- LES CORDONS LITTORAUX

Des cordons sableux sillonnent les espaces paraliques sub-côtiers et la haute plaine littorale.

1. Les cheniers

Au point de vue génétique, la plaine côtière des Guyanes est une plaine d'accumulation de type "open ocean chenier plain"

Les cheniers sont des corps sableux linéaires et isolés, situés au-dessus de la ligne des plus hautes-mers, reposant sur un substratum d'argiles marines et qui se forment sur des côtes d'énergie modérée à moyenne, recevant un apport abondant de sédiments fins (PRICE, 1955; OTVOS et PRICE, 1979; AUGUSTINUS P., 1978; REINECK et SINGH, 1986; T. ELLIOT, In: READING, 1986, etc). Ces corps sableux témoignent d'anciennes lignes du rivage.

En Guyane française les cheniers sont généralement disposés parallèlement au rivage actuel et séparent les différentes phases fines de la sédimentation DEMERARA (TURENNE J.F., 1978).

Deux générations de cheniers ont été préliminairement identifiées en Guyane (PROST M.T., 1985) grâce à leur situation géomorphologique et leur degré de pédogénèse, à savoir:

- d'une part, les cheniers "anciens", situés à l'intérieur des terres (souvent au contact des formations pléistocènes) et formés par des sables jaunâtres à profil podzolique.

- d'autre part, les cheniers "récents", situés plus près du rivage et ayant un profil peu différencié, avec une mince litière en surface; ils sont formés par des sables grossiers à moyens, blanchâtres, montrant en profondeur des tâches ocre-rouille

Cette classification est toutefois insuffisante. D'une part, des dispositions assez complexes apparaissent dans la côte orientale de la Guyane (PROST M.T., 1986) et contrastent très nettement avec l'orientation actuelle du trait de côte; d'autre part, certains cheniers peuvent présenter des variations pédologiques latérales significatives (FAVROT J.C. et al., 1987). Dans l'attente de nouveaux résultats, nous n'introduisons pas dans cette étude de différenciations génétiques entre cheniers, tout en insistant sur le fait qu'ils continuent à se former actuellement sur le rivage dans les secteurs en désenvasement (PROST M.T., à paraître).

1.1 - Secteur de la route de l'Anse et de la plage Dégonde.

La recherche s'appuie sur une étude sédimentologique (projet CORDET-IGBA) concernant : un cordon sableux sur la rive droite du Sinnamary, au km 3 de la route de l'Anse (lat. 6°5'23'49" et long. 52°57'10"); un sondage (MARIUS C., 1986); la caractérisation de sables et de vases de la plage Dégonde, située à 15 km de Sinnamary, à l'aboutissement actuel de la route de l'Anse.

Le cordon sableux (3,50 m d'épaisseur) a une stratification parallèle à sub-parallèle typique. Le sable, à 1,5 m de profondeur, est quartzéux (99,75% de sables et 0,25% d'argiles), grossier (Md: 0,390 mm et mode 0,315 mm), avec un triage amélioré (So=1,31 et Qdphi=0,450), riche en staurotide, avec de la tourmaline, du grenat, un peu d'amphibole et zircon (déterminations IGBA). Le sondage, fait dans un marais voisin, a révélé à 9 m de profondeur des sables blancs et graviers émoussés (ancienne plage?) surmontés par des argiles. Quant aux échantillons sableux de la plage Dégonde, ils ont

été prélevés sur l'estran de la basse plage et sur un ancien cordon de la haute plage; deux autres prélèvements concernent la vase.

L'échantillon prélevé sur l'estran mouillé est composé par 100% de sable fin (Md=0,168 et mode=0,100), hétérométrique, avec un triage médiocre (So=1,58 et Qdphi= 0,650) avec biotite et un peu plus de 10% d'épidote. Le cordon de la haute plage (93,3% de sables et 6,70% d'argiles) est entaillé par la haute-mer. Il porte une forêt claire et sépare la plage d'une savane marécageuse intérieure. Les sables sont ocre foncé, fins (Md= 0,145 mm et mode =0,125 mm), bien triés (So=1,2 et Qdphi = 0,250) riches en staurotide, avec 20% de tourmaline et un peu d'amphibole. Les profils des plages étant très mobiles, des changements temporaires peuvent se produire; c'est ainsi que nous avons observé, en avril 1988, au même emplacement, des laisses des sables grossiers très riches en grenat et vraisemblablement en staurotide (analyses en cours). En tout état de cause, il semble que la plage Dégonde a été nourrie, au moins en partie, par l'ancien cordon. Cette hypothèse fait ressortir le rôle "nourricier" d'anciens cordons dans l'évolution actuelle des plages et des cheniers du rivage.

Le substratum est formé par de la vase gris-bleu (82,41% d'argile et 17,59% de sables; vase datée de 3.500 BP au 14C), à laquelle s'ajoutent les sables vaseux de la slikke (76,04% de sables, 23,96% d'argiles).

Accumulation de vases et de sables, sédimentation et érosion, progradation et recul du rivage, actions marines et continentales, sont l'expression d'une évolution côtière dynamique mise en relief par l'étude sédimentologique.

1.2 - L'estuaire du Sinnamary

L'image SPOT (26 Octobre 1986) fait ressortir des modifications morphologiques dans le secteur de l'estuaire du Sinnamary.

Par exemple, sur la rive gauche de l'estuaire (V. figure 2), un cordons sableux apparaît très nettement au contact de la savane Brigandin et de la mangrove ripicole actuelle. Son tracé est celui d'une plage assez ouverte, dont la direction coïncide avec celle du chenier qui supporte la route de l'Anse. L'existence d'une plage sableuse sur la rive gauche du fleuve Sinnamary il y a environ 50/60 ans (plage Brigandin) est soutenue par le témoignage de plusieurs habitants du bourg.

Grâce à la télédétection on observe à cet endroit une disposition en "point de rébroussement" qui se reproduit exactement à Grosse Roche, sur la rive gauche de l'Iracoubo. Par ailleurs, certaines embouchures sont caractérisées actuellement par une accumulation sableuse sur leur rive gauche en désenvasement, alors que la rive droite reste le domaine des bancs de vase à mangrove (cas des fleuves Mahury, Kourou, Iracoubo, et de quelques criques). Le traitement numérique d'image met en relief 4 classes de mangrove qui épousent la structure citée précédemment et qui pourrait traduire les phases de colonisation du banc de vase pendant les 50 dernières années.

Ce type de démarche peut apporter des éléments sur la dynamique historique de la côte pour laquelle on ne possède que des témoignages oraux et fragmentaires. (figure 6, zone A).

1.3- Secteur de la route n° 1, en face de la piste de Saint Elie

Le contact entre les formations holocènes et pléistocènes est très bien exprimé dans ce secteur (V. figure 3).

Les premières ont subi une pédogénèse et présentent un profil podzolique (par exemple, coupe située en face de la piste de Saint Elie, à 5°23'04" Lat. N et

52°50'223 Long.W.). L'horizon A (0,20 m) est gris très foncé à noir, humifère, à nombreuses racines fines. Entre 0,20 et 0,60 m, apparaît un horizon de transition, formé par des sables grossiers gris brun à gris très foncé. Entre 0,60 et 1,20 m les sables sont de blancs à gris, bouillants, avec traînées humiques et stratification pelliculaire. La base de la coupe (à partir de 1,20 m) est formée par un horizon d'accumulation de matière organique et de fer, de consolidation moyenne (alios, BHFe).

Deux échantillons ont été prélevés dans les sables blancs à gris dans la partie médiane de la coupe. *Le premier*, supérieur, est formé par des sables presque purs (98,84% de sables et 1,16% d'argiles), grossiers (Md=0,390 mm et mode=0,315 mm) avec triage amélioré (So= 1,430 mm et Qdphi = 0,5), riches en staurotide et avec un peu de tourmaline. *Le second*, prélevé vers 1,10 m, est constitué par le même type de sable (Md=0,370 mm, SO= 1,42 et Qdphi=0,50), 71,7% des grains sont émoussés, notamment sub-anguleux(28%) et à coins-arrondis(40,8%). Les grains sont généralement ternes, dépolis (25%) ou translucides.

Afin de pouvoir comparer et distinguer les formations sableuses, un *troisième* échantillon a été prélevé dans une *barre pré littorale* située au début de la piste de Saint Elie (V. figure 3), dans la savane des Pères (analyse IGBA). La formation est sablo-argileuse (86,85% de sables et 13,15% d'argiles). Les sables sont très fins (Md= 0,094 mm et mode=0,063 mm), riches en staurotide et avec 18% de muscovite, et très bien triés (SO=1,28 et Qdphi=0,350).

Quelques conclusions se dégagent de cette brève analyse:

- L'évolution de la plaine côtière holocène est, dans le secteur, sous l'interférence d'actions marines et fluvio-marines.

- L'apport sédimentaire amazonien est dominant, tant au niveau de l'évolution du rivage que de la plaine.

- Bien qu'indéniable, la part des fleuves guyanais dans la sédimentation côtière globale reste très faible.

- Les sables holocènes résultent en grande partie d'un l'apport local, comme le montrent les cortèges de minéraux lourds et l'accumulation actuelle sur quelques embouchures.

- Il y a remaniement des formations sableuses, la plage Dégonde étant nourrie, au moins en partie, par les sables d'un ancien chenier.

- Les anciens tracés du rivage, nettement exprimés sur la scène SPOT et confirmés par les enquêtes et le travail de terrain, s'expriment par les cheniers qui séparent différentes phases fines de la sédimentation DEMERARA.

- Les cheniers situés au voisinage des barres pré littorales, dans le périmètre de la savane des Pères, ont évolué par pédogenèse et ont un profil podzolique bien développé, avec un alios en profondeur.

- Les sables des cheniers se distinguent, par leur granulométrie, de ceux des barres pré littorales.

2. Les barres pré littorales

Les couvertures pédologiques guyanaises peuvent présenter des variations latérales rapides et importantes au point d'intervenir directement dans l'évolution du modelé. C'est le cas des barres pré littorales de la plaine côtière ancienne, étudiées par SOURDAT et DELAUNE (1970) TURENNE J.F. (1975,1978), et par BOULET R. et al. (1982).

Les sables fins marins (formation COSWINE sableuse) ont été accumulés sous la forme de barres allongées, disposées parallèlement au rivage, puis exondées. Ces

barres, qui s'étalent sur toute la plaine dans la zone de Corossony (V. figure 3), reposent soit sur des argiles marines (formation COSWINE argileuse) soit plus rarement sur les altérites du socle. Elles sont à l'origine d'un modelé ondulé de la plaine, discernable sur l'image SPOT.

TURENNE J.F. (1978) décrit les barres comme ayant généralement de 400 à 600 m de largeur, constituées par des sables argileux ocre fins et très fins, très bien triés (Md-90 microns, SOURDAT et DELAUNE, 1970). FAVROT J.C. et al. (1987) distinguent les barres hautes (7-15 m) sur sable fin, bien drainées, avec sommets ou bordures convexes et à pente forte, des barres basses (4-7 m) sur sable fin et argile en profondeur, mal drainées, avec des sols souvent dégradés, tronqués et à tendance planosolique. Entre les barres apparaissent des étendues planes (3-4 m) sur argile peu profonde (avec sols argileux ou sablo-argileux) et des gouttières et dépressions planes, avec sols hydromorphes sur un substratum argileux situé à environ 0,80 m de profondeur.

Une étude morphopédologique a été faite dans le secteur de la savane des Pères (B. BARTHES, 1988, crique Toussaint). L'auteur distingue, au point de vue géologique, les formations suivantes:

- les sables argileux fins, marins, (fin de la transgression COSWINE) . Ils constituent les barres pré littorales sensu stricto (hautes et basses), "résultant des processus de sédimentation, selon une direction SE/NW dominante". Les sédiments sont bien triés, accumulés en eau profonde au-delà du rivage (SOURDAT & DELAUNE, 1970).

- les argiles marines (début de la transgression COSWINE), situées sous les sables fins et sub-affleurant aux côtes faibles lorsque le niveau sableux s'amincit. Les argiles sont dessalées, gris clair à tâches rouges auréolées d'ocre, consolidées, peu perméables, de composition homogène (60% d'argile kaolinique et 40% de limons).

- une arène granitique, (dite S.D.B. - Série Détritique de Base), à sables de grossiers à fins, mal triés, issus de l'altération du socle et "vraisemblablement remaniés par transport fluvial et ensablement littoral." Les sols sont filtrants et appauvris. Près du rivage fossile cette arène est à l'origine des "pseudo-barres", encore mal connues, dont la granulométrie et la hauteur diffèrent de celles des barres sensu stricto.

Les formations issues du socle et celles de la plaine, apparemment bien différenciées, s'interpénètrent intimement: des pointements avancés du socle émergent parfois insensiblement de la plaine, alors que des sédiments sableux fins (qui ennoient parfois les bas-fonds entre les collines) constituent des avancées des matériaux de la plaine ancienne au sein du domaine du socle. Cette situation, à notre avis, est liée à la pénétration de la transgression COSWINE dans les vallées.

Quant au modelé, la forme initiale des barres a orienté, d'une manière générale, la disposition des axes secondaires du drainage et s'est à peu près maintenue (ondulations à sommet aplati ou arrondi, plus au moins anastomosées, séparées par des axes de drainage colmatés et marécageux). Mais la primauté de l'évolution revient à la pédogénèse: en effet, les barres présentent des variations pédologiques latérales importantes et rapides dont les termes extrêmes sont les sols ferrallitiques et les podzols de nappe (figure 7); le passage des premiers aux seconds s'accompagne d'un appauvrissement presque total en argile et fer, ce qui correspond à un processus d'érosion géochimique bien connu maintenant en Guyane. En particulier, les sommets podzolisés de certaines barres aplaties montrent des affleurements de nappe qui déterminent l'apparition de nouveaux axes de drainage. Ainsi, l'évolution des systèmes pédo-hydrodynamiques provoque un morcellement des barres qui, conjugué à l'exportation de matière qu'impliquent les

transformations successives de la couverture initiale, concourt à l'aplanissement, voir à la disparition des barres.

En conclusion, l'étude du secteur de Corossony met en évidence:

- le rôle joué par la transgression COSWINE dans l'évolution de la plaine côtière ancienne.
- l'importance de l'étude morpho-pédologique : c'est l'évolution pédologique des barres pré littorales qui commande celle du modelé.

CONCLUSION GENERALE

La séquence morphosédimentaire côtière de Sinnamary est caractérisée, d'une part, par une ligne de rivage qui subit des modifications morphologiques frappantes à très court terme - et dont l'évolution est directement liée à l'apport fin amazonien - d'autre part, par des formes et de formations littorales qui témoignent d'anciens rivages(de l'Holocène et du Pléistocène Supérieur Terminal).

En ce qui concerne le *rivage actuel*, progradation et recul sont alternatifs et simultanés et apparaissent nettement sur la scène SPOT: l'accumulation se traduit à l'est par le banc de Kourou, et à l'ouest par celui d'Organabo séparés par l'espace interbanc de l'estuaire du Sinnamary où le rivage est en recul. L'érosion actuelle est très forte à l'embouchure du fleuve où les changements côtiers sont spectaculaires.

Quant aux vestiges *d'anciens rivages* ils se traduisent par les formes et les dépôts COSWINE (Pléistocène) et DEMERARA (Holocène). Il s'agit de *deux épisodes transgressifs (eustatiques)*.

L'âge de la *transgression COSWINE* (= Upper Coropina Formation au Surinam; In: KROOK L., 1979) reste incertain (BRINKMAN R. et PONS L.J. 1986), bien que divers auteurs la placent vers 120.000 BP (BOYE M., 1963; VEEN A.W.L., 1970, etc). Il faut signaler que BOUYSSÉ et al. (1977), JEANTET D. (1982), et PUJOS M. & ODIN G.S. (1986) situent à 30.000 BP un haut niveau marin glacio-eustatique pré-DEMERARA grâce à l'étude des vases consolidées rencontrées en Guyane sous la vasière actuelle. Ce niveau marin n'aurait pas dépassé le zéro actuel. En ce qui concerne la *transgression DEMERARA*, son maximum est daté de 6000 BP (phase MARA).

Les transgressions de 120000 et de 6000 BP sont reconnues par la grande majorité des quaternaristes sud-américains; elles sont l'expression des composantes glacio-eustatiques en Amérique du Sud Atlantique (SCHNACK E., 1987) et se traduisent par une distribution continue de rivages élevés en Argentine, au Brésil, et en Guyane. D'autres facteurs (tectoniques, isostatiques, géoidal), s'ajoutent aux niveaux régional et local.

Après leur formation, à la fin de la transgression COSWINE, les barres pré littorales ont subi une *transformation pédologique*. C'est celle-ci qui commande l'évolution d'une grande partie du modelé de la haute plaine.

Les vestiges de rivages holocènes post-MARA sont marqués par les cheniers dont l'évolution est sous l'emprise des phases de progradation par les vases (bancs de boue) et de recul par l'action des vagues (cheniers).

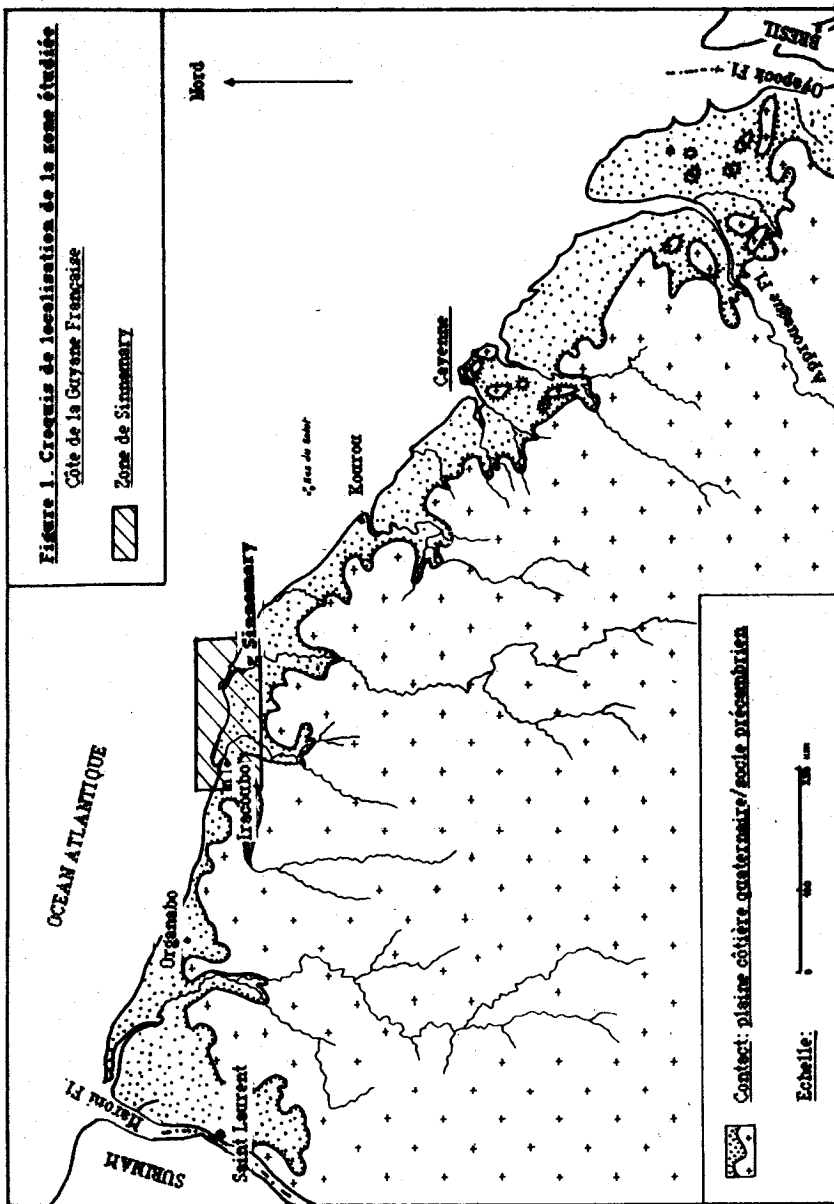
Le traitement d'images satellitaires apporte une dimension analytique et dynamique à la recherche. Les images couvrent des surfaces importantes en permettant une vision d'ensemble à partir d'un document homogène enrichi par les possibilités de répétitivité. La comparaison des images successives est une source inestimable l'information, notamment en ce qui concerne le suivi de l'évolution morpho-sédimentaire à court terme des côtes de Guyane.

Bibliographie

- Audige, A.**, 1980. *Estuaire du Mahury*. In: Le littoral guyanais (fragilité de l'environnement). Nature guyanaise. Sepanrit. Sepanguy. 25:30
- Augustinus, P.G.E.F.**, 1978. *The changing shoreline of Surinam (South America)*. Thesis. Uitgaven "Natuurwetenschappelijke Studiekring voor Suriname en de Nederlandse Antillen". Utrecht, 95, 232 pp.
- Barruol, J.** (1959). *Carte géologique de la Guyane Française au 1/100.000. Kourou*. Ministère de l'Industrie. Imprimerie Nationale. Paris.
- Barthes, B.**, 1988. *Cartographie de sols et problèmes d'aménagement au périmètre Crique Toussaint (Sinnamary)*. Centre ORSTOM. Cayenne. 29 pp
- Brinkman R. & Pons L.J.** (1964). *A pedo-geomorphological classification and map of the Holocene sediments in the coastal plain of the three Guianas*. Soil Survey Institut. Wageningen. 25 p. 2 cartes h.t.
- Boulet, R., Chauvel, A., Humbel, F.X., & Lucas, Y.** 1982. *Analyse structurale et cartographie en pédologie. I- Prise en compte de l'organisation bidimensionnelle de la couverture pédologique. II- Une méthode d'analyse prenant en compte l'organisation tridimensionnelle des couvertures pédologiques. III- Passage de la phase analytique à une cartographie générale synthétique.* (3 articles). Cahiers ORSTOM, série Pédologie, vol XIX, 4, 309-339.
- Bouysse, Ph., Kudrass, H.R. & Le Lann, F.** 1977. *Reconnaissance sédimentaire du plateau continental de la Guyane française (mission Guyamer, 1976)*. Bull. BRGM, IV, 2.
- Boye, M.** 1963. *La géologie des plaines basses entre Organabo et le Maroni (Guyane Française)* Thèse 3ème cycle. Géologie. Paris. Sorbonne.
- Dujardin J.J.** (1986). *Protection des zones humides néotropicales*. In: Le littoral Guyanais, fragilité de l'environnement. Nature Guyanaise. SEPANGUY. SEPANRIT. Cayenne. 149-154.
- Eisma D.** 1988. *Dispersal of Amazon Supplied particulate matter*. In: Abstracts of the Chapman Conference on Amazon Dispersal System. AGU. Charleston. Wild Dunes.
- Favret J.C., Andrieux P., Barthes B., Bouzigues R., Lagacherie Ph., Vincent B.** (1987). *Carte des sols du secteur de référence de la savane guyanaise - plaine côtière ancienne*. 1/50.000. I.N.R.A. CEMAGREF. SES n° 581. (3 tomes). Montpellier France.
- Froidfond, J.M., Prest, M.T. & Gribouillard R.** 1985. *Etude sur l'évolution morpho-sédimentaire des littoraux argileux sous climat équatorial: l'exemple du littoral guyanais*. Rapport Cordet- IGBA. Ministère de la Recherche et de la Technologie. Paris. Université de Bordeaux-I. Talence. 189 pp.
- Froidfond, J.M. & Pujos, M.** 1988. *Analysis of the displacement of intertidal mudflats in French Guiana between 1979 and 1984 - a record of coastal sediment transport*. In: Abstracts of the Chapman Conference on Amazon Dispersal System. AGU. Charleston. Wild Dunes.
- Froidfond, J.M. & Pujos, R.** 1988. *Recognition of net deposition and erosion along the French Guiana coast based on comparison of historical maps*. In: Abstracts of the Chapman Conference on Amazon Dispersal System. AGU. Charleston. Wild Dunes

- Fritsch, J.M.** 1984. *Les transports solides. Etude d'impact de l'aménagement du barrage de Petit Saut*. Rapport. Centre ORSTOM. Cayenne.
- Guilleboz, S.** 1979. *Esquisse physiographique de la région côtière de la Guyane au 1/500.000*. Pédologie. IRAT. Cayenne.
- Jeantot, D.** 1982. *Processus sédimentaires et évolution du plateau guyanais au cours du Quaternaire Terminal*. Thèse 3ème cycle. Département de Géologie et Océanographie. IGBA. Université de Bordeaux-I. Talence.
- Jouanneau, J.M. & Pujos, M.** 1987. *Suspended matter and bottom deposits in the Mahury estuarine system (French Guiana): environmental consequences*. Netherlands Journal of Sea Research 21(3): 191-202.
- Jouanneau, J.M. & Pujos, M.** 1988. *Similarities and differences in the nature and composition of estuarine sediments of French Guiana: the impact of the Amazon*. In: Abstracts of the Chapman Conference on Amazon Dispersal System. AGU. Charleston. Wild Dunes.
- Krook L.,** 1979. *Sediment petrographical studies in northern Suriname*. Academisch proefschrift. 145 p. Vrije Universiteit te Amsterdam. The Netherlands.
- Lointier, M.,** 1986. *Hydrodynamique et morphologie de l'estuaire du fleuve Sinnamary (Guyane Française)*. In: Le littoral guyanais: (fragilité de l'environnement). Nature Guyanaise. Sepanrit. Sepanguy. 37-44.
- Lointier, M. & Prost, M.T.,** 1986. *Morphology and hydrology of an equatorial coastal swamp: example of the Sarcelle Swamp in French Guiana*. In: Quaternary of South America and Antarctic Peninsula, vol.4. 59-77. J. Rabassa Ed. A.A. Balkema Publ. Rotterdam.
- Lointier, M. & Prost, M.T.,** 1988. *Coastal sedimentation and local rivers supply in French Guiana: comparisons with the Amazon*. Abstracts of the Chapman Conference on the Amazon Dispersal System. Charleston. Wild Dunes.
- Marius, C.,** 1986. *Rapport de mission*. Projet CORDET. Centre ORSTOM. Cayenne.
- Mazeas, J.P.** 1961. *Carte géologique Iracoubo, au 1/100.000*. Service de la carte géologique de France. Imprimerie Nationale. Paris
- Otves E.G. & Price W.A.,** 1979. *Problems of chenier genesis and terminology - an overview*. Mar. Geol., 31, 349-353. 11.4.2.
- Price W.A.,** 1955. *Environment and formation of the chenier plain*. Quaternaria 2, 75-86
- Prost, M.T.** 1985. *Quelques problèmes relatifs à l'évolution côtière en Guyane*. In: *Etude de l'évolution morpho-sédimentaire des littoraux argileux sous climat équatorial: l'exemple du littoral guyanais*. Rapport Cordet. 1-62. Décembre 1985. Ministère de la Recherche et de la Technologie. Paris. Université de Bordeaux-I; IGBA. 189 pp.
- Prost, M.T.,** 1986. *Morphologie et dynamique côtières dans la région de Mana*. In: Le littoral guyanais (fragilité de l'environnement). Nature Guyanaise. Sepanrit. Sepanguy. 31-36.
- Prost, M.T.,** 1986. *Aspects of the morpho-sedimentary evolution of French Guiana's coastline*. In: Quaternary of South America and Antarctic Peninsula, vol. 4. 191-218. J. Rabassa Ed. A.A. Balkema Publ. Rotterdam.
- Prost, M.T.,** 1988. *Shoreline changes in French Guiana*. In: Quaternary of South America and Antarctic Peninsula, vol 5. J.Rabassa Ed. A.A.Balkema Publ. Rotterdam.
- Prost, M.T.,** à paraître. *Beaches and cheniers in French Guiana* (accepted by A.A. Balkema Ed. In: Quaternary of South America and Antarctic Peninsula, vol. 6)
- Prost, M.T. & Lointier, M.** 1987. *Sedimentology and stratigraphy of the Holocene formations of the French Guiana's coastal plain*. In: ABEQUA. Publ. avulsa 2. 55-83. Sao Paulo. Brasil.

- Pujes, M., Odin, G.S., Ronie, O. & Bouyso, Ph.** 1984. *Paleogéographie du Quaternaire Terminal de la Guyane Française d'après les sédiments continentaux*. In: 10e Réunion Annuelle des Sciences de la Terre. Bordeaux. Soc. Géol. France, Ed., 465.
- Pujes, M., Odin, G.S. & Pons, J.C.** 1985. *Processus sédimentaires et évolution du plateau continental de la Guyane Française au cours du Quaternaire Récent*. CR. de fin d'étude. Action Cordet. Dep. de Geol. et Océanogr. IGBA. Université de Bordeaux-I. Talence.
- Pujes, M. & Odin, G.S.**, 1986. *La sédimentation au Quaternaire Terminal sur la plateforme continentale de la Guyane Française*. In: Oceanologica Acta, vol. 9, 4, 363-382.
- Schnack E.** 1987. *The emerged Quaternary shorelines in Argentina. Eustatic signature and correlations: Atlantic South America*. In: Volumen de resúmenes y guía de excursiones. Proje PIGC 201. CADIC - CONICET. Ushuaia. Argentine.
- Sourdat M.**, 1963-1965. *Notice de la carte provisoire au 1/50.000 des sols du littoral guyanais entre Kourou et Sinnamary. Guyane Française*. Rapport. 83 p. Centre ORSTOM. Cayenne. Guyane.
- Sourdat M. & Delaune M.**, 1970. *Contribution à l'étude des sédiments meubles grossiers du littoral guyanais*. Cah. ORSTOM, série Pédologie, vol. VIII, 1, 81-97.
- Reineck H. E. & Singh I.B.**, 1986. *Depositional sedimentary environments*. Springer Verlag. New York. 551 p.
- Turonne J.F.** 1975. *Modes d'humidification et de différenciation podzolique dans deux toposéquences guyanaises*. Thèse Sciences. Nancy. France
- Turonne, J.F.**, 1978. *Sédimentologie des plaines côtières (Guyane Française)*. In: Atlas de la Guyane. CNRS. ORSTOM. Pl. 6.
- Veen A.W.L.** (1970). *On geohgenesis and pedogenesis in the old coastal plain of Surinam*. Akademisch Proefschrift. 176 p. Fysisch Geogrph. en Bodemkundig Laboratorium. Univ. of Amsterdam. The Netherlands
- Wadsworth A. & Petit M.**, 1987. *Spot, un satellite pour l'océanographie?* In: SPOT 1, utilisation des images, bilan, résultats. 1087-1094. Centre National d'Études Spatiales (CNES). 1551 p. Paris.



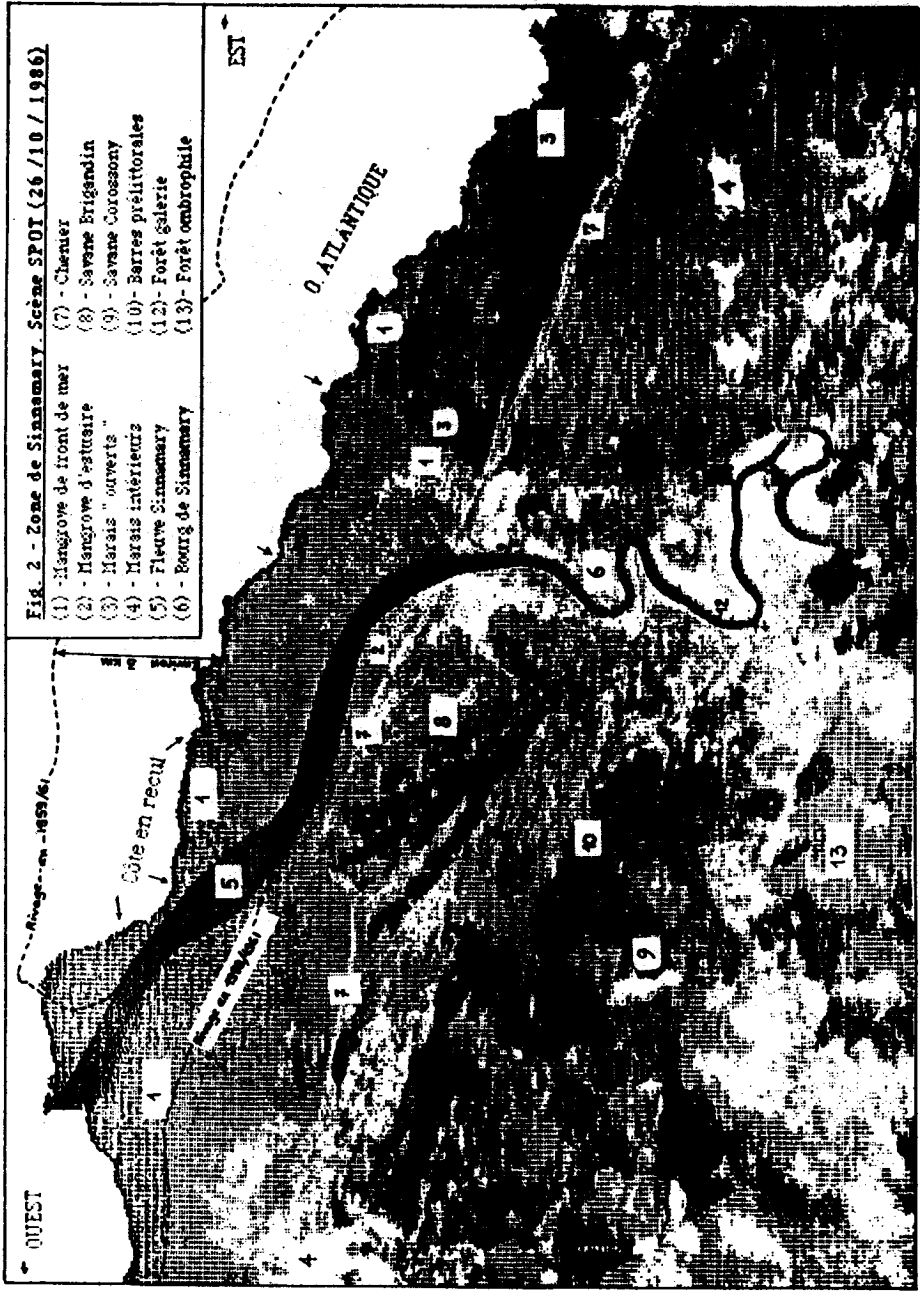


Fig. 2 - Zone de Sinnamary. Scène SPOT (26 / 10 / 1986)

- (1) - Mangrove de front de mer
- (2) - Mangrove d'estuaire
- (3) - Marais "verts"
- (4) - Marais intérieurs
- (5) - Fleuve Sinnamary
- (6) - Bourg de Sinnamary
- (7) - Chêne
- (8) - Savane Briggsandin
- (9) - Savane Corossouy
- (10) - Barres pré littorales
- (11) - Forêt galerie
- (12) - Forêt galerie
- (13) - Forêt ombrophile

Traitement d'image SPOT: M. LOHTIER
 ATOC (Atelier de Télétection COSTOM
 GUYANE). COPYRIGHT: CNRS 1986

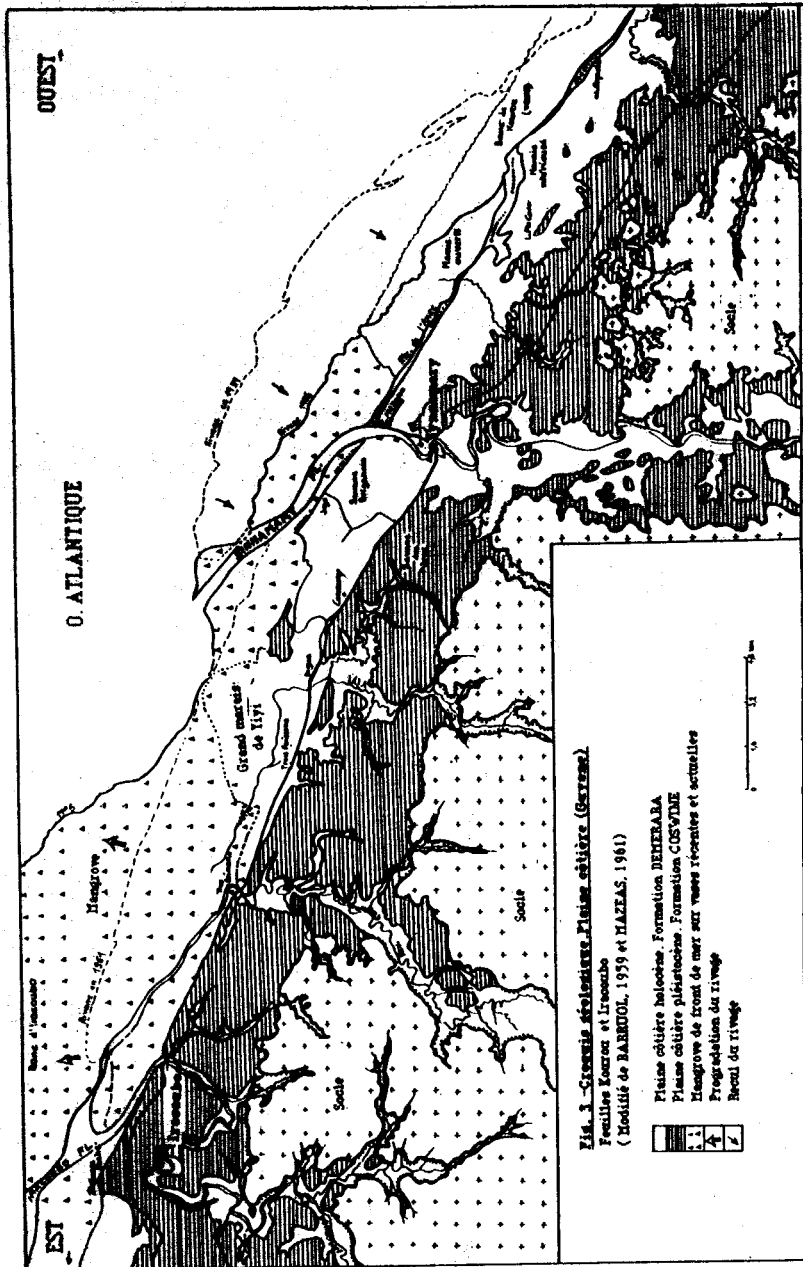


Fig. 3. - *Croquis géologiques. Plaines côtières (Seydoux).*

Feuilles Kourou et Iroucho
(Mottés de BARBOUL, 1979 et HAZFAS, 1961)

- Plaine côtière holocène. Formation DENEKARA
- Plaine côtière pléistocène. Formation COSVIDE
- Élévation de front de mer sur versées récentes et actuelles
- Élévation du rivage
- Rivage du rivage



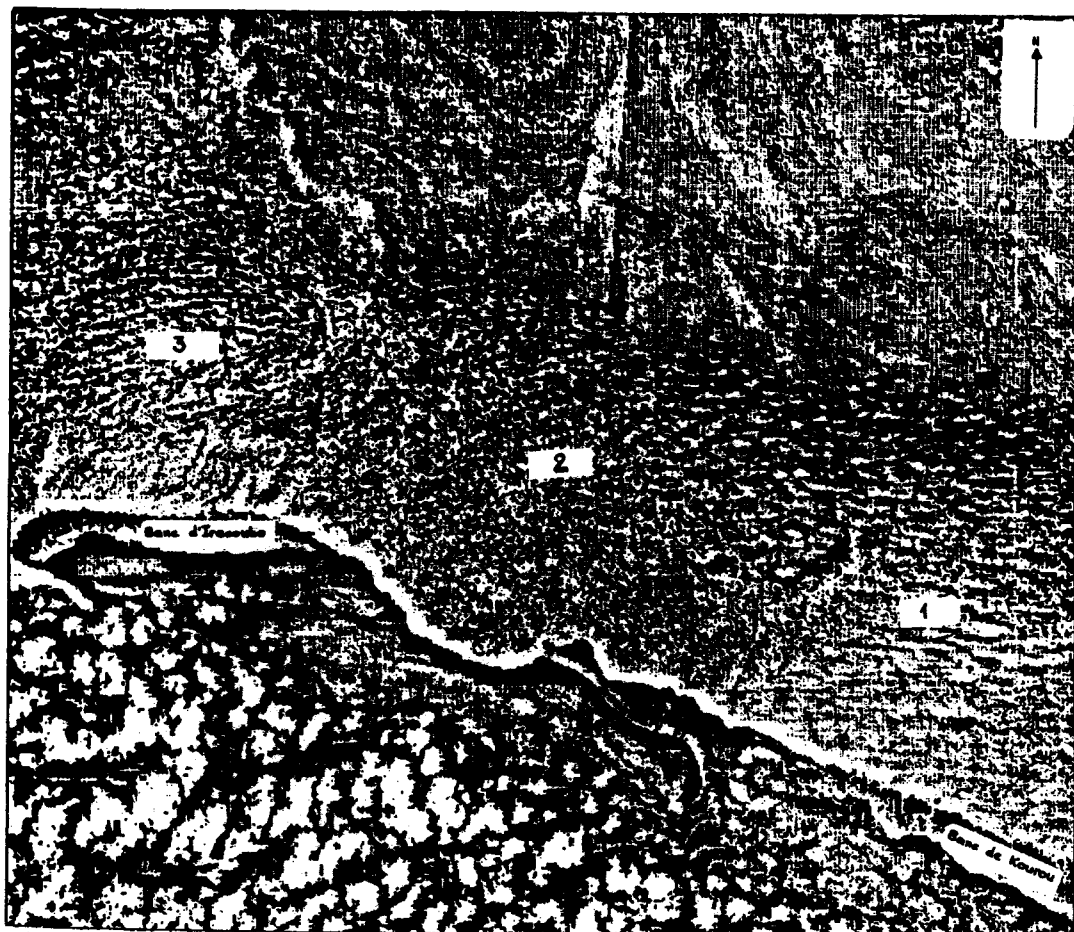


Figure 4- Etat de surface de la mer

(scène SPOT, Octobre 1986)

Après un traitement numérique de type "renforcement de dynamique" on distingue:

- (1) une zone en face aux marais de la route de l'Anse, caractérisée par des longueurs d'onde de l'ordre du km.
- (2) plus à l'ouest, en face de la zone en érosion du Sinnamary, un réseau d'onde de longueur d'oscillations nettement inférieurs à la précédente
- (3) de nouveau, une zone semblable à la première, en face du banc d'Iracoubo.

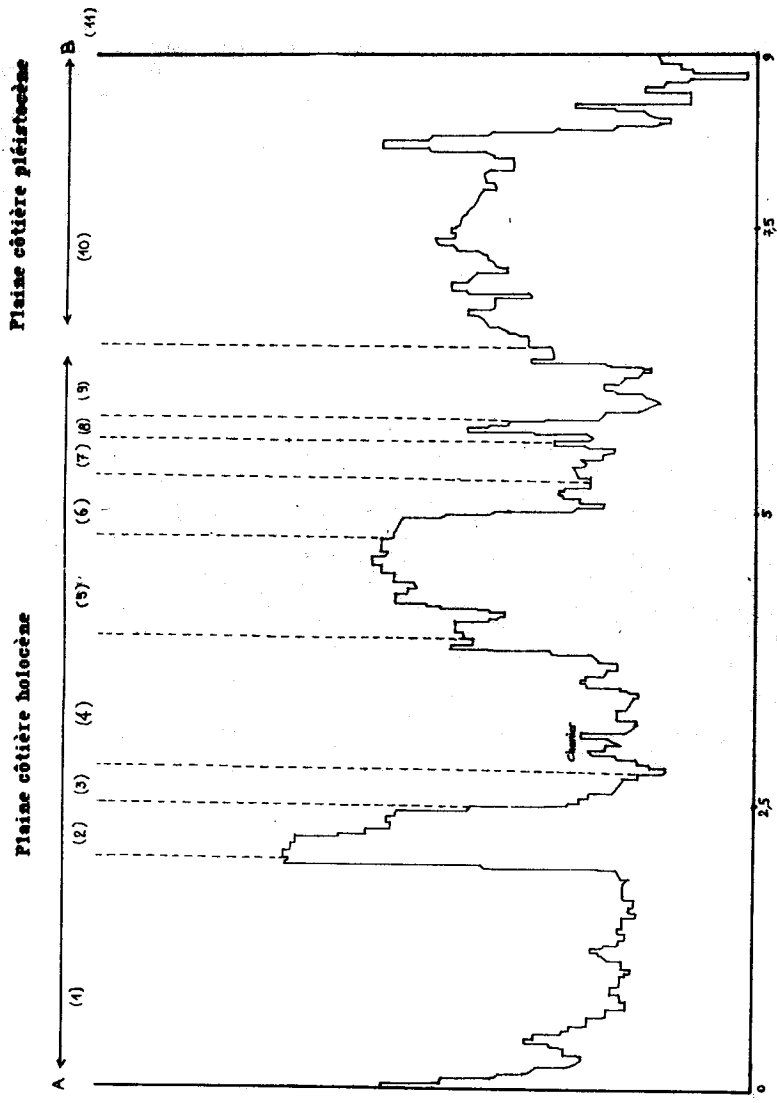


Fig. 5 - Cotes indiennes. INDI DE VEGETATION (CI+C3). Etat de Sissamary, Guyane.

- (1) - Mangrove de front de mer
- (2) - Fleuve Sissamary
- (3) - Mangrove d'estuaire
- (4) - Forêt basse et broussailles
- (5) - Savane Brigidia
- (6) - Chéniers et sillons
- (7) - Forêt basse
- (8) - Marécage herbacé
- (9) - Forêt basse
- (10) - Savane Carosony
- (11) - Forêt ombrophile

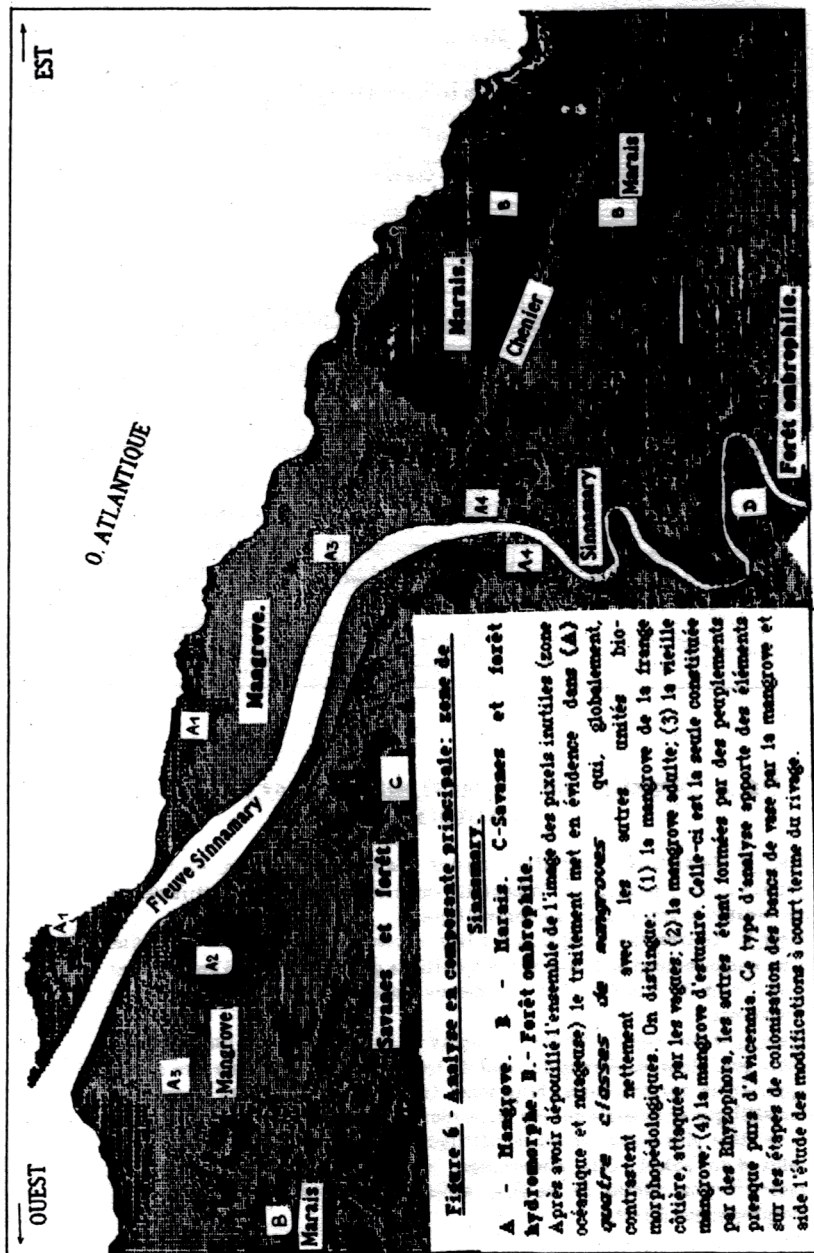


Figure 6 - Analyse en composante principale: zone de Sinnamary.

A - Mangrove. B - Marais. C - Savanes et forêt hydromorphe. D - Forêt ombrophile.
 Après avoir dépeuplé l'ensemble de l'image des pixels inutiles (zone océanique et nuageuse) le traitement met en évidence dans (A) quatre classes de mangroves qui, globalement, contrastent nettement avec les autres unités biogéographiques. On distingue: (1) la mangrove de la frange côtière, attaquée par les vagues; (2) la mangrove adulte; (3) la vieille mangrove; (4) la mangrove d'estuaire. Celle-ci est la seule constituée par des Rhizophora, les autres étant formées par des peuplements presque purs d'Avicennia. Ce type d'analyse apporte des éléments sur les étapes de colonisation des bancs de vase par la mangrove et aide l'étude des modifications à court terme du rivage.

Echelle: 0 1 2 3 km

Traitement d'image SPOT: M. LOINTIER
 ATOG (Atelier de Télédiffusion ORSTOM
 GUYANE). COPYRIGHT CNRS 1986

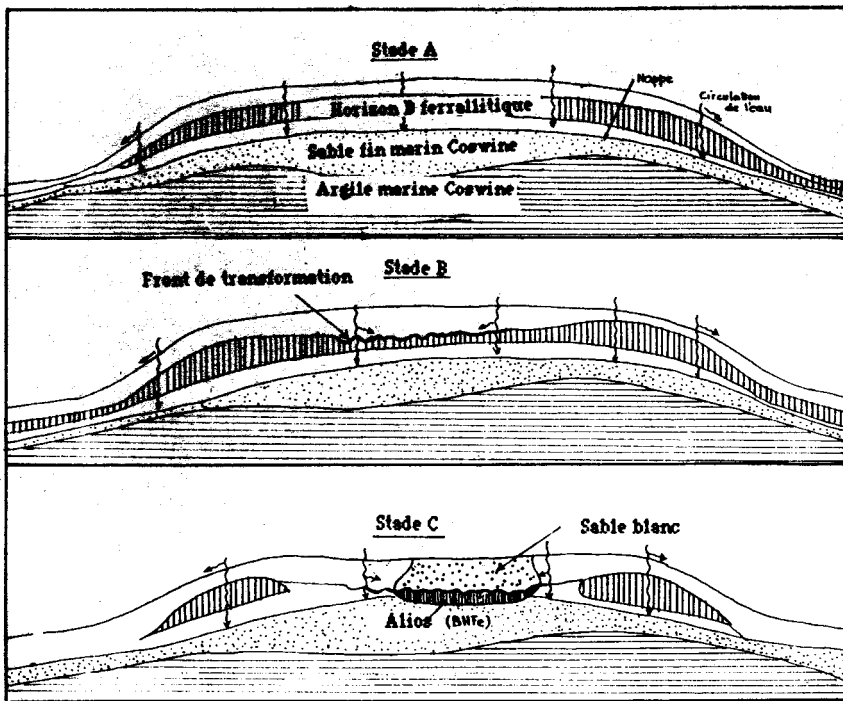


Fig. 7 - Evolution pédologique et morphologique d'une barre pré-littorale

Stade A : On distingue deux dépôts marins: des argiles, à la base, surmontées par des sables fins argileux. A la partie supérieure de la barre se différencie un horizon B, argileux, de sol ferrallitique.

Stade B : Le lessivage d'argile, qui a lieu au coeur de la barre, est à l'origine d'un amincissement de l'horizon B ferrallitique qui correspond à l'enfoncement d'un "front de transformation" au-dessus duquel bat une nappe perchée temporaire.

Stade C : Le lessivage s'accroît. Au centre de la barre se forme un horizon de sable pur, blanc, au-dessus du front de transformation. A la base des sables apparaît un horizon durci, brun-foncé (alios, BHF_e). L'horizon B argileux ferrallitique ne subsiste que sur les bordures de la barre.

A un stade plus avancé, le sol ferrallitique disparaîtra et le profil sera alors celui d'un podzol. Cela s'accompagne d'un affaissement des barres par redistribution interne de matière. Ainsi, la pédogenèse devient un agent morphogénique direct.

**SCANNING ELECTRON MICROSCOPY (SEM) AND ITS APPLICATIONS: DETERMINATION
OF SOLID AND DAUGHTER MINERALS IN FLUID INCLUSIONS FROM SOME
BRAZILIAN EMERALD DEPOSITS**

Gaston Giuliani – Departamento de Geociências, ORSTOM, Institut Français de Recherche Scientifique pour le développement en Coopération, France, CRPG, Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques de Nancy, France

Alain Weisbrod – ENSG, Ecole Nationale Supérieure de Géologie de Nancy, France, CRPG, Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimique de Nancy, France.

RESUMO

Informações químicas e morfológicas, obtidas ao microscópio eletrônico de varredura (MEV), com prévias observações ópticas, permitiram não só obter novos dados gemológicos a respeito das esmeraldas brasileiras, mas sobretudo identificar os minerais de saturação - MS - de suas inclusões fluidas - IF -. Dois tipos de jazida foram estudadas: aquelas cuja relação genética com granitóides é evidente, exemplos de Carnaíba e Socotó (Bahia), outras cujas relações com veios pegmatíticos são duvidosas, como em Santa Terezinha e Itaberai (Goiás). Nestas jazidas, a esmeralda é associada a zonas de flogopititos cujo zoneamento metassomático resulta da percolação de uma solução em rochas por um sistema de poros finos. Reações químicas na rocha permitiram alterações na composição da solução e assim uma mudança nas inclusões sólidas e minerais de saturação aprisionados pela esmeralda. Estas reações metassomáticas entre fluidos ricos em Be e formações básicas ricas em Cr, Mg, Fe, produzem em todas as jazidas estudadas a formação de flogopita, anfibólio (tremolita e/ou actinolita), esmeralda e sulfetos (pirita, calcopirita e pentlandita). As diferenças entre as várias jazidas estudadas são: 1ª/ nos tipos de inclusões fluidas associadas: esmeraldas de Carnaíba e Socotó mostram geralmente, inclusões tubulares com várias formas (agulhas, tubos, canais hexagonais ou sob a forma de "concha de belemnite", enquanto que em Santa Terezinha e Itaberai, as cavidades de IF são raras e desenvolvidas a partir de inclusões sólidas; 2ª/ nos sólidos e MS: a/os xistos carbonatados ricos em Cr de Santa Terezinha, permitiram a formação e o aprisionamento de dolomita, ankerita, anfibólio magnésiano e magnésiocromita. b) Socotó e Carnaíba mostram que as esmeraldas relacionadas aos veios pegmatíticos são ricas em MS sob a forma de sais complexos. O exemplo de Socotó é bem claro, podendo-se observar a evolução do fluido desde o veio pegmatítico (I) até a sua zona de flogopitito (II) adjacente: - Em I, o quartzo da matriz mostrou minerais de saturação tipo K, Cl identificados como silvita e também sais tipo Ca, Cl, Fe, todos associados com inclusões fluidas do tipo S (i.é. IF polifásicas com sólido). - A esmeralda desenvolvida no I, apresenta também misturas de sais complexos com várias composições: Fe, Cl; Ca, Cl, Mn, Fe; Fe, Cl, Mn; Ca, Cl, Fe, Ba, K. - Na esmeralda situada no flogopitito (II), os MS são: Ca, Cl, Fe, Mn, K; Cl, Mg, Fe; Cl, Na, Mg; eles mostram também a presença quase constante de Mg, elemento móvel, fornecido pelos serpentinitos durante a percolação do fluido. No caso de Santa Terezinha de Goiás e Itaberai, os MS são quase ausentes mostrando que as soluções eram diluídas.

INTRODUCTION

The identification of solid inclusions as trapped or as daughter minerals is always of academic interest (Kalyuzhnyi, 1958; Roedder, 1972, 1984). Roedder (1972) explicated the methodology to identify solid minerals (s.l) but optical means are always limited by the size, imbricated occurrence and sometimes xenomorphic shape of the multisolid inclusions. Successful determinations are possible in the case of microchemical, cristallographic and optical means (Rankin and Le Bas, 1974; Coveney and Kelly, 1971). Metzger et al. (1977) demonstrate that scanning electron microscopy (SEM) provided a powerful tool for the study of daughter minerals in fluid inclusions and their successful approach was applied to complex multisolid inclusions from various environments as carbonatites (Nesbitt and Kelly, 1977), tin-tungsten mineralizations (Kwak and Tan, 1980; Cheilletz, 1984) or porphyry copper deposits (Le Bel, 1979; Wilson et al., 1980).

Nature of solid inclusions in gemstones is obviously of peculiar interest for gemologists, relatively to the quality of the gem enhancing the value or desvaluing it, specifying its origin, characterizing its geochemical growing environment and discriminating it with synthesized gems. Optical, X-ray and electron microprobe are the usual gemmological methods allowing to specification of mineral inclusions in gems (Sinkankas and Read, 1986). Complete determination of these solid inclusions requires evidently more sophisticated method, and at the moment, no work was done using SEM method.

Between all the gems, emerald is of first importance in Brazil and gemmological studies on solid inclusions are still realized (Schwarz, 1984; Schwarz and Mendes, 1985; Schwarz, 1986), evidencing reports of unidentified daughter or trapped minerals. Preliminary study on fluid inclusions for some emerald deposits from Brazil (Giuliani, in preparation), demonstrate that daughter minerals display a remarkable and constancy amounts within inclusions but with differences following the type of deposit.

In this paper, we demonstrate in spite of some limitations and ambiguities in the determination of the daughter minerals, that SEM* technique has useful applications not so in fluid inclusion interpretations as determining morphology size, spatial repartition of fluid inclusion cavities and displaying a compositional limit for the original fluid, but also in gemmology permitting some unambiguous identification of solid inclusions.

EMERALD MINERALIZATIONS OF BRAZIL

Brazil represents the most representative world producer in volume and in emerald quality. Nowadays, four economic emerald deposits are in production (Fig. 1): the prospecting pits of Carnaíba and Socotó (Bahia State), Santa Terezinha de Goiás (Goiás State) and the Itabira mine (Minas Gerais State). In addition, other occurrences are of minor economic significance.

Typical emerald mineralization is associated with biotite-schist rocks resulting from the chemical interaction between granitoidic rocks within basic and ultrabasic formations: the so called schist - type beryl deposit (Sinkankas and Read, 1986) or glimmerite

* the study was realized on a Cambridge Stereoscan 250 SEM, V = 25 KV, multichannel analyses PGT System III.

(Smirnov, 1977). Brazilian emerald deposits belong to two types (Schwarz, 1986): I type: association mafic-ultramafic rocks (or their metamorphic derivatives) with pegmatitic veins; II type: absence of pegmatitic formations.

Four deposits were chosen to illustrate the application of the SEM techniques. The firsts are the prospecting pits of Socotó and Carnaíba, typical and classic emerald type mineralizations (type I), already described by Cassedanne (1985) and Rudowski et al. (1987 a,b); secondly, the deposit of Santa Terezinha de Goiás (Cassedanne and Sauër, 1984; Costa, 1986) and the occurrence of Itaberaí (type II) (Leinz and Leonardo, 1936) in which the lack of pegmatitic veins assumes a non "magmatic" origin for beryllium (Schwarz, 1986).

INCLUSION-BEARING MINERALS FROM EMERALDS OF CARNAÍBA, SOCOTÓ, SANTA TEREZINHA DE GOIÁS AND ITABERAÍ PROSPECTING PITS.

Deposits from Bahia State

Emeralds* from Carnaíba can be easily discriminated from those of Socotó. Generally, they exhibit a hexagonal prism with a size up to 10 cm long and with a diameter varying from 0.5 to 10 cm. The crystals which grown from a biotitic or feldspathic matrix show sometimes the pinacoid (0001) termination.

Under the microscope, the sections show the presence of a regular coloured zoning developed along the c-axis, and also pyramids and striae of growing, already described by Schwarz (1984). Microscopic and SEM observations evidenced a great fracturation affecting emerald during and after its formation, causing a diminution of the crystal transparency. Besides, rehealing of these fractures, which are generally oriented perpendicular to the c-axis, is materialized by alignment of biphased inclusions (gas + liquid). These secondary inclusions are dominant but it is always possible to observe primary fluid inclusions kept during the emerald growth; they consist in thin tubes (50 to 100 μm long) disposed along the c-axis and infilled with a liquid and a gas phase (which volume (V_g) represents 40 to 80% of the total volume of the inclusion). Some of these primary inclusions are multiphased, and present daughter minerals i.e. minerals or solid phases which crystallized from the fluid upon cooling. Unfortunately, SEM observations do not reach these desirable daughter mineral inclusions and further investigations are necessary for the knowledge of these components present as dissolved constituents in the fluid inclusion during the entrapment. Sole, phlogopite which forms a constant protogenetic or syngenetic inclusion was observed (Plate 1 Fig. 5).

Protogenetic inclusions or crystalline solid inclusions are relatively rare, except phlogopite. Schwarz (1984) evidenced tourmaline, albite, molybdenite, lepidocrocite, goethite, emerald and tremolite (?). The straight association with molybdenite is an important feature of Carnaíba emerald. At the moment, Carnaíba district assumes the main Brazilian production of molybdenum; the Mo-mineralization is well expressed near the contact of the granite, and the Marota prospecting pit became a Mo-mining area: here, rosettes of molybdenite (cm to 5 cm wide) associated with green beryl are frequent. We can note also emerald inclusions into emerald crystals (Plate 1, fig. 6).

Emeralds from Socotó differ by the size of their hexagonal prisms which are smaller (up to 5 cm long, 0.2 to 1 cm large), their

* emerald in the s.l, including also green beryl

transparency related to a minor fracturation and its more intense green coloration. For this study, emerald from phlogopitites (E_1) and from associated albitic-pegmatoid veins (E_2) were studied, including also the hyaline quartz of the pegmatoid veins (Qz).

EMERALD - Growth structures are characterized by the following features:

- growing zones are underlined by a typical zoning marked by a variety of colour evolving from pale to intense green tones. The variation in colour from every zone is not progressive, and generally dark zones exhibit a great concentration of protogenetic phlogopites.
- growing zones of E_1 and E_2 are underlined by primary fluid inclusions which can be divided in two kinds:
 - tubular inclusions are the commonest and they range in form from huge and hexagonal tubes to long hairs or needles. These last form alignments parallel to the c-axis and the size of the needles varies up to 100 μm . They are biphased and with sometimes solid and daughter minerals (Plate 2, Fig. 2, Plate 1, Fig. 1). The morphology of the cavities are not always regular and swellings are common. These fine tubes are often associated to zones enclosing a large number of greater tubes, giving rise to a diminution of the crystal transparency and occasioning the so called "rain effect". These tubes present a conical form like a "belemnite rostre" with an extension up to 200 μm (Plate 2, Fig. 3). They can occur also as channels with sub-hexagonal sections (Plate 2, Fig. 1), with a size of 100 to 150 μm and an extension up to 1 mm. Under the microscope, they appear brown-dark coloured; SEM analyses from the walls of these channels display only Fe, probably iron oxides or hydroxides; frequently, syngenetic phlogopites, as encountered in the fine tubular inclusions are seen.

All the tubular inclusions are generally infilled by a two phased fluid (liquid + gas) with solid inclusions and daughter minerals. X-ray spectra evidenced abundant phlogopite (Si, Al, K, Fe, Mg components); persistent Fe, Cl peaks suggesting the existence of Fe hydroxy-chlorides, or Fe chlorocarbonates or oxy-chlorides, corresponding in thin section to prismatic high relief minerals with a moderate refringence; iron peak allowing the presence of Fe oxides or hydroxydes; Cl, Na (Mg) with an amorphous form; Ca, Cl, Mn, Fe elements (Plate 1, Fig. 1) analysed in a rounded pseudo-rhombic crystal expecting a more complex phase than $\text{CaCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$; epidote with Si, Ca, Al, Fe components; emerald presenting it hexagonal prismatic habit with an X-ray analysis showing Si, Al, Cr, Fe (Plate 2, Fig. 6).

Indented or swelled fluid inclusions are also frequent and present a size ranging from 5 to 30 μm . They are dispersed regularly in the host crystal with sometimes an alignment parallel to the c-axis. They correspond to multisolid inclusions with a liquid, gas phase (Vg occupying 40 to 50% of the total volume of the inclusion) and daughter minerals. X-ray spectra obtained with the SEM revealed the persistence of complex salts covering the walls of the cavities or minute crystals. Plate 2, Figure 4 shows the presence of Cl, Fe, Mn salts associated with phlogopite and rhomboedric carbonates (Ca, Mn, Fe or Ca, Mn) suggesting the presence of ankerite. In other cases, (Plate 1, Fig. 2), the following elements were analysed: Ca, Cl, Fe, Mn, K and also Ca, Cl, Fe, Ba, K; Ca and Cl are the main elements of these prismatic, rounded, pseudocubic or lamellar solid salts. Another type of salt was encountered presenting an amorphous habit and formed with Cl, Mg and iron. Other more common daughter

minerals are actinolite (Plate 2, Fig. 5), phlogopite associated with iron carbonates (Ca, Fe) and probably magnetite showing an octahedral form (Fe only).

Protogenetic inclusions which correspond to solid particles present in suspension in the fluid are common and identified as phlogopite, tremolite and actinolite. These inclusions are formed on the crystal surfaces or can have been settled out of the fluid. Generally, they act as nuclei for the development of tubular primary fluid inclusions which extend upward along the c-axis before becoming bridged by the growth of the crystal. This bridging over will depend naturally on the velocity of the growing. A consequence of this phenomena is that these protogenetic inclusions can be entrapped as solid inclusions and be confused with daughter minerals.

QUARTZ - quartz from emerald-bearing albitic pegmatoid veins was also investigated. Under the microscope, three major types of fluid inclusions were observed:

- a multisolid type (type S) presenting a liquid phase $>$ to the vapor phase ($V_g = 20-30\%$ of the total volume of the inclusion), with one or two daughter minerals. The main abundant and persistent is sylvite (K,Cl peaks on SEM) with a pseudocubic habit and a bright yellow colour; another unknown mineral which was already encountered in the emerald type E₂, is a white coloured prismatic solid which X-ray spectra evidences so the Cl peak (Plate 1, Fig. 3). Finally, mixtures of complex salts were evidenced such Ca, Cl, Fe (with Ca = Cl in composition): it forms generally, aggregates widespread in the cavity (Plate 1, Fig.4).
- a fluid inclusion type with a liquid phase $<$ to the vapor phase ($V_g = 80-90\%$; type V). Types V and S are closely associated and distributed regularly in the matrix or sometimes localized on the same fractures.
- a third type characterized by a liquid phase representing 50 to 60% of the total volume of the inclusion (type L) which is scattered within the quartz.

DEPOSITS FROM GOIÁS STATE

Emeralds from Santa Terezinha de Goiás are little sized hexagonal prisms (3-5 cm long, 0.2 to 1 cm large), with generally a pale green colour. Under the microscope, they show an irregular distribution of colours and also insignificant zoning. Striae of growing can be easily observed but primary tubular inclusions, as observed in Carnaíba and Socotó are rare. SEM method permits to confirm the scarcity of these fluid inclusions and the constancy of solid inclusions.

Precoce fluid inclusions are widespread in the crystal; they are small (size $\leq 10 \mu\text{m}$) and very often contain solid inclusions and daughter minerals. The most abundant solid inclusions are carbonate, spinel and phlogopite, as described by Schwarz and Mendes (1985):

- carbonates are generally evidenced by their rhomboedric cleavages (Plate 3, Fig. 1); X-ray spectra indicate the presence of dolomite (Ca, Mg, Fe; Ca, Fe, Mg, Mn) with Fe and Mn substitutions, with sometimes Ca, Fe, Mn compositions allowing to consider the mineral as ankerite.
- another constant solid inclusion encountered also as daughter mineral is a member of the spinel group: the magnesiochromite (Plate 3, Fig. 3 and 4). It is present in all the studied emeralds with major local concentration. It generally exhibits a subautomorphic shape but sometimes an octahedral form. X-ray analysis indicate Cr, Fe, Mg. No

alumina was detected and these data are in agreement with those of Miyata et al. (1987) but do not preclude the presence of picotite, as described by Schwarz and Mendes (1985).

- Phlogopite is always present but more often as solid inclusion permitting, during crystal growth, the formation of a fluid inclusion cavity.
- Pyrite and also amphibole (Plate 3, Fig. 2) were also observed in the emeralds.

Itaberaí emerald is little sized (crystals up to 1 cm in diameter, 3 to 4 cm long) but possesses an intense dark green colour. The fracturation is not intense and the solid inclusions are rare. All these features permit to consider this gem of good quality. SEM observations permit to confirm also the rarity of fluid inclusions which are small ($\leq 10 \mu\text{m}$) and generally biphased. Daughter minerals are absent and protogenetic inclusions are limited mainly to phlogopite (Plate 3, Fig. 5). SEM evidenced also the presence of a Ni-Fe arsenosulphide (Plate 3, Fig. 6). X-ray spectra revealed Fe, Ni, As, S as major components suggesting either pentlandite (or arsenopyrite with Ni substitution). The absence of X-ray spectra standard of pentlandite do not permit us to eliminate this uncertainty; However, the ratio 2 Ni/Fe allows to preclude arsenopyrite.

CONCLUSIONS

Scanning electron microscopy permitted to complete the gemmological data already obtained on emerald from Brazil (Cassedanne and Sauër, 1984; Schwarz, 1984; Schwarz and Mendes, 1985; Schwarz, 1986), but chiefly the identification of fluid inclusion daughter minerals. SEM views allowed also to visualize the morphology and the distribution of the cavities of fluid inclusions kept during the emerald growth (primary or secondary fluid inclusions). Thus, the semi-quantitative analysis combined with the observed crystallographic forms of the crystals was adequate to specify or at least to limit the possible mineral identity. The knowledge of these daughter minerals is of first importance because it can display a compositional limit for the original fluid, associating the volumes of the daughter crystals at room temperature to the microthermometric features.

Emerald deposits of Brazil are linked to infiltrational metasomatic processes (Giuliani and Couto, 1988). The formation of emerald requires the circulation of acid Be-bearing fluids enriched also in F, Cl, B and CO_2 into channels developed in Fe, Mg, Cr rich ultrabasic rocks. The importance of emerald mineralization will depend of several factors: fluid-rock interaction, width and composition of the ultrabasic formations, time of circulation of the hydrothermal system and the thermodynamic evolution of the associated fluid phases.

In all the cases, emerald is associated to phlogopite rich zones; these metasomatic zoning results from the flowing of a solution into the rocks and the percolating by a system of fine pores. Chemical reactions allow change in the composition of the solution and so, a change in the solid inclusions and daughter minerals kept by emerald. These metasomatic reactions produced in all the studied deposits, the formation of a Mg, Cr, rich phlogopite, Mg amphibole (tremolite and/or actinolite), emerald and sulphides (pyrite, chalcopyrite, pentlandite) (Table 1). This constant and important feature illustrates perfectly the migration of mobile elements such Mg, Fe, K which combined with inert ones as Ti, Cr, Al and Ca. Meanwhile, this study reveals that emerald associated to pegmatoids is quite different from emerald having no evident genetic connexion with pegmatitic veins; this difference can be explicited by the nature of the infiltrating fluids but mainly by

the composition of the infiltrated formations. The carbonated talc-schists with intercalated Mg carbonates from Santa Terezinha de Goiás will allow to have the formation of Ca-rich solid inclusions and daughter minerals in the infiltrating fluid such as dolomite, ankerite but also Mg-amphibole. The presence of magnesiochromite implies that the solution was at a moment Cr-Mg saturated. Chromium is known as an inert element and Mg a mobile one; so, it signifies that emerald-bearing formations were rich in Cr, implications confirming the data of Costa (1986).

Another typical difference between the two kind of deposits is the type of fluid inclusions associated to emerald. Carnaíba and Socotó prospecting pits exhibit regular tubular inclusions with various forms as needles, hexagonal channels or "belemnite rostrum". Santa Terezinha de Goiás and Itaberaí present few cavities of fluid inclusions. It is also interesting to note the importance and the variety of daughter minerals found in Socotó relatively to the other deposits. Unfortunately, the daughter minerals observed in multisolid inclusions from Carnaíba were not found in this SEM study. But for instance, it appears that emerald from pegmatoid veins are daughter minerals-rich with sometimes complex salts. The example of Socotó is particularly illustrative. The evolution of the fluid can be followed since the pegmatoid to the emerald bearing phlogopitite. In the pegmatoid vein, the quartz matrix exhibits K, Cl daughter minerals identified as sylvite and also Ca, Cl, Fe mixtures associated to a S type fluid inclusion.

Emerald type E₂, developed in the pegmatoid vein presents also complex salt mixtures with various compositions: Fe, Cl; Ca, Cl, Mn, Fe; Fe, Cl, Mn; Ca, Cl, Fe, Ba, K; the fluid appears Fe, Cl, Ca rich.

Relatively to emerald type E₁, the salts are always complex with also Ca, Cl, Fe, Mn, K mixtures, but also with Cl, Mg, Fe or Cl, Na, Mg compositions.

In E₂, the presence of Mg is more predominant than E₁ and, we can notice also that iron oxides are abundant and persistent daughter mineral in E₁ and E₂.

It is interesting to note that daughter minerals from E₂ type show the presence of Mg. This element is a highly mobile and probably the Ca, Fe, Mn, Ba, K - chloride solution on entering the Mg-rich serpentinite environment, precipitates Mg - Fe - Mn - K silicates and produces MgCl₂ solutions in exchange of the Fe- chlorides used. Consequently, as the fluid circulation is limited in the case of an infiltrating vein, normally the MgCl₂ content increases away from the source.

Without doubt, microthermometric studies will allow us to verify these hypothesis. On the basis of the first melting temperature data measured for frozen inclusions, and the present daughter minerals product determinations, we could choose the correct phase diagram to represent the system of the fluids (i.e CaCl₂-KCl-MgCl₂-H₂O). This selection is primordial because the determination of the composition of the liquid phase is always one of the source of error in the calculation of bulk composition for fluid inclusions.

Emerald from pegmatoid veins, as in the case of Socotó and Carnaíba, appears rich in daughter minerals revealing that the associated fluids are rich in salts. For Santa Terezinha de Goiás and Itaberaí the daughter minerals are quasi absent, and this lack of precipitated phases from fluid inclusions upon cooling, reflects that the solutions were more dilute and not supersaturated with soluble complex salts.

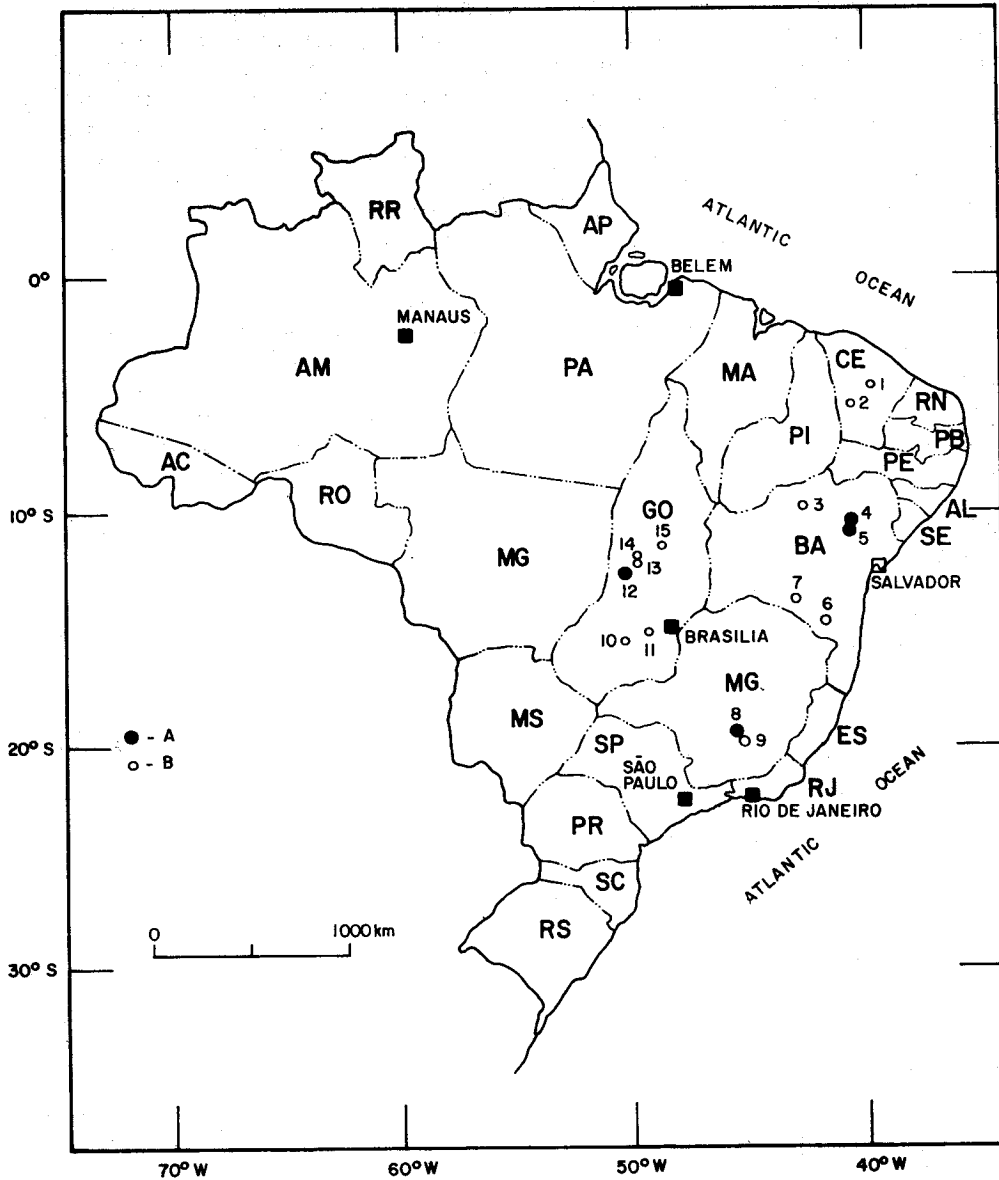
ACKNOWLEDGEMENTS

Field work was carried out with the generous assistance of the geologist, Pedro Couto from the C.P.R.M./S.G.M. Salvador da Bahia, the garimpeiro José Paulo Campos from Campo Formoso (Bahia), and the Professor Barros Jorge G. Cravo from the university of Brasilia. We are thanks also to Kohler Alain from the University of Nancy (France) which provided SEM analyses.

BIBLIOGRAPHY

- CASSEDANNE, J.P. - 1985 - Au pays des émeraudes - Monde et Minéraux, n° 66. p. 16-20.
- CASSEDANNE, J.P. and SAUER, D.A. - 1984 - The Santa Terezinha de Goiás emerald deposit, Gems and Gemology, Spring, p. 4-13.
- CHEILLETZ, A. - 1984 - Caractéristiques géochimiques et thermobarométriques des fluides associés à la scheelite et au quartz des minéralisations de tungstène du Jbel Aouam (Maroc Central). Bull. Minéral., 107, p.255-272.
- COSTA, S.A. de G. - 1986 - Correlação da sequência encaixante das esmeraldas de Santa Terezinha de Goiás com os terrenos do tipo greenstone belt de Crixás e tipologia dos depósitos. Anais do XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia, v., p. 597-614.
- COVENEY, Jr. R.M. and KELLY, W.C. - 1971 - Dawsonite as a daughter mineral in hydrothermal fluid inclusions. Contrib. Mineral. Petro., 32, p. 334-342.
- GIULIANI, G. and COUTO, P. - 1988 - Emerald deposits of Brazil and its genetic link with infiltrational metasomatic process. Int. Conference on Geochemical Evolution of the Continental Crust. Poços de Caldas, Extended Abstract.
- KALYUZHNYI, V. A. - 1958 - The study of the composition of captive minerals in polyphase inclusions. Translated in Int. Geol. Rev., 4, (2),127-138. 1962.
- KWAK, T.A.P. and TAN, T.H. - 1980 - The importance of CaCl₂ in fluid composition trends evidence from the King Island (Dolphin) skarn deposit. Econ. Geol, 76, p. 955-960.
- LE BEL, L. - 1979 - Etude des conditions de formation du porphyre cuprifère de Cerro verde - Santa Rosa (Pérou Méridional) pris dans son contexte plutonique. Thèse Université Lausanne, 160 p.
- LEINZ, V. and LEONARDOS, O.H. - 1936 - Notas sobre as esmeraldas da Fazenda das Lages, Itaberaí, Goiás. Min. e Metal., n° 4, p.7-14.
- METZGER, F.W., NESBITT, B.E. and KELLY, W.C. - 1975 - Scanning electron microscopy of daughter minerals in fluid inclusions. Econ. Geol., 72, p.141-152.
- MIYATA, T.; HOSAKA, M. and CHIKAYAMA, A. - 1987 - On the inclusions in emeralds from Santa Terezinha de Goiás, Brazil. J. Gemm., 20, 6,p.377-379.
- NESBITT, B.C. and KELLY, W.C. - 1977 - magmatic and hydrothermal inclusions in carbonatite of the Magnet Cove Complex, Arkansas. Contrib. Mineral. Petrol, 63, p. 271 - 294.
- RANKIN, A.H. and LE BAS, M.J. - 1974 - Nahcolite (NaHCO₃) in inclusions in apatites from some E. African ijolites and carbonatites. Min. Mag., V. 39, p. 564-570.
- ROEDDER, E. - 1972 - Composition of fluid inclusions. U.S. Geol. Survey. Prof. Paper, 440 JJ, 164 p.
- ROEDDER, E. - 1984 - Fluid inclusions. Reviews in mineralogy, V.12, 644 p. Mineral. Soc. America.
- RUDOWSKI, L., GIULIANI, G. and SABATÉ, P. - 1987 a - The proterozoic

- granite massifs of Campo Formoso and Carnaíba (Bahia, Brazil) and their Be,Mo,W mineralizations. Inter. Symp. Granites and associated mineralizations. Extended Abstract, p. 253-257. Salvador da Bahia.
- RUDOWSKI, L., GIULIANI, G. et SABATÉ, P. - 1987 - Les phlogopitites à émeraude au voisinage des granites de Campo Formoso et Carnaíba (Bahia, Brésil): um exemplo de minéralisations protérozoïques à Be, Mo et W dans des ultrabasites métasomatées, C.R. Acad. Sc. Paris, t.304, Série II, N° 18, p. 1129-1134.
- SCHWARZ, D. - 1984 - Inclusões em Esmeraldas. Rev. Escola. Minas. Ano XLVIII. Vol. XXXVII, n° 3, p.25-34. Ouro Preto.
- SCHWARZ, D. - 1986 - Classificação genética das ocorrências de esmeralda. Anais do XXXIV Congresso de Geologia, Goiânia, V. 4, p. 1854-1862.
- SCHWARZ, D. and MENDES, J.C. - 1985 - Estudo Comparativo das inclusões nas esmeraldas de Itabira/MG e Santa Terezinha/GO. Anais do 3º Simpósio de Geologia de Minas Gerais, Belo Horizonte. p. 154-164.
- SINKANKAS, J. and READ, P. - 1986 - Beryl. Butterworths Gem Books, 225 p.
- SMIRNOV, V.L. - 1977 - Ore deposits of the U.S.S.R., Vol. 3, Deposit of Beryllium. Pitman publications, England.
- WILSON, J.W.J.; KESLER, S.E.; CLOKE, P.L. and KELLY, W.C. - 1980 - Fluid inclusion geochemistry of the Granisle and Bell porphyry copper deposits, British Columbia. Econ. Geol., 75, p. 45-61.



Neiva - 02/88

FIGURE 1: Main emerald brazilian deposits and occurrences. A: deposits; B: occurrences. Ceará State: 1 - Coqui; 2 - Tauá. Bahia State: 3: Salininha; 4: Socotó; 5: Carnaíba; 6: Anagé; 7: Brumado. Minas Gerais State: 8 - Itabira; 9 - Santana dos Ferros. Goiás state: 10 - Itaberaí; 11 - Pirenópolis; 12 - Santa Terezinha de Goiás; 13 - Mara Rosa; 14 - Porangatu; 15 - Pela Ema. 454

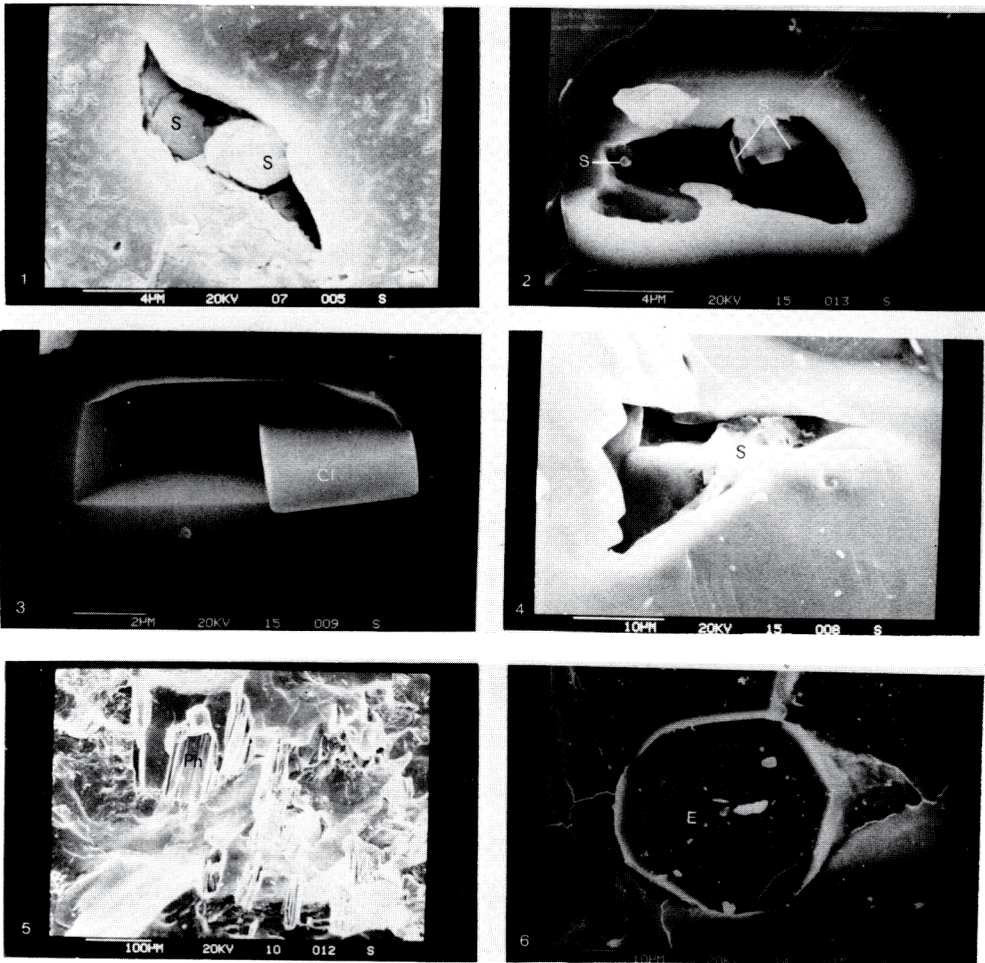


Plate 1 - Solid and daughter minerals in fluid inclusions of emerald from Socotó (Photos 1 to 4) and Carnaíba (Photos 5 and 6), Bahia State, revealed by Scanning Electron Microscopy (SEM). Photo 1: Ca, Cl, Mn, Fe salts (S) from tubular fluid inclusions. Photo 2: daughter minerals encountered in swelled fluid inclusions. S=salt with Ca, Cl, Fe, Mn, K composition. Photo 3: quartz matrix from the emerald-bearing pegmatoid veins; prismatic salt which X-ray spectra evidences so chloride (Cl). Photo 4: Ca, Cl, Fe complex salt deposition (S) in a cavity of fluid inclusion from quartz matrix. Photo 5: Protogenetic crystals of phlogopite (Ph) in cavity of fluid inclusions from Carnaíba emerald. Photo 6: Emerald inclusions (E), in emerald.

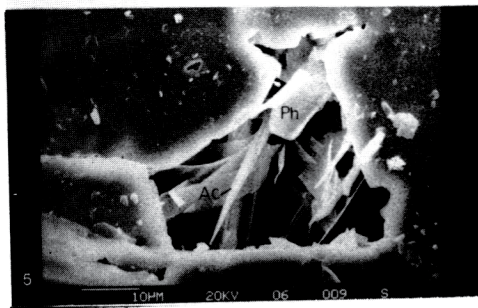
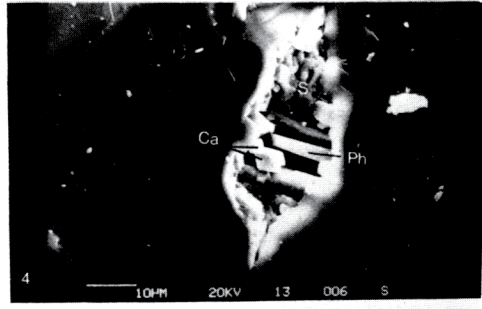
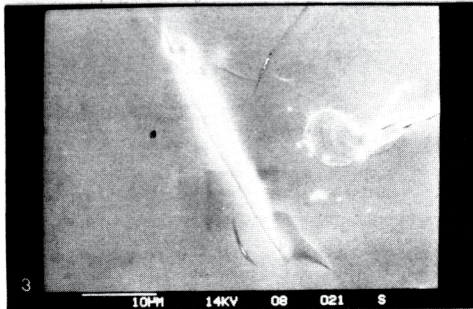
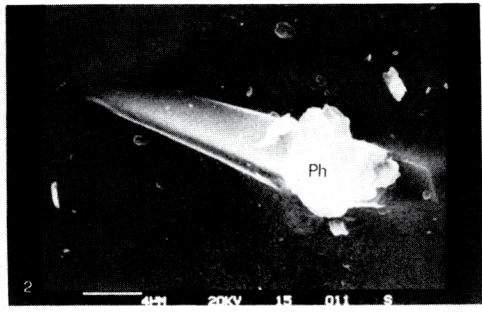
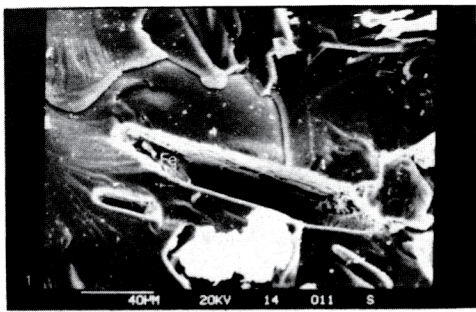


Plate 2 - Solid and daughter minerals in fluid inclusions of emerald from Socotó (Bahia State). Photo 1: aspect of channels with sub-hexagonal sections in emerald. Deposition of iron oxides or hydroxides (Fe) on the wall of the channel. Photo 2: aspect of a tubular inclusion with crystals of phlogopite (Ph). Photo 3: tubular inclusion presenting a conical form like a "belemnite rostrum". Photo 4: daughter minerals associated to an indented fluid inclusion showing Cl, Fe, Mn salts (S) with phlogopite (Ph) and rhomboedric carbonates (Ca), with Ca, Fe, Mn composition. Photo 5: Daughter minerals observed in an indented fluid inclusion with phlogopite (Ph) and actinolite (Ac). Photo 6: emerald inclusion (E) in a tubular inclusion with a Si, Al, Cr, Fe composition.

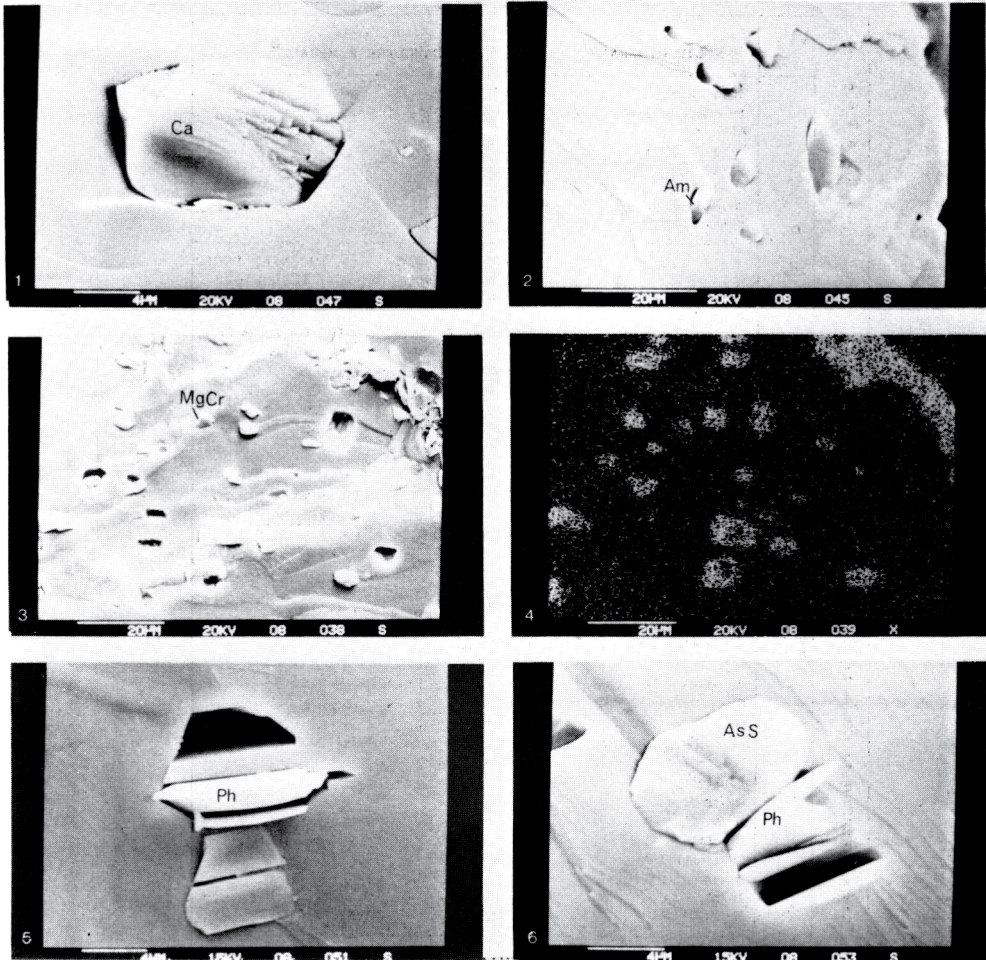


Plate 3 - Solid and daughter minerals in fluid inclusions of emerald from Santa Terezinha de Goiás (Photos 1 to 4) and Itaberaí (Photos 5 and 6) - Goiás State. Photo 1: solid inclusion with Ca, Mg, Fe composition revealing the presence of dolomite (Ca). Photo 2: Amphibole (Am), observed in fluid inclusion cavity. Photo 3: magnesiochromite with a Cr, Fe, Mg composition as solid and daughter minerals in emerald. Photo 4: characteristic X-ray image showing the distribution of chromium in the solids from the field of photo 3. Photo 5: Phlogopite (Ph) forming a protogenetic inclusion in emerald. Photo 6: Association of pentlandite (AsS) and phlogopite (Ph) as solid inclusions.

CARRAÍBA I		SOLID MINERALS	DAUGHTER MINERALS ⁰
SOCOTÓ I	EMERALD	Molybdenite* ⁰ Tourmaline* Albite* Leptocrocite* Goethite* Emerald* ⁰ Phlogopite* Tremolite* ⁰	phlogopite
		Phlogopite* ⁰ Tremolite* ⁰ Actinolite* Hematite* Limonite* Emerald* ⁰	TABULAR FLUID INCLUSIONS Fe:oxides or hydroxydes Al,K,Fe,Mg,Cr:phlogopite Fe,Cl } chloride Cl,Na,Mg } salts Ca,Cl,Mn,Fe } Si,Ca,Al,Fe:epidote Si,Al,Cr,Fe:emerald Si: quartz
	PEGMATOID QUARTZ	Sylvite ⁰ Emerald ⁰ Phlogopite ⁰	K,Cl } Chloride salts Cl } Ca,Cl,Fe }
SANTA TEREZINHA DE GOIÁS II	EMERALD	Dolomite* Ca,Mg,Fe } Dolomite ⁰ Ca,Fe,Mg,Mn } Ca,Fe,Mn } Ankerite ⁰ Cr,Fe,Mg, Magnesiochromite ⁰ Phlogopite* ⁰ Pyrite* ⁰ Amphibole ⁰ Magnesite* Picotite* Chalcopyrite* Pentlandite* Talc* Emerald* ⁰	Ca,Mg,Fe } carbonates Ca,Fe,Mg,Mn } Ca,Fe,Mn } Cr,Fe,Mg: magnesiochromite phlogopite
		Phlogopite ⁰ Pentlandite ⁰	phlogopite
ITAPERAI II	EMERALD		

Table 1: Recapitulation of solid and daughter minerals encountered in emerald from some brazilian emerald deposits. *: data from Schwarz (1984) and Schwarz and Mendes (1985); o: this work; I= deposits straightly linked to pegmatitic veins; II= deposits not associated with pegmatitic veins. For socotó, the underlined daughter minerals as "phlogopite" represent crystals belonging to emerald-bearing phlogopitite zone (Emerald E₁); the other ones are related to emerald-bearing pegmatoid vein (Emerald E₂).

O METASSOMATISMO DE INFILTRAÇÃO E SUA IMPORTÂNCIA NOS DEPÓSITOS DE ESMERALDA DO BRASIL

Gaston Giuliani – Departamento de Geociências-UNB/ORSTOM-Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération, França, CRPG-Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques, Nancy, França
Pedro Couto – Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais/SGMA

ABSTRACT- Emeralds of Brazil forms an original Precambrian mineralization type. The main deposits are in the Bahia State (Carnaíba and Socotô prospecting pits, Minas Gerais State (Itabira - Belmont Mine) and Goiás State (Santa Terezinha de Goiás prospecting pits). The deposits are always located in a characteristic geological environment composed of : - a granitic-gneissic basement, - a volcanosedimentary serie with always basic to ultrabasic horizons, occurring as imbricated structures (Socotô) or affected by complex folding (Carnaíba) and deformations, - intrusives granitoids with their magmatic to tardi-magmatic equivalents. In all the cases, we can notice the evident association of emerald with pegmatites intruding basic and ultrabasic rocks. In Santa Terezinha, the lack of pegmatites at the level of observation, allow to open a real debate on syngeneses versus epigenesis origin. The emerald mineralization is contained in phlogopitites resulting from metasomatic transformation developed in serpentinites, talc-schists or tremolitites, and is related to an infiltrational process. The metasomatic rocks show a regular zoning, each zone being of different mineral composition and separated by sharp and clear limits. This infiltrational metasomatism is evidently controlled by tectonic and lithologic factors; in Carnaíba, the subvertical fracture veins (frinchas) are well developed near the granite and form the channel of the ascending fluids while the contact veins (esteiras) are developed along the lithological contact quartzite-ultrabasic rocks. A tectonic control can be also advanced for Santa Terezinha de Goiás and Itabira. This metasomatism involves acid-base interactions i.e acid-magmatic solutions penetrating in basic rocks producing an increase of bases, specially the activity of the alkali-oxides as potassium and sodium. The different diffusion rates between these components will play also an important role in the formation of the desilicated pegmatites (Na rich pegmatoids), generally encountered in these deposits. The main process involved in the formation of the observed metasomatic columns is the infiltration of a fluid along opened fractures. The resulting rock assemblage could be referred to as an infiltrational metasomatic process, or considering that the ultrabasic rocks play the same basic role as carbonate formations, to as an "infiltrational metasomatic basic skarn".

INTRODUÇÃO

As principais províncias metalogenéticas do Brasil estão relacionadas aos escudos precambrianos e incluem depósitos importantes, associados aos vários ambientes geológicos: séries vulcanossedimentares, complexos máficos e ultramáficos e cinturões de zonas granolíticas - granito-gnáissicas. Entre todas estas mineralizações, os jazimentos de gemas são de destacada importância e colocam o país, por sua produção e diversidade de gemas, como um dos primeiros produtores no mercado internacional. A produção de gemas vem sendo descrita em muitos estados da Federação e as gemas brasileiras estão associadas, principalmente, aos depósitos aluviais e zonas de pegmatitos. Água, ametista, água-marinha e topázio, assumem as mais importantes produções, em

quantidade, enquanto a esmeralda está caracterizada pelo seu alto valor comercial, re-presentando a principal exportação de gemas brutas e lapidadas. Uma grande parte da produção de esmeralda não é controlada oficialmente e a exportação clandestina tem sido de grande monta; uma perda de 500 milhões de dólares/esmeralda/ano é estimada (Afinal, Set/1985; O Globo, 15/09/85; Isto É, 10/87). As estatísticas oficiais representam, somente, cerca de 5 a 20% da real produção de esmeralda.

DEPÓSITOS DE ESMERALDA DO BRASIL

Em 1961, a primeira ocorrência econômica de esmeralda foi descoberta em Salininhas, Bahia, o que renovou o interesse para prospecção desta gema no Estado. Após 1963, outras importantes ocorrências foram encontradas no Brasil, tornando este país um dos mais representativos produtores mundiais, em volume e qualidade de esmeralda. No momento atual, quatro depósitos de esmeraldas estão em produção, os garimpos de Carnaíba e Socotó (Bahia), Santa Terezinha (Goiás) e a mina de Itabira (Companhia de Gemas Belmont Ltda - Minas Gerais) (Fig. 1).

Os depósitos de Socotó, Carnaíba e Itabira pertencem ao tipo clássico das jazidas de esmeralda (Schwarz, 1986), i.e, associação de rochas máficas-ultramáficas (ou seus derivados metamórficos) com veios pegmatíticos. Para Santa Terezinha de Goiás, a existência de um pré-estrato contendo berílio é admitida; estes horizontes portadores de berílio intercalados em rochas vulcanossedimentares poderiam ter sido remobilizados durante uma "fase pneumatolítica - metassomática" (Schwarz, op. cit.).

O objetivo do estudo ora apresentado é lançar uma revisão das principais ocorrências de esmeralda do Brasil, sob a perspectiva das suas colocações geológicas, feições geométricas e paragêneses. Estas descrições permitem mostrar que os principais processos envolventes, geradores das rochas metassomáticas, biotita xistos e outras encaixantes das mineralizações de esmeralda, podem ser referidos como "infiltração metassomática - tipo escarnito básico" de acordo com o sentido definido por Korzhinskii (1965). Por outro lado, este enfoque genético poderá contribuir para o entendimento do mecanismo da formação da mineralização e avaliar a importância relativa dos fluidos portadores de berílio.

A consequência da ação dos processos metassomáticos de infiltração são enfatizados no depósito de esmeralda de Santa Terezinha de Goiás. Esta discussão envolve a natureza da associação pegmatítica com o processo de formação da esmeralda e tenta definir uma denominação adequada para estas manifestações tardi - magnéticas.

GARIMPOS DE ESMERALDA DE CARNAÍBA E SOCOTÓ

Os maciços leucograníticos, à duas-micas, de idade proterozóica, de Campo Formoso e Carnaíba, intrudem terrenos metassedimentares/vulcânicos da serra de Jacobina e o embasamento gnaisse - migmatítico de idade arqueana. A estes granitos estão associados mineralizações de berilo, molibdenita e scheelita.

As escavações garimpeiras, conhecidas como GARIMPO DE SOCOTÓ, estão localizadas na parte nordeste do Granito de Campo Formoso, em rochas serpentiniticas, ocorrendo como estruturas imbricadas em contato com rochas do embasamento ou contidas neste. (Foto 1). O corpo ultramáfico, orientado N 150-180°, com mergulho de foliação 50 a 70°W,

está intrudido por pegmatóides, grosseiros, albíticos e/ou turmalínicos, com veios menores de quartzo, acompanhados ou não de plagiocásio e turmalina. Os pegmatóides, que consistem de um sucessivo enxame de veios paralelos, desenvolvidos em contato com serpentinitos, provocam zoneamento metassomático. Esta situação está caracterizada por uma regular sucessão de zonas com definidas frentes de substituição e diferentes mineralogias (Rudowski et al, 1987 a,b). A esmeralda está intimamente associada ao flogopitito, praticamente monominerálico, rico em F, formado simetricamente nos flancos dos pegmatóides; podendo, também, aparecer nos veios.

Além disso, o pegmatóide citado pode portar flocos de molibdenita, encontrada, especialmente, em níveis abaixo da superfície, nas escavações garimpeiras do setor da Mamona; aparecendo, ocasionalmente, scheelita, pirita, fenakita (também chamada esmeralda branca) e apatita, nos contatos com a rocha ultramáfica. Registra-se, também, a presença de powelita (mineral isomorfo da scheelita), com molibdênio (Couto et al, 1985).

As escavações que fazem parte do **GARIMPO DE CARNAÍBA** foram desenvolvidas em torno e no âmbito do granito de Carnaíba e são divididas em dois principais sub-distritos: Carnaíba de Cima, incluindo os poços e galerias dos setores garimpeiros - Trecho Velho, Trecho Novo, Bica e Cabra, situados acima de 1.000 metros de altitude; Carnaíba de Baixo, com escavações desenvolvidas, nos "roof pendants" de serpentinitos no seio do corpo granítico (setores - Bode, Gavião, Lagarta e Formiga) ou em rochas regionais migmatíticas e/ou gnaissicas, contendo ultramáficas (Setores - Marota e Bráulia), entre o Granito de Carnaíba e os quartzitos Jacobina.

A mineralização de esmeralda está relacionada aos pegmatóides intrusivos albíticos (albita - oligoclásio), quartzo - albítico ou quartzo que, em veios, cortam as rochas serpentiniticas. Duas espécies de veios, com esmeralda, são distinguidos pelos garimpeiros: os veios de fratura, chamados de "frinchas" e veios de contato - "esteiras". O último desenvolveu-se ao longo dos contatos entre os quartzitos e as rochas serpentiniticas. Estes ocorrem, tipicamente, no Trecho Novo, Cabra e Bica, com importantes mineralizações de esmeralda (Foto 2); e ainda o setor - Arrozal, no extremo sul do distrito esmeraldífero de Carnaíba. O veio - frincha é, geralmente, vertical com uma espessura média de 0,5 metro e, às vezes mostra uma estrutura típica de zona de "riedel tension". Nenhum controle litológico é observado e, geralmente, a esmeralda se mostra de boa qualidade (cristalizada e de verde intenso), acompanhada, frequentemente de mineralizações de molibdenita. A presença de molibdenita, uma importante feição no sub-distrito de Carnaíba de Baixo, vem a ser, atualmente, a única fonte de produção de molibdenita no Brasil.

No setor - Marota, atualmente, a produção de esmeralda tornou-se insignificante. As escavações alcançam a profundidade de 80 a 100 metros ou mais e há evidências da presença de numerosos diques pegmatóides albíticos de grã grossa e fina, com importantes disseminações de molibdenita (Foto 3). Mineralogicamente, os pegmatóides albíticos consistem, principalmente, de lâminas feldspáticas com aspecto de clevelandita, com pouco ou nenhum quartzo, turmalina e biotita marron clara. Cristais de berilo, de coloração branca ou verde pálido, ocorrem em forma de pequenos cristais prismáticos, às vezes transparentes e intercrescidos com molibdenita. A molibdenita ocorre também em veios milimétricos, constituindo "ore shoot".

No setor - Bráulia, uma típica e completa sequência metassomática (Foto 4) pode ser

observada, no contato de um veio pegmatóide à turmalina e albita retrometamorfizada no interior da rocha serpentinitica, como anteriormente descrito por Rudowski et al (1978 a,b). Nesta área, típicos veios de berilo verde pálido a amarelado, portando quartzo e ainda com molibdenita e moscovita cortam os flogopititos, induzindo processos de cloritização e silicificação. Pode-se notar, também, a intercalação de tremolita xistos dentro dos serpentinitos, com disseminações de scheelita. Na escala do distrito de Carnaíba, uma repartição vertical da mineralização, em relação aos afloramentos de granito, pode ser registrada, apresentando um zoneamento de cerca de 400 metros em altura; onde há um notável enriquecimento de molibdenita e quartzo na Carnaíba de Baixo, com diminuição da quantidade e qualidade da esmeralda, relativamente. A execução de furos de sondagem efetuados na Carnaíba de Cima, mostrou, entre as cotas de 800 a 600 metros, a presença de "stockworks" - tipo fratura, constituindo por vezes zonas de 10 metros de espessura, enriquecida em quartzo, turmalina, berilo verde e molibdenita (Moreira & Santana, 1982).

DISTRITO DE ESMERALDA DE ITABIRA - A MINA BELMONT

As mineralizações, em escala regional, ocorrem entre o contato de um paragnaisse arqueano e um corpo granítico, altamente deformado, chamado "leucognaisse". A sequência paragnáissica é composta por metarenitos e metagrauvascas, com intercalações de formações metamórficas. O "leucognaisse" corresponde a suite de intrusões graníticas chamada granitos tipo - Borrachudo (Schorscher et alii, 1982; Chemale, 1987). Os granitos Borrachudo e Santa Bárbara são ricos em fluor (0,3 a 0,5% de F), de composição alcalina a peralcalina, formados por "infiltrações K-feldspáticas sintataclásticas, no período inicial sintectônico do Minas" (Schorscher e Leterrier, 1980). Até o momento não foi divulgado nenhum estudo detalhado do granito da Mina Belmont.

As formações máficas - ultramáficas do distrito esmeraldífero foram transformadas em biotita/talco-clorita xistos, e mantêm uma direção geral norte-leste, com uma largura de 750 a 1.000 metros. Estas rochas estão intrudidas por corpos pegmatíticos, que estão concentrados entre o "leucognaisse" e os xistos. Os pegmatitos foram intensamente intemperizados, até uma profundidade aproximada de 30 metros, resultando em massas caulinizadas com quartzo.

As mineralizações de esmeralda estão associadas aos veios ou às zonas metassomáticas - clorita xistos e flogopita xistos - com crisoberilo/alexandrita. Os veios de pegmatitos alterados parecem cortar o "leucognaisse" e os xistos. Os pegmatitos foram intensamente intemperizados, até uma profundidade aproximada de 30 metros, resultando em massas caulinizadas com quartzo.

As mineralizações de esmeralda estão associadas aos veios ou às zonas metassomáticas - clorita xistos e flogopita xistos - com crisoberilo/alexandrita. Os veios de pegmatitos alterados parecem cortar o "leucognaisse", que além de esmeralda podem conter outros berilos, até mesmo água-marinha (Hänni et alii, 1987).

GARIMPO DE ESMERALDA DE SANTA TEREZINHA DE GOIÁS

A área em garimpagem de Santa Terezinha está localizada na parte nordeste do "greens

tone belt" de Crixás. A sequência associada pertence ao Grupo Araxá, 1600 a 1.100 m.a., composta de mica xistos e quartzitos com intrusões "intercaladas" de rochas básicas e ultrabásicas e sills ácidos (Costa, 1986). A espessura total da série é de cerca de 2.000 metros.

Durante a orogênese Uruçuana (Espinhaço - 1.200 a 1.000 m.a.), a ação do metamorfismo regional e a deformação resultaram em dobras de "trend" norte-sul, a formação de talco-clorita xistos carbonatados, tremolita-clorita xistos, metacherts, quartzitos ferruginosos e metamármores em intercalações e, ainda, a intrusão do granitóide de São José do Alegre.

As escavações garimpeiras ocorrem em uma estrutura sinformal afetada por três fases de deformação (Lima, et ali, 1984). O controle estrutural da mineralização parece importante: as zonas mineralizadas têm aspecto estratiforme, alcançando 60 metros de largura e extensões de 400 a 500 metros, com desenvolvimento de fraturas paralelas ao plano axial do dobramento secundário regional, orientado na direção $N 165^{\circ} - 175^{\circ}$, com mergulhos de 20° a 30° W. A principal mineralização está desenvolvida em uma charneira de dobra, geralmente verticalizada e chamada de "canoão" pelos garimpeiros. Este estilo tectônico está acompanhado por importantes fraturamentos nos flancos das dobras ("esteiras"), que às vezes estão relacionados com a presença, concentrada, de esmeraldas de melhor qualidade: os "frisos". Geralmente, as esmeraldas estão confinadas ao talco xisto carbonatado, ocorrendo como cristais disseminados com pirita, concordante com a xistosidade, (D'el Rey e Giuliani, no prelo) ou mesmo discordante. Estes talco xistos estão mais frequentemente associados a uma zona biotítica central - flogopitito rico em fluor, desenvolvida ao longo dos planos das fraturas e enriquecida de cristais idiomorfos de pirita (≈ 2 cm), mas com uma diminuição da quantidade de esmeralda. Finalmente, assinala-se, também, que pode ser encontrada esmeralda nos níveis ferrosos ou manganêsíferos intercalados nos talco xistos.

DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

Os depósitos de esmeralda do Brasil formam um tipo significativo de mineralização pré-cambriana. Eles estão sempre localizados em característico ambiente geológico arqueano e proterozóico, variando, composicionalmente de associações de gnaisses tonalíticos, migmatitos - diatexitos ou granito-gnaisses, séries vulcanossedimentares com intercalações de formações ferrosas, horizontes básicos - ultrabásicos, cherts, quartzitos, pertencentes, às vezes, a "greenstone belt" (caso de Santa Terezinha de Goiás) e ocorrendo como estruturas imbricadas (Socotó) ou afetados por complexos dobrados (Carnaíba) ou deformados com uma incerta posição no embasamento (Santa Terezinha e Itabira) ou, finalmente, relacionados a granitóides e seus equivalentes magmáticos a tardi - magmáticos.

Realmente, todos os depósitos estão localizados próximos a granitóides em relação estreita com estes, como Carnaíba e Socotó, ou indiretamente como Santa Terezinha e Itabira. Em todos os casos pode-se evidenciar a associação de esmeralda com "pegmatitos" intrusivos em rochas básicas e ultrabásicas. Em Santa Terezinha, a ausência de "pegmatitos" ao nível de observação, abriu um debate contraditório acerca do modelo estratiforme e singênico. Por outro lado, em Itabira, a origem do en

xame de diques de "pegmatitos" levantou o debate - origem magnética ou metamórfica? A mineralização de esmeralda está contida em flogopititos, resultados da transformação metassomática desenvolvida nos serpentinitos, talco xistos ou xistos tremolíticos, de uma sequência vulcanossedimentar, geralmente do fácies xisto verde. Este típico metassomatismo está relacionado a processos de infiltração (Rudowski, em preparação), caracterizado por evidências geológica, geoquímica, textural e mineralógica.

As rochas metassomáticas mostram um zoneamento regular, com cada zona formada de diferentes composições minerais e separadas por marcantes e claros limites. O exemplo exposto em escavações no setor - Bráulia (Carnaíba - Bahia) é, particularmente, ilustrativo (Foto 4).

Estes zoneamentos metassomáticos descritos, anteriormente, com detalhes, por Korzinskii (1965 e 1970), resultam do fluxo de soluções através das rochas e da percolação por um sistema de porosidade fina; fenômeno devido às reações na intimidade das rochas, acompanhadas de troca na composição da solução, resultando na produção da descrita coluna metassomática (Rudowski, op. cit.).

As vezes os efeitos metassomáticos parecem mais complicados, no caso de intercalações tremolíticas em talco xistos ou nos serpentinitos, como citado. Em todos os depósitos, a coluna metassomática exhibe uma zona central monomineralica, desenvolvida simetricamente ao lado de veio de infiltração ou fissura fechada - descrita como, em geral, um típico flogopitito rico em fluor.

As infiltrações metassomáticas são, evidentemente, controladas por fatores tectônicos e litológicos. Em Carnaíba, os veios de fraturas sub-verticais são bem desenvolvidos próximos ao corpo granítico e formam os canais de ascendência para os fluidos, enquanto os veios de contato foram gerados ao longo dos contatos litológicos entre quartzitos e ultrabásicas. Neste caso, considerando um moderado nível de erosão, diferente do atual e sem o posicionamento do corpo granítico na situação hodierna, o famoso debate de depósitos estratiformes poderá ser reaberto, à semelhança do modelo dos depósitos estratiformes de tungstênio. Escavações prospectivas realizadas em Carnaíba evidenciaram, claramente, que o aspecto estratiforme está relacionado ao controle litológico dos fluidos de percolação, dados que reforçam a importância dos processos de infiltração no distrito mineiro de Carnaíba.

Um controle tectônico pode ser admitido para Santa Terezinha de Goiás, onde a mineralização está bem desenvolvida no plano axial ou na charneiras das dobras e associada ao fraturamento contemporâneo. Igualmente em Itabira, Minas Gerais, onde o depósito está locado adjacente ao granitóide Borrachudo e ao longo de importante falha de baixo ângulo ("overthrust").

O controle litológico é exercido, em geral, por formações geológicas de diferentes competências, ou no caso de Santa Terezinha, onde os quartzitos são de menor importância - pela impermeabilidade dos talco xistos e sua facilidade de serem deformados, conduzindo a geração de rochas tipo esteatito ("pedra-sabão") em "leitões" na série vulcanos sedimentar.

As diferentes feições encontradas em Carnaíba, isto é, infiltração K - metassomática, pegmatóide rico em Na, concentrações de Mo e W, sílica próximo ao granito e um zoneamento vertical da mineralização, resultados da infiltração e interação de fluidos ácidos magnéticos em tipos básicos - ultrabásicos, são fenômenos envolvendo intercâmbios ácido - básica como "uma onda ácida diretamente conectada com a cristalização de um

magma" intrudindo ambientes básicos (rochas carbonáticas ou básicas) ou como diferenciação hidrotermal ácida - alcalina (Korzhinskii, op. cit.).

Assim, a medida que as soluções magmáticas penetram nos serpentinitos ou nas rochas originais, a basicidade da solução aumenta - vinculada a dissolução de bases, especialmente magnésio das rochas das paredes. Então, a composição total de todas as outras bases aumenta a atividade dos óxidos alcalinos, como potássio e sódio, e também a alcalinidade é formada em torno das rochas básicas devido a alta difusão de potássio, induzindo o K - metassomatismo; observando-se que o potássio é mais eletropositivo do que o sódio, isto é mais básico, provando a predominância do desenvolvimento de infiltração neste processo.

A "onda ácida" pode resultar na produção de uma grande base de lixiviação na parte baixa do fluxo, com a concentração e precipitação de componentes menos móveis como W e Mo, caso da Marota e Bráulia - Carnaíba, explicitando que uma rica "cúpula" molibdenita - sílica pode se desenvolver em torno do granito. Na parte superior do sistema hidrotermal-fluido de circulação, a precipitação de bases irá predominar e, também, produzir um zoneamento vertical como o observado em Carnaíba - com maiores concentrações de esmeralda.

No garimpo de Carnaíba, o berilo verde e a molibdenita estão relacionados ao pegmatóide albitico e não a um típico pegmatito - granito ("sensu stricto"). Na literatura, muito frequentemente, existe uma grande omissão sobre as feições texturais e composicionais, destas rochas - são chamadas, simplesmente de "pegmatitos" (De Almeida, 1973; Anderson, 1978). Contudo, Robb & Robb (1986) referindo-se ao pegmatóide associado à mina Gravelotte, no Transvaal, cita: "o pegmatóide albitico pode, originalmente, ter sido um típico pegmatito granítico" relatando a possível origem do potássio, através dos processos de alteração das rochas adjacentes, pela ação do fluido pegmatítico. Por outro lado, Beus (op. cit.) definiu-os como "pegmatitos graníticos de linha cruzada", enquanto Korzhinskii (1970) refere-se a "pegmatito dessilicatado". Phillip & Hess (1936) descreveu-os como resultado de "difusão interagida de ultrabásitos com rochas à feldspato, na presença de soluções hidrotermais". Korzhinskii (op. cit), que estudou os pegmatitos de substituição, descreve rochas metassomáticas com lazurita e nefelina em lago Baikal, associadas por reações bi-metassomáticas do tipo pegmatito - dolomita, isto é os componentes mais móveis são introduzidos por infiltração na zona de contato pegmatito - rocha básica ou por difusão destes elementos. No último caso, as razões de diferentes difusões entre os conteúdos dos componentes irão desempenhar um importante papel: o K sendo mais móvel do que o Na percolam na coluna, mas também Si que é mais móvel do que alumina. O resultado é um aumento da razão alumina - sílica, no pegmatito.

Cada pegmatito dessilicatado parece mais extremamente relacionado ao equilíbrio com o complexo mineral - fluido do que com a reativa natureza das rochas básicas. Em todos os depósitos estudados, a passagem entre um pegmatito "completo" para um dessilicatado, na zona de contato das rochas graníticas e básicas, não é claramente observada. Mas, um ilustrativo e convincente fenômeno pode ser visto na mineração de esmeralda de Anagé, no Estado da Bahia. Nas ocorrências das fazendas Pombos e Açude (nº 6 - Fig. 1) estão presentes intercalações de biotita - tremolita - talco xistos em biotita-augênio gnaisse, ambos cortados por um enxame de diques de pegmatitos. Quando os diques cortam os gnaisses, nenhuma alteração é observada, mas no talco xisto, o pegmatito está

transformado em pegmatóides esbranquiçado de grã-fina. O fenômeno pode ser visto em escala centimétrica (Foto 5), onde lentes do pegmatóide estão envelopadas por uma zona metassomática flogopítica.

Na ocorrência de esmeralda de Tauá, Estado do Ceará (nº 2, Fig. 2), a colocação geológica é a mesma, mas os corpos de rochas básica - ultrabásica são mais finos. Neste caso, o enxame de pegmatitos exhibe uma típica textura gráfica, com enriquecimento local em plagioclásio. A produção de esmeralda é pobre e de fraca qualidade.

Componentes, tais como B, F, Be e P são envolvidos nestes procesos metassomáticos e este enriquecimento está expresso pela cristalização da turmalina, flogopita rica em F, apatita, berilo e uma suite de minerais hidrotermais.

Os efeitos do B e do F, no granito e na sua fase de evolução fluida, durante seu estágio pós-magmático tem sido investigado por Pichavant & Manning (1984) e Manning & Pichavant (1987). Os sistemas F e B irão produzir um estágio magmático residual rico em albita (normativa), bem como uma depressão da temperatura do sólido e líquido; consequentemente a adição de B acarretará um aumento de H₂O na fusão, enquanto o efeito contrário é observado no sistema rico em F.

Relativamente aos elementos alcalinos, o sistema portador de B terá uma fase fluida aquosa sílico-alcalina (especialmente rica em Na) e pobre em alumínio; enquanto os sistemas portadores de F serão fortemente enriquecidos em alumínio (Pollard et alii, 1987). No caso dos pegmatitos envolvendo formação de esmeralda, é claro que o fluor e o boro, mais berílio e fósforo estão associados. Dados experimentais nos sistemas separados implica que os fluidos pegmatíticos podem ter uma alta concentração de soluções silicáticas e uma alta densidade.

Uma outra hipótese poderá considerar os efeitos, no tempo, do F e do B: o boro se destaca mais facilmente na fase vapor e poderá ser extraído progressivamente do magma em cristalização; e o F na fase aquosa, relacionado, somente, a fase final ou estágio tardi-magmático. Cada hipótese implica em uma série de fenômenos repetitivos, induzindo fraturação (quando $P_f > P_s$), circulação de fluidos e cicatrização. Até o momento, nenhuma zona de brechas foi encontrada no granito ou nos contatos com rochas ultrabásicas, em Carnaíba, mas as respectivas fraturações poderão explicar os importantes enxames de diques encontrados neste distrito.

Outro importante resultado de estudos experimentais do B e do F é que ambos induzem a uma reorganização da cristalografia química dos componentes da fusão, promovendo uma "depolymerização" e criação de espécies complexas na fusão (Manning, op. cit.). Os complexos F, B e Be - Cl e (Li?) irão facilitar o transporte de elementos litófilos como o Mo e W associados com a esmeralda, em Carnaíba - Socotó.

Atualmente, é admitido, como mostra o ilustrativo exemplo do depósito de scheelita de Sangdong, na Coreia e de King Island, na Tasmânia que os processos de infiltração metassomática podem penetrar rochas com espessura quilométricas. O aspecto estratiforme da mineralização de berilo de Santa Terezinha de Goiás e a ausência de conexão direta com granito, tem conduzido a uma imediata interpretação singenética para o berílio. Esta tendência interpretativa utilizada nas bandas calcossilicáticas com scheelita em escarnitos, envolve conceitos "stratabound", em outros distritos.

Schwarz (op. cit.), Ribeiro e Lacerda (1985) admitiram uma hipótese referindo-se a atuação de uma "fase pneumatolítica metassomática", considerando o "stratabound" como fonte do Be. Até o momento, nenhum argumento é válido inteiramente, desde que a

ausência de estudos geológicos, geoquímicos e mineralógicos, detalhados, dificultam a interpretação. Contudo as evidências já apresentadas favorecem a se admitir a atuação de importantes processos de infiltração metassomática em Santa Terezinha de Goiás. A formação de biotita, talco xisto e flogopitito não é um fenômeno simples - mas podem refletir uma importante anomalia geotermal, implicada na colocação de plútons granitoides, não presentes, necessariamente, nos mesmos níveis das litologias mineralizadas em esmeralda. (Fig. 2), como demonstrado em Djebel Aouam, distrito polimetálico de W - Pb - Zn - Ag do Marrocos Central (Cheilletz & Isnard, 1985).

No controle regional das mineralizações de Be, tomando-se referências na literatura, seria importante considerar que estes depósitos, geralmente, estão associados a mineralizações de Mo e/ou W e/ou Bi; ressaltando-se, ainda, que se Santa Terezinha de Goiás pertence mesmo a uma estrutura tipo "greenstone belt" existirá perspectivas para ocorrerem associações auríferas. Os processos de infiltrações metassomáticas implicam em transporte e precipitação de diferentes metais durante as múltiplas e respectivas circulações de fluidos hidrotermais.

A questão relativa a origem dos pegmatitos associados aos depósitos de esmeralda, foi completamente discutida nos casos de Socotó, Carnaíba: uma procedência ígnea parece evidente. Em relação a Itabira, a situação é mais ambígua, pois os pegmatitos podem estar relacionados ao evento tecto-termal brasileiro (500 Ma) e descritos por Schorscher et al (op. cit.). Estes pegmatitos intrudem o complexo basal e as rochas das séries Rio das Velhas e Minas, sem sinais de metamorfismo regional ou de atuações tectônicas. Sua composição é relativamente comum para pegmatitos, com quartzo e feldspato, mas a presença de berilos azulados e/ou água-marinha nas redondezas do distrito esmeraldífero de Itabira, induz a relacioná-los à famosa e importante província pegmática, produtora de água-marinha, de Minas Gerais. As ocorrências de esmeralda de Tauá e Coque, no Ceará (Fig. 1) possuem o mesmo tipo de pegmatito com berilo esverdeado, granada, turmalina, columbo-tantalita e água-marinha. A mineralização de esmeralda de Coque pertence à província de Solonopole - Quixeramobim, também famosa por sua produção de água-marinha (Castelo Branco & Menezes, 1987).

Em conclusão, duas espécies de pegmatitos estão relacionados aos depósitos e ocorrências de esmeralda do Brasil: - pegmatitos caracterizados como de origem ígnea, diretamente relacionados a granitoides intrusivos, como Carnaíba e Socotó, ou, indiretamente como Santa Terezinha de Goiás (Fig. 2); - pegmatitos de origem incerta, mas provavelmente relacionados a enorme emissão de pegmatitos durante a orogênese brasileira, evento causador das províncias pegmatíticas de água-marinha (berilo) - turmalina - Nb e Ta, de Minas Gerais, Pernambuco, Rio Grande do Norte e Ceará.

Em todos os casos, a formação de esmeralda necessita de circulação de fluidos pegmatíticos ácidos portadores de Be, enriquecidos, também, em F, B, Cl e CO₂ em canais desenvolvidos em rochas ultrabásicas ricas em Fe, V e Cr. Entretanto, a importância da mineralização de esmeralda irá depender de muitos fatores: interação de fluido-rocha, espessura dos corpos ultrabásicos, tempo de circulação do sistema hidrotermal e evolução termodinâmica das fases fluidas associadas ("boiling", processos de diluição, queda na pressão) que podem alterar a estabilidade dos complexos Be - metal, provocando a precipitação da mineralização.

O principal processo envolvendo a construção da coluna metassomática observada é a infiltração de um fluido ao longo de fraturas abertas. O resultado da assembléia li

tológica pode ser descrita como "uma infiltração de processo metassomático escarnítico-co-básico". Durante este metassomatismo uma zona de alcalinidade é formada em torno dos ultrabásitos, provocando um aumento de atividade de K e Na, e a difusão de todos os componentes alcalinos adjacentes às rochas. Então, um halo alcalino (K, Na) irá se formar nas rochas ultrabásicas. Esta dispersão geoquímica será de interesse primordial na procura de novas ocorrências de esmeralda, como também para perseguição de mineralizações de tungstênio e, principalmente, molibdênio; especialmente nas regiões adjacentes a serra de Jacobina, onde os berilos verdes (incluindo as esmeraldas) são tão estreitamente relacionados aos granitos intrusivos.

BIBLIOGRAFIA

- AFINAL - 1985 - "O Reino do Contrabando". p 5 - 15, 10/09/85. São Paulo - SP, Brasil. Rev. il.
- ANDERSON, S.M. - 1978 - Notas on the occurrence and mineralogy of emeralds in Rhodésia. *Jour. Gemmology.*, XVI, (3), 177 - 185.
- CASTELO BRANCO, R.M.G. e MENEZES, J.S.D. - 1987 - Gems occurrences in the State of Ceará, Northeast Brazil. XXI Int. Gemmol. Conf. Rio de Janeiro, 8p.
- CHEILLETZ, A. e ISNARD, P. - 1985 - Contribution à la prospection des gisements hydrothermaux de tungstène sur l'exemple du district polymétallique W-pb-Zn-Ag du Jbel Aouam (Maroc Central). *Miner. Deposita*, 20, p 220 - 230.
- CHEMALE, F. Jr. - 1987 - Gênese das rochas graníticas do tipo Borrachudo. 1^o Congr. Bras. Geoquímica. Porto Alegre. V I, p 171 - 186.
- COSTA, S.A. de G. - 1986 - Correlação da sequência encaixante das esmeraldas de Santa Terezinha de Goiás com os terrenos do tipo "greenstone belt" de Crixás e tipologia dos depósitos. *Anais XXXIV Congr. Bras. Geol.*, v.2, p 597-614. Goiânia.
- COUTO, P. et alii - 1985 - Relatório Anual do Projeto Ouro - Gemas. DNPM 7^o Distrito. Convênio DNPM/CPRM. 85p. Inédito, M.M.E. Brasil.
- DE ALMEIDA, B.J.C. - 1973 - Perfil analítico da esmeralda. Boletim nº 12, 1-29. DNPM/SME. Rio de Janeiro.
- D'EL - REY SILVA, L.J.M. e GIULIANI, G. - 1988 - Controle estrutural da jazida de esmeraldas de Santa Terezinha de Goiás: implicações na gênese, na tectônica regional e no planejamento de lavra. XXXV Congr. Bras. Geol. Belém, novembro 1988. Inédito.
- HANNI, H.A., SCHWARTZ, D. e FISCHER, M. - 1987 - The emeralds of the Belmont mine, Itabira - Minas Gerais - Brazil. (em prelo).
- ISTO É - 1987 - "Caça às Esmeraldas". p 22 - 28, 21/10/1987. São Paulo - SP, Brasil. Rev. il.
- KORZHINSKII, D.S. - 1965 - The theory of systems with perfectly mobile components and processes of mineral formation. *Am. Jour. Sci.*, v.263, p 193 - 205.
- KORZHINSKII, D.S. - 1970 - Theory of metasomatic zoning. Clarendon press Oxford, 162p.
- LIMA, J.E.A., TEIXEIRA, de D., W. e PRIORI, S.V. - 1984 - Gemas no estado do Goiás :

- ocorrências e estudos gemológicos. Anais XXXIII Congr. Bras. Geol., p 5027 - 5039, Rio de Janeiro. Sociedade Brasileira de Geologia.
- MANNING, D.A.C. e PICHAVANT, M. - 1987 - Volatiles and their bearing on the behaviour of metals in granitic systems. C.I.M. Spec. v.39.
- MOREIRA, M.D. e SANTANA, A.J. - 1982 - O garimpo de Carnaíba. Geologia e perspectivas. Anais do XXXII Congr. Bras. Geol., Salvador da Bahia, v.3, p 862 - 874.
- O GLOBO - 1985 - "Contrabando Incontrolável Bate Venda Legal de Pedras Baianas" p.10 - 2º clichê, 15/09/85. Rio de Janeiro - RJ, Brasil. Jornal il.
- PHILLIP, A.H. e HESS, H.H. - 1936 - Metamorphic differentiation at contacts between serpentinite and siliceous country rocks. Am. Mineral., v.21, nº 6, 333 - 362.
- PICHAVANT, M. e MANNING, D.A.C. - 1984 - Petrogenesis of tourmaline granites and to paz granites: the contribution of experimental data. Phys. Earth. Plan. Int. 35: 31 - 50.
- POLLARD, P.J., PICHAVANT, M. e CHAROY, B. - 1987 - Contrasting evolution of fluorine -and boron-rich tin systems. Mineral. Deposita, 22, 315 - 321.
- RIBEIRO, W.F. e DE LACERDA, J.V.F. - 1985 - Geologia da região de Santa Terezinha (Go). 2º Simp. Geol. Centro Oeste. Geologia do Pré-Cambriano. Goiânia. p 174 - 184. So ciedade Brasileira de Geologia - Núcleo Oeste.
- ROBB, L.J. e ROBB, V.M. - 1986 - Archean pegmatite deposits in the North. Eastern Trensvaal. Mineral. Deposits of Southern Africa, 437-449.
- RUDOWSKI, L., GIULIANI, G. e SABATÉ, P. - 1987a - The proterozoic granite massifs of Campo Formoso and Carnaíba (Bahia, Brazil) and their Be, Mo, W mineralizations. Int Symp. Granites and associated Mineralizations. Salvador da Bahia, Extended Abs tract, p 253 - 257.
- RUDOWSKI, L., GIULIANI, G. e SABATÉ, P. - 1987b - Les phlogopitites à émeraude au voisi nage des granites de Campo Formoso et Carnaíba (Bahia, Brésil): un exemple de miné ralisation protérozoïque à Be, Mo, et W dans des ultrabasites métasomatés. C.R. Acad. Sci. Paris., t.301, Série 11, nº 18. p 1129 - 1134.
- RUDOWSKI, L. - 1988 - Etude des massifs granitiques de Campo Formoso et Carnaíba (Ba hia, Brésil) et des minéralisations à Be (émeraude), Mo et W associées. Thèse Uni versité Paris VI. Inédito.
- SCHORSCHER, H.D. e LETERRIER, J. - 1980 - Metasomatic formation of granitic rocks: Pe trolology and chemistry. - 26 TH Inter. Geol. Cong. Abstract, 1, p87. Paris.
- SCHORSCHER, H.D., SANTANA, F.C., POLONIA, J.C. e MOREIRA, J.M.P. - 1982 - Quadriláte ro ferrífero. Minas Gerais State: Rio das Velhas greenstone belt and Proterozoic rocks. Int. Symp. Archean and Early Proterozoic geologic evolution and metallogé nesis. Excursion Guides. p 1 - 43. Salvador da Bahia.
- SCHWARZ, D. - 1986 - Classificação genética das ocorrências de esmeralda. Anais do XXXIV Congr. Bras. Geol., Goiânia, v.4, p 1854 - 1862. Sociedade Brasileira de Geo logia.

LEGENDAS DAS FIGURAS

Figura 1 Principais ocorrências e jazidas de esmeralda do Brasil. A: Jazidas; B: ocorrências Estado do Ceará: 1 - Coque; 2 - Tauá. Estado da Bahia: 3 - Salininha; 4 - Socotó; 5 - Carnaíba; 6 - Anagé; 7 - Brumado. Estado de Minas Gerais: 8 - Itabira; 9 - Santana dos Ferros. Estado de Goiás: 10 - Itaberaí; 11 - Pirenópolis; 12 - Santa Terezinha de Goiás, 13 - Mará Rosa; 14 - Porangatu; 15 - Pela Ema.

Figura 2 Diagrama esquemático ilustrando os possíveis relacionamentos entre as intrusões granitóides e as séries vulcanossedimentares associadas, de algumas jazidas de esmeralda do Brasil. I: Jazida de esmeralda do tipo estratiforme encaixada em sericitita-talco xistos (3), carbonato talco-xistos (2) e cherts (4) (Caso de Santa Terezinha de Goiás, Estado de Goiás). A - : possível situação hodierna mostrando a ausência de pegmatitos (9), e o aspecto estratiforme da mineralização. A formação dos biotita talco xistos e flogopititos não é um fenômeno simples, mas podem refletir uma importante anomalia geotermal, implicada na colocação de plutons granitóides(6). II: Jazida de esmeralda localizada em serpentinitos (5), ocorrendo como estruturas imbricadas (10) em contato com rochas gnaissicas (1) de um embasamento arqueano (caso de Socotó, Estado da Bahia). B - : nível de erosão atual: às mineralizações são associados veios pegmatóides dessilicatados (9), mas o granitóide referente está ausente (7): Distrito esmeraldífero desenvolvido em uma série vulcanossedimentar e composta de intercalações quartzíticas(4)-rochas básicas - ultrabásicas (5) (caso de Carnaíba, Estado da Bahia). C - : atual nível de observação mostrando a relação leucogranito (7), veios pegmatíticos com o seu metassomatismo hidrotermal (9) e a presença de uma "cúpula" mineralizada em molibdenita em torno do granito (8). Dois tipos de estruturas mineralizadas são evidenciadas: as mineralizações estratiformes associadas a veios de contato (esteiras) e as mineralizações de fraturas ("frinchas"), secantes relacionadas a veios.

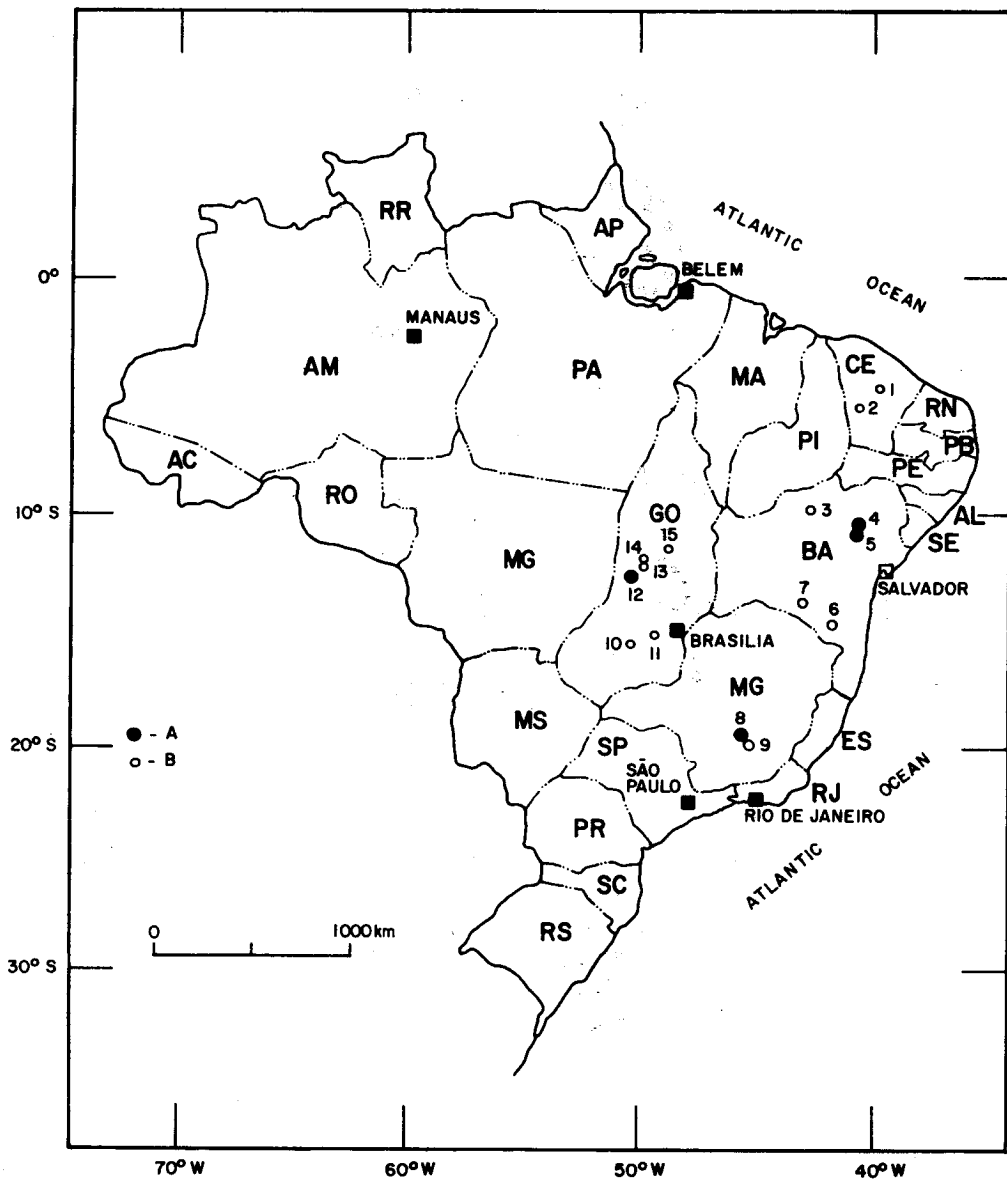


Figura 1

Neiva - 02/88

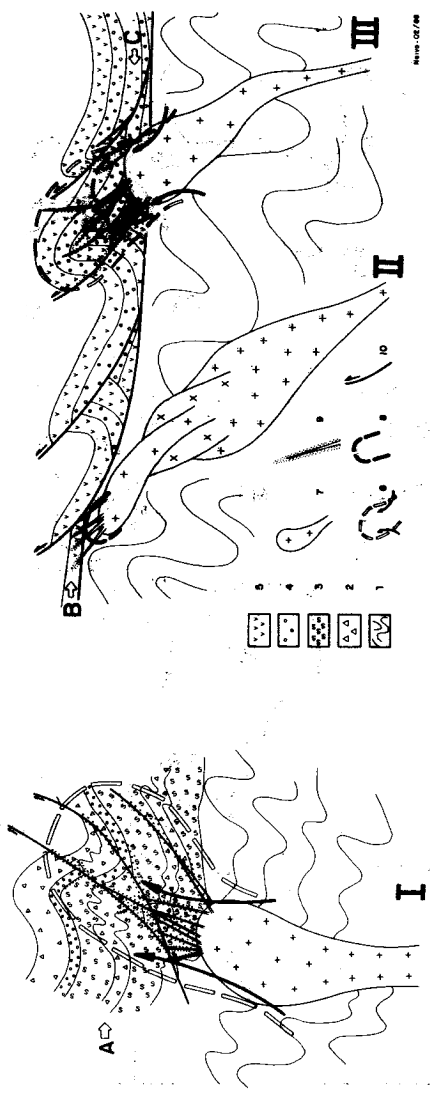


Figura 2

LEGENDAS DAS FOTOS

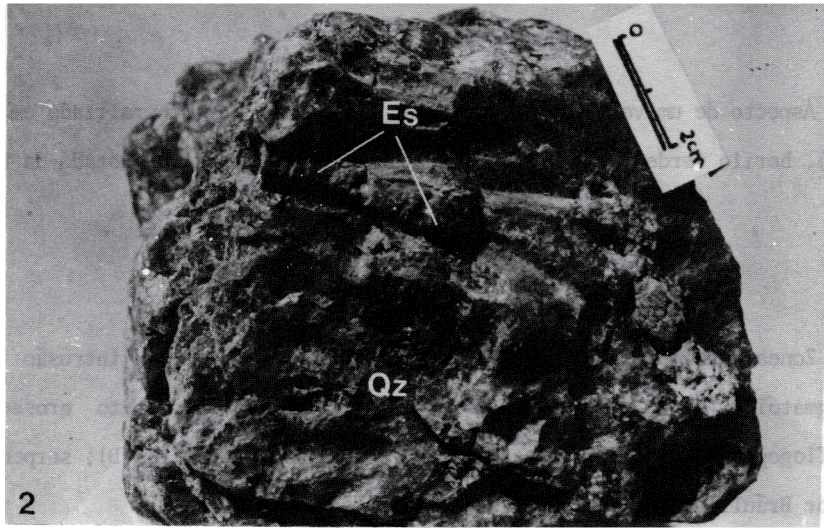
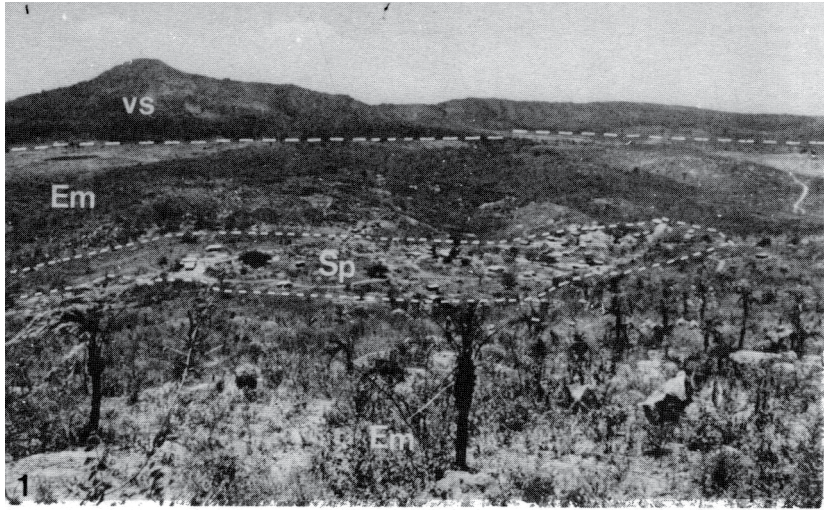
Foto 1 Vista parcial do garimpo de Socotó (Estado da Bahia), setor da Mamona, mostrando as rochas serpentínicas (Sp), ocorrendo como estruturas inbricadas em contato com rochas do embasamento (Em). No fundo, a série vulcanossedimentar (vs) da Serra da Jacobina com as suas cristas de quartzitos.

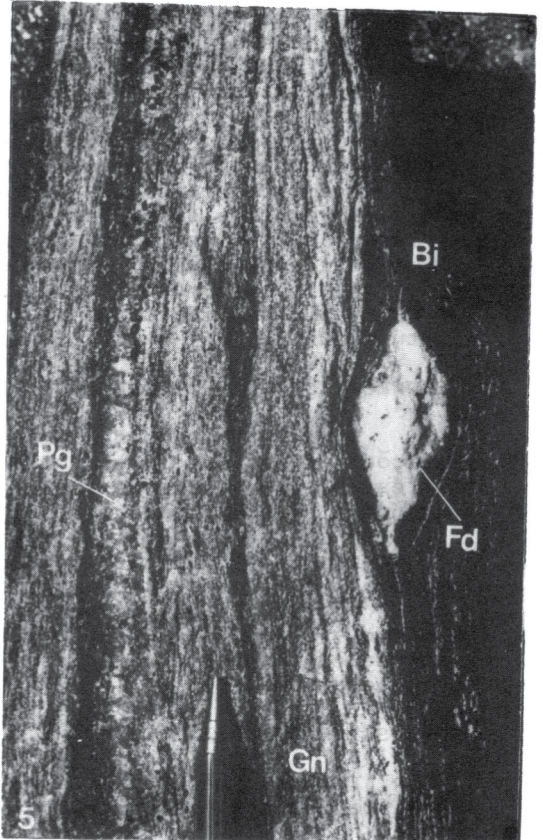
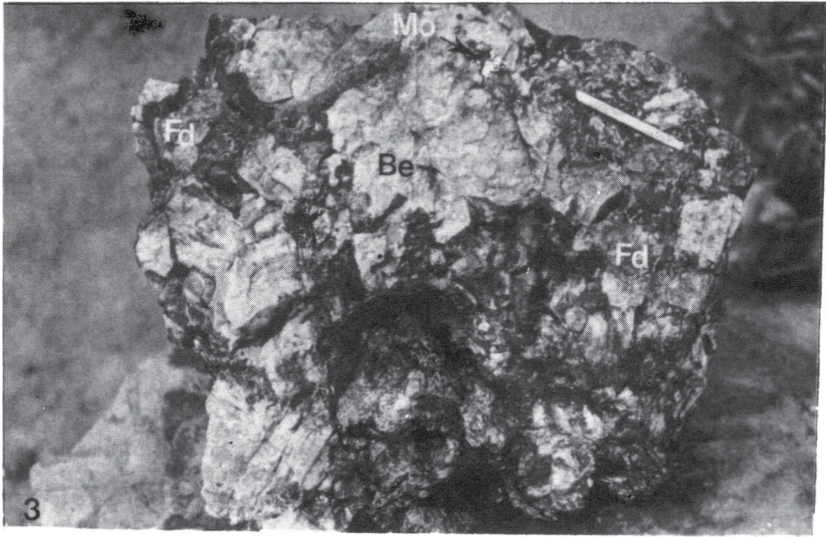
Foto 2 Mineralização disseminada de esmeralda (ES) encontrada em um veio de quartzo (Qz), do tipo "esteira", localizado no contato do quartzito com serpentinito, setor da Bica, Carnaíba de Cima (Estado da Bahia).

Foto 3 Aspecto de um veio pegmatóide (Fd), tipo "frincha" mineralizado em molibdenita (Mo), berilo verde (Be) do setor Marota, Carnaíba de Baixo (Estado da Bahia).

Foto 4 Zoneamento metassomático típico desenvolvido a partir da intrusão de um veio pegmatóide (A); o zoneamento é o seguinte: zona de flogopitito grosseiro (B); zona de flogopitito fino (C); zona composta de talco-flogopitito (D); serpentinito (E). Setor Bráulia, Carnaíba de Baixo (Estado da Bahia).

Foto 5 Lente de um pegmatito dessilicatado de composição fedspática (Fd), desenvolvido numa intercalação de rocha básica, biotitizada (Bi), situada em um gnaisse com biotita (Gr). Nota-se que o pegmatito (Pg) cortando o gnaisse não está substituído por o feldspato. Garimpo de Fazenda Açude (Anagé, Estado da Bahia).





ENSAIOS DE CARACTERIZAÇÃO TECNOLÓGICA DO REJEITO DA EXPLORAÇÃO DE CALCÁRIO DA FORMAÇÃO IRATI (P), NA REGIÃO DE RIO CLARO-SP

Antenor Braga Paraguassú – Departamento de Geotecnia – Escola de Engenharia de São Carlos-USP

Nilson Gandolfi – Departamento de Geotecnia – Escola de Engenharia de São Carlos-USP

José Eduardo Rodrigues – Departamento de Geotecnia – Escola de Engenharia de São Carlos-USP

Emiliano Zoilo Fretes Portillo - Departamento de Geotecnia - Escola de Engenharia de São Carlos-USP

Lázaro Valentim Zuquette – Faculdade de Filosofia Ciências e Letras de Ribeirão Preto-USP

Jayme de Oliveira Campos – UNESP – Rio Claro

Valquíria dos Anjos Menegon – UNESP – Rio Claro

ABSTRACT

The exploitation of Irati (P)formation limestone in the region of Rio Claro (SP) for agriculture purposes, accumulate excessive quantities of waste materials without any utilization so far. Pursuing eventual use as a construction material, it was made geotechnical characterization through field observations and laboratory tests.

INTRODUÇÃO

A exploração de calcário, utilizado em agricultura, na região de Rio Claro/Sp, tem propiciado a acumulação de enormes quantidades de rejeito que até o momento, não foi utilizado em qualquer aplicação. Sua acumulação desordenada, em alguns casos, impede o desenvolvimento da vegetação, tendo como consequência a degradação ainda maior do meio-físico. Devido a essas razões a Secretaria de Ciência e Tecnologia do Estado de São Paulo, através do Pró-Minério, financiou uma pesquisa para a caracterização geotécnica deste rejeito, visando com isso a sua eventual utilização em algumas obras civis específicas.

Inicialmente foi realizada ampla investigação bibliográfica, que evidenciou uma ausência total de títulos abordando as características tecnológicas dos materiais em estudo.

O reconhecimento geológico de campo permitiu a escolha da área investigada, bem como orientou os procedimentos de amostragem. Essa área está compreendida entre as longitudes de 47° 30' e 47° 45' W e as latitudes de 22° 25' e 22° 57' S.

RECONHECIMENTO DE CAMPO E AMOSTRAGEM

No levantamento de campo foi realizado reconhecimento das explorações e seus rejeitos, com descrição geológica detalhada do material estéril. De todos os locais estudados foram confeccionados perfis como o exemplificado pelo perfil tipo da Figura 1.

A coleta de amostras atingiu cerca de 4 toneladas de rejeito de calcário, sob diversas formas e dimensões, visando sua melhor adequação aos ensaios que foram executados.

Nesta fase e através dos aspectos macroscópicos e de relações de campo, foram definidos 6 tipos de materiais de rejeito, os quais foram seletivamente amostrados para realização dos ensaios de laboratório programados.

ENSAIOS LABORATORIAIS

Foi realizado um programa compreendendo análise petrográfica e ensaios físicos, mecânica e químicos.

ENSAIOS PETROGRÁFICOS

São apresentadas descrições macro e microscópicas dos tipos de

ocorrência dos materiais investigados. A norma utilizada na análise petrográfica foi a NB-48 da ABNT.

AMOSTRA 1

- Descrição Macroscópica: Rocha de cor marrom arroxeadada; de estrutura laminada (folhelho), com lâminas submilimétricas, constituídas por minerais de granulação muito fina e textura clástica psamo-pelítica. A amostra apresenta leve efervescência ao HCl diluído. Sua composição modal estimada visualmente é a seguinte:

Material microcristalino da matriz	(± 70%)
Clastos maiores de quartzo	(± 13%)
Material amorfo a microcristalino (coloidal?)	(± 5%)
Carbonatos (dolomita e calcita?)	(± 4%)
Minerais opacos	(± 4%)
Muscovita detrítica	(± 2%)
Clorita	(± 2%)
Microclinio detrítico	(± 2%)
Plagioclásio detrítico	(1%)
Biotita detrítica	(Tr)
Zircão	(Tr)
Turmalina	(Tr)

Classificação: Folhelho Síltico Arenoso Carbonático

AMOSTRA 2

- Descrição Macroscópica: Rocha de cor cinza amarronzada, com corpos cilíndricos orientados de comprimento variando de 0,5 a 0,2 cm e diâmetro médio de 1 mm de tonalidade bem mais clara; granulação finíssima (afanítica) e estrutura maciça maculada. Pode ser notado ainda fraturas preenchidas por calcita. Sua composição modal estimada visualmente é a seguinte:

Carbonato (dolomita e calcita)	(± 80%)
Sílica microcristalina (sílex)	(± 17%)
Quartzo detrítico (?)	(1%)
Opacos	(1%)
Hidróxidos de ferro	(± 2%)

Classificação: Calcário-dolomítico com concreções silicosas

AMOSTRA 3

- Descrição Macroscópica: Rocha de cor cinza amarronzado, com bandas mais claras nas bordas e mais escura no centro (sílex); estrutura bandeada, granulação finíssima (afanítica) e textura não clástica. O contato entre as bandas é brusco e gradacional e a rocha apresenta fraturas preenchidas por calcita e pirita. Sua composição modal estimada visualmente é a seguinte:

Carbonato (dolomita e calcita ?)	(± 50%)
Sílica microcristalina, sílex e pequenos cristais de quartzo	(± 50%)
Minerais Opacos	(1%)
Minerais de argila ou colofana (?)	(Tr)

Classificação: Calcário dolomítico bandeado com leitos de sílex.

AMOSTRA 4

- Descrição Macroscópica: Rocha de cor cinza com concreções de cores mais claras variando de 2 cm até submilimétricas, granulação finíssima (afanítica), estrutura bandeada a laminada ressaltada por variação de coloração cinza claro a cinza mais escuro. Sua composição modal estimada visualmente é a seguinte:

Carbonato (dolomita e calcita)	(± 90%)
Sílex	(± 6%)
Quartzo detrítico	(± 2%)
Colofana (?)	(Tr)

Minerais opacos e hidróxidos	(± 2%)
Feldspato (microclíneo e plagioclásio)	(Tr)
Clorita	(Tr)
Minerais de argila (?)	(Tr)

Classificação: Calcário dolomítico laminado com concreções silicosas.

AMOSTRA 5

- Descrição Macroscópica: Rocha de cor cinza escuro com manchas mais claras em forma de cilindros com 2 mm e largura por 2,5 cm de comprimento máximo, granulação finíssima (afanítico) e estrutura debilmente bandeada. A rocha apresenta fraturas preenchidas por calcita e pirita, sendo que as fraturas apresentam aberturas máximas de alguns milímetros. Sua composição modal estimada visualmente é a seguinte:

Carbonato (dolomita e calcita ?)	(± 96%)
Quartzo detrítico	(± 2%)
Minerais opacos e hidróxidos	(± 2%)
Muscovita (traços)	
Minerais de argila ?(traços)	
Turmalina (traços)	

Classificação: Calcário dolomítico laminado escuro (rico em hidróxidos e óxidos de ferro)

AMOSTRA 6

- Descrição Macroscópica: Rocha de coloração cinza clara com intercalações de leitões descontínuos milimétricos de cor cinza escuro (sílex), granulação finíssima (afanítico), estrutura bandada a laminada e textura não clástica). Sua composição modal estimada visualmente é a seguinte:

Carbonato (dolomita e calcita ?)	(± 96%)
Quartzo detrítico	(± 2%)
Minerais opacos	(± .1%)
Quartzo microcristalino	(1%)
Muscovita detrítica	(Tr)
Biotita detrítica	(Tr)
Feldspatos	(Tr)

Classificação: Calcário dolomítico bandeado a laminado

IDENTIFICAÇÃO DE ARGILÓ MINERAIS

Algumas amostras de rejeito do calcário contém leitões de material de granulação fina com coesão variável. Nos leitões menos coerentes das amostras 2, 3 e 5 extraiu-se por raspagem tais materiais, que foram submetidos à difratometria de Raios X.

A análise dos difratogramas permitiu chegar aos dados constantes do Quadro 1, abaixo.

Quadro 1 - Argilo Minerais no Rejeito de Calcário Irati

AMOSTRA	MINERAIS PRESENTES
2	Quartzo, Caulinita, Mica e Feldspatos
3	Quartzo, Dolomita e Feldspato
5	Dolomita (quase pura); Mica e Montmorilonita

ENSAIOS FÍSICOS

MASSA ESPECÍFICA APARENTE SECA E SATURADA, ABSORÇÃO DE ÁGUA E POROSIDADE APARENTE

Para essas caracterizações físicas, foi utilizado o Método IPT M 47. Os resultados desses ensaios são apresentados na Tabela 1.

Tabela 1 - Índices Físicos

AMOSTRA Nº	ABSORÇÃO D'ÁGUA (%)	POROSIDADE APARENTE (%)	MASSA ESPECÍFICA APA- RENTE SECA (g/cm ³)
1	11,14	22,93	2,00
3	2,11	5,23	2,58
4	4,34	9,73	2,26
5	1,90	4,68	2,47
6	6,21	14,22	2,30

ENSAIO DE FORMA

Esse ensaio foi executado segundo o Método IPT-M-49, e os resultados indicam que a forma cúbica é constante em todas as amostras.

TEOR DE MATERIAIS PULVERULENTOS

Executado segundo Método MCA-02, do Laboratório Central de Engenharia Civil-CESP. Os resultados se encontram na Tabela 2.

Tabela 2 - Teor de Materiais Pulverulentos

AMOSTRA Nº	PESO INI- CIAL (g)	PESO FI- NAL (g)	MATERIAL PULVERU- LENTO (g)
1	2000	1659	17,05
2	2000	1902	4,90
3	2000	1896	5,20
4	2000	1917	4,15
5	2000	1785	10,75
6	2000	1862	6,90

ENSAIOS MECÂNICOS

RESISTÊNCIA À ABRASÃO "LOS ANGELES"

O ensaio de Abrasão "Los Angeles" foi executado seguindo-se a Norma NB-170/1969 e o Método M-2461, do DER/SP. O material foi ensaiado na graduação "B", por ser a mais comumente utilizada e por representar granulometrias intermediárias dentre as possíveis de se realizar, conforme prevê a norma aplicada. Os resultados dos ensaios estão na Tabela 3.

RESISTÊNCIA À ABRASÃO A ÚMIDO

Utilizou-se equipamento WF 40885 (Wykeham Farrance Engineering). As amostras, constituídas por 10 fragmentos perfazendo massa total de 450 a 550 g, foram submetidos a 200 rotações, numa velocidade de 20 r.p.m. A perda é determinada pela diferença entre a massa inicial e a final retida na peneira de malha 2 mm do tambor do aparelho.

Os resultados estão apresentados na Tabela 3 e, mostram perda mínima de material.

No entanto, os mesmos materiais, após ciclagem água/estufa (5 ciclos), mostram diferenças de resistência à abrasão a úmido, como são evidenciadas na Tabela 3.

RESISTÊNCIA AO ESMAGAMENTO

O ensaio de esmagamento foi realizado de acordo com o Méto-

do IPT-M-53 e os resultados encontram-se na Tabela 4.

RESISTÊNCIA AO IMPACTO TRETON

Este ensaio de resistência foi executado de acordo com o Método IPT-M-52, em aparelho padrão DER-P.81-52 T.

RESISTÊNCIA À CARGA PONTUAL

Como a maioria das determinações conhecidas até o momento foi obtida segundo a proposta da I.S.R.M. de 1972, esta foi a metodologia seguida neste projeto, o que permitirá portanto a comparação de resultados. Os valores obtidos nos ensaios acham-se na Tabela 4.

ENSAIOS QUÍMICOS

ENSAIO DE ADESIVIDADE COM BETUME

Não se trata exatamente de um ensaio químico, mas foi colocado neste item em face da ordenação dada aos ensaios neste trabalho.

Foram executados com cimento asfáltico de petróleo do tipo 40-50 (CAP 40-50), em ensaio RRL modificado, segundo Método ME-78-63 do DNER, sem utilização de "dope".

As amostras inicialmente selecionadas foram as de números 2 e 4. Os resultados obtidos foram insatisfatórios, mostrando má adesividade.

ENSAIO DE SANIDADE COM SULFATO DE SÓDIO E AVALIAÇÃO MECÂNICA INICIAL E FINAL

O método usado foi o MCA-17, do Laboratório Central de Engenharia Civil/CESP. As amostras foram submetidas a 40 ciclos e os resultados resumidos são apresentados na Tabela 5.

Tabela 5 - Ensaio de Sanidade com Sulfato de Sódio

AMOSTRA Nº	PERDA (%)
1	100,0
2	32,1
3	56,2
4	28,7
5	85,7
6	46,9

Como se pode observar, os resultados foram extremamente variáveis. Nas amostras onde a perda não ultrapassou o valor de 50%, foi realizada avaliação mecânica da resistência por ensaio de esmagamento; os resultados encontram-se na Tabela 6. Observa-se que, no esmagamento não houve queda significativa da resistência mecânica dos materiais ciclados quando comparada aos resultados apresentados pelos materiais não ciclados.

Tabela 6 - Avaliação Mecânica por Esmagamento do Material Ciclado com Sulfato de Sódio

AMOSTRA Nº	(1) MATERIAL NÃO CICLADO RE SIST. (%)	(2) MATERIAL CICLADO RESIST. (%)	(3) QUEDA DE RESIST. (%) (1-2)
2	65,63	63,24	2,39
4	66,67	70,42	-3,76
6	65,38	61,54	3,85

ENSAIO DE SANIDADE POR IMERSÃO EM ETILENOGLICOL E AVALIAÇÃO MECÂNICA INICIAL E FINAL

O método usado foi o MCA-12, do Laboratório Central de Engenharia Civil/CESP, e avaliação mecânica executada através do ensaio de abrasão a úmido. Pode-se observar, pelos resultados da Tabela 7, que a perda de material foi insignificante.

Tabela 7 - Ensaio de Sanidade por Imersão em Etilenoglicol

AMOSTRA Nº	CICLAGEM COM ETILENOGLICOL		AVALIAÇÃO MECÂNICA ABRASÃO A ÚMIDO	
	(1) PERDA (%)	(2) MATERIAL NÃO CICLADO (%) DE PERDA	(3) MATERIAL CICLADO (1) (%) DE PERDA	(4) QUEDA DE RESIST. (%) (3-2)
1	0,00	0,03	0,03	0,00
2	0,00	0,00	0,00	0,00
3	0,00	0,00	0,01	0,01
4	0,00	0,00	0,01	0,01
5	0,00	0,03	0,01	-0,02
6	0,00	0,01	0,01	0,00

ENSAIO DE CICLAGEM ÁGUA-ESTUFA E AVALIAÇÃO MECÂNICA INICIAL E FINAL

O método usado foi o MCA-13, do Laboratório Central de Engenharia Civil/CESP, e avaliação mecânica executada através do ensaio de esmagamento. Pode-se observar, através dos resultados da Tabela 8 que as perdas decorrentes da ciclagem, num total de 45 ciclos, foram muito pequenas, exceto na amostra correspondente ao material classificado como Tipo 5.

Tabela 8 - Ciclagem Água Estufa

AMOSTRA Nº	PERDA (%)
1	2,10
2	0,33
3	0,72
4	2,93
5	49,05
6	1,89

Na avaliação mecânica, cujos resultados encontram-se na Tabela 9, os materiais ciclados apresentam resultados próximos aos materiais não ciclados.

Tabela 9 - Avaliação Mecânica por Esmagamento do Material Ciclado com Água-Estufa

AMOSTRA Nº	(1) MATERIAL NÃO CICLADO RESIST. (%)	(2) MATERIAL CICLADO RE-SIST. (%)	(3) QUEDA DE RESIST. (%) (1-2)
1	68,06	64,00	4,06
2	73,26	74,12	-0,86
3	73,47	72,94	0,53
4	75,00	73,81	1,19
5	74,03	70,00	4,03
6	66,67	71,76	-5,10

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os resultados dos ensaios laboratoriais refletem a heterogeneidade dos materiais de rejeito, como já se havia observado no reconhecimento de campo. Além disso, há grande diversidade dos valores das propriedades, quando se considera um mesmo tipo de material.

Na hipótese de eventual aplicação como material de construção e face à heterogeneidade constatada, haveria efetiva necessidade, durante a lavra, de se proceder a uma acumulação seletiva dos diferentes tipos de rejeito, em função das propriedades determinadas.

A aplicação como agregado na pavimentação asfáltica talvez fosse possível com a adição de dopo, todavia na região, tal procedimento seria inviável uma vez que nela ocorrem em abundância e amplamente distribuídos, basaltos e diabásios.

Em princípio, também se descarta a possibilidade de seu uso em concreto estrutural, pois há presença de materiais deletérios (betume e enxôfre principalmente), além do que não concorre com agregados de melhor qualidade e de uso consagrado, como já citado anteriormente.

Em termos geotécnicos, os valores das propriedades examinadas, embora alguns em níveis satisfatórios, não recomendam a utilização generalizada desses materiais, principalmente em virtude da abundante distribuição regional de magmatitos básicos.

Assim, face às observações de campo, em pilhas de rejeito e muros de arrimo, aliadas aos valores de ensaios de alterabilidade, observa-se que alguns tipos de rejeito se prestam ao uso na forma de blocos, nos quais diferentes tamanhos, como por exemplo na contenção de erosão, na construção de pequenas barragens, na proteção de taludes, etc.

Por fim, cabe lembrar que este trabalho se restringiu apenas às propriedades geotécnicas, não se preocupando com o levantamento de outras possíveis aplicações, como talvez em materiais cerâmicos ou ainda o eventual aproveitamento do surpreendente teor de carbonatos neles detectado.

BIBLIOGRAFIA

ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS, Norma NB-48, Rio de Janeiro, ABNT.

COMPANHIA ENERGÉTICA DE SÃO PAULO, Métodos de Ensaio: Agregados. Métodos nos. MCA-02, MCA-12, MCA-13, MCA-17. São Paulo. CESP.

DEPARTAMENTO DE ESTRADAS DE RODAGEM, São Paulo, Método DER/SP M-2461. São Paulo. DER.

DEPARTAMENTO NACIONAL DE ESTRADAS DE RODAGEM, Método DNER-ME 78/63. Rio de Janeiro. DNER.

INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS S.A., Métodos nos. IPT-M47, IPT-M49, IPT-M52, IPT M-53. São Paulo. IPT.

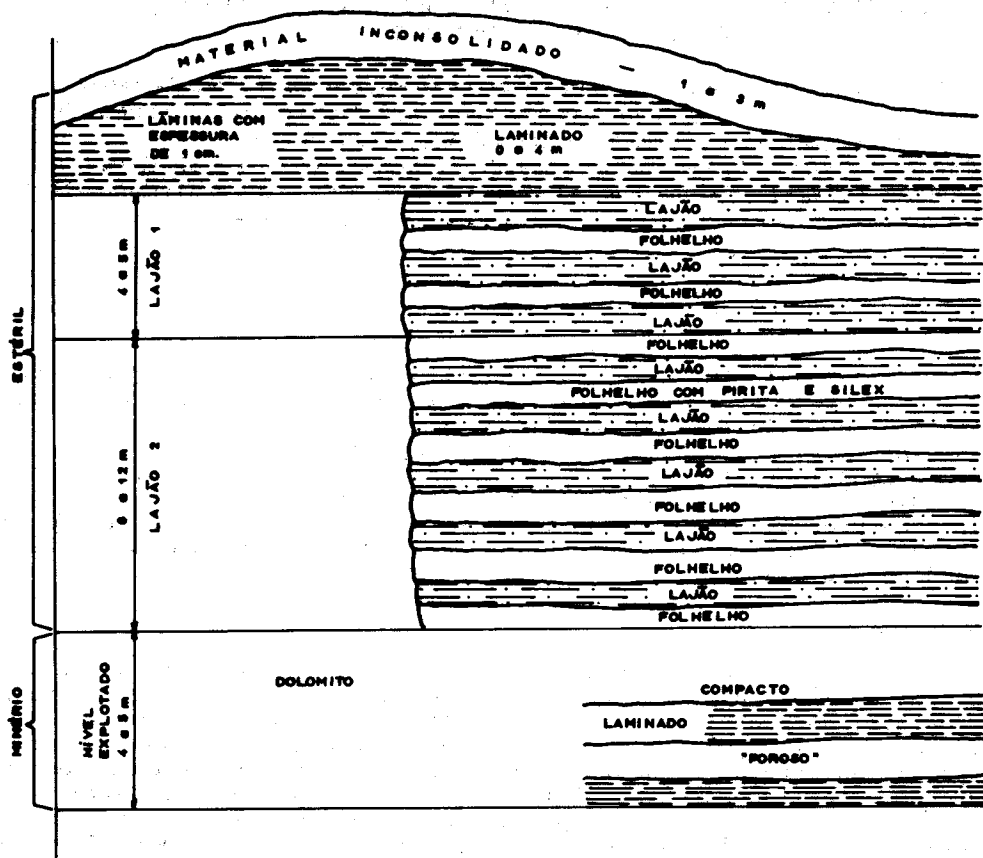
TABELA 3 - RESISTÊNCIA À ABRASÃO: "LOS ANGELES", DESGASTE A ÚMIDO E À ÚMIDO APÓS CICLAGEM

RESISTÊNCIA À ABRASÃO LOS ANGELES	RESISTÊNCIA À ABRASÃO A ÚMIDO	RESISTÊNCIA À ABRASÃO ÁGUA ESTUFA (5 CICLOS)	QUEDA DE RESIST. (%)	ÍNDICE DE RESIST. MAT. SEM CICLAGEM (%)	ÍNDICE DE RESIST. APÓS 5 CICLOS (%)	QUEDA DE RESIST. (%)
AMOSTRA Nº	PERDA (%)	RESIST. (%)		ÍNDICE DE RESIST. MAT. SEM CICLAGEM (%)	ÍNDICE DE RESIST. APÓS 5 CICLOS (%)	QUEDA DE RESIST. (%)
1	36,72	99,47		99,47	97,00	2,47
2	25,56	98,74		98,74	97,87	0,87
3	21,42	99,68		99,68	98,89	0,79
4	22,48	97,88		97,88	95,43	2,45
5	32,72	99,32		99,32	97,47	1,85
6	28,16	99,43		99,38	96,56	2,82

TABELA 4 - RESISTÊNCIA AO ESMAGAMENTO, AO IMPACTO "TRETON" E À CARGA PONTUAL

RESISTÊNCIA AO ESMAGAMENTO	RESISTÊNCIA AO IMPACTO TRETON	RESISTÊNCIA À CARGA PONTUAL	
AMOSTRA Nº	RESIST. (%)	PERDA (%)	Is (50) (MPa)
1	58,30	32,24	4,06
2	67,76	24,87	6,69
3	70,33	21,09	7,26
4	67,87	21,61	6,56
5	62,75	25,47	3,37
6	63,68	29,93	2,55

Figura 1 - PERFIL TÍPO - REGIÃO DE RIO CLARO



O MATERIAL LAMINADO SEMPRE RECOBRE A FAIXA DO LAJÃO 1. AS CAMADAS DE LAJÃO 1 e 2 VARIAM ENTRE 60 e 80 cm E INTERCALADAS COM CAMADAS DE MATERIAIS LAMINARES "MOLES" COM ESPESURA EM TORNO DE 30 cm.

OS TIPOS DE MATERIAIS DE REJEITO ENCONTRADOS SÃO :

- LAMINADO (Amostra 1)
 - LAJÃO VÍTREO CLARO (Amostra 2)
 - LAJÃO VÍTREO ESCURO (Amostra 3)
 - LAJÃO VÍTREO CINZA (Amostra 4)
 - LAJÃO NEGRO NÃO VÍTREO COM PIRITA (Amostra 5)
- LAJÃO 1 {
- LAJÃO 2 { - CLARO (Amostra 6)

Obs: OS TERMOS LAMINADO E LAJÃO SÃO DESIGNAÇÕES "LITOLÓGICAS" LOCAIS, PARA DESIGNAR CONJUNTOS DE MATERIAIS DE REJEITO COM CARACTERÍSTICAS DIFERENTES ENTRE SI.

CARACTERIZAÇÃO TECNOLÓGICA DO ARENITO BOTUCATU SILICIFICADO NA REGIÃO DE SÃO CARLOS-SP

Antenor Braga Paraguassú – Departamento de Geotecnia – Escola de Engenharia de São Carlos-USP
Emiliano Zollo Fretes Portillo - Departamento de Geotecnia - Escola de Engenharia de São Carlos-USP
Nilson Gandolfi – Departamento de Geotecnia – Escola de Engenharia de São Carlos-USP
José Eduardo Rodrigues – Departamento de Geotecnia – Escola de Engenharia de São Carlos-USP
Antônio Aírton Bortolucci – Departamento de Geotecnia – Escola de Engenharia de São Carlos-USP
Lázaro Valentim Zuquette – Faculdade de Filosofia Ciências e Letras de Ribeirão Preto-USP

ABSTRACT

The Botucatu formation is exhibited in a great superficial extension in the State of São Paulo, and several quarries of silicified sandstone are found in the region of São Carlos-SP.

This work presents results of technological characterization tests and consideration related to exploration and use of silicified Botucatu sandstone as a construction material. It was realized that these sandstones present high hardness and strength, with characteristics are excellent as construction materials, mainly when used externally in houses and public places.

INTRODUÇÃO

O Arenito Botucatu apresenta-se com grande expressão superficial no Estado de São Paulo, existindo, na região de São Carlos-SP um número considerável de pedreiras ativas ou desativadas. Registros locais mostram que sua utilização como material de construção tem sido constante há aproximadamente um século, sendo uma rocha de excelente qualidade para uso em determinadas obras civis. Por essas razões e levando-se em conta a falta, quase total, de pesquisas específicas a respeito das características tecnológicas dessa rocha, foi programado, dentro da filosofia de atuação do Pró-Minério da Secretaria de Ciência e Tecnologia do Estado de São Paulo, um projeto de pesquisa que visou o conhecimento tanto de tais características como também as formas de exploração e uso desse material. Essa pesquisa foi realizada pelo grupo de Geologia de Engenharia do Departamento de Geotecnia da Escola de Engenharia de São Carlos da Universidade de São Paulo.

Foi realizado reconhecimento de campo da região de São Carlos-SP, complementado por visitas e amostragem nas pedreiras, assim como um levantamento de informações nos locais onde a rocha é trabalhada e comercializada.

A área estudada acha-se compreendida entre as longitudes de 47° 45' e 48° 15' W e latitudes de 21° 45' e 22° 20' S, estando inserida no flanco nordeste da Bacia Sedimentar do Rio Paraná. Nesta área, a Formação Botucatu (J-K) acha-se representada predominantemente por arenitos de granulação fina a média, com grãos de quartzo bem arredondados, bem silicificados, estratificados ou não, com colorações que variam desde branca até vermelha escura.

Em alguns locais, exibem crostas de intensa silicificação, de diversas espessuras, capeando a superfície exposta da rocha (Paraguassú, 1972).

FORMA DE OCORRÊNCIA E EXPLOTAÇÃO

O arenito Botucatu ocorre em escarpas abruptas com alturas entre 5 a 20 metros, o que facilita grandemente sua exploração. A estratificação é normalmente subhorizontal, com espessura variável, constituindo fator determinante na extração do material. Quando o arenito ocorre na

forma maciça, a homogeneidade apresentada muitas vezes pode ser aparente, pois a partição sob impacto se dá em níveis preferenciais ("estratos") não observáveis a olho nú (Paraguassú, 1970). Esses fatores condicionam a extração que se processa na forma de lajes ou de blocos.

A exploração é realizada obedecendo etapas que vão desde o desmonte até o aparelhamento, como segue:

- desmonte: corresponde à retirada por meio de explosivos ou destacamento manual, de grandes blocos ou placas para posterior redução no pátio da pedreira;
- redução primária: diminuição inicial do tamanho dos grandes blocos ou lajes espessas, realizada manualmente com auxílio de marretas;
- aparelhamento dos blocos resultantes da fase anterior, já nas dimensões normais de uso;
- confecção do "petit-pavê";
- aparelhamento final de lajes, nas dimensões de uso e
- seleção e acumulação de blocos irregulares e de aparas, para posterior aproveitamento na confecção de gabiões.

No desmonte do maciço, a perfuração para colocação de explosivos (nitrate de amônio, pólvora ou dinamite) pode ser manual ou mecânica. A primeira é realizada em jazidas onde ocorrem faixas intemperizadas intercaladas com materiais sãos, bem como nas explorações de pequeno porte, onde não há recursos econômicos suficientes para a mecanização. Deve-se observar que o uso de perfuração mecânica torna-se mesmo impossível onde há faixas intemperizadas, uma vez que pode ocorrer o aprisionamento de brocas finas. Assim, a perfuração mecânica vem sendo usada nas jazidas com bancadas altas, maiores que 10m e de grande produção diária.

Entre os problemas observados, podem-se destacar basicamente dois. Um se refere ao mal aproveitamento dos recursos materiais existentes, visto que, em algumas pedreiras, a exploração é processada de forma pouco planejada, deixando-se de extrair uma quantidade muito grande de arenito de boa qualidade e gerando acumulação de rejeitos que prejudica o posterior uso da jazida. O outro problema deve-se à falta de mão de obra especializada, pois sendo a extração basicamente manual, a continuidade deste tipo de exploração é problemática e está condicionada à existência de mão de obra muito especializada (Portillo, 1988).

ENSAIOS DE CARACTERIZAÇÃO

INTRODUÇÃO

Os ensaios descritos a seguir foram realizados de acordo com normas técnicas vigentes, a menos daqueles em que a pesquisa justificou alguma alteração ou a normalização ainda não tenha sido feita ou mesmo adaptada.

É importante ressaltar que para os ensaios químicos (exceto adesividade e resistência ácido/base) foi realizada uma avaliação mecânica inicial e final, a fim de se estudar a manutenção ou não das características do material, após os referidos ensaios.

Na preparação de amostras, o material na forma de blocos foi submetido tanto a quebra manual como à britagem em laboratório por meio de britador de mandíbula. Nos ensaios de índices físicos, de impacto Tretton, de carga pontual, etc., as amostras foram preparadas exclusivamente através de fragmentação manual. Para os ensaios de compressão simples, de ultrassom, de expansão, etc., foram preparados corpos de prova cilíndricos através de extrator de amostras de bancada com brocas diamantadas. Para os ensaios de flexão, de atrito de escorregamento, etc., os corpos de prova foram preparados com serra circular diamantada.

Em função do reconhecimento de campo, os arenitos foram inicialmente agrupados em 25 tipos. Os ensaios de índices físicos, de carga pontual, de esmagamento, de abrasão "Los Angeles" e as determinações petrográficas serviram para selecionar, dentre esses 25 tipos, aqueles que seriam submetidos aos demais ensaios. Esta seleção foi devida à constatação da existência de materiais de propriedades muito semelhantes, independentemente das características macroscópicas que originalmente se viu oara os diferenciar.

Nas tabelas 1 a 3 estão dispostos os resultados dos ensaios de caracterização realizados; são também fornecidos os valores mínimos e

máximos apresentados por estes materiais, assim como o intervalo mais representativo, isto é, a faixa de resultados em que se enquadra o maior número de amostras. Na tabela 3, encontram-se também os resultados dos ensaios de adesividade, realizados sem uso de "dope", e resistência ao ataque de soluções ácidas e básicas em várias concentrações.

CONSIDERAÇÕES A RESPEITO DOS ENSAIOS

Os ensaios físicos, particularmente os de massa específica, de absorção de água e de porosidade aparente confirmaram uma das características deste material, já evidenciadas nos trabalhos de campo, representada pela heterogeneidade dos arenitos, principalmente no que se refere ao grau de silicificação.

O ensaio para determinação do módulo de deformabilidade dinâmico e da velocidade de propagação de ultrassom mostrou-se de grande valia para se inferir a resistência mecânica dos arenitos.

Os ensaios mecânicos evidenciaram as excelentes qualidades do arenito, muito embora algumas amostras tenham apresentado resultados pouco satisfatórios e que correspondem a materiais não explorados nas pedreiras.

O Arenito Botucatu, de modo geral, mostrou-se resistente às solicitações impostas pelos ensaios químicos, característica confirmada também pela avaliação mecânica realizada após os ensaios.

Pelas informações obtidas nas marmoirias da região, foi possível constatar dois aspectos importantes no que se refere à trabalhabilidade do Arenito Botucatu. O primeiro, é a extrema dureza deste material, propriedade que dificulta bastante os trabalhos de polimento e serragem das placas; o segundo aspecto, é o fato de que os equipamentos existentes são específicos para mármore e granitos, cujas formas de ocorrência e extração se diferenciam totalmente das apresentadas pelo Arenito Botucatu silicificado.

CONCLUSÕES

- A exploração do Arenito Botucatu silicificado, na região de São Carlos, é realizada de forma basicamente manual.
- O potencial de material de boa qualidade, possível de ser explorado, é imenso.
- A continuidade do trabalho está ameaçada pela falta de renovação de mão de obra especializada.
- Os resultados dos ensaios de caracterização realizados classificam o Arenito Botucatu silicificado como um material de extrema dureza e resistência, mostrando valores comparáveis aos de rochas cristalinas de qualidade já reconhecida em termos de geologia de engenharia.
- Finalmente, tendo em vista a utilização consagrada há longo tempo e os resultados dos ensaios, observa-se que estes arenitos silicificados são excelentes materiais de construção, principalmente quando aplicados tanto para uso externo em residências como em obras públicas.

BIBLIOGRAFIA

- PARAGUASSU, A.B., 1970. Estruturas Sedimentares da Formação Botucatu. Mineração e Metalurgia, Vol. II, nº 301, pp. 25 a 30, Rio de Janeiro.
- PARAGUASSU, A.B., 1972. Experimental Silicification of Sandstone. Geological Society of America Bulletin, V. 83, pp. 2853-2858, U.S.A.
- PORTILLO, E.F., 1988. Considerações sobre a Caracterização Tecnológica, a Exploração e os Usos do Arenito Botucatu Silicificado na Região de São Carlos-SP. Dissertação de Mestrado, EESC-USP, 85 p., São Carlos-SP.

Tabela 1: Ensaios Físicos

Ensaios Realizados	Total de Amostras	Valor Mínimo	Valor Médio	Valor Máximo	Intervalo Representativo
Massa específica aparente (Resultados em g/cm ³)	25	2,05	2,26	2,41	2,17 - 2,35 (72%)
Absorção de água (Resultados em %)	25	0,62	2,44	6,18	0,62 - 2,47 (68%)
Porosidade aparente (Resultados em %)	25	1,48	5,31	12,66	1,48 - 5,21 (60%)
Determinação da expansão (Resultados em /m)	7	75,92	153,80	256,81	148,28-184,45 (42%)
Módulo de deformabilidade dinâmico (Resultados em MPa)	9	31254	43036	51195	46200 - 51195 (44%)
Velocidade de propagação de ultrassom (Resultados em cm/s)	9	379,38	434,59	472,13	440,21-472,13 (67%)
Determinação da forma				60% forma cúbica	
Resultados em % de 21 amostras				40% forma cúbica com tendência lamelar	

* Entende-se por intervalo representativo, aquele em que se concentram a maioria dos valores obtidos; o número entre parenteses indica a porcentagem de valores em tal intervalo.

Tabela 2: Ensaios Mecânicos

Ensaios Realizados	Total de Amostras	Valor Mínimo	Valor Médio	Valor Máximo	Intervalo Representativo *
Resistência à Abrasão "Los Angeles" (Resultados em %)	15	0,00	60,70	79,06	69,18 - 79,06 (73%)
Resistência à abrasão à úmido (Resultados em %)	7	99,29	99,54	99,73	99,70 - 99,73 (43%)
Resistência ao esmagamento (Resultados em %)	15	40,26	67,71	77,11	71,85 - 77,11 (67%)
Resistência ao impacto "Tretton" (Resultados em %)	21	9,27	68,50	81,01	72,04 - 81,01 (81%)
Resistência à carga pontual (Valor de Is(50) em MPa)	21	0,89	7,52	11,05	7,66 - 9,36 (57%)
Resistência à compressão simples (Resultados em MPa)	5	121,80	177,09	245,21	Não há
Resistência à flexão (Resultados em MPa)	2	14,00	15,50	17,00	-
Resistência ao atrito de escorregamento (Resultado: desgaste em mm)	2	1,05	1,96	2,88	-

* Entende-se por intervalo representativo, aquele em que se concentra a maioria dos valores obtidos; o número entre parênteses, à direita, indica a porcentagem de valores em tal intervalo.

Tabela 3: Ensaio Químicos

Ensaio Realizado	Total de Amostras	Valor Mínimo	Valor Médio	Valor Máximo	Intervalo Representativo *
Sanidade com sulfato de sódio. (Resultados: perdas em %)	7	7,20	36,96	100,00	7,20 - 38,13 (71%)
Sanidade por imersão em etilenoglicol (Resultados: perdas em %)	7	0,00	0,004	0,01	0,00 - 0,00 (57%)
Ciclagem água-estufa (Resultados: perdas em %)	7	0,17	1,05	2,46	0,74 - 1,32 (71%)

Adesividade com betume realizado em 2 amostras

mã adesividade (sem uso de "dope")

Resistência a soluções ácidas e básicas (HC e NaOH) (concentrações: 10%, 25%, 50% e 100%) realizado em 2 amostras

não apresentou alteração durante 15 dias de ataque contínuo.

* Entende-se por intervalo representativo, aquele em que se concentra a maioria dos valores obtidos; o número entre parenteses indica a porcentagem de valores em tal intervalo.

LA ZONA DE INCAIA EN LA PRECORDILERA ARGENTINA

Bruno Alberto Baldis - CONICET - UNSJ

Nora G. Cabaleri - CONICET - MACN

RESUMEN

Se presentan los resultados del hallazgo de trilobites tipo Incaia en la Precordillera de San Juan (Argentina). El hallazgo de Incaia deormaecheai n.sp. asociada a graptolites permite la correlación de parte del tramo superior del ciclo carbonatado Paleozoico inferior de la plataforma calcárea precordillerana con las Formaciones Llandeiliano - Llanvirnianas de Limpicumi (Perú), y del Grupo Golden Bay y de Nueva Zelanda. Al postularse la presencia de una biozona de Incaia en el Oeste argentino, se destaca su importancia para la correlación del Ordovícico medio y su valor pandémico para correlación intercontinental.

INTRODUCCION

Hace pocos años fue descubierto en una sucesión de calizas y margas pertenecientes a la Formación Las Aguaditas un variado conjunto de trilobites en los que dominan los de tipo trinucleidos.

En un corto tramo de dichos afloramientos se presenta como elemento característico un trinucleido de orla simple que hemos atribuido al género Incaia. La importancia de este hallazgo, el primero en Argentina es que puede establecerse una correlación con dos áreas distantes (Perú y Nueva Zelanda) para estratos Arenigianos-Llanvirnianos, estableciéndose así un pandemismo de Incaia, que la transforma en un elemento importante de correlación a gran distancia para el Ordovícico medio sudamericano-neozelandés.

La forma hallada es una nueva especie denominada como I. deormaecheai n.sp. y se encuentra vinculada a graptolites que conforman una asociación de edad Llandeiliiana.

Las anteriores menciones de Incaia corresponden a dos especies: I. bishopi Hug. et Wri., localizada en afloramientos cercanos al Río Paturau en Nueva Zelanda y atribuidos a una edad Caradociana baja o probablemente Llandeiliiana alta según Hughes y Wright, 1970 y basada en las descripciones de Bishop (1965). Este último autor designa a los estratos portadores como grupo Golden Bay, Bishop (1969).

La segunda especie de Incaia: I. nordenskiöldi (Bulman) proceden de las Precordilleras Centrales de Perú y Bolivia y fue encontrada en una amplia comarca que va desde las localidades de San Domingo y Macusani en Perú hasta Apolo y Aten en Bolivia.

Estas formas se atribuyen al Llanvirniano superior.

El conjunto de graptolites asociados a la forma aquí descrita corresponde a una edad del límite Llanvirniano-Llandeiliano, según se discute luego, por

lo tanto los niveles portadores de Incaia en la Precordillera Argentina se acercan a los de la Región de los Andes Centrales, con una edad posiblemente más joven e intermedia con las dataciones de Nueva Zelanda. Esto hace que la distribución del género Incaia puede referirse en este momento a un biocron comprendido entre el Llanvirniano superior y el límite Llandeiliano-Caradociano, más concretamente el género estaría distribuido durante todo el Llandeiliano.

ESTRATIGRAFIA Y MATERIAL

El material aquí descripto proviene de numerosos niveles portadores de megafaunas, localizados en el tramo medio de la Formación Las Aguaditas (Baldis, 1982). El estrato tipo de la unidad se halla expuesto en la sierra de Los Pozos, accidente orográfico que se extiende en sentido Norte-Sur, a través de unos 10 Km de longitud. Estas elevaciones son el resultado de escamas de sobrecoorrimientos que levantan la sierra al Sud-Sudoeste de la ciudad de San José de Jáchal, distante unos 10 Km del casco urbano, en el sector Centro-Norte de la provincia de San Juan (Lám.I, fig.1). La sierra de Los Pozos está seccionada transversalmente por tres quebradas, que de Norte a Sur son: Las Aguaditas, Salto del Tupe y Los Pozos. El perfil de mejor acceso y exposición de los afloramientos, del cual procede la mayor parte del material coleccionado, es el de la quebrada citada en primera instancia.

Estratigráficamente las calizas de la Formación San Juan (Kobayashi, 1937) pasan en forma transicional y concordante a las sedimentitas suprayacentes de la Formación Las Aguaditas. Esta unidad marca el comienzo de la deposición Llanvirniana, que se extiende hasta el Caradociano inferior, a través de un espesor de 290 m, donde un hiato deposicional la vincula con las cuarcitas silúricas de la Formación La Chilca.

Litológicamente la unidad responde a secuencias rítmicas representadas en sus primeros 110 m por calizas interestratificadas con lutitas y margas y algunos niveles de chert reconocidos en el tramo basal. Los ciclos deposicionales comienzan con calizas bien estratificadas en banquitos de 8 a 15 cm de espesor, con coloración predominante gris oscura. En fractura fresca no presentan rasgos estructurales marcados, aparentando ser macizas, no obstante en secciones delgadas manifiestan una marcada microlaminación. Los sedimentos pelíticos y carbonatopelíticos constituyen los restantes tipos litológicos que completan los ritmos deposicionales, destacándose los niveles lutíticos por ser portadores de importantes asociaciones de graptolitos.

La monotonía de la sección es interrumpida por un potente conglomerado con clastos de origen intraformacional (Cabaleri, 1987), sobre el que evolucionan las calizas bioconstruidas hacia la culminación de la Formación, respondiendo a una alternancia de calizas con excelentes faunas de trilobites y margas con asociaciones de graptolitos de edad Caradociana.

CARACTERISTICAS PETROLOGICAS Y FAUNISTICAS DE LOS NIVELES PORTADORES DE INCAIA DEORMAECHEAI

Los ejemplares de Incaia deormaecheai provienen de biocalcipelitas (según la terminología propuesta por Carozzi, 1983), que presentan una fina laminación consistente en la alternancia de bandas oscuras de composición micrítica con importante participación de minerales arcillosos y ferrosos. Los bancos calcáreos con las citadas propiedades litológicas, se reconocieron a unos 73 m del contacto con la Formación San Juan (Lám.I, fig.2). En estos niveles dominan las acumulaciones monoespecíficas de Incaia deormaecheai, aunque no son exclusivas, con individuos que presentan exoesqueletos completos y aún articulados, expuestos sobre los planos de estratificación. Sobre estas superficies de interperismo se produjo una erosión diferencial de los caparzones silicificados con respecto a la albergente, permitiendo de este modo, visualizar nítidamente sus caracteres morfológicos. La silicificación, considerada un proceso post-deposicional, no sólo afectó a trinucleidos y otros grupos de trilobites, sino también, actuó en forma selecti-

va sobre braquiópodos y ostrácodos, en los cuales se observan los excelentes detalles de ornamentación.

La fauna acompañante de Incaia deormaechei está comprendida por ejemplares de Thysanopygie sp., ostrácodos pelágicos y formas transportadas de pequeños gastrópodos mal preservados, artejos de crinoideos y brizoarios indeterminados.

Los graptolitos hallados sobre los últimos niveles portadores de Incaia deormaechei, están referidos principalmente a ejemplares bien conservados de Dicellograptus divercicatus var salopiensis (Elles y Wood), Dicranograptus sp. y Nemagraptus sp. (S.Peralta com.verb.). Estas formas caracterizan a una asociación Llandeiliana, por lo tanto, puede destacarse con cierta precisión el límite Llanvirniano-Llandeiliano para la región de Las Aguaditas.

Descripción Sistemática:

Familia: Trinucleidae Hawle y Corda 1847

Subfamilia: Incaiinae Hug. et Wri. 1970

Género: Incaia Whittard 1955

Incaia deormaechei sp.nov.

Diagnosis:

Trinucleido de céfalo semielipsoidal. Orla angosta, hoyos internos a la vigueta. Hoyos dispuestos en una doble hilera conectados de a pares radiales. Glabella piriforme. Ojos atrofiados o ausentes. 22 pares laterales de hoyos $I_1 - I_2 - I_3$ presentes. 3 pares de surcos laterales glabellares. Tórax con 6 segmentos. Pigidio alar con pigaxis bien marcado.

Localidad tipo horizonte:

Quebrada de Las Aguaditas, de la localidad de Jáchal,
Provincia de San Juan, Ar., ción Las Aguaditas y desde
los 73 a los 85 metros por encima del contacto con la Formación San Juan.

Material:

Depositado en el Museo Argentino de Ciencias Naturales de Buenos Aires, en el depósito de tipos de la Sección de Paleontología de invertebrados como paratipos numerados MACN-PI- 2500, 2501, 2502.

Dimensiones en mm

	A	I	K
Ejemplar MACN-PI 3501	16	40	11
Ejemplar MACN-PI 3502	12	28	8

en donde A= Máxima longitud sagital cefálica
I= Máximo ancho cefálico transverso
K= Máximo ancho glabellar transverso

Descripción:

Trinucleido incaiidico de contorno general del exoesqueleto subcircular a levemente oval. Tamaños promedio medianos.

Céfalo semielíptico, con una relación ancho-alto total de aproximadamente 2,5. Glabella de tipo trinucleida, piriforme, con pequeño nódulo glabellar a la altura de 2p. Area frontal de la glabella ensanchada, hemiesférica, periclinal sin llegar a segregar lóbulo frontal. Surco anterior bien marcado semielipsoidal, surcos axiales convergentes, profundos, progresivamente más anchos hacia atrás levemente curvados hacia afuera. Un par de fósulas anteriores, a la altura del quinto I_{1-2} (lateral), bien marcadas, de tamaño mediano. Tres pares de surcos

glabelares laterales; lp semielipsoidal, cóncavo estirado hacia adentro y transversal con tendencia a generar su par una depresión transglabelar, unidos a los surcos axiales; 2p más pequeños, separados de los surcos axiales y en forma de fosetas profundas y circulares; 3p obsolescente, de forma plana o de escama situados a la mitad del alto de la glabella. Tramo central de la glabella periclinal. Occipucio obsolescente a no diferenciable. Anillo occipital convexo, fino, levemente curvado hacia atrás, de ancho constante. Surco occipital profundo, levemente ensanchado distalmente, ahondándose en hoyuelos occipitales profundos y distales. Lóbulos genales semielípticos, subtriangulares levemente curvados en forma perimetral. Ojos obsolescentes, apenas marcados y en muchos ejemplares no se distinguen, en forma de gota, ubicados a la altura de 3p. Superficie de los lóbulos genales lisa. Surcos posteriores bien marcados y cóncavos, ensanchándose progresiva y distalmente, trazo curvado hacia atrás. Borde posterior ancho, convexo, ensanchándose distalmente, curvado como amplia elipse. Angulos genales de los lóbulos redondeados por la expansión del área de dispersión de I_3 . Un par de fósulas posteriores.

Orla cóncava con un anillo convexo bien marcado, mediano, de ancho constante. Hoyuelos en áreas frontal y laterales dispuestos en dos hileras I_1 e I_2 , confinados en surcos radiales. 22 pares de hoyuelos I_{1-2} apareados a cada costado del centro de la orla. Continuación de I_2 en 3 hoyos laterales en posición genal (total de $I_1=25$). I_3 en área genal en número de 7 u 8, no alineados. Fórmula promedio de la orla: $25 I_1 - 22 I_2 - 7_{1-3}$. Vigüeta convexa formando ella sola la casi totalidad de la orla inferior. Sutura perimetral hasta las espinas de la orla inferior donde se hace dorsal. Orla inferior hemitubular compuesta por vigüeta y espinas; vigüeta fina de ancho constante. Espinas separadas del tórax y progresivamente divergentes..

Hipostoma desconocido.

Tórax de contorno general subrectangular, compuesto de 6 segmentos. Primer segmento, el más ancho y angosto hacia afuera, separándose del céfalo distalmente. Segundo a sexto segmentos transversos, de ancho constante. Tercer segmento el más largo. Anillos pleurales rectangulares y convexos, transversos. Pleuras con surcos interpleurales e intrapleurales bien marcados. Surcos intrapleurales transversos y finos. Extremos lanceolados y dirigidos hacia atrás. Facetas no visibles.

Pigidios de borde elíptico, contorno alar, micropigeo. Borde anterior curvado hacia atrás levemente convexo, de ancho constante. Surco anterior, plano, marcado, ensanchándose distalmente, de trazo algo sigmoidal. Pigaxis levemente cónico con siete anillos marcados y placa posterior obsolescente. Hasta 5 pigopleuras obsolescentes, anchas, progresivamente dirigidas hacia atrás. Borde del pigidio de ancho constante convexo y con pendiente terminal abrupta.

Discusión:

Nuestra nueva especie reúne dos características ya marcadas por Hughes y Wright (1970) para el género Incaia: la presencia de ojos, en este caso carentes de lóbulos oculares y muy obsolescentes y la posesión anteroventral de la vigüeta.

Por lo demás I.deormaecheai posee características propias que la diferencian notablemente del genotipo I.nordenskiöldi e I.bishopi. Como referencia se ilustran en la lámina II, algunos ejemplares de estas especies con fotografías cedidas a nosotros gentilmente por C.P.Hughes: I.nordenskiöldi e I.bishopi. (Fig.6: Ar.42447 y holotipo: Fig.8: Ar.42445 a) e I.bishopi (Fig.9: DC 350 b), correspondiendo los prefijos a las siguientes colecciones: Ar: Museo de Ciencias Naturales del Estado Sueco (Estocolmo) y DC: Servicio Geológico de Nueva Zelandia (Lower Hutt).

De la comparación de los especímenes mencionados y la reconstrucción de Hughes y Wright (op.cit., Pág.684) surge que: I.deormaecheai difiere de I.nordenskiöldi principalmente en: su contorno más elíptico y un borde posterior, convergente y subelipsoidal. Los surcos radiales de conexión entre hoyuelos de I_1 a I_2 son menos marcados y menos profundos. la fórmula de los hoyuelos: I_1 (25) - I_2 (22) - I_3 (7) para nuestra forma e I_1 (18), I_2 (18) para la forma peruano-boliviana.

I.deormaecheai posee ojos más obsolescentes, diferente disposición y forma de lp y surcos axiales más angostos y menos profundos con respecto a I.bishopi, forma su forma difiere también en la fórmula de la orla, ya que aquella es $I_1(23) - I_2(23)$, careciendo de I_3 . La configuración y forma de lp, 2p y 3p es diferente, uniéndose en I.bishopi a los surcos axiales. I.bishopi tiene borde posterior cefálico prácticamente transverso y contorno cefálico mas hemisferico.

Derivatio nominis: deormaecheai es una especie dedicada al Lic.José De Ormaechea, quien efectuó el hallazgo de los primeros ejemplares.

CONCLUSIONES FINALES

Ya se ha mencionado al principio la importancia de este hallazgo, cabiendo aquí destacar además que:

Incaia, comprende tres especies muy características que configuran un fuerte lazo para el género, manteniéndose un taxón muy firme, de indudable vinculación paleogeográfica y por lo tanto de indudable soporte para afirmar la interconexión de las plataformas marinas de América del Sur y Nueva Zelanda (a través del "puente" antártico pre-gondwánico) durante el Ordovícico medio.

El biocron del género es hasta este momento indudablemente Llanvirniano superior a base de Caradociano, posibilitando establecer una zona genérica de Incaia que correspondería al Llandeiliano.

La fuerte similitud de Incaia nordenskiöldi, emplazada en un área indudablemente autóctona con I.deormaecheai, localizada en la Precordillera, comarca considerada como Terrano de comportamiento diferencial en el Ordovícico (Jordan, et al 1986) apoya la hipótesis de que pese a esa suposición debe destacarse una barrera oceánica entre ambas comarcas como podría surgir de las sugerencias hechas por Bond (1985) para esa edad.

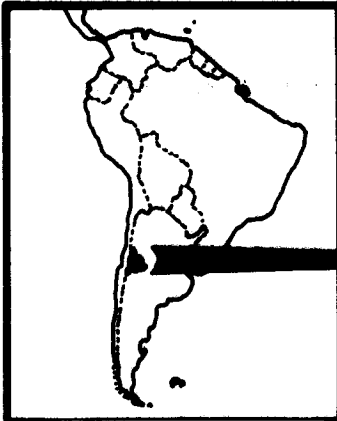
Notaciones y agradecimientos.

Este trabajo ha sido realizado dentro del marco del Proyecto 270 del IGCP (Lower Paleozoic Events in Latin America). Los autores han recibido soporte económico del CONICET a través de subsidio del CAPICG. Asimismo agradecen al Dr.C.P. Hughes por facilitar las fotografías de especies extranjeras.

BIBLIOGRAFIA

- BALDIS, B.A.; BERESI, M.S.; BORDONARO, O. y VACA, A., 1982: Síntesis evolutiva de la Precordillera Argentina. Vº Congr.Latinoamer.de Paleont. (4):399-445. B.A.
- CABALERI, N.G., 1987: Distribución de los efectos de la Fase Guandacol en la Precordillera de San Juan. La Rioja (Argentina) basada en elementos tectosedimentarios. Xº Congr.Geol.Arg. (En prensa).
- CABALERI, N.; GONZALEZ, S. y ARMELLA, C.; 1985: Acumulaciones arrecifales en el Ordovícico medio-superior de la Formación Las Aguaditas, Precordillera de San Juan. Reun.Com.Paleont. APA - UNSJ. 74-76. S.Juan.
- CAROZZI, A.; 1983: Modelos deposicionales carbonáticos. AGA Serie Didáctica y Complementaria. Nº 11. Bs.As.
- CUERDA, A.J.; 1969: Sobre las Grapto-faunas del Silúrico de San Juan. Ameghiniana 6(3):223-235.
- HUGHES y WRIGHT, 1970: The trilobites Incaia Whillard, 1955 and Anebolitus gen. nov. Paleontology. 13:677-690. pl.127-128.
- KOBAYASHI, 1937: Cambro-Ordovician shelly faunas of South America. Jour.Fac.Sci. Univ.Tokyo, Sec.2, 4:369-522, Pág.1-8.
- BOND, WICKENSON, P.A.; KOMINZ, M.A.; 1984: Breakup a supercontinent between 625 Ma and 555 Ma: new evidence and implications for continental histories.
- RAMOS, V.A.; JORDAN, T.E.; ALLMENDINGER, R.W.; MPODOZIS, C.; KAY, S.M.; CORTES, J.M.

and PALMA, M.; 1986: Paleozoic Terranes of the Central Argentine-Chilean Andes. Tectonics, Vol. 5, Nº 6, Pág. 855-880.



UBICACION DE LA ZONA DE ESTUDIO

Fig.1

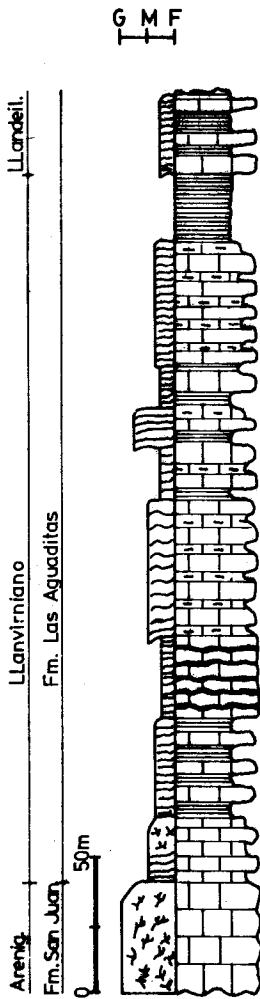
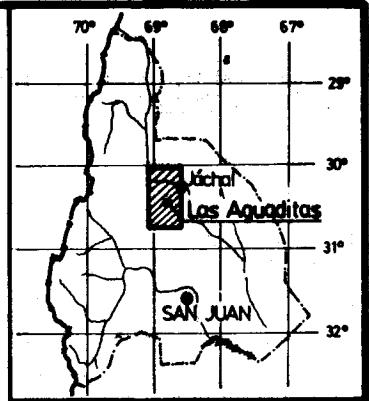


Fig. 2

- Incaia deormaecheai
- Thysanopige sp
- Gastrópodos indet.
- Briozoarios indet.
- Crinoideos
- Dicellograptus divaricatus var. salopiensis
- Dicranograptus sp
- Nemagraptus sp
- Glyptograptus australadentatus

REFERENCIAS

- Margas
- Afbr. ordovícicos
- Calizas
- Vermes
- Laminacion
- Chert
- Lutitas
- Estratificación

BOSQUEJO DE LA PRECORDILLERA DE SAN JUAN

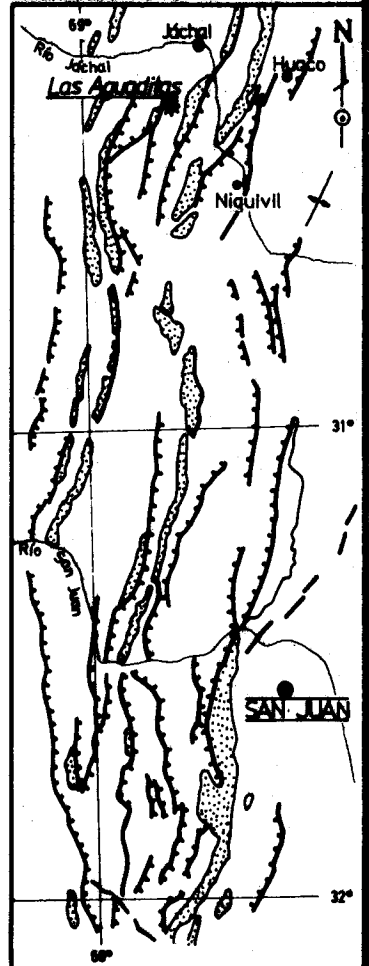
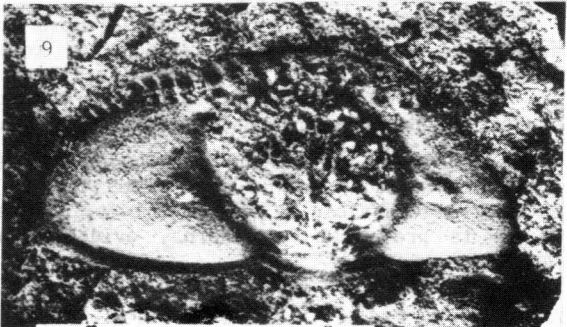
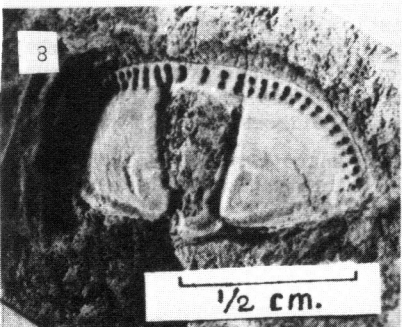
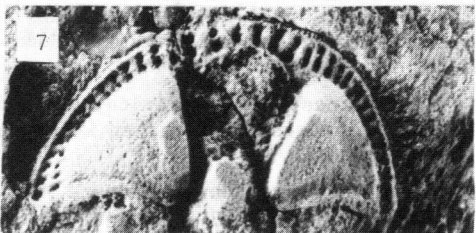
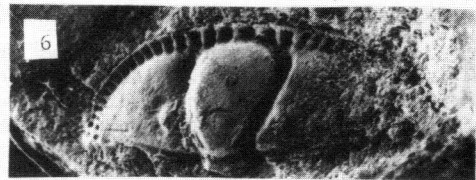
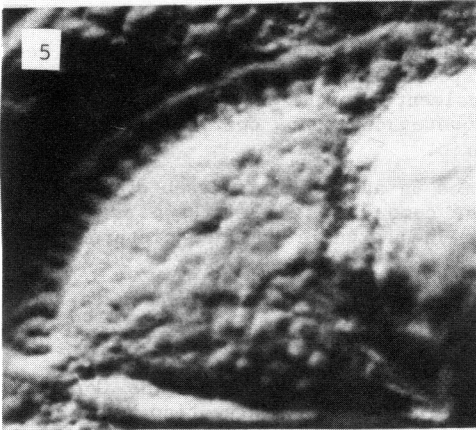
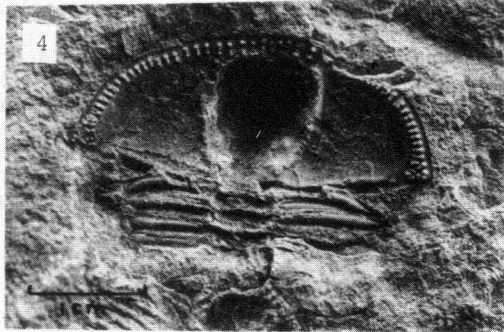
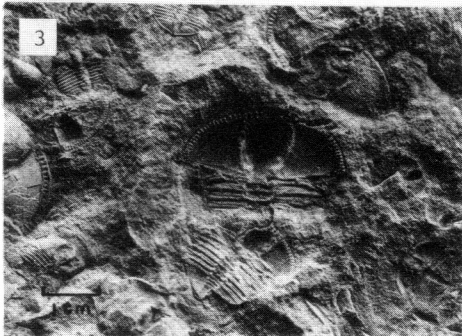
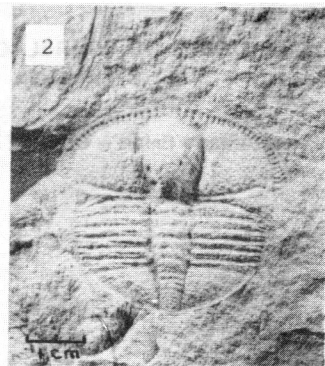
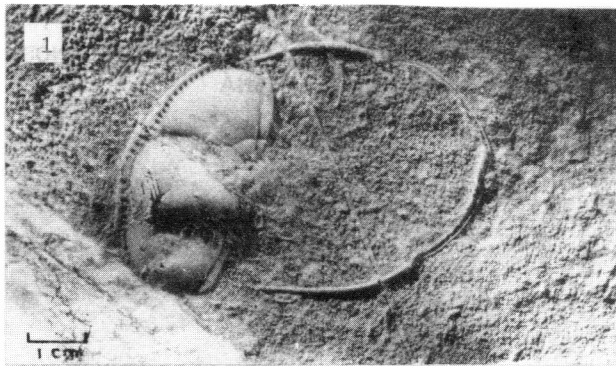


Fig. 3



Incaia deormaechei nov.sp.: 1: Vista del paratipo MACN-PI-2500 y su orla inferior. 2: Ejemplar completo (sin orla inferior), Paratipo MACN-PI-2500. 3. Paratipo MACN-PI-2500. 4: Idem ampliación del céfalo, vista interior. 6 a 8: *Incaia nordenskiöldi* (Bulman) Ar 42446, Ar 42443 y Ar 42445. 9: *Incaia bishopi* Hug.et Wri. ejemplar DC 350 b.

POSIBILIDADES DE CORRELACION DEL ORDOVICICO DE LOS LLANOS COLOMBIANOS Y LA ALTA AMAZONIA BRASILEÑO-ECUATORIANA

Bruno Alberto Baldis - CONICET - UNSJ

RESUMEN

Se consideran los elementos paleontológicos ordovícicos de los Llanos de Colombia.

Faunas Tremadocianas de La Heliera y Arenigiano-Llanvirnianas de La Macarena como así también las Formaciones con palinomorfos del Vaupes. La reconstrucción paleogeográfica permite conectar las unidades del Araracuara con el Noroeste de la Cuenca de Solimoes integrando un ciclo deposicional con la Formación Benjamín Constant portadora de palinomorfos Arenigiano-Llanvirnianos. Arcos de control hacia el Oeste (Putumayo), Este (Caruari) y Norte configuran una plataforma pericratónica extendible hacia el Sur de Iquitos y empalmable con similares de Perú-Bolivia y Argentina.

INTRODUCCION

El objetivo de esta contribución es tratar de obtener un esquema de resolución acerca del problema de la conexión paleogeográfica del Ordovícico, a través de áreas autóctonas y a ese momento, en la Placa Sudamericana.

El moderno concepto de "Terranes" activa muchas dudas sobre conexiones reales a tiempos geohistóricos definidos, hecho especialmente destacable en el Paleozoico inferior del actual Arco Andino, principalmente porque no se posee información estratigráfica y de variaciones faciales que ayuden a una correlación entre áreas de diferente comportamiento tectosedimentario.

Para visualizar este problema encararemos un análisis en un sector continental indudablemente autóctono en el Ordovícico, como lo es el cinturón pericratónico central sudamericano. No existen dudas de la presencia de este cinturón estable en dos sectores del continente:

- 1- En el Noroeste de Sudamérica, desde las cuencas de Barinas en Venezuela, rodeando el cratón de Guayanas en Colombia con las cuencas de Los Llanos y Araracuara-Putumayo.
- 2- En el Oeste y Centro-Sudeste del continente, comprendiendo las Cordilleras Orientales del Perú y Bolivia, la Cuenca del Noroeste Argentino y las Cuencas del Chaco-boliviano y Chaco-Paranaense de Paraguay y Argentina.

Refiriéndonos a estas comarcas siempre existió el problema del "salto" de integración que producía la carencia de información sobre sedimentos Cámbricos a Silúricos entre el Sud de Colombia y el inicio de Los Andes Centrales Peruanos. Esta área en blanco se corresponde con los contrafuertes andinos orientales de Ecuador, en Amazonas, nominada actualmente Cuenca de Solimoes.

Desde antiguo se sospechaba una posible conexión entre las dos comarcas pericratónicas mencionadas debido a la similitud de las macrofaunas fósiles, principalmente en el Ordovícico inferior y referidas especialmente a trilobites. Similitudes en la presencia de géneros, evidenciaron la existencia no definida de un

punto biológico entre ambos sectores continentales.

Los trabajos principales que indicaron esta vinculación "Norte-Sur" fueron de Harrington y M.Kay (1951), Martín (1977), Hughes (1978), Ulloa et al. (1982), Baldis et al. (1984) y otros, referidos a nuevos hallazgos de Ordovícico en la Amazonia Colombo-Brasileña: Bogotá (1982), They et al. (1984) y Quadros (1986 y 1988).

Fueron precisamente en los trabajos de Quadros, donde se detectó la presencia de Ordovícico inferior en la Cuenca de Solimoes, y también los que permitieron introducir al sector de dicha cubeta como parte del área de expansión del Ordovícico, vinculando toda la pericratonia continental sudamericana.

VINCULACION AREAL Y ESTRATIGRAFICA

En la lámina I se ha volcado dentro de la comarca analizada diversa información geológica utilizada para la reconstrucción paleogeográfica. La característica del Ordovícico pericratónico es la escasez de sus afloramientos, sólo detectables en Colombia en el Macizo de La Macarena y en el sector de Aracuara. Otros controles de su existencia se han detectado por perforaciones y mediante el seguimiento de las secciones atravesadas por geofísica.

La primera conclusión que surge del análisis de la información existente es que casi todos los depósitos a considerar son de edades que oscilan entre el límite Cámbrico-Ordovícico y el límite Arenigiano-Llanvirniano, confirmando entonces la existencia de una amplia expansión del Ordovícico inferior.

El segundo hecho notable es la variabilidad litofacial lateral, pero con desconocimiento del sector exacto donde se producen dichos empalmes.

Debido a esto último, hemos delimitado las áreas de dispersión estimadas para cada Formación o Grupo de formaciones diferenciables por su conjunto litofacial integrante. Estas dispersiones se sintetizan de la siguiente manera:

1- Del Grupo Guejar de La Macarena:

Remitimos al lector al trabajo de Ulloa, Pérez y Baldis (1982) para una síntesis moderna de las diferenciaciones litoestratigráficas del clásico Grupo Guejar del Paleozoico Colombiano que, en la zona de La Macarena está diferenciado por una dominancia psamítica en casi todo su espesor, salvo en la zona central de La Macarena donde Trumphy (1943) indica una dominancia lutítico-calcárea. El amplio espectro estratigráfico que cubren los fósiles (Cámbrico-Arenigiano/Llanvirniano) no ha sido aún detallado en un perfil columnar con la correcta ubicación de los mismos.

2- De la Formación Negritos:

La Formación Negritos ha sido detectada en la cuenca de Los Llanos en su parte Occidental y ha podido continuarse mediante correlación sísmica desde casi el límite con Venezuela, hasta unos 250 Km al Norte de La Macarena. Su estratigrafía ha sido definida gracias a las secciones de las perforaciones Negritos 1 y La Heliera 1.

El análisis exhaustivo de la Formación Negritos ha sido realizado en el trabajo de Ulloa et al. (1982), en donde se establecen dos miembros para la primera perforación (Puerto López y La Heliera) y otros dos para la segunda (La Heliera, Casanare). Elementos paleontológicos de trilobites y graptolites han sido detectados en el Pozo La Heliera y estudiados por Baldis, et al. (1984), determinándose una edad Tremadociana basal fundamentada en especies de Dyctionema, Jujyaspis y Helieraella, ubicados en el tramo medio-superior del Miembro La Heliera. En el Pozo Negritos en la parte cuspidal del Miembro Heliera fueron reportados Didymograptus extensus, Janograptus sp. y Triathus, asociación típicamente arenigiana, con lo que se establece que La Heliera tiene una edad variable entre Tremadociano inferior a Arenigiano. Queda así restringido a edades pretremadocianas el Miembro Puerto López y posiblemente a Llanvirniano inferior el Miembro Casanare, por lo menos en el Pozo Negritos.

Entendemos que la dispersión de la Formación Negritos se extiende hasta

el límite con Venezuela y posiblemente engrane con elementos de la cuenca de Barinas.

3- Formaciones Araracuara y Huitoto:

La Formación Araracuara definida y extensamente analizada por Bogotá (1983) se desarrolla en la zona de Apaporis-Caquetá en la Amazonia colombiana. Ulloa et al.(1982), la extienden también más hacia el naciente incluyendo afloramientos del Alto de Vaupés.

Dentro de la Formación Araracuara se han hallado icnofósiles referidos a Cruziana cf. furcifera y un variado conjunto de acritarcas estudiadas por They et al.(1984) que permitieron establecer la edad arenigiana de la misma.

Los palinomorfos fueron detectados en los tramos medio-superiores de la Formación que continúa hacia abajo con elementos progresivamente psamíticos portadores de formas perforantes atribuidos a Scholitus sp.

Debemos destacar que el análisis de la distribución litofacial y de paleocorrientes de las Formaciones Araracuara y Huitoto hecho por Bogotá (op.cit., Pág.34 y 35) indican la presencia de un depocentro con eje aproximadamente norte-sur, ubicado entre la Sierra de Chiribiquete y Angosturas en el Río Caquetá. Hacia el Oeste de este eje aumenta la psamicidad y disminuyen los espesores, marcando un borde de área de proveniencia situado hacia el eje Florencia-Río San Miguel. Esta direccionalidad es más acentuada en una segunda fase deposicional, en la Formación Huitoto, por la aparición de clastos de sienitas nefelíticas de edades de 475ma. detectadas en posibles "Altos Pelados".

De los datos aportados por Bogotá (Fig.6) deducimos también una variabilidad de biofacies desde el oeste hacia el depocentro caracterizada por la sucesión lateral Lingulella (parálisis) Cruziana (plataforma) Acritarcos (planetónico-marino).

Tanto Bogotá como They et al., suponen un acunamiento o desaparición de las unidades ordovícicas hacia el sur, deducción lógica para dichos autores si pensamos que, en la depresión del Putumayo, no ha sido detectado por perforaciones sedimentitas ordovícicas y que, más al sur, existe el Arco de control Iquitos, que pudo oficiar de barrera sedimentaria.

4- Formación Benjamín Constant

Esta unidad estratigráfica ha sido establecida por las exploraciones de PETROBRAS en parte del poniente de la Cuenca de Solimoes.

La Cuenca de Solimoes (ex Cuencas del Amazonas superior) está limitada al naciente por el Arco de Purus. Siguiendo los conceptos de Quadros (1988), esta cuenca ha sido subdividida en la subcuenca de Jurúá al Este y la subcuenca de Jandiatuba al Oeste, separadas por un alto denominado de Caruari, de sentido norte-sur y ubicado aproximadamente en el Meridiano 67°.

La Formación Benjamín Constant se desarrolla hasta el momento exclusivamente en la subcuenca de Jandiatuba, acunándose hacia el Alto de Caruari y ha sido perforada por los Pozos 2-BT-1 y 2-JT-1. Acorde a la reconstrucción de Silva (1987) citada por Quadros, esta unidad tendría desarrollo de hasta 100 m de espesor hacia el oeste, estando definida por un sistema retrogradante-progradante psamítico-lutítico en cuya parte media se detectó una asociación de acritarcas referidas a una edad Arenigiano - Llanvirniana; por Quadros (1988) y clasificada como zona de intervalo de Arkonia virgata.

La distribución de Benjamín Constant hacia el norte queda truncada por el actual límite del Paleozoico de Solimoes, recortado erosivamente en dirección meridional a la altura del Triángulo de Letizia y la Cuenca del Caquetá inferior. No existen datos publicados sobre su posible extensión hacia el sur aunque es posible su continuidad hasta el límite austral de la Cuenca de Solimoes.

5- Paleozoico Inferior Metamórfico

Fuera de la zona de probada autoctonía del área pericratónica analizada existe, a través de todos los Andes Colombianos, desde el límite con Ecuador hasta el Macizo de Santa Marta, una extensa superficie de afloramientos de metamorfitas de bajo a mediano grado referidas al Paleozoico y con suposición de presencia de elementos Cámbrico-Ordovícicos. Esta aseveración se torna más constante por la presencia de núcleos de dichos afloramientos de indudable edad Precámbrica, como los existentes en Santa Marta y en la serranía de San Lucas. La dispersión de afloramientos hace que se interprete una posible presencia de Paleozoico Inferior en todas las Cordilleras Occidentales y Centrales de Colombia, Macizo de Santa Marta y prolongaciones hacia Venezuela.

Por su estructura regional, estas unidades y su composición son asimilables a la de Terranes, siguiendo la idea de Howell et al.(1985). Puede considerarse que ya marcan a la Cordillera Central de Colombia como un Terrane acrecionado Paleozoico.

Por otra parte la Cordillera Central Colombiana, la Sierra de Perijá y el Macizo de Santa Marta, como así también el extremo de la Guajira como Terranes de fragmentos continentales con basamento Precámbrico. Este último concepto serviría también para la Cordillera de Mérida de Venezuela.

6- Dispersiones Post-Ordovícicas en Ecuador

En la zona de la Cuenca Oriental de Ecuador, Rosanía y Morales (1986) efectuaron una reconstrucción paleogeográfica para el Silúrico-Devónico que detecta la presencia de un conjunto de altos geográficos denominados: Mariann, Tiputini y Marañacu, limitantes de dos golfos de ingesión: Panacocha y Nashiño integrados a una transgresión desde el oeste sobre el zócalo continental. Estos tres Altos se unían hacia el naciente y aparentemente han conformado una comarca continental elevada que ofició como el área de aporte occidental para la Formación Araracuara.

Este Alto de aporte, estimamos, aflora con elementos del Precámbrico medio en su extremo norte, configurando el zócalo de la Cordillera de Los Picachos en Colombia.

DESARROLLO PALEOGEOGRAFICO

Establecido en párrafos anteriores el esquema estratigráfico desarrollado en toda el área pericratónica y algunos elementos de control tectosedimentarios llegamos a las siguientes conclusiones que se utilizarán para la reconstrucción paleogeográfica:

- 1- No existen verdaderos límites de fracturación entre las cuencas con Paleozoico Inferior y los Macizos Primigéneos de la placa Sudamericana en el área pericratónica-noroeste del continente. Esto marca una integridad estructural característica para una autoctonía durante el Fanerozoico temprano.
- 2- Las secuencias sedimentarias implantadas de norte a sur para el Cámbrico y Ordovícico en la Cuenca de Barinas, Los Llanos, Macarena, Alto de Vaupés y Solimoes, poseen litofacies continuas y características de sedimentación de plataforma.
- 3- No hay un criterio absoluto para aseverar que existió un borde deposicional para el Ordovícico inmediatamente al sur del depocentro de Araracuara. Por otra parte el arrasamiento actual de la Formación Benjamín Constant en la Cuenca de Solimoes permite suponer una extensión mayor hacia el norte. Es posible inferir una primitiva conexión entre ambas áreas de deposición configurando una continuidad de plataforma.
- 4- Es indudable la presencia de un Alto de aporte sedimentario para el Cámbrico y Ordovícico en la actual Llanura ecuatoriana, el cual recién fue invadido por mar en el Silúrico.

- 5- La tendencia de abahiamiento del Silúrico marca altos estructurales o paleogeográficos posiblemente referidos al Precámbrico, ya que existe una coincidencia con altos estructurales detectados entre las Cuencas de Los Llanos y Barinas, como así también en el Arco de Iquitos que nos indican alineamientos Prefanerozoicos transversales al Arco Andino.
- 6- Los elementos del Paleozoico inferior de los Terranes de fragmentación continental en las Cordilleras Andinas, han sufrido desplazamientos generales desde una posición original más hacia el sur del actual. Ello puede establecerse porque las grandes fallas limitadoras de los Bloques-Terranes poseen fuerte desplazamiento horizontal, determinando típicas transcurencias. El sentido dextral de estas unidades permite inferir posiciones primigéneas mucho más australes sobre la zona de suturación del área acrecional marcada por el límite oriental de las Cordilleras.

Queda así configurada la interpretación paleogeográfica que se esboza en la Lámina 1, para la cual se interpreta un mar de plataforma iniciado en el Cámbrico, cuyo registro se ha encontrado en Venezuela con las Formaciones Hato Viejo y Carrizal, y en Colombia con la parte Guejar en La Macarena. Posiblemente pertenezca al Cámbrico el Miembro Puerto López de la Formación Negritos en la Cuenca de Los Llanos, como así también la parte inferior de la Formación Araracuara

Con respecto a lo último mencionado, debemos acotar que existe una similitud notable entre el ciclo deposicional Araracuara-Huitoto con los del noroeste argentino, donde el infrayacente al Ordovícico inferior está representado por un grupo psamítico (Grupo Mesón), de indudable edad Cámbrica y en donde también se hallan presentes rastros perforantes de Scholitus.

Analizando la asociación de acritarcas descritas por Thery et al., para el Vaupés y la de Quadros para Benjamín Constant, se destacan dos conclusiones de interés:

- a- Ambas asociaciones pueden correlacionarse con elementos de palinomorfos presentes en el norte de Africa y España (Pothe de Baldis, com.ver.) de lo cual puede inferirse una continuidad de plataforma o corrientes portantes con dichas regiones.
- b- La palinoflora de Benjamín Constant está más empobrecida en formas que la de Araracuara, lo podría indicar cambios ecológicos planctónicos, inclusive de disminución de salinidad, o posibilidades de mayor cercanía a la costa.

Queda así una integración de posible continuidad de Barinas hasta el norte de Perú del mar Ordovícico, en parte interpretado como una plataforma intracontinental, que coincide en gran parte con la interpretación dada por Bridger (1982) para el Arenigiano de Colombia y que el denominara "mar interior".

CONCLUSIONES FINALES

El análisis aquí efectuado no es con todo definitivo, ya que subsisten todavía amplias comarcas carentes de datos. Debemos considerar para el futuro la inclusión de información que proceda de la exploración de la Cuenca de Acre en el occidente de Brasil y la de la faja pericratónica del Perú Central al sur del Arco de Iquitos, estimamos sin embargo que debe destacarse la presencia de elementos emergentes en el Cámbrico y/u Ordovícico en el margen continental, como sucede en parte de Ecuador. Este hecho puede cambiar parte de razonamientos que presuponen la existencia permanente de bordes activos asociados al borde occidental de las plataformas Eopaleozoicas, hecho a ser tenido en cuenta en los futuros análisis de los Andes Centrales y Australes.

Notaciones y agradecimientos

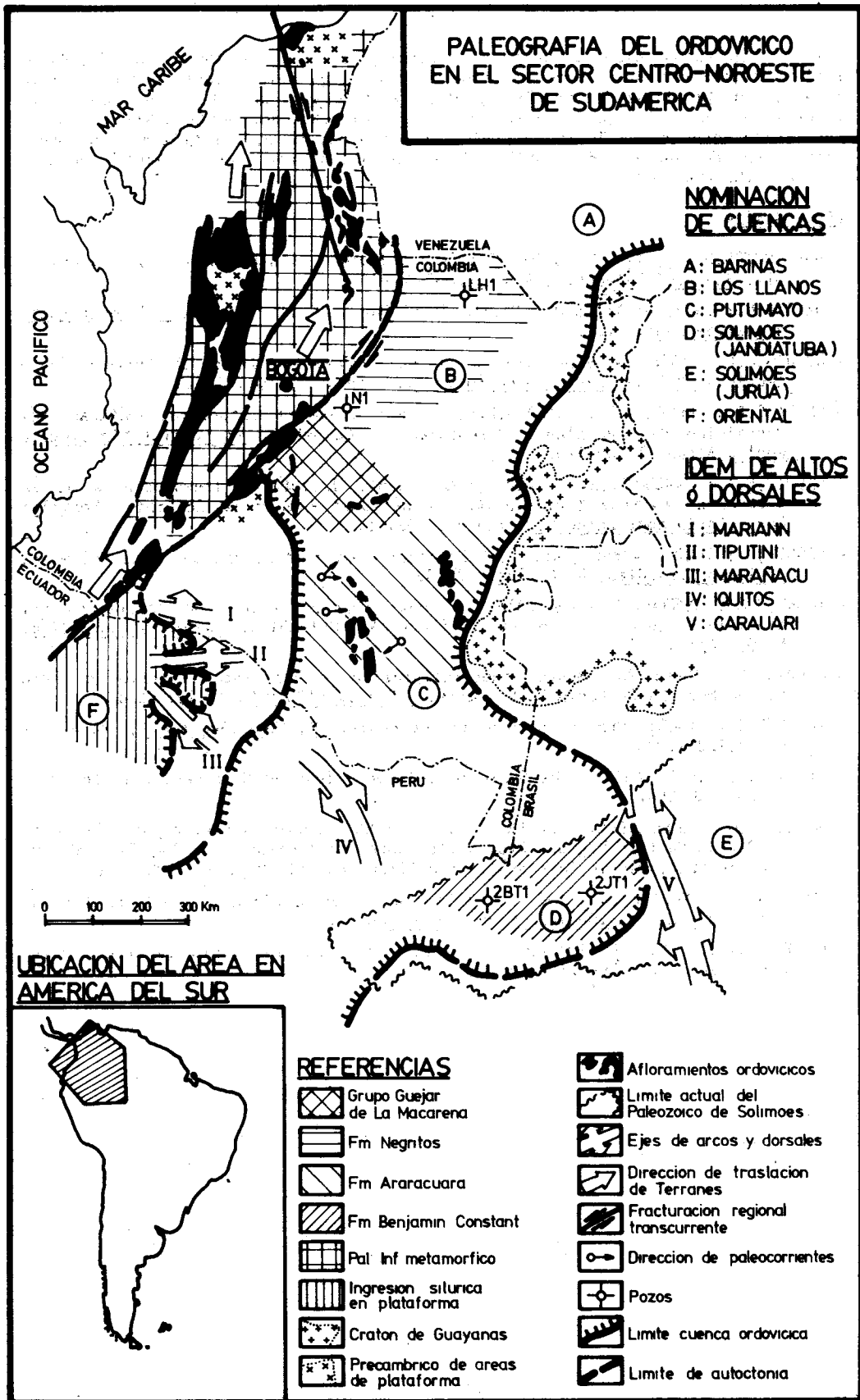
Este trabajo está realizado dentro del marco del Proyecto del PICG N° 270 (Lower Paleozoic Events in Latin American). El autor agradece la ayuda prestada

por los siguientes colegas: Por el Dr. Luiz Quadros de PETROBRAS, al facilitar recientes publicaciones, como asimismo al Lic. Hugo Reinoso del Consorcio CEPE-
Texaco, por la obtención de bibliografía. A su esposa Dra. Pöthe de Baldis por comentarios sobre las palinofloras y al Geólogo C. Bridger de Colombia por haber
facilitado datos de su Tesis de Grado. Este trabajo ha sido realizado con fondos
procedentes de subsidio del CONICET de Argentina, a través de su Comité Nacional
para el PICG (CAPICG).

BIBLIOGRAFIA

- HARRINGTON, H.J. y KAY, M.; 1951: Cambrian and Ordovician Faunas of Eastern Colombia. Journ. of Paleont., 25, 5, pp. 655-658.
- MARTIN, C.; 1977: Geología del Macizo de El Baul, Estado Cojedes. IIº Congr. Latinoamer. de Geol., T. II.
- HUGHES, C.P.; 1978: A Brief Review of the Ordovician Fauna of Northern South America. Iº Congr. Latinoam. de Paleont., Actas, T. I, pp. 11-22.
- ULLOA, C.E.; PEREZ, V.E.; BALDIS, B.A.; 1982: Unidades litoestratigráficas del Ordovícico de Los Llanos Orientales de Colombia. Vº Congr. Latinoamer. de Geol., Actasm I: 109-120.
- BALDIS, B.A.; GONZALEZ, S. y PEREZ, V.E.; 1984: Trilobites Tremadocianos de la Formación Negritos (Perforación La Heliera) Llanos de Colombia. Mem. IIIº Congr. Latinoamer. Paleont., I: 28-41, México.
- BOGOTA, J.; 1982: Estratigrafía del Paleozoico en el Area Amazónica de Colombia. Geología Norandina, Nº 6, Pág.: 29-38.
- THERY, J.M.; PENINGUEL, G. y HAYE, G.; 1984: Descubrimientos de Acritarcos del Arenigiano cerca a Araracuara (Caquetá, Colombia). Geología Norandina, Nº 9, Págs.: 3-18.
- QUADROS, L.; 1988: Zoneamento Bioestratigrafico Do Paleozoico Inferior e Medio (Secao Marinha Da Bacia Do Solimoes. B. Geoci. PETROBRAS; II(1): 95-109.
- TRUMPHY, D., 1943: Pre-Cretaceous of Colombia. Bull. Geol. Soc. Amer., V. 54, Nº 9, pp. 1281-1304.
- SILVA, O.B.; 1987: Análise Da Bacia Do Solimoes. Tese de Mestrado, Univ. Fed. Ouro Preto, Inédito.
- HOWELL, D.G.; JONES, D.L.; SCHERMER, E.R.; 1985: Tectonostratigraphic Terranes of Circum-Pacific Region. Explanatory Notes to Accompany the Map Preliminary Tectonostratigraphic Terranes of the Circum-Pacific Region. AAPG, Edit.
- ROSANIA, G. y MORALES, M.; 1986: Compilación Paleogeográfica del Oriente Ecuatoriano. Rev. Col. Ing. Geol. de Minas Petroleos, 4.
- BRIDGER, C.S., 1982: El Paleozoico Inferior de Colombia. Tesis de Grado. Univ. Nac. de Seccional Bogotá, Inédito.

PALEOGRAFIA DEL ORDOVICICO EN EL SECTOR CENTRO-NOROESTE DE SUDAMERICA



**SOBRE LA OCURRENCIA DE DEPOSITOS CALCAREOS NEOGENOS EN EL EXTREMO
NW DE LA CUENCA DE SANTIAGO, CHILE CENTRAL**

Rubén Martínez-Pardo – Departamento de Geología y Geofísica, U. de Chile
Enrique Gozález-Hewitt – Ingeniería y Geotécnica Ltda. (IYGE)

RESUMEN

Se da a conocer el hallazgo de diatomeas del género *Surirella* en depósitos calcáreos ubicados 40 km. al NW de la ciudad de Santiago, cerca de la localidad de Tilttil, tradicionalmente asignados a la Formación Las Chilcas, de edad Cretácico Superior y/o Cretácico Inferior según los estudios geológicos disponibles. El género *Surirella*, con especies de agua dulce, salobre y litorales, no es conocido con anterioridad al Mioceno Medio en la actualidad. Consecuentemente, se postula que la transgresión marina que origina tales depósitos no es del término del Cretácico como se admite hasta la fecha, sino del Mioceno Medio y coincidente con la transgresión de Navidad, de amplio desarrollo en el país entre el término del Mioceno Inferior y el inicio del Mioceno Superior (19-10 m.a.), e inmediatamente anterior al acme del sollevamiento principal de los Andes (ca. 10 m.a.). Lo anterior, de ser confirmado, significa que el inicio de los rasgos morfológicos mayores del país, el Valle Central al menos, es mucho más antiguo que lo admitido habitualmente, previo en todo caso al Mioceno Medio. Se discute el significado cronoestratigráfico y paleogeográfico de dicho hallazgo y se señalan algunas de las nuevas exigencias que éste plantea con respecto a la historia geológica tradicionalmente admitida para el área de estudio, para Chile Central y para los Andes Meridionales durante el Mesozoico y el Cenozoico.

ABSTRACT

The finding of diatoms related to the genus *Surirella* in calcareous deposits close to the Tilttil locality, 40 km NW of Santiago, traditionally assigned to the Late and/or Early Cretaceous Las Chilcas formation, is reported. The genus *Surirella*, with fresh water, brackish water and marine coastal species, is not older than Middle Miocene at present. Accordingly, it is postulated that the marine transgression originating such deposits does not correspond to the end of the Cretaceous as admitted so far, but to the Middle Miocene Navidad transgression, wide-spread over the country between the terminal Early Miocene and the initial Late Miocene (19 up to 10 m.y.), and prior to the acme of the main uplift of the Andes (ca. 10 m.y.). That being the case, the onset of the country's major morphological features, the Central Valley at least, would be much older than usually admitted, probably Early Miocene. The chronostratigraphic and paleogeographic meaning of such finding is discussed, including some of the new demands it poses in connection with the geohistory of Central Chile, and the Meridional Andes during the Mesozoic and Cenozoic.

INTRODUCCION

"Muchas de nuestras dataciones radiométricas proceden de rocas ígneas (o volcánicas) que son difíciles de ubicar estratigráficamente, y ésta es la base del problema".

DON L. EICHER, 1968, p. 132.

Tal como lo han reconocido CORVALAN & VERGARA (1980), anticipando en cierto modo la existencia de problemas estratigráficos mayores en la zona, las calizas desarrolladas en el extremo NW de la Cuenca de Santiago, en particular entre Polpaico y Montenegro, ... "han sido siempre una interrogante para los geólogos chilenos en lo relativo a su origen" (p. 75). Aunque dichos autores no llegaron a reconocerlo expresamente, lo anterior es igualmente válido con respecto a la estratigrafía y cronología de esos mismos depósitos, cuya actual ubicación en el Cretácico y dentro de la Fm. Las Chilcas, continúa siendo tentativa después de más de tres décadas de estudios geológicos en el área. (KLOHN, 1956; THOMAS, 1958; CARTER & AGUIRRE, 1965; RUIZ et al., 1965; BORDE, 1966; LEVI, 1968; ESPINOSA, 1969; VITERI, 1970; PASKOFF, 1970; VICENTE, 1972; CHARRIER & VICENTE, 1972; CHARRIER & LILLO, 1973; IRARRAZAVAL, 1977; PI RACES & MAKSAEV, 1977; TAVERA, 1979; VERGARA & DRAKE, 1979; THIELE, 1980; CORVALAN & VERGARA, 1980; PADILLA, 1981; GODOY, 1981, 1982, 1986; CHARRIER, 1981, 1985; NASI & THIELE, 1982; TORRES & GODOY, 1982; CZOLLAK, 1983; GAJARDO, 1985; RIVANO et al., 1986).

La afirmación de algunos autores (GODOY, 1982; CHARRIER, 1985, p. 112), de que tales limitaciones son... "inherentes al mapeo de potentes unidades volcánicas y volcano-clásticas"... (cuando falta un adecuado) ... "control radiométrico" (GODOY, p. 133-134), aunque válida para justificar el escaso significado estratigráfico y cronológico de la mayoría de los estudios geológicos efectuados en el área, carece de fundamento en términos generales. Lo que hace particularmente diferentes dichas secuencias volcánicas es la complejidad de los cambios litológicos y de los quiebres sedimentarios que pueden ocurrir en ellas, casi siempre mal resueltos o no resueltos por falta de fósiles o de interés por buscarlos, lo cual inevitablemente deja abiertos múltiples problemas de cartografía geológica y de correlaciones. Lo grave en este caso es que su esperada resolución mediante apoyo radiométrico ha perdido gran parte de su optimismo inicial (DRAKE et al., 1982; CHARRIER, 1985). Para los autores del presente trabajo, la superación de este tipo de dificultades exige reconocer que las unidades geocronométricas tan en boga entre los geólogos actuales, aceptadas como... "series de rocas definidas radioisotópicamente de una misma edad"... (DRAKE et al., 1982, p. 44), no son unidades de tiempo-roca como se piensa habitualmente, sino unidades de tiempo-puro ... "sin referente material alguno"... (Código Estrat. Norteamericano, 1983, Art. 96), y en consecuencia, simples "abstracciones" no reconocibles en terreno y mucho menos mapeables (!).

El hallazgo reciente en la zona de Tiltill, en calizas sistemáticamente asignadas a la Fm. Las Chilcas y al Cretácico Superior (GONZALEZ, 1983, p. 29-30; GAJARDO, 1985), de diatomeas fósiles del género *Suiriella* no conocido con anterioridad al Mioceno Medio según la literatura actual, ratifica lo señalado. Lo que importa en este caso, es que la nueva información micropaleontológica ofrecida, de ser confirmada, estaría haciendo definitivamente problemáticas numerosas ideas actualmente admitidas con respecto a dicha formación, incluida su definición inicial en terreno, su edad, y su significado en relación con la geohistoria del área de estudio, de Chile Central y de los Andes Meridionales durante el Mesozoico y Cenozoico (CECIONI, 1970; AUBOUIN et al., 1973; IRIGOYEN, 1979; THIELE, 1980; NASI & THIELE, 1982; COIRA et al., 1982;

CHARRIER, 1985). De hecho, como lo han postulado recientemente los autores de esta publicación (MARTINEZ-PARDO & GONZALEZ, 1987, Proyecto FONDECYT N°569), es posible que parte de los depósitos actualmente asignados al Cretácico Superior en la Cuenca de Santiago y conectados con la transgresión marina de Quiriquina (CORVALAN & VERGARA, 1980), correspondan más bien al Mioceno Medio y sean sincrónicos con la transgresión marina de Navidad.

El objetivo del presente estudio es dar a conocer la nueva información micropaleontológica y de terreno obtenida, y entregar algunos comentarios preliminares sobre su significado cronoestratigráfico local y regional. Se bosquejan, además, algunas de las principales exigencias concretas que dicha información plantea con respecto a la historia geológica actualmente admitida para Chile Central y los Andes Meridionales durante el Mesozoico y Cenozoico.

PROCEDENCIA Y NATURALEZA DE LAS MUESTRAS

El material estudiado procede de la base de la secuencia de caliza con intercalaciones de chert que aflora en la Cueva de la Bruja, situada en la vecindad del Portezuelo de La Peña, 7 km. al este del pueblo de Tiltit (Fig. 1 y 2).

La secuencia indicada (Fig. 3), con un espesor aproximado de 20 m., se inicia, de abajo hacia arriba, con 0,60 m de chert blanco dispuesto en bandas centimétricas entrecruzado con gufas de calcita de igual tamaño. Sobre el chert sigue una pequeña intercalación de arenisca fina con lutita amarilla, de 20 a 25 cm. de potencia, removida en parte por erosión. La columna continúa con 7 m. de caliza compacta de color gris (a), con gufas de carbonato de calcio y cuarzo recristalizado, formada por micrita con sectores de esparita, seguidos de 10 m de caliza compacta de color blanco (b), con intercalaciones de chert, y termina con 2 m. de caliza blanca (c), esta vez con estratificación fina de 1 a 10 cm. de espesor y algas calcáreas estromatolíticas referidas a Pucalithus, estas últimas reemplazadas en parte por sílice secundaria.

Las muestras que proporcionaron diatomeas fósiles son la 181-1 (GONZALEZ, 1987, Fig. 7) y la RM-4, colectada por el autor principal, ambas provenientes de la base del perfil, bajo la intercalación de arenisca fina y lutita amarilla (Fig. 3). Según VARELA (Com. escrita), la muestra 181-1 corresponde a una caliza silicificada en diversos grados y transformada en chert (ftanita), que muestra textura desde fragmental hasta laminada fina, y en la cual se observan relictos calcáreos microspartíticos aparentemente dolomitizados. Hay también restos orgánicos silicificados, ocupados en parte por drusas y fragmentos de algas calcáreas (?). El carbonato varía entre 10 y 50% y la sílice se presenta microglobular.

MARCO ESTRATIGRAFICO

Las calizas con intercalaciones de chert que afloran en la Cueva de la Bruja, en el sector del Portezuelo de la Peña (Fig. 1 y 2), constituyen el Miembro Superior de la Secuencia de Tiltit (GONZALEZ, 1987), de edad Mioceno Medio o más joven en base a diatomeas, la cual reposa con discordancia angular y de erosión sobre andesitas porfiricas con lavas brechosas atribuidas a la Fm. Las Chilcas (loc. cit., p. 32). Según uno de los autores (E. GONZALEZ), no se excluye la posibilidad de que estas últimas pudieran corresponder al Miembro Noviciado de la Fm. Veta Negra. En este mismo sector falta el Miembro Inferior de la secuencia Tiltit (loc. cit. p. Fig. 6).

Con anterioridad las calizas de Tilttil habrían sido atribuidas a la parte inferior de la Fm. Las Chilcas (THOMAS, 1958), y asignadas al Turoniano-Coniaciano (IRARRAZAVAL, 1977; GONZALEZ, 1983; GAJARDO, 1985). Como tales, las mismas no fueron reconocidas por THOMAS (1958), quien distinguió en la Fm. Las Chilcas dos niveles distintos de calizas únicamente: uno inferior, próximo a la base, representado por las calizas de Polpaico, y otro ubicado hacia la parte media, correspondiente a las calizas de Las Bateas (loc. cit., p. 58) (Figs. 2 y 3).

Para CORVALAN & VERGARA (1980), en cambio, las calizas de Polpaico, de Las Bateas y de Tilttil (CORVALAN, com. verbal), son ... "aproximadamente sincrónicas" ... y habrían formado parte de un extenso sistema longitudinal de facies lacustres que ocupó ... "todo el sector interior de la actual Cordillera de la Costa" ..., desde la latitud de Caibido por el norte hasta la de Santiago por el sur (loc. cit., p. 76). Dicho sistema de facies, como lo sugiere el hallazgo de niveles marinos con escafópodos del género *Dentalium* en las Calizas de Polpaico (loc. cit., p. 79), habría estado conectado, además, ... "en algún momento" ..., mediante lagunas marginales (albuferas y/o marismas) ... "con el mar del Cretácico Superior" (loc. cit., p. 76). Ese "momento", en el Cretácico Superior, sólo se da en Chile Central durante la transgresión de Quiriquina, restringida al Campaniano-Maestrichtiano (STEINMANN et al., 1895; WETZEL, 1930; BRUGGEN, 1934, 1947, 1950; HUNICKEN & COVACEVICH, 1975; BIRO, 1982), cuyo límite norte alcanza hasta la localidad de Algarrobo en la zona costera contigua al área de estudio (BRUGGEN, 1915, 1950; TAVERA, 1980). Consecuentemente, CORVALAN y VERGARA (1980) asignan las calizas de Polpaico al Campaniano - Maestrichtiano (loc. cit., p. 81), y sin tener mayores antecedentes de terreno y paleontológicos, transfieren el sistema de facies que las incluyen al techo (... "fines del tiempo de acumulación" ...) de la Fm. Las Chilcas (loc. cit., p. 76), con lo cual automáticamente amplían la edad mínima de ésta hasta el término del Cretácico Superior a lo menos (loc. cit., p. 76, 81). De ser válida la supuesta sincronía de las calizas de Polpaico con las de Tilttil (CORVALAN, com. verbal), estas últimas corresponderían, por tanto, al techo de la Fm. Las Chilcas y al Campaniano - Maestrichtiano según el modelo de CORVALAN y VERGARA (1980). Ambas conclusiones son compartidas también por CZOLLAK (1983) y por CHARRIER (1985).

No obstante su aparente coherencia, el modelo anterior está lejos de coincidir con lo establecido en terreno por THOMAS (1958) y con la nueva información estratigráfica y radiométrica actualmente disponible al respecto (GODOY, 1981, 1982, 1986; DRAKE et al., 1986; RIVANO et al., 1986; GONZALEZ, 1987). Es muy probable, por consiguiente, que sea erróneo o, a lo menos, incompleto. El principal problema en este caso, es la correlación admitida entre los niveles marinos con escafópodos presentes en las calizas de Polpaico y la transgresión de Quiriquina, correlación que sólo es válida en parte, ya que no se ha probado hasta la fecha que los escafópodos en referencia correspondan efectivamente al Cretácico Superior y mucho menos al Campaniano-Maestrichtiano. De hecho, con igual propiedad, esos mismos niveles marinos podrían correlacionarse en Chile Central con la transgresión del Cretácico Inferior (Neocomiano) (NASI y THIELE, 1982; CHARRIER, 1986); con la del Terciario Inferior (Eoceno Inferior-Medio) (TAVERA, 1980; MARTINEZ-PARDO, 1984), y con la de Navidad (Mioceno Medio) (MARTINEZ-PARDO, 1971, 1978(80), 1982, 1986, 1988).

Para los autores del presente estudio, que no se pronuncian sobre la edad de las calizas de Polpaico por ahora, las calizas de Tilttil no pertenecen a la Fm. Las Chilcas (THOMAS, 1958), y representan el Miembro Superior de una secuencia sedimentaria independiente, sin crónica con la Fm. Navidad (BRUGGEN, 1934), definida provisoriamente

como Secuencia de Tilttil por uno de ellos (GONZALEZ, 1987). Más aún, según antecedentes basados en diatomeas, las calizas de Tilttil corresponderían al Mioceno Medio, aunque no se excluye la posibilidad de que pudiera ser más jóvenes.

ANTECEDENTES PALEONTOLOGICOS

La única evidencia paleontológica disponible hasta la fecha para justificar la supuesta edad Cenomaniano-Turoniano (?) de la Fm. Las Chilcas, y de las Calizas de Polpaico incluidas en ella (THOMAS, 1958), es *Pucalithus*, fósil "insertae sedis" erróneamente restringido al Turoniano por dicho autor (loc. cit. p. 61).

De acuerdo con lo aceptado en Bolivia y en el norte de Argentina, donde es ampliamente conocido en el "Horizonte Calcáreo" y en las "Margas Multicolores" del Grupo Salta-Puca (SCHLAGINTWEIT, 1937; TURNER, 1960), *Pucalithus* se extendería desde el Cretácico Superior hasta el Mioceno en los Andes Centrales y Meridionales (COCKEREL, 1925; FRENGUELLI, 1937; SCHLAGINTWEIT, 1941; AHLFELD, 1946, 1956; CUERDA, 1976; VILELA, 1976). Con anterioridad, dicho "fósil" había sido considerado Cretácico (STEINMANN et al., 1904; 1906; FRITZCHE, 1923; BRUGGEN, 1942) y también, supuestamente por error, Triásico - Cretácico (D'ORBIGNY, 1842; BONARELLI, 1921; HARRINGTON, 1956). En Chile, en la época de la publicación de THOMAS (1958), *Pucalithus* era conocido en la zona de Antofagasta, en las Fm. Purilactis (BRUGGEN, 1934), y en la región de Polpaico, inmediatamente al norte de Santiago (BIESE, 1956) en depósitos calcáreos cuya ubicación se ignora, pero supuestamente correlacionables con las calizas del Cerro Blanco de dicha localidad (THOMAS, 1958). La Fm. Purilactis era atribuida en aquellos entonces, con dudas, al Cretácico Inferior (BRUGGEN, 1942, 1950; WENZEL, 1957) y/o al Terciario Inferior (Paleoceno-Eoceno) (GROEBER, 1952; HOFFSTETTER, 1957), y en fecha reciente al Triásico Superior (?) - Eoceno (RAMIREZ & GARDEWEG, 1982). Los "Calcáreos de Polpaico", en cambio, eran considerados del Turoniano y pertenecientes al techo del Miembro Superior de la Fm. Colimapu (KLOHN, 1956).

Para el autor principal, lo que posibilitó las ideas erróneas sobre la edad de la Fm. Las Chilcas y de *Pucalithus* en particular, fue la falta de conocimiento para reconocer dicho fósil en terreno, situación que obviamente se repite con todos los autores posteriores que han trabajado en la zona y continúan citándolo como un antecedente cronoestratigráfico válido (IRARRAZAVAL, 1977; CORVALAN & VERGARA, 1980; GODOY, 1981, 1982; CZOLLAK, 1983; GAJARDO, 1985; RIVANO et al., 1986). El hecho que la única referencia a *Pucalithus* en el área correspondiera a BIESE (1956), y que ésta tenga más de 30 años de antigüedad sin ser reiterada, confirma lo señalado.

Aunque no se utilizó específicamente con fines cronoestratigráficos es importante considerar también la ocurrencia de *Palmoxylon chilensis* (TORRES & GODOY, 1982), palmácea fósil procedente del área de Huechún-Montenegro, descrita como propia de la Fm. Las Chilcas y del Cretácico Superior sobre bases estratigráficas muy precarias (THOMAS, 1958; GODOY, 1981, 1982; RIVANO et al., 1986). Según THOMAS (1958), el horizonte con troncos fósiles investigado corresponde a la base de la Fm. Lo Valle, de edad Cretácico Superior y/o Terciario Inferior. Para GODOY (1981, 1982), en cambio, ese mismo horizonte debería asignarse al techo de la Fm. Las Chilcas, que fija en 77,8 ± 1 Ma. utilizando la edad ofrecida para la base de la Fm. Lo Valle por DRAKE et al., (1976), indicativa del Campaniano Medio (KENT y GRADSTEIN, 1985).

Lo que importa señalar en esta oportunidad, es que el género *Palmoxylon*, que incluye la totalidad de los restos caulinares de palmas fósiles conocidas, no es anterior al Terciario (Paleoceno) en el

Hemisferio Sur si se hace abstracción de *P. chilensis*, como ocurre efectivamente en Argentina y en Nueva Zelandia (KAUL, 1960; ROMERO, 1968; PETRIELLA, 1972; PETRIELLA & ARCHANGELSKY, 1975; FLEMING, 1979; MILDENHALL, 1980). La presencia en Chile, en el Paleoceno Superior de Arauco, de restos foliares de palmas (*Sabal*, *Flabellaria*), refuerza lo señalado (ENGELHARDT, 1891; MARTINEZ-PARDO, 1986). Según lo anterior, el registro estratigráfico de *Palmoxylon*, significativo a partir del Cretácico Superior en el Hemisferio Norte, sólo sería tal a partir del Terciario Inferior (Paleoceno) en el Hemisferio Sur (EMBERGER & CHADFAUD, 1960; KAUL, 1960; EMBERGER, 1968).

Es probable, por tanto, que los niveles con troncos fósiles del área de Montenegro en que se determinó *Palmoxylon* correspondan al Terciario, como sugiere la evidencia regional disponible para el Hemisferio Sur sobre las Palmáceas, y que la edad Cretácica superior asignada por TORRES y GODOY (1982) a *P. chilensis* sea errónea y el resultado lógico de las ideas cronoestratigráficas erróneas manejadas por dichos autores.

Lo anterior se repite en el caso de los escafópodos reconocidos y estudiados en las calizas de Polpaico por CORVALAN y VERGARA (1980). Paleontológicamente, argumentando que el material obtenido no permitía una determinación más precisa (loc. cit., p. 80), ambos autores se conformaron con reconocer el género *Dentalium*, LINNE, 1758, cuyo rango estratigráfico Cretácico-Reciente (Palmer, 1979) -no Triásico - Reciente (LUD-BROOK, 1960; EMERSON, 1962)- carece de significado en el área. Petrográficamente, en cambio, al describir las características morfológicas y estructurales de la concha de dichos organismos fueron capaces de establecer que se trataba de formas tubulares ligeramente curvadas, poligonales en sección transversal, y con un máximo de 12 costas longitudinales simétricas bien definidas (loc. cit., p. 80), con lo cual, automáticamente estaban reconociendo el subgénero *Dentalium* EMERSON, 1962. Lo inesperado de esta última comprobación es que el subgénero *Dentalium* corresponde en la actualidad al Cenozoico (Paleoceno-Reciente) y sólo es significativo a partir del Oligoceno (Palmer, 1975, 1979).

LA NUEVA INFORMACION MICROPALAEONTOLOGICA

Está dada por el hallazgo de diatomeas fósiles del género *Surirella* Turpin, reconocidas en la base de las calizas del perfil de la Cueva de La Bruja, en la zona de Tiltill (Fig. 3). El género *Surirella* agrupa diatomeas pennadas, carinoides y solitarias que son de preferencia litorales y temperado-cálidas, e incluye especies marinas, mixohalinas (salobres) y dulceacuícolas (HENDEY, 1964). En términos ambientales las especies mixohalinas y dulceacuícolas, son siempre distintas de las marinas y corresponde incluirlas en los ambientes acuáticos continentales o limnéticos (Ringuélet, 1962). De acuerdo con la información disponible, el rango estratigráfico del género *Surirella* se extiende desde el Mioceno Medio hasta el Reciente (WORNARDT, 1972; HAJOS, 1987). En Chile, dicho género es conocido en las Calizas del Loa (WETZEL, p. 557; HUSTEDT, 1927; FRENGUELLI, 1936), y en los depósitos salinos del desierto de Atacama únicamente (FRENGUELLI, 1927). Las calizas del Loa corresponderían según distintos autores al Cuaternario (Pleistoceno) (WETZEL, 1927; FRENGUELLI, 1936), al Mioceno (COURTY, 1907; BRUGGEN 1934, y 1950), y al Oligoceno-Pleistoceno (BOBENRIETH, 1980).

Los ejemplares de *Surirella* determinados, presentes en un corte delgado de la muestra 181-1, son los señalados en la Lam. I Figs., 1-3, considerados representativos de dos especies distintas, provisoriamente denominadas A y B en este estudio. *Surirella* sp. A es próxima a *S. dubia* Freng, de las Calizas de Calama, consideradas lacustres (FRENGUELLI, 1945), y en las marismas ("tidal flats") de la costa actual del Estado

de Washington, EE.UU. (TYNNY, 1986). *Surirella* sp. B, por su parte, muestra cierta similitud con *S. elegans* EHR., considerada propia de aguas dulces y presentes también en las marismas anteriores (TYNNY, 1986). La discusión en extenso de los ejemplares anteriores y de los obtenidos por disgregación de una muestra adicional del mismo horizonte (RM-4), es parte de una publicación independiente en preparación.

Ampliando la información cronoestratigráfica anterior, cabe señalar que las diatomitas no-marinas más antiguas conocidas a nivel global son del Paleoceno de Rusia (PROSHKINA-LABRENKO, 1966), y del Eoceno Superior de América del Norte (BARRON, 1987). La diversificación y posterior expansión de estas mismas en los medios acuáticos continentales se habría iniciado, en cambio, en el Oligoceno (TAPPAN, 1980). Las primeras diatomeas marinas del Hemisferio Sur son igualmente del Eoceno Superior, y sólo han sido reconocidas hasta la fecha en Nueva Zelanda (GROVE y STURT, 1866-87) y en el Perú (MARTY et al., 1988).

Es probable, por consiguiente, que las especies de *Surirella* re conocidas en la base de las Calizas de la Secuencia de Tilttil estén marcando una antigua línea de costa del Mioceno Medio o más joven, propia de clima cálido, con desarrollo de marismas y/o albuferas, y sujeta al aporte ocasional de aguas dulces. La ocurrencia junto con las especies anteriores de "peloides (Lam. I. Fig., 4), estructuras microcristalinas de calcita magnésica habitualmente asociadas con arrecifes coralinos y estromatolitos, y supuestamente de origen bacteriano (CHAFETS, 1986), refuerza la hipótesis sugerida. La eventual existencia de diatomitas marinas del Mioceno Medio dentro del área (FRENGUELLI, 1949), no reencontradas hasta la fecha, apunta en una dirección similar. El desarrollo en el techo de las calizas de la Cueva de La Bruja de estromatolitos referidos a *Pucalithus*, considerados tentativamente de agua dulce por su asociación con carófitas, sería indicativo, en cambio, de condiciones lacustres cálidas en dicho momento.

CONCLUSIONES Y PROBLEMAS

- 1.- Según la información paleontológica disponible es válido considerar las calizas del Miembro Superior de la Secuencia de Tilttil (GONZALEZ, 1987) del Mioceno Medio o más joven.
- 2.- Lo anterior autoriza postular que la Secuencia de Tilttil estuvo conectada con la transgresión marina de Navidad, correspondiente al término del Mioceno Inferior y del Mioceno Medio, entre 19 y 10 ma (MARTINEZ-PARDO, 1988).
- 3.- La presencia de depósitos marinos miocénicos en el interior del graben del Valle Central confirmaría que éste, al igual que el resto de los rasgos morfoestructurales mayores del país, es efectivamente pre-Mioceno Medio (CARTER y AGUIRRE, 1965; MORTIMER y SARIC, 1975), y el resultado de la fase tectónica Quechua 1 (= Fini-Oligocena = Estírica 1) (MUÑOZ CRISTI, 1956; LAHSEN, 1982), calibrada en $19 \pm 1,5$ m.a. por el autor principal (MARTINEZ-PARDO, 1986, 1987, 1988).
- 4.- La ubicación de las calizas de Polpaico y de Las Bateas dentro de la Fm. Las Chilcas, carece de respaldo estratigráfico y de terreno adecuados (THOMAS, 1958; CORVALAN & VERGARA, 1980; GODOY, 1982), y es muy probable que no pertenezcan a ella (GONZALEZ, 1987).
- 5.- La evidencia paleontológica utilizada para justificar la edad Cretácico-Superior (Turoniano) de las Calizas de Polpaico (THOMAS, 1958; CORVALAN & VERGARA, 1980; TORRES & GODOY, 1982), respalda más bien una edad terciaria para ellas.

- 6.- De confirmarse que las calizas de Polpaico y de Las Bateas integran un mismo sistema de facies "prácticamente" sincrónico (CORVALAN & VERGARA, 1980), el cual incluiría también las calizas de Tilttil (CORVALAN, com. verbal), lo más probable que dicho sistema de facies corresponda al Mioceno Medio y sea sincrónico con la Secuencia de Tilttil y con el techo de la Fm. Farellones (MUNIZAGA & VICENTE, 1982; DRAKE et al., 1982; CHARRIER, 1985).
- 7.- Según los resultados anteriores, y dado que la Secuencia de Tilttil es discordante sobre depósitos del Cretácico Superior asignados a la Fm. Las Chilcas (GONZALEZ, 1987) o más antiguos, en el área de estudio, y probablemente también a nivel regional en la Cordillera de La Costa y en la vertiente oriental de la Cordillera de Los Andes, estaría faltando parte importante de los depósitos asignados a las Fms. Abanico y Farellones o sus equivalentes (THIELE, 1980, CHARRIER, 1985). Dicho quiebre sedimentario, del orden de los 45 m.a. postulado ya por KLOHN (1956) e implícito en los registros radiométricos de Chile Central (DRAKE, et al., 1982), representaría la extensión hacia el interior del país de los quiebres sedimentarios regionales reconocidos en los depósitos marinos de la zona costera del área y del borde pacífico de Chile y Perú, entre el Maestrichiano y el Mioceno Inferior terminal (BRUGGEN, 1915, 1950; CHARRIER & LILLO, 1973; TAVERA, 1980; MARTINEZ-PARDO, 1971, 1983, 1988), los cuales ofrecen edades límites entre 63 y 10 m.a. (MARTINEZ - PARDO 1983, 1988; MARTINEZ PARDO & AREVALO, 1984).

El rechazo sistemático a la posibilidad de un quiebre sedimentario como el señalado en los actuales modelos cronoestratigráficos de Chile Central (DRAKE et al., 1982; CHARRIER, 1985), y el hecho evidente de que éste coincide en su mayor parte con el "intervalo sin discordancias" individualizado por CHARRIER (1985) entre los 32 y 36° de latitud sur, son bastante explícitos al respecto.

- 8.- La situación anterior podría repetirse en el norte argentino con los depósitos calcáreos en parte marinos del techo del Grupo Salta, asignados al Campaniano-Maestrichtiano (TURNER, 1960; COIRA et al., 1982), al Paleoceno-Eoceno (FERNANDEZ et al., 1973; QUATTOCCHIO, 1978(80), y al Oligoceno-Mioceno (COCKERELL, 1925). Lo novedoso en este caso es que dichos depósitos, al igual que las Calizas de Polpaico, habrían sido el resultado de una amplia transgresión marina supuestamente del Cretácico terminal y sincrónica con la de Quiriquina de Chile Central según estudios recientes (SALFITY et al., 1985).

La nueva correlación intentada por GARDEWEG & RAMIREZ (1985) de los depósitos terminales del Grupo Salta del norte argentino (TURNER, 1960) con las formaciones Siglia (BRUGGEN, 1942) y Chojfias (MARINO VIC, 1979), de la región de Antofagasta, del norte de Chile, consideradas del Terciario-Inferior pero que podrían llegar hasta el Mioceno Medio según dataciones radiométricas de $10 \pm 0,9$ Ma y $12,9 \pm 0,5$ Ma de intrusivos que las cortan (loc. cit., pp. 30 y 31), reafirma dicha posibilidad.

- 9.- Los nuevos resultados cronoestratigráficos obtenidos en la Cuenca de Santiago, en Chile Central, estarían haciendo discutibles, igualmente, las correlaciones habituales admitidas entre la Fm. Las Chilcas y la Fm. Abanico por una parte, y el Grupo Malargue (GERTH, 1925) y la Fm. Agua de la Piedra (CRIADO-ROQUE, 1950) de Neuquén y Mendoza, en el lado Argentino. El Grupo Malargue, de edad Maestrichtiano-Paleoceno (ULIANA & DELLAPE, 1981) corresponde según CHARRIER (1985) a las Calizas de Polpaico, que asigna al Maestrichtiano y al techo de la Fm. Las Chilcas siguiendo a CORVALAN & VERGARA (1980). La Fm. Agua de la Piedra, del Oligoceno según YRIGOYEN (1979), equi-

valdría, en cambio, a parte de la Fm. Abanico, considerada de edad Cretácico Superior-Oligoceno según CHARRIER (1985). Según THIELE (1980), por el contrario, la Fm. Agua de la Piedra correspondería a la Fm. Farellones, restringida ahora al Mioceno Inferior y Medio según MUNIZAGA & VICENTE (1982).

AGRADECIMIENTOS

Los autores expresan su especial agradecimiento a los colegas Irene Tapia por su significativo aporte a la revisión bibliográfica, y José Corvalán, Aníbal Gajardo y Sergio Rivano, por su valioso estímulo a las ideas expresadas en este estudio. Un reconocimiento especial a Gloria Vilches, Ayudante de Investigación del Laboratorio de Micropaleontología del Departamento de Geología y Geofísica, cuya cooperación en el procesamiento del material y en la preparación del manuscrito facilitó en gran medida su desarrollo. Este trabajo forma parte de los Proyectos FONDECYT 1255, ya terminado, DIB 458-6813 (U. de Chile), en progreso y FONDECYT 569 aprobado para 1988, todos ellos a cargo del autor principal, y es una contribución a los Proyectos PICG-239 (Cretácico Sudamericano) y PICG-246 (Eventos Neógenos Pacíficos en el Espacio y en el Tiempo).

REFERENCIAS

- AHLFELD, F., 1946. Geología de Bolivia. Rev. Mus. La Plata, Secc. Geología. Tomo III, N°19, pp. 5-370.
- AHLFELD, F., 1956. Bolivia. In: Jenks, W (Ed). Handbook of South América. Memoir 65, pp. 169-186.
- AUBOUIN, J., et al., 1973. Esquisse paléogéographique et structurale des Andes Meridionales. Rev. Géogr. Pys. Géol. Dyn., tomo 2, vol. 15, fasc. 1-2, pp. 73-114.
- BARRON, J., 1987. Diatoms. In: Fossil Prokaryotes and Protists, notes for a short course, BROADHEAD, T.W. (Ed.), University of Tennessee, Arizona, pp. 128-147.
- BIESE, W., 1956. Symposium sobre yacimientos de manganeso. XX Congr. Geol. Int. Mexico, Tomo III, pp. 377-416.
- BIRO-B.L., 1982. Revisión y redefinición de los "estratos de Quiriquina". Campaniano-Maastrichtiano, en su localidad tipo, en la isla Quiriquina, 36°47' lat. sur, Chile, Sudamérica, con un perfil complementario en Cocholgue. III Congr. Geol. Chileno, Actas Tomo 1, pp. A29-A64.
- BONARELLI, G., 1921. Tercera contribución al conocimiento geológico de las regiones petrolíferas subandinas del norte. Anales Minist. Agric., Direcc. de Minas, etc., 15, B. Aires.
- BOBENRIETH, L., 1980. Geología de los Cuadrángulos Cerro Desamparado y Cerro Soledad, regiones de Tarapacá y Antofagasta. Memoria de Título, Depto. de Geología, U. de Chile.
- BORDE, J., 1966. Les Andes de Santiago et leur avant-pays, étude de géomorphologie, thèse lettres., Bordeaux, 559 p.
- BRUGGEN, J., 1915. El Cretácico de Algarrobo y las supuestas relaciones entre las formaciones cretácica y terciaria de Chile. An. Univ. Chile, t. 136, p. 429-441.
- BRUGGEN, J., 1934. Grundzuge der Geologie und Lagerstättenkunde Chile. Herausgegeben, Math, Nat. Kl. de Heidelberg Akad. D. Wiss., 362 p.
- BRUGGEN, J., 1947. Contribución a la Paleogeografía de Chile en el Cretáceo y Terciario. Rev. Universitaria, (apartado), U. Católica de Chile, año 32, N°2, pp 190-200.
- BRUGGEN, J., 1950. Fundamentos de la Geología de Chile. 1 vol. in-8°, Santiago Inst. Geogr. Militar), 374 p.
- CARTER, W.D. y Aguirre, L., 1965. Structural geology of Aconcagua Province and its relationship to the Central Valley Graben, Chile. Geol. Soc. Am. Bull., 76: 651-664.
- CECIONI, G., 1970. Esquema de Paleogeografía chilena. Editorial Universitaria, pp. 1-144.
- COCKERELL, T.D.A., 1925. Tertiary insects from Argentina. National Museum Proceedings, vol. 68, N° 2602, Washington.

- COIRA, B.; DAVIDSON, J.; MPODOZIS, C. & RAMOS, V., 1982. Tectonic and Magmatic Evolution of the Andes of Northern Argentina and Chile. *Earth-Science Reviews*, 11, pp. 303-331.
- CORVALAN, J. & VERGARA, M., 1980. Presencia de fósiles marinos en las calizas de Polpaico. Implicaciones paleoecológicas y paleogeográficas. *Rev. Geol. de Chile*, N°10; pp. 75-83.
- COURTY, G., 1907. Explorations géologiques dans l'Amérique du sud en Mission Scientifique. G. de Créqui-Monfort et E. Sénéchal de la Grange, Paris.
- CRiado-ROQUE, P., 1950. Consideraciones generales sobre el Terciario del Sur de la Provincia de Mendoza. *Rev. Asoc. Geol. Arg.*, tomo V, N°4, B. Aires.
- CUERDA, A., 1976. Cretácico. En: *Léxico Estratigráfico de la República Argentina*. Pub. Especial, Primera parte A-Ch, Serv. Geol. Nac., B. Aires, pp. 160-163.
- CZOLLAK, C., 1983. Prospección y evaluación de yacimientos de arcilla para elaboración de cemento en el sector de Montenegro, Región Metropolitana. Memoria de Título, Depto. de Geología, U. de Chile, Santiago.
- CHAFETZ, H.S., 1986. Marine peloids: a product of bacterially induced precipitation of calcite. *Jour. Sedimentary Petrology*, vol. 56, N°6, pp. 812-817.
- CHARRIER, R., 1981. Geologic der chilenischen Hauptkordillere zwischen 34° und 34°30' sudlicher Breite und ihre tektonisch, magmatische und palaeogeographische Entwicklung. *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen*, (A), 270 p., Berlin.
- CHARRIER, R., 1985. Estratigrafía, evolución tectónica y significado de las discordancias de los Andes Chilenos entre 32° y 36° S. durante el Mesozoico y Cenozoico. En: J. Frutos y M. Pincheira (Edit.), *Geología de Chile*, T. 1, p. 101-133, Concepción.
- CHARRIER, R. & VICENTE, J.C., 1972. Liminary and geosynclinal Andes: Major orogenic phases and synchronical evolution of the Central and Austral sectors of the southern Andes. *Solid Earth. Probl. Conf. Upper Mantle Project (1970)*, 2: 451-470. B. Aires.
- CHARRIER, R. & LILLO, F., 1973. Geología regional y geoquímica del drenaje de las provincias de O'Higgins y Colchagua. *Rev. Inst. Invest. Rec. Nat. (IREN)*, pp. 1-60.
- D'ORBIGNY, A., 1842. Voyage dans L'Amérique meridionale, 1826-1833, t. 3; 3^a partie, *Geologie*, 289 p.
- DRAKE, R.; CURTIS, G., y VERGARA, M., 1976. Potassium-Argon dating of igneous activity in the central Chilean Andes Latitude 33° S. *Jour. volc. and Geoth. Res.* 1, pp. 285-295.
- DRAKE, R.E.; CHARRIER, R.; THIELE, R.; MUNIZAGA, F.; PADILLA, H. & VERGARA, M., 1982. Distribución y edades K/Ar de volcánitas post-neocomianas en la cordillera principal entre 32° y 36° L.S.: implicaciones estratigráficas y tectónicas para el Meso-Cenozoico de Chile Central. III Congr. Geol. Chileno, pp. D41-D73.

- EMBERGER, L., 1968. Les Plantes Fossiles, dans Leurs Rapports avec Les végétaux vivants. Masson et Cie., Editeurs, Paris.
- EMBERGER, L. & CHADEFAUD, M., 1960. Traite de Botanique. Tome II. Masson et Cie., Editeurs, Paris.
- EMERSON, W.K., 1962. A classification of the scaphopod mollusks. Jour. Paleont., vol 36, N°3, p. 461-182.
- ENGELHARDT, H., 1891. Uber Tertiärpflanzen von Chile. Abh. Senckenberg. Naturf. Gesell. Frankfurt a., M., Bd. 16, p. 629-692.
- FERNANDEZ, J.; BONDESIO, P. & PASCUAL, R., 1973. Restos de *Lepidosiren paradoxa* (Osteichthyes, Dipnoi) de la Formación Lumbreira (Eógeno, ¿Eoceno?) de Jujuy. Consideraciones estratigráficas, paleoecológicas y paleozoogeográficas. Ameghiniana, vol. 10, N°2, p. 152-172.
- FLEMING, C.A., 1979. The Geological History of New Zealand and its Life. Oxford University Press, 140 p.
- FRENGUELLI, J., 1937. Investigaciones Geológicas en la zona salteña del Valle de Santa María. Inst. del Museo La Plata, Obra del Cincuentenario, II, p. 1-34.
- FRITZCHE, C., 1923. Neue Kreidefaunen aus Suedamerika, N. Jhrb. Min. BB 50, p. 1-56.
- GAJARDO, A., 1985. Recursos no metálicos relacionados con el Cretácico Superior de la Cordillera de la Costa de Chile Central. Rev. Minerales, Inst. Ing. Minas, vol. 40, N°170, p. 15-28.
- GARDEWEG, M. & RAMIREZ, C., 1985. Hoja Río Zapaleri, II Región de Antofagasta. Serv. Nac. Geol. Min. (SERNAGEOMIN), Carta Geológica de Chile, N°66, 89 p.
- GERTH, H., 1925. Estratigrafía y distribución de los sedimentos mesozoicos en los Andes Argentinos. Act. Acad. Nac. Cienc. Córdoba, t. 9, p. 11-55.
- GONZALEZ, E., 1983. Estudio geológico-minero preliminar de recursos no metálicos en el sector de Tilttil, región Metropolitana. Taller de Título II, Depto. de Geología y Geofísica, U. de Chile, Santiago.
- GONZALEZ, E., 1987. Prospección y evaluación de yacimientos de caolín, cuarzo y caliza en el sector de Tilttil, región Metropolitana. Memoria de Título, Depto. de Geología, U. de Chile, 114 p.
- GODOY, E., 1981. Sobre la discordancia intrasenoniana y el origen de los depósitos de caolín de Montenegro, región Metropolitana, Chile. VIII Congr. Geol. Argentino, San Luis, Actas III: 733-741.
- GODOY, E., 1982. Geología del área Montenegro-Cuesta de Chacabuco, el "problema" de la formación Lo Valle, región Metropolitana, Chile. III Congr. Geol. Chileno, Actas tomo 1, A124-A146.
- GODOY, E., 1986. Los intrusivos hipabisales miocenos del Cordón Chacabuco: ¿un caso de fraccionamiento de Hornblenda? Revista Comunicaciones, Depto. de Geología, N°37, p. 49-64.

- GROEBER, P., 1952. Mesozoico. In: Geología de la República Argentina, tomo 2, 1ª parte, p. 1-541.
- GROVE, E.: STURT, G., 1886-87. On a fossil Marine Diatomaceous deposits from Oamaru, Otago, New Zealand, J. Quekett micro. Club, serv. 2, vol. 2, p. 321-330; vol. 3, p. 7-12, 63-78, 131-148.
- HARRINGTON, H., 1956. Argentina. In: Jenks, W. (Ed). Handbook of South American Geology. Geol. Soc. of America, Memoir 65, p. 129-165.
- HAJOS, M., 1987. Correlation of Neogene diatomaceous earth deposits in Hungary. Ann. Inst. Geol. Publ. Hung. vol. LXX, p. 141-147.
- HENDEY, N.I., 1964. An introductory account of the smaller algae of British coastal waters, V. Bacillariophyceae (Diatoms). Fish. Invest. Lond., ser. 4, p. 1-317.
- HOFFSTETTER, R., 1957. Lexique Stratigraphique International. America Latina, Chile. Centre de la Recherche Scientific, Paris, vol. 5, fasc. 5, p. 1-444.
- HUNICKEN, A.M. & COVACEVICH, V., 1975. Baculitidae en el Cretácico Superior de la Isla Quiriquina y consideraciones paleontológicas y Estratigráficas. Act. I. Congr. Arg. Pal. y Bioest., Tucumán, Argentina, p. 141-172.
- HUSTEDT, F., 1927. Fossile Bacillariaceen aus dem Loa-Becken in der Atacama-Wasle, Chile. Archiv für Hydrobiol., XVIII, p. 224-251.
- IRARRAZAVAL, V., 1977. Estudio geológico y geofísico de la zona de alteración hidrotermal de Tiltil. Area Metropolitana. Memoria de Título. Depto. de Geología. U. de Chile, Santiago.
- KAUL, K.N., 1960. The anatomy of the stem of Palms and the problem of the artificial Genus Palmoxylon. Schenk National Botanic Garden Lucknow India.
- KENT, D.V. & GRADSTEIN, F.M., 1985. A Cretaceous and Jurassic Geochronology. Geol. Soc. Am. Bull., vol. 96, p. 1419-1427.
- KLOHN, C., 1956. Estado actual del estudio de la "Formación Porfirítica". Minerales, año XI, N°55: p. 41-60.
- LAHSEN, A. 1982. Upper Cenozoic volcanism and tectonism in the Andes of Northern Chile. Earth-Science Review, N°18, p. 285-302.
- LEVI, B. 1968. Cretaceous volcanic rock from a part of the Coast Range West from Santiago, Chile: A Study on lithology variation and Burial Metamorphism in the Andean Geosyncline. Ph. D. Thesis U. California, Berkeley, 121 p.
- LUDBROOK, N.H., 1960. Scaphoda. In: Moore, R. (Ed.). Treatise on Invertebrate Paleontology, Part I, Mollusca 1, p. 137-158.
- MARINOVIC, N. 1979. Geología de los Cuadrángulos de Zapaleri y Nevados de Poquis, II Región, Antofagasta. Memoria de Título, Univ. de Chile, Depto. de Geología, 75 p. Santiago.
- MARTINEZ-PARDO, R., 1971. Relaciones cronoestratigráficas a lo largo del territorio chileno durante el Cenozoico. Geo-Chile, N°3, p. 35-43.

- MARTINEZ-PARDO, R., 1978(80). Hallazgo de Mioceno Marino en la Península de Mejillones Antofagasta, Chile. Actas II Congr. Argentino de Paleont. y Biostr. y I Congr. Latinoam. de Paleot., B. Aires, (1978) Tomo III (1980), p. 57-66.
- MARTINEZ-PARDO, R., 1982. Sur la Presence du Miocene Moyen a la Baie de Tongoy, Province de Coquimbo, Chili. 8^e Colloque africain de Micropaleontologie, N°3, p. 71-73.
- MARTINEZ-PARDO R., 1983. The marginal pacific Marine Neogene of Chilean and Peruvian Andes: the modern micropaleontological framework. 15th Pacific Science Congress, Dunedin, N.Z., 1-11, Feb., 1983 (Invited paper, unpublished).
- MARTINEZ-PARDO, R., 1986. Eventos geocinmáticos de los Andes Centro-Meridionales durante el Neógeno: antecedentes biocronoestratigráficos para su correlación y calibración cronológica. Informe Final Proyecto Científico FONDECYT N°1255-83, p. 1-57.
- MARTINEZ-PARDO, R., 1988. Major Neogene Events of South-Eastern Pacific The Chilean and Peruvian record. 4th. Int. Congress on Pacific Neogene Stratigraphy, Berkeley, July, 29-31 (in press).
- MARTINEZ-PARDO, R., & AREVALO, A., 1984. Bio-cronoplanos del Paleógeno de Chile Central: Nuevos antecedentes para la geohistoria del pacífico sur-oriental. Informe Final Proyecto Científico CONICYT N°751-82, p. 1-48.
- MARTY, R.; DUNBER, R.; ARTIN, J. & BAKER, P., 1988. Late eocene diatomite from the peruvian coastal desert: coastal upwelling in the eastern pacific circulation before the terminal Eocene event. Pisco Basin Guidebook, Chapter 4, p. 63.
- MILDENHALL, D.C., 1980. New Zealand late Cretaceous and Cenozoic plant biogeography: a contribution. Palaeog., Palaeoc., vol. 31. N° 2-4, p. 197-233.
- MORTINER, C. & SARIC, N., 1975. Cenozoic studies in northernmost Chile. Geolgishe Rundschau, vol. 64, N°2, p. 395-420.
- MUNIZAGA, F. & VICENTE, J., 1982. Acerca de la zonación plutónica y del volcanismo miocénico en los Andes de Aconcagua, (Lat. 32°-33°S): Datos radiométricos K-Ar. Rev. Geol. de Chile, N°16, p. 3-21.
- MUÑOZ CRISTI, J., 1956. Chile in: Jenks, W. (Ed.), Handbook of South American Geology. Geol. Soc. Am., Mem. 65, p. 187-214.
- NASI, C. & THIELE, R., 1982. Estratigrafía del Jurásico y Cretácico de la Cordillera de la Costa al sur del río Maipo, entre Melipilla y Laguna de Aculeo (Chile Central). Rev. Geol. de Chile N° 16, p. 81-99.
- PADILLA, H., 1981. Contribución a la Geología y Petrología de las rocas volcánicas e intrusivas de los Andes Chilenos entre las latitudes 32°45' y 33° Sur. Memoria de Título, Depto. de Geología, U. de Chile.
- PALMER, C.P., 1975. A new Jurassic Scaphopod from the oxford clay of Buckinghamshire. Paleontology, vol. 18, part 2. pp. 377-383.

- PALMER, C.P., 1979. Scaphopoda. In: Fairbridge, R.W. y Jablonski, D. (Eds.). The encyclopedia of paleontology, Enc. Earth Sc. Series, vol. VII p. 738-743.
- PASKOFF, R., 1970. Recherches Geomorfologiques dans le Chili Semiárido. R. Paskoff (Ed.), Bordeaux, France, p. 1-413.
- PETRIELLA, B., 1972. Estudio de maderas petrificadas del Terciario Superior del área central de Chubut (Cerro Bororo). Rev. del Museo de La Plata, Tomo VI, Paleontología, N°41.
- PETRIELLA, B. & ARCHANGELSKY, S., 1975. Vegetación y ambiente en el Paleoceno de Chubut. Actas I Congr. Arg. Paleont. y Bioestr., U. Nac. de Tucumán, Argentina, Tomo II, p. 257-270.
- PIRACES, R. & MAKSAEV, V., 1977. Geología de la Hoja Quillota, IV y V Región (Inédito). Inst. Inv. Geológicas, Santiago, 135 p.
- PROSHKINA-LAVRENKO, A.I., 1960. K evolyutsii diatomovykh vodorosley (On the evolution of diatoms). Byulleten Moskoba Obshchi Ispytan Prirodo, Otdel Biologicheskich, vol. 5, N°5, p. 52-62.
- QUATTROCCHIO, M., 1978(80). Estudio palinológico preliminar de la Formación Lumbreira (Grupo Salta), localidad Pampa Grande, Provincia de Salta, República Argentina. Actas II Congr. Argentino de Paleontología y Bioestr. y I Congr. Latinoam. de Paleont., Tomo II, B. Aires, p. 131-150.
- RAMIREZ, C.F. & GARDEWEG, M., 1982. Hoja Toconao, Región de Antofagasta, Escala 1:250.000. Carta Geológica de Chile, N°54, Serv. Nac. Geol. y Min., Santiago.
- RINGUELET, R.A., 1962. Ecología acuática continental. Ed. Univ. de Buenos Aires, p. 1-137.
- RIVANO, S., SEPULVEDA, P., BORIC, R., HERVE, M. & PUIG, A., 1986. Antecedentes radiométricos para una edad cretácica inferior de la Formación Las Chilcas. Rev. Geol. de Chile, N°27, p. 27-32.
- ROMERO, E.J., 1968. *Palmaxylon patagonicum* n. sp. del Terciario Inferior de la Provincia de Chubut, Argentina. Ameghiniana Tomo V N° 10, Argentina.
- RUIZ, C., AGUIRRE, L., CORVALAN, 1965. Geología y Yacimientos metalíferos de Chile. Inst. Inv. Geol. 305 p. Santiago.
- SALFITY, J., MARQUILLAS, R., GARDEWEG, M., RAMIREZ, C. & DAVIDSON, J., 1985. Correlaciones en el Cretácico Superior del norte de Argentina y Chile. IV Congr. Geol. Chileno. Antofagasta, Chile, p. 1-654-1-667.
- SCHLAGINTWEIT, O., 1941. Correlación de las Calizas de Miraflores, en Bolivia con el Horizonte Calcáreo-dolomítico del norte Argentino. Notas del Museo La Plata, vol. 6, p. 33-354.
- STEINMANN, G., 1906. Die Entstehung der Kupfererzlagertafel von Corocoro und verwandter Vorkommenisse in Bolivia Rosenb. Festschr, Stuttgart, p. 335-376.
- STEINMANN, G., DEECKE, W. & MORICKE, W., 1895. Das Alter und die fauna der Quiriquina-Schichten in Chile. N. Jahrb. Min. Geol. Pal., 10:1-118.

- STEINMANN, G., H. HOEK & BISTRAM, A., 1904. Zur Geologie des sudoestl. Boliviens. Zbl. Min., 5, p. 1-4.
- TAPPAN, H.N., 1980. Diatoms. In: H.N. Tappan (Ed.), The Paleobiology of Plant Protists. W. H. Freeman and Company, San Francisco. p. 567-677.
- TAVERA, J., 1979. Noticia sobre la presencia de material rodado de tronco de Cycadeoidea en el área intermedia entre Las Chilcas y Montenegro, Prov. de Santiago. Rev. Comun. N°25, (Marzo), p. 11-15.
- TAVERA, J., 1980. Cretácico y Terciario de la localidad de Algarrobo. Santiago, p. 1-45.
- THIELE, R., 1980. Hoja Santiago. Carta Geológica de Chile N°39, I.I.G., Santiago.
- THOMAS, H., 1958. Geología de la Cordillera de la Costa, entre el Valle de La Ligua y la Cuesta de Barriga. Inst. Inv. Geol., Bol. N°2, 86 p., Santiago.
- TORRES, T. & GODOY, E., 1982. Hallazgo de *Palmaxylon chilensis* n. sp. del Cretácico Superior en Huechún, Región Metropolitana. III Congr. Geol. Chileno, Tomo 1, p. A302-A320.
- TURNER, J.C.M., 1960. Estratigrafía de la Sierra de Santa Victoria. Bol. Acad. Nac. Cienc., N°43, p. 5-54.
- TYNNI, R., 1986. Observations of diatoms on the coast of the State of Washington. Geologian tutkimuskeskus, Tulkimus raportii 75, 25 p.
- ULIANA, M.A. & DELLAPE, D.A., 1981. Estratigrafía y Evolución paleoambiental de la sucesión Maastrichtiano-Eoterciaria del Engolfamiento Neuquino (Patagonia Septentrional). Actas Octavo Congreso Geológico Argentino, T. III, p. 673-711.
- VERGARA, M. & DRAKE, R., 1979. Edades K/Ar en secuencias volcánicas continentales postneocomianas de Chile Central: su depositación en cuencas intermontanas restringidas. Asoc. Geol. Arg. Rev., XXXIV (1), 42-52.
- VICENTE, J.C., 1972. Aperçu sur l'organisation et evolution des Andes Argentino-Chilienne Central au parallèle de l'Aconcagua. 24th. Int. Geol. Congr. 3: 423-436. Montreal.
- VILELA, C.R., 1976. Calcáreo dolomítico (Horizonte). En: Léxico Estratigráfico de la República Argentina. Pub. especial. Primera parte A-Ch, Serv. Geol. Nac., B. Aires, p. 102-104.
- VITERI, E., 1970. Estudio geológico de la región de los cerros Negro y Portales, Prov. de Aconcagua. Memoria. Depto. de Geología, U. de Chile., 430 p.
- WENZEL, O., 1957. Purilactis (Formación porfirítica de...) Lexique Strat. International, Amérique Latine, Fasc. 7, p. 291.
- WETZEL, W.W. 1927. Beiträge zur Erdgeschichte der mittleren Atacama. Neues Jahrbuch, Festband, Beilage-Band, LVIII, p. 505-578.

WORNARDT, W.W., 1972. Stratigraphic distribution of diatom genera in marine sediments in western north america. *Palaeog., Palaeoc, Palaeoc.*, vol. 12, N° 172, p. 40-74.

YRIGOYEN, M.R., 1979. Cordillera principal. In: *Geologia Regional Argentina*, V. 1, p. 651-694, Acad. Nac. de Ciencias Cordoba, Argentina.

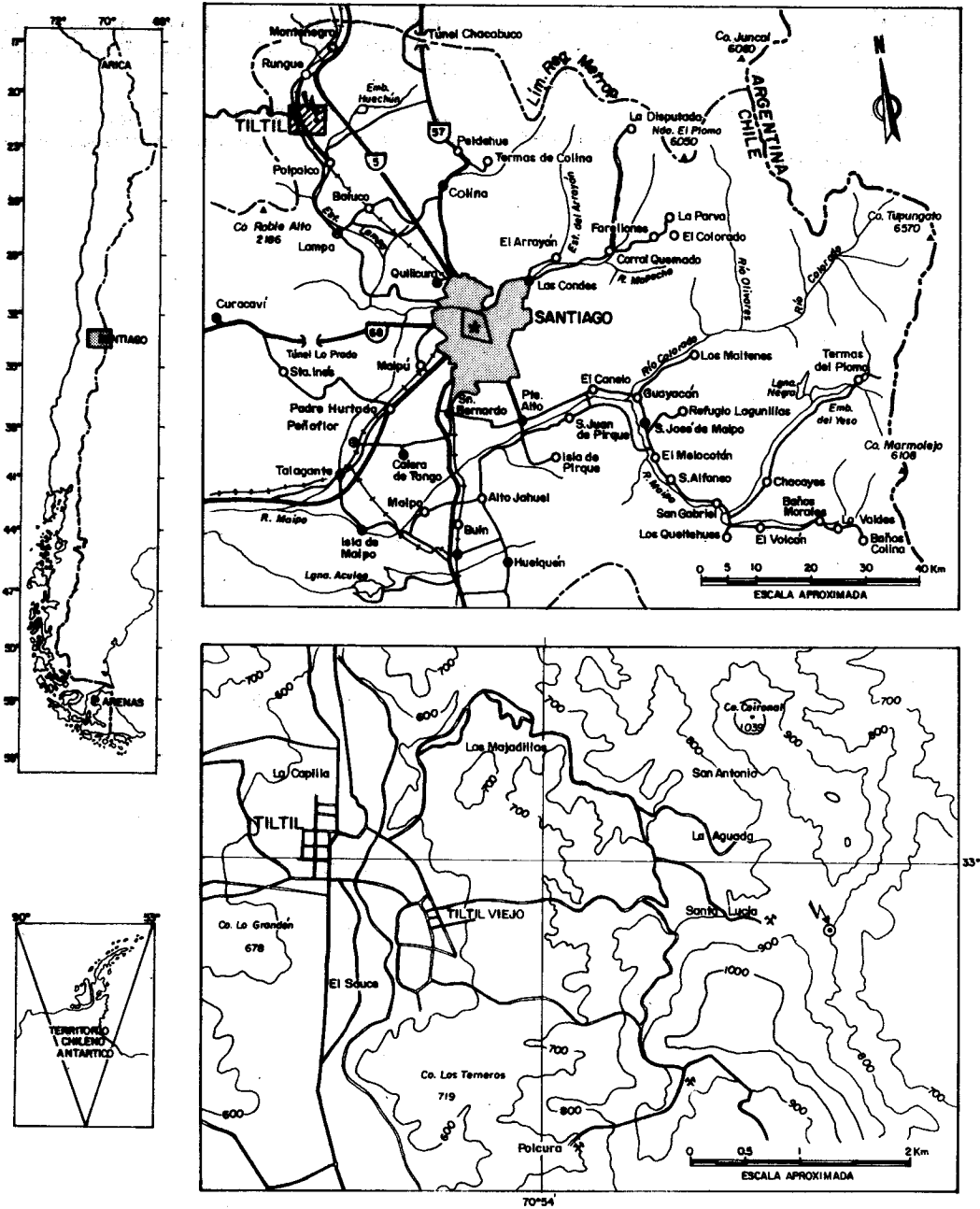
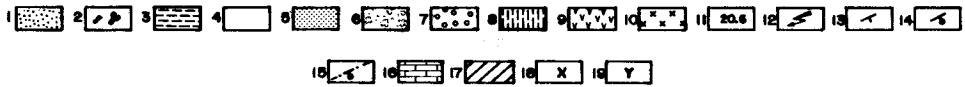
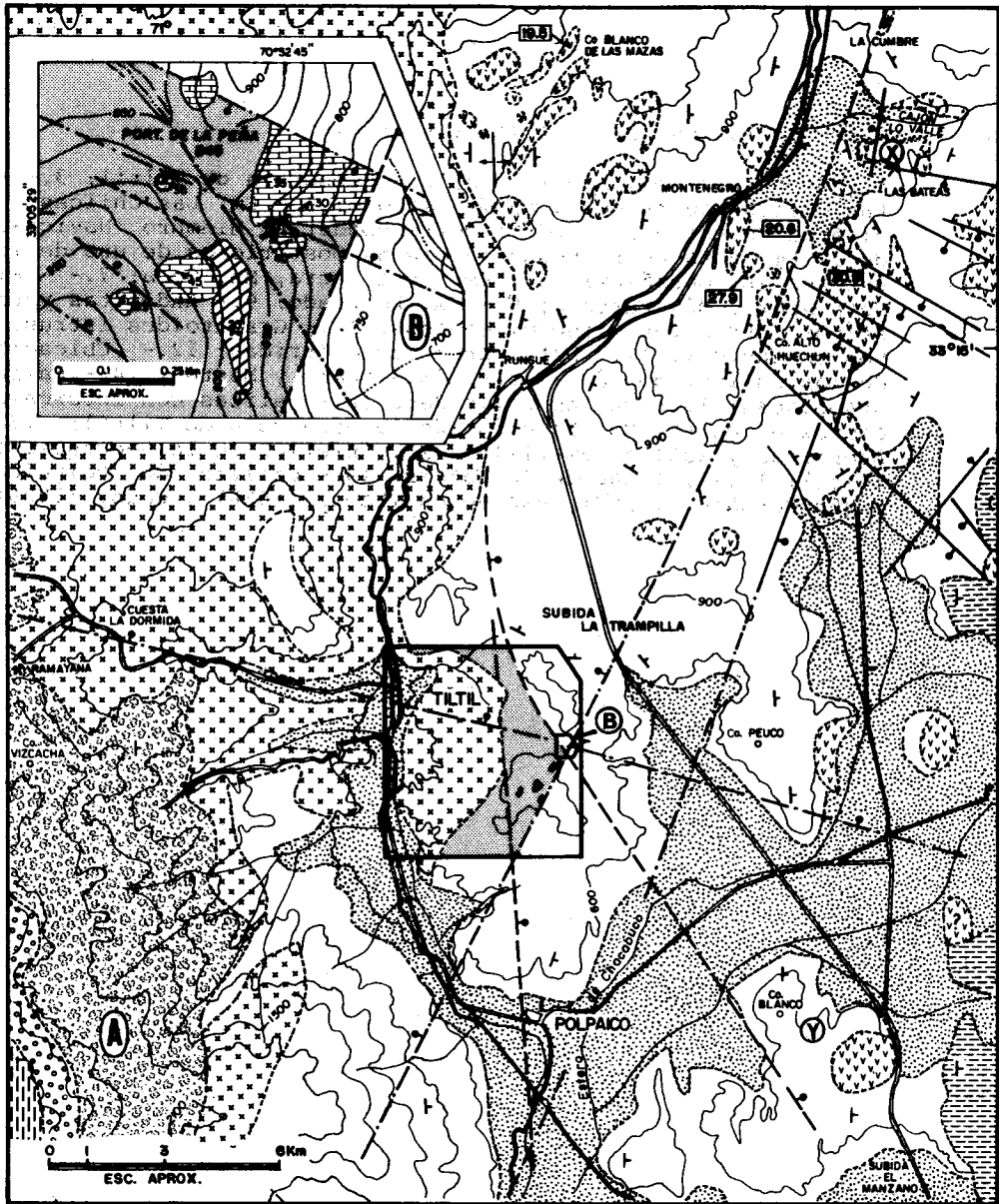


Fig.1: Mapa de ubicación del área y de las calizas con *Sirella* de la Secuencia de Tiltit.

FIG. 2: Marco Geológico Regional (A) y Local (B).

1.- Depósitos no consolidados; 2.- Secuencia de Tilttil; 3.- Fm. Las Chilcas fuera del área de estudio; 5.- Fm. Las Chilcas en el área de estudio. Podría corresponder al Miembro Noviciado de la Fm. Veta Negra según las ideas posteriores de uno de los autores (E. González); 6.- Fm. Veta Negra, Mb. Ocoa; 7.- Fm. Veta Negra, Mb. Purehue; 8.- Fm. Lo Prado; 9.- Andesitas y basaltos intrusivos oligo-miocénicos; 10.- Granitoides intrusivos cretácicos; 11.- Dataciones radiométricas; 12.- Ubicación de las calizas con *Surirella*; 13.- Rumbo y Manteo; 14.- Fallas observadas; 15.- Fallas inferidas; 16.- calizas con intercalaciones de chert, Mb. Superior de la Secuencia de Tilttil; 17.- Areniscas y lutitas amarillas, Mb. Inferior de la Secuencia de Tilttil; 18.- Calizas de la Bateas; 19.- Calizas de Polpaico. Según González (1987), basado en Thomas (1958) y Godoy (1986).



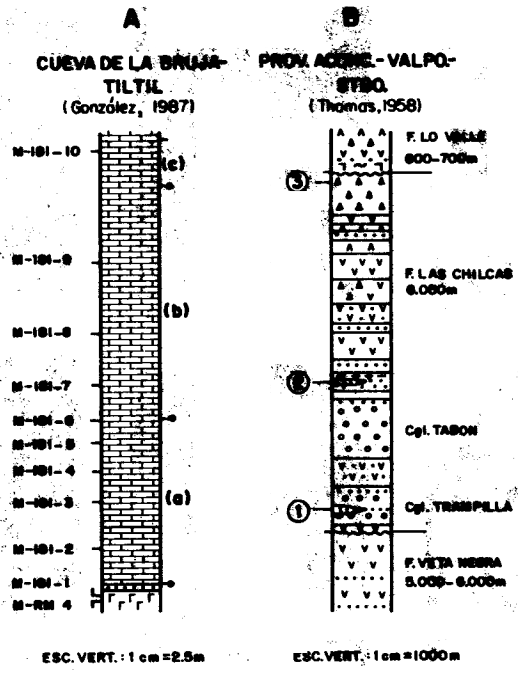
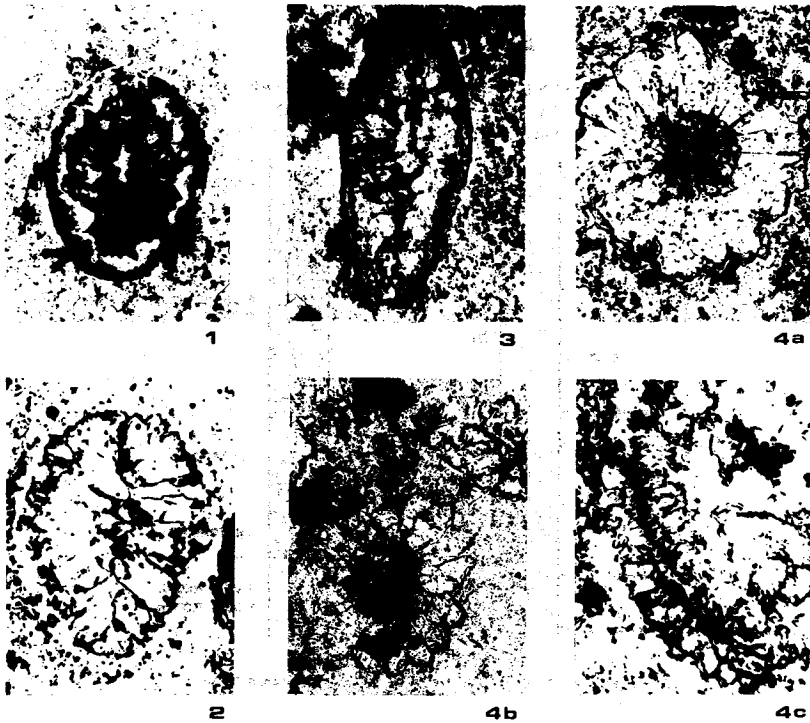


FIG. 3: Columnas estratigráficas:

A. Miembro Superior de la Secuencia de Tilttil (González, 1987). M: muestras; a-b y c: niveles principales de calizas (ver texto). B. Formación Las Chilcas (Thomas, 1958), modificada de Corvalán (1971). 1. Calizas de Polpaico; 2. Calizas de Las Bateas; 3. Posición tentativa del sistema de facies marinas y/o lagunares que incluye las Calizas de Polpaico y de Las Bateas según Corvalán y Vergara (1980).

LAMINA I



LAMINA 1

- 1-4. Diatomeas y peloides, microfotografías, corte delgado M-181 de la base de las calizas de la Cueva de la Bruja, Tiltit.
- 1-2. *Surirella* sp. A
1. Ejemplar con alteración diagenética del ópalo de los frústulos a cuarzo microcristalino (X 145).
 2. Idem (X 164).
3. *Surirella* sp. B
3. Ejemplar alterado (X 120).
- 4a, b, c. Peloides
- 4a. Forma aislada mostrando el núcleo central, con eventuales restos bacterianos, y la corona de cristales euhedrales de calcita (X 110).
 - 4b. Agregado (X 7,5)
 - 4c. Probable sección logitudinal (X 75)

SÉRIES GRANITÓIDES E TIPOLOGIA DE ZIRCÃO

Eberhard Wernick – DPM-UNESP, Rio Claro
Tamar Milca B. Galembek – DPM-UNESP, Rio Claro
Antonio Carlos Artur – DPM-UNESP, Rio Claro
Laerte Rigo Junior – C.G., UNESP, Rio Claro
Klaus Weber-Diefenback – IAAG, LMUM, RFA

ABSTRACT

Chemical and zircon typology data from different types of granites from the States of São Paulo (SP), Paraná (PR) and Minas Gerais (MG) are presented. The studied plutons and batholiths comprise the peraluminous crustal Nazaré Paulista granite (SP); the side by side Mairiporã and Cantareira granites (SP) with transitional features between crustal and shallow calc-alkaline granites; the calc-alkaline Tres Lagos granite and its associated tonalite/diorite dike swarm from Paralheiros (SP); the high temperature calc-alkaline Socorro granite (SP/MG), grading outward into charnockites; the subalkaline rapakivi Itú granite (SP), the anorogenic alkaline Graciosa granite (PR) and different intrusive charnockite suites from Ubatuba (SP), Socorro (SP/MG) and from the Guaxupé Massif (MG). The comparative data show the sensitiveness and accuracy of the zircon typology method, not only determining the granitoid serie to which a studied sample belong but also informing about its degree of evolution in the discriminated serie. The results show the utility of the zircon typology method as a tool for the approach of many petrographic, petrologic, tectonic, stratigraphic and prospecting problems.

INTRODUÇÃO

Com a introdução do conceito de séries granitóides e sua caracterização no diagrama QAP (Lameyre e Bowden, 1982) as classificações prévias, de caráter geralmente bimodais, baseado no conceito de Read (1957) de que "there are granites and granites" perderam grande parte de sua importância, caso das classificações tipo granito I e S (Chappel e White, 1974; White e Chappel, 1977), magnetita e titanita granitos (Ishihara, 1977, 1981), dos magnetita/titanita e ilmenita/monazita granitos (Ivanova e Butozova, 1968), dos granitos série I e II (Wang et al, 1984), dos leucogranitos e granodioritos (Didier e Lemeyre, 1969), dos granitos S, I, M e A (White, 1979) dos granitos Cs, Ci, Cm e M' (Didier et al., 1982), etc. A caracterização dos granitóides passou a ser cada vez mais complexa e importante principalmente pelos seguintes motivos:

- a constatação cada vez mais clara de que distintos granitóides estão associados a diferentes ambientes tectônicos e aos sucessivos estágios evolutivos destes. Tal fato levou Pitcher (1979, 1982, 1987) e Middlemost (1985) a classificar os granitos orogênicos em tipo pacífico, andino (ou cordilheirano), caledoniano e herciniano e os granitos anorogênicos em tipo barbaton, toleíticos, alcalinos normais e hipotássicos.
- a verificação de que os granitóides mudam gradualmente as suas características ao longo de zonas de subducção e que certas feições químicas, isotópicas e de mineralização dependem do substrato continental associado ao magmatismo granitóide (Bateman e Dodges, 1970; Armstrong et al., 1977; Hollister, 1978).
- o reconhecimento crescente da associação de recursos minerais específicos

cos com tipos particulares de granitóides (Ishihara, 1981; Sillitoe, 1972, 1976; Lameyre et al., 1982).

- a busca de um modelo genético para os diferentes tipos de granitóides que se coadune com as características geológicas, petrográficas, lito químicas, isotópicas e de mineralizações associadas bem como o tipo e estágio evolutivo do ambiente tectônico onde o considerado granitóide ocorra (White e Chappell, 1977; Compston e Chappel 1979, Wernick, 1984; Fyfe, 1987, Didier, 1987).

Estes problemas levaram ao desenvolvimento de novas técnicas de caracterização de granitóides, introduzindo ao lado de dados petrográficos e mineralógicos refinados e análises químicas, relações isotópicas ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$), terras raras, elementos traços e parâmetros geoquímicos cada vez mais elaborados.

Enquanto parte destes dados eram utilizados na comprovação da existência de variações composicionais dos granitóides ao longo de zonas de subducção (Moore, 1962, James et al., 1976, Wenner, 1980), outros eram empregados na elaboração de diagramas discriminantes para a caracterização de granitóides de diferentes ambientes tectônicos, caso de Pearce et al., (1984), baseado em elementos traços e Batchelor e Bowden, (1985), baseado nos parâmetros catiônicos R_1 e R_2 .

Visando contribuir nestas sucessivas tentativas e propostas de caracterização de séries granitóides, os autores mostram a aplicação do método tipológico de zircão (Pupin, 1980) na caracterização de séries granitóides distintas através do exame simultâneo de dados químicos e de tipologia de zircão em diferentes tipos de granitóides.

COMPLEXOS GRANITÓIDES ESTUDADOS E PROVENIÊNCIA DOS DADOS

No presente trabalho são comparados dados químicos e de tipologia de zircão dos granitos Nazaré Paulista (SP), Cantareira e Mairiporã (SP), do granito Três Lagos e diques de tonalitos/dioritos associados de Parelheiros (SP), dos complexos Socorro (SP/MG), Itú (SP) e Graciosa (PR), bem como dos charnockitos intrusivos de Ubatuba (SP), Socorro (SP/MG) e corpos equivalentes do Maciço de Guaxupé. Dados geológicos, petrográficos, químicos e de tipologia de zircão referentes a estes complexos são devidos principalmente aos seguintes autores: granito Nazaré Paulista (Campos Neto et al., 1984; Wernick et al., 1987); granito Cantareira e Mairiporã (Wernick et al., 1985); granito Socorro (Campos Neto et al., 1984; Wernick et al., 1984); granito Três Lagos e tonalitos/dioritos de Parelheiros (Coutinho, 1972; Wernick et al., 1985); granito Itu (Pascholati et al., 1987); granito Graciosa (Kaul et al., 1982; Kaul 1984, 1987); charnockitos de Ubatuba (Gasparini e Montovani, 1979; Wernick et al., 1987); charnockitos de Socorro (Wernick et al., 1984, 1987) e charnockitos intrusivos no Maciço de Guaxupé (Artur, 1988; Wernick et al., 1988). Somam-se a estes dados químicos e de tipologia inéditos para os granitos Itu e Graciosa.

O granito Nazaré Paulista é um granito peraluminoso crustal, parautóctone, associado aos metassedimentos anatexíticos aluminosos do Complexo Itapira. Sua composição varia de granodiorítica a microclina granítica e entre seus máficos ocorrem granada, cordierita, sillimanita, biotita e muscovita. Os Granitos Mairiporã e Cantareira, intrusões gêmeas no Grupo São Roque, são granitóides porfiróides bastante diferenciados, ricos em biotita ao lado de hornblenda e contendo tanto titanita quanto ilmenita, allanita e monazita e enclaves surmicáceos e microgranulares (Didier, 1987). Apresentam, pois, características intermedeárias entre granitos crustais e calco-alcalinos. Os granitos são ricos em boro o que resulta tanto na presença ocasional de turmalina nestas rochas quanto na produção de diques e intrusões residuais associadas (granito Perus) ricos em turmalina, minerais de lítio, urânio e ocasionalmente topázio (Hasui, 1963).

O granito Três Lagos é rocha porfiróide com feições predominantemente da série monzonítica. Típica é a sua associação com tonalitos/dioritos quer sob a forma de enclaves quer sob forma de diques que tanto cortam o granito Três Lagos quanto são intrusivos em seus arredores. O granito Socorro contém tanto fácies porfiróides quanto equigranulares. Localmente gradaciona para uma auréola externa charnockítica. Dados químicos detalhados de sua mineralogia e terras raras constam em

Wernick et al. (1984 a, b). Sua composição varia entre granitos monzoníticos e granitos calco-alcálicos potássicos. Típica é a riqueza em allanita em certas fácies equigranulares. O granito Itú caracteriza-se por sua feição subalcalina com fácies alcalinas, caráter geral aluminoso e textura rapakivi, presente localmente, de natureza wiborgítica. Principais máficos são biotita, hornblenda e Fe-hastingsita. O complexo compreende grande variedade litológica, desde dioritos até microclina granitos, equigranulares, porfiríticos e porfiróides. Notável é a presença de grande quantidade de diques sin intrusivos despedaçados. O granito Graciosa é um dos corpos intrusivos do Episódio Campo Alegre (Kaul, 1982) que compreende biotita (hornblenda) granitos, alaskitos, quartzo sienitos, sienitos alcalinos e granitóides alcalinos com anfibólitos e/ou piroxênios sódicos. O granito Graciosa pertence predominantemente ao primeiro, apresentando apenas subsidiariamente fácies alcalinas. O seu feldspato principal é um ortoclásio micropertítico, associado a quantidades menores de oligoclásio. Finalmente as diferentes suítes de rochas charnockitóides (Ubatuba, Socorro e intrusivas no Maciço Guaxupé) tem feições petrográficas e litoquímicas muito variadas e distintas (Wernick et al., 1984, 1987, 1988).

CARACTERIZAÇÃO QUÍMICA

A caracterização química dos granitos descritos é feita a través de numerosos diagramas elaborados a partir dos dados químicos disponíveis e retratados nas Figuras 2 a 12. Verifica-se que a distinção entre os granitos considerados nem sempre é possível tendo por base apenas 1 diagrama. Entretanto os diagramas AFM permitem a nítida distinção de vários dos complexos e demonstram a variabilidade das suítes charnockíticas. O diagrama $CaO:K_2O:Na_2O$ destaca a pobreza em sódio do granito Três Lagos e a semelhança entre o granito Socorro e algumas das intrusivas charnockíticas. O gráfico p.m. $Al_2O_3:CaO:(Na_2O+K_2O)$ destaca a presença de algumas fácies mais aluminosas no granito Socorro, compatível com seu caráter calco-alcálico potássico e o caráter aluminoso do granito Itú, dado pela presença dominante de biotita granitos, e a variabilidade das fácies do granito Graciosa.

Tais dados são confirmados nos gráficos p.m. $Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$ versus % SiO_2 e p.m. $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O) \times \% SiO_2$ que confirmam o caráter alcálico de certas faces do granito Itú e o caráter essencialmente meta-aluminoso do granito Graciosa. A posição do granito Nazaré Paulista neste gráfico é explicado pelas frequentes fácies granodioríticas a monzograníticas.

A relação K_2O versus SiO_2 é interessante ressaltando a correlação positiva nos granitos Socorro, Itú e nos charnockitos e negativa no granito Graciosa. Os valores médios normalizados de K_2O a 57% de SiO_2 aumentam consistentemente ao longo da sequência dos granitos Três Lagos, Socorro, Itú e Graciosa e são variáveis nas séries charnockíticas.

Quanto aos teores de Na_2O , no gráfico $Na_2O \times SiO_2$ eles são muito baixos para o Granito Três Lagos e tonalitos/dioritos associados, com valores médios em torno de 1%. Este sobe para 2,5% no Granito Nazaré Paulista, em torno de 3% nos granitos Cantareira/Mairiporã, Sorocaba e nas suítes charnockíticas e alcança em torno de 4% nos granitos Itú e Graciosa.

Quanto a relação $K_2O + Na_2O$ versus SiO_2 , observa-se valores médios em torno de 7% para os granitos Nazaré Paulista, Cantareira/Mairiporã, um pouco inferior ao do granito Socorro. O Granito Três Lagos e tonalitos/dioritos associados são pobres em alcalis que atingem teores médios entre 9 e 10% para os granitos Itú e Graciosa. Enquanto existe uma correlação positiva entre álcalis e sílica para o granito Socorro e para as rochas charnockíticas, ela é negativa para o granito Graciosa. Para o granito Itú os valores tendem a uma correlação positiva até os 66% SiO_2 que parece tornar-se negativa para valores de SiO_2 maiores. Nos granitos Nazaré Paulista, Cantareira/Mairiporã e Três Lagos os valores, apesar da flutuação, não sugerem correlações nítidas. Entretanto correlacionando-se a soma dos álcalis com Al_2O_3 verifica-se em todos os casos falta de nítida correlação, com exceção do granito Socorro o que explica o caráter peraluminoso de suas fácies residuais. Quanto a relação $K_2O/(K_2O + Na_2O)$ versus Al_2O_3 , verifica-se grande dispersão

dos valores no granito Nazaré Paulista, relação constante para os granitos Cantareira/Mairiporã, Itu e Graciosa e relação fracamente negativa para os granitos Socorro e para as intrusivas charnockíticas.

Finalmente no diagrama $R_1 \times R_2$ nota-se uma boa separação entre os diversos granitos considerados, com a ressalva para a dispersão das diferentes suites charnockíticas.

O MÉTODO TIPOLOGICO DO ZIRCÃO

O método tipológico do zircão (Pupin, 1980, 1985; Wernick, 1984 b, 1985, 1986; Wernick e Galembeck, 1985, 1986, 1987; Wernick e Rueda, 1987; Wernick et al., 1985 a, b, 1987 a, b) baseia-se no fato que o surgimento e desenvolvimento relativo das diferentes faces cristalográficas do zircão, mineral acessório comum em rochas granitóides e controlado pela temperatura, composição, conteúdo e natureza dos voláteis do magma a partir do qual cristaliza. A influência destes parâmetros é seletiva de tal modo que a temperatura controla o surgimento e desenvolvimento relativo das faces prismáticas (100) e (110) e a composição química, expressão de uma função da relação $Al_2O_3:Na_2O:K_2O:(Na_2+K_2O)$ controla o surgimento e desenvolvimento relativo das faces bipiramidais (101) e (211). Sob condições químicas extremas específicas ocorre o desenvolvimento de faces adicionais, caso da face (211) em meios peraluminosos e das faces (301) e (001) em meios peralcalinos. A fase volátil controla o intervalo de cristalização do zircão que é restrito em magmas anidros e amplo em magmas hidratados. Particularmente importante é a presença de CO_2 que controla o desenvolvimento de alguns poucos tipos morfológicos (principalmente os tipos S23 e S24) independentemente da composição química do magma. Através da combinação das diversas faces cristalográficas surgem 64 tipos fundamentais de formas de zircão de designação alfabética ou alfa-numérica que, ordenados em relação a ausência, presença e desenvolvimento relativo dos faces prismáticas e piramidais, constituem o quadro tipológico do zircão (Figura 13). Lançando-se neste quadro as tipologias médias de diferentes séries de granitóides obtém-se um diagrama discriminante de alta sensibilidade que permite não só vincular uma certa amostra estudada a uma determinada série granitóide mas também estabelecer o seu estágio no âmbito da evolução global da série (Figura 13). O limite inferior das 10 séries de granitóides discriminadas através do método tipológico do zircão determinam, em seu conjunto uma reta designada por Wernick e Galembeck (1987) de linha térmica limite inferior (LTLI) que mergulha a partir dos granitos crustais rumo aos granitos alcalinos, indicando condições térmicas genéticas cada vez mais profundas.

Tal fato coaduna-se com os valores médios em K_2O normalizados a 57% obtidos para os granitos Três Lagos, Socorro, Itú e Graciosa (Figura 5), de tal modo que a LTLI, pode ser tentativamente considerada como uma função da expressão de zonas de Benioff, já que em arcos magmáticos pericontinentais a sucessão do magmatismo granitóide observado é espacialmente a mesma sequência dos granitóides do quadro discriminante da Figura 13 a partir dos granitóides 4a (Pupin, 1985; Wernick e Galembeck, 1987; Wernick et al., 1987)

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Na Figura 13 estão representadas as tipologias médias das populações de zircão de algumas amostras dos complexos granitóides aqui enfocados. Os resultados evidenciam a perfeita separação das diferentes séries consideradas na base do método tipológico do zircão. Verifica-se igualmente que a dispersão dos resultados para cada série considerada, retrata o seu grau de diferenciação química apesar de não haver sido examinada sistematicamente em cada série a tipologia de zircão de seus termos mais e menos evoluídos. Já para as diversas suites de rochas charnockíticas estudadas, apesar de sua ampla variação química e mineralógica. As médias das populações estudadas concentram-se sistematicamente nos tipos morfológicos S23 e S24, evidenciando assim a influência da fase volátil rica em CO_2 no controle da morfologia dos cristais de zircão independentemente da composição química do magma.

CONCLUSÕES

A comparação entre dados químicos e tipologia de zircão de diferentes séries de granitoides revela que o método tipológico do zircão é uma ferramenta precisa e sensível na distinção de diferentes séries de granitoides e para a determinação do estágio evolutivo de cada amostra estudada no âmbito da série a que pertence.

Considerando-se ainda:

- que o zircão é um mineral resistente ao intemperismo o que permite o seu exame em rochas alteradas ou mesmo solos autóctonos;
- que a concentração do zircão pode ser feita mesmo através de técnicas rudimentares;
- que a caracterização da morfologia do zircão é rápida e que para cada amostra estudada deve ser examinada uma população da ordem de 100 grãos;
- que a tipologia de zircão permite a distinção entre termos granitoides evoluídos de diferentes séries, fato este de grande importância e econômica;
- que o instrumental necessário à aplicação do método tipológico do zircão é de baixo custo e fácil aquisição;
- que através do método tipológico são discriminadas 10 séries de granitoides.

Desta forma conclui-se que se trata de metodologia de grande utilidade não só na elaboração de mapas de zoneamento magmático regional mas também para trabalhos de prospecção em áreas tropicais. Por outro lado a grande sensibilidade do método o indicam como uma das ferramentas a serem empregadas no estudo de numerosos problemas petrológicos.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem o apoio da FINEP (Processo nº... 4.2.86.0422.00), FAPESP (Processos 83/0770-3; 85/2656-9, 85/2423-4; 87/3550-5) SVW (processo Az I/61898); CPE/UNESP (processo RUNESP nº 85/4749) e CNPq (processos nºs 30.0319/81 e 40.0513/82) para a realização do presente trabalho.

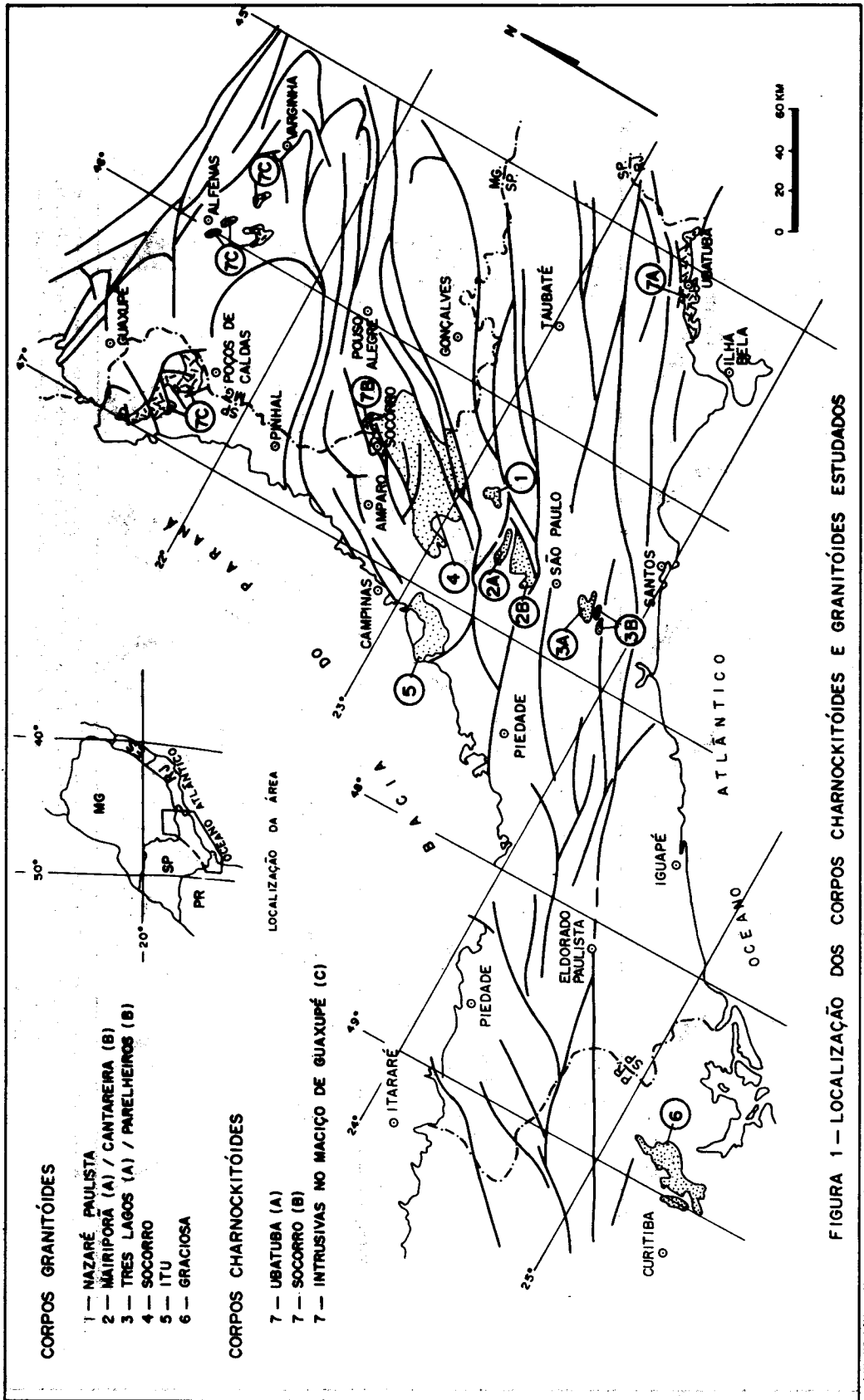
BIBLIOGRAFIA

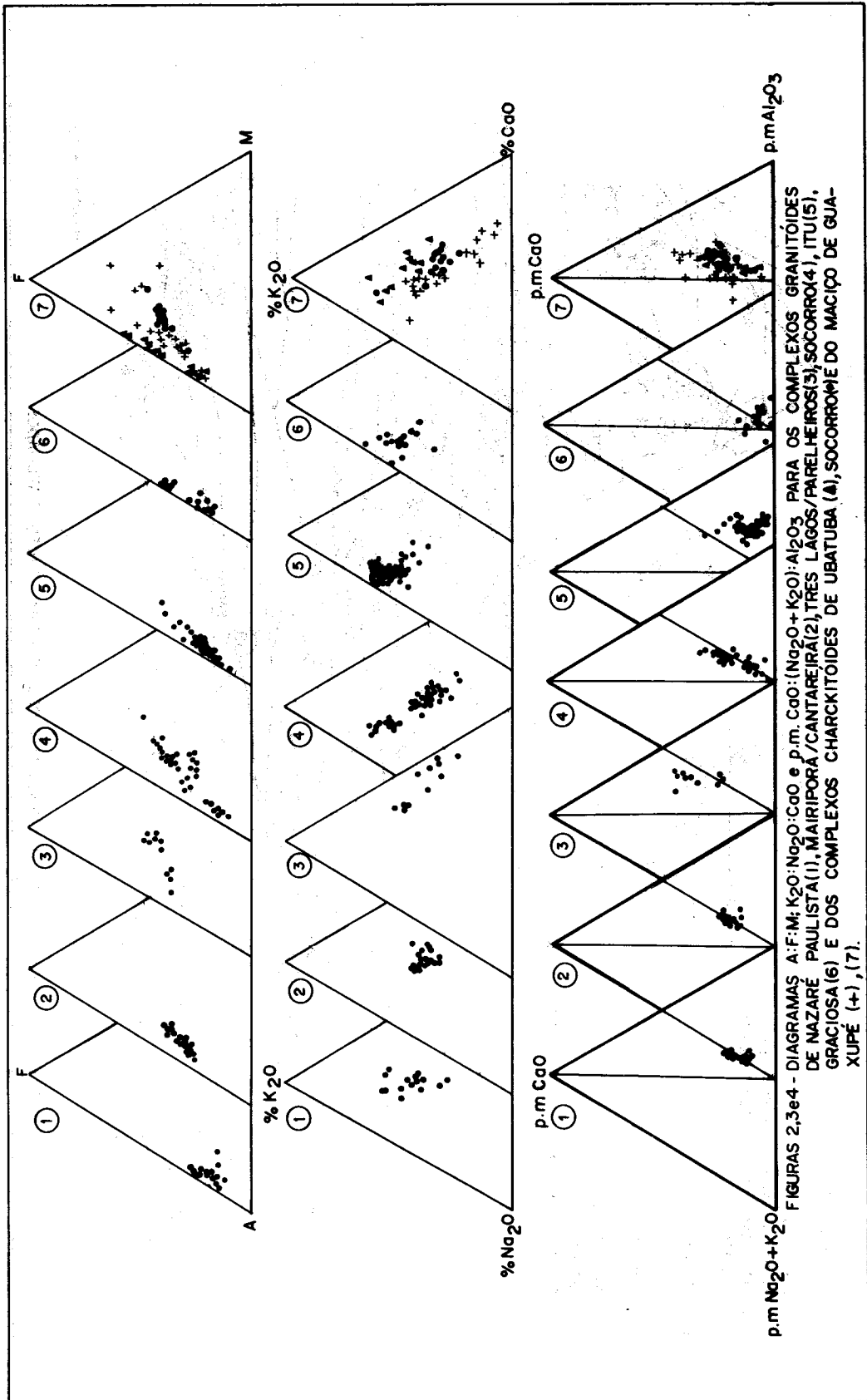
- ARMSTRONG, R.L.; TAUBENECK, W.H. e HALES, P.C. - 1977 - Rb-Sr and K-Ar geochronometry of Mesozoic granitic rocks and their Sr isotope composition. Oregon, Washington and Idaho. Geol.Soc.Am.Bull, 88:397-411.
- ARTUR, A.C. - 1988 - Evolução policíclica da infra-estrutura da porção sul de Minas Gerais e regiões adjacentes do Estado de São Paulo. Tese de doutoramento, Inst.Geoc., USP, 231 pp., São Paulo.
- BATCHELOR, R.A. e BOWDEN, P. - 1985 - Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. Chemical Geology, 48: 43 - 55.
- BATEMAN, P.C. e DODGE, F.C.W. - 1970 - Variation of major chemical constituent across the central Sierra Nevada Batholith. Geol.Soc.Am.Bull., 81: 409-420.
- CHAPPELL, B.W. e WHITE, A.J.R. - 1974 - Two contrasting granites types. Pacific Geology, 8: 173-174.
- COMPSTON, W. e CHAPPELL, B.W. - 1979 - Sr - isotope evolution of granitoid source rocks. In (McElhinny, M.M. ed.) The earths: its origin, structure and evolution, 377 - 426, Academic Press.
- COUTINHO, J.M.V. - 1972 - Petrologia do Pré-Cambriano em São Paulo e arredores. Bol. Inst.Geoc., USP, 3: 05-99.
- DIDIER, J. - 1987 - Contribution of enclaves studies to the understanding of origin and evolution of granitic magmas. Rundschau, 76 (1): 41-50

- DIDIER, J. e LAMEYRE, J. - 1969 - Les granites du Massif Central Francais: étude comparée des leucogranites e granodiorites. Contr. Mineral. Petrol., 24 : 219 - 238.
- DIDIER, J.; DUTHON, J.L. e LAMEYRE, J. - 1980 - Mantle and crustal granites: genetic classification of orogenic granites and the nature of their enclaves. 26 th In. Geol.Congr.Paris, 15 pp. inédito.
- FYFE, W.S. - 1987 - Granites and thermal structures in the lithosphere. Geol.Rundschau, 76 (1): 15 - 22.
- GASPARINI, P. & MANTOVANI, M.S.M. - 1979 - Geochemistry of charnockites from São Paulo State, Brazil. Earth Plan. Sci. Lett., 42: 311 - 320.
- HASUI, Y. - 1963 - Sobre os granitos turmaliníferos de Perus, São Paulo (SP), Bol.Soc.Bras.Geol. 12: 87 - 108.
- HOLLISTER, V.E. - 1974 - Regional characteristics of porphyry copper deposits of South America. Trans. SME - AIME, 256 : 15-53.
- ISHIHARA, S. - 1977 - The magnetite and ilmenite series granitic rocks Mining Geology (Japan), 27 :293 - 305.
- ISHIHARA, S. - 1981 - The granitoid series and mineralization. Ec.Geology, 75th An. Vol., 458 - 484.
- IVANOVA, G.E. e BUTUZOVA, Ye G. - 1968 - Distribution of tungsten, tin and molybdenum in the granites of eastern Transbaykalia. Geochim.Int. 5: 672 - 583.
- JAMES, DE; BOOKS, C. e CRYUBAMBA, A. - 1976 - Andean Cenozoic volcanism magma genesis in the light of strontium isotopic composition and trace element geochemistry. Geol.Soc.Am. Bull, 87: 592 - 600.
- KAUL, P.T.F. - 1984 - Significado dos granitos anorogênicos da suite intrusiva Serra do Mar na evolução da crosta do Sul-Sudeste do Brasil, no âmbito das Folhas SG-22 Curitiba e SG-23 Iguape, An. XXXIII Congr. Bras.Geol., 3: 2815 - 2825, Rio de Janeiro.
- KAUL, P.F.T. - 1987 - The granites and granitoids of the alkaline silica-oversaturated magmatic province, Southern Brazil. Int.Symp.Gran. Ass.Min., 81-88, Salvador.
- KAUL, P.F.T.; COUTINHO, J.B.L. e ISSLER, R.S. - 1982 - O episódio Campo Alegre, An. XXXII Congr.Bras.Geol., 1: 47-54, Salvador.
- LAMEYRE, J. e BOWDEN, P. - 1982 - Plutonic rock types series: Discrimination of various granitoide series and related rocks. J.Volc. Geoth. Res., 14: 169 - 186
- LAMEYRE, J.; BLACK, R.; BONIN, B.; BOWDEN, P. e GIRET, A. - 1982 - The granitic terms of converging plutonic types series and associated mineralizations. Symp. Geol.Granites et leurs Relat. Metallog., Nankin, Inédito.
- MIDDLEMOST, E.A.K. - 1985 - Magmas and magmatic rocks. Longman, London, 266 pag., 1^a. ed.
- PASCHOALATI, E.M.; VLACH, S.R.F. e Amaral, G. - 1987 - Contribuição ao conhecimento da Suite Intrusiva Itu. Atas 6^a. Simp.Reg.Geol. (SBG-Núcleo de São Paulo), no prelo, Rio Claro.
- PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W. e TINDLE, A.G. - 1984 - Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. J. Petrol., 25 (4): 956 - 983
- PITCHER, W.S. - 1979 - The nature, ascent and emplacement of granitic magma. J.Geol. Soc. London, 136 (6): 627 - 662.
- PITCHER, W.S. - 1982 - Granite type and tectonic environment. In (Hsu, K.J., ed.) Mountain Building Processes, 19-40. Academic Press.
- PITCHER, W.S. - 1987 - Granites and yet more granites forty years on. Geol. Rundschau, 76 (1): 51 - 80
- PUPIN, J.P. - 1980 - Zircon and granite petrology. Contrib.Mineral. Petrol. 73: 207 - 220.

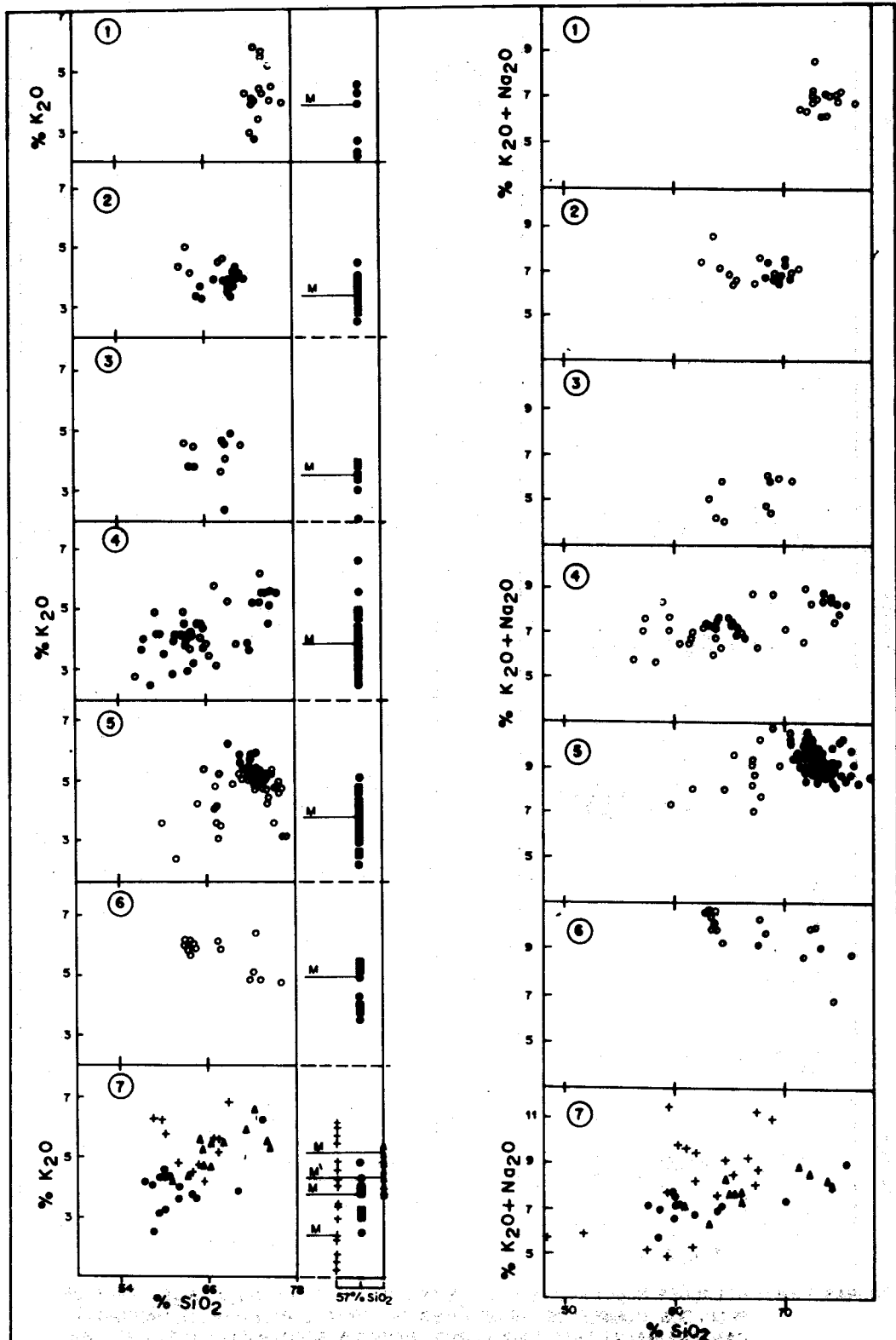
- PUPIN, J.P. - 1985 - Magmatic zoning of hercynian granitoids in France based on zircon typology. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, 65, 29-56.
- READ, H.H. - 1957 - The granite controversy. Ed.M.Murley, 430 pp.
- SILLITOE, R.N. - 1972 - Relation of metal provinces in western America to subduction of oceanic lithosphere. *Geol.Soc.Am.Bull.*, 83: 813-818
- SILLITOE, R.N. - 1976 - Andean mineralization : a model for the metallogeny of convergent plate margins. *Spec. Pap.Geol.Ass. Canada*, 14: 59 - 100
- WANG, L.; ZHU, W. e ZHANG, S. - 1984 - The evolution of two petrogenesis mineralization series of granites in Southern China. *Geochemistry*, 3 (1): 1 - 13.
- WENNER, D.B. - 1981 - Oxygen isotopic composition of the late orogenic granites in the Southern Piedmont of the late orogenic granites in the Southern Piedmont of the Appalachian Mountains, USA, and their relationship to the subcrustal structures and lithologies. *Earth Planet. Sci. Let.*, 54: 186 - 199.
- WERNICK, E. - 1984 a - Caracterização genética de alguns granitoides Brasileiros do Estado de São Paulo e Minas Gerais e implicações geotectônicas preliminares. *An. do XXXIII Congr.Bras.Geol.* 6: 2902-2918, Rio de Janeiro.
- WERNICK, E. - 1984 b - Granitos calco-alcálicos: características e tentativa de um modelo genético e evolutivo. *An. XXXIII Congr.Bras.Geol.* 6: 2738 - 2756, Rio de Janeiro.
- WERNICK, E. - 1985 - Zirconita, um mineral acessório de importância na prospecção de granitoides. *Atas 5ª Simp.Reg.Geol. (SBG - Núcleo de São Paulo)*, 2: 397 - 410, São Paulo.
- WERNICK, E. - 1986 - Zircão, um importante mineral para a caracterização de rochas granitoides e elaboração de mapas de zoneamento magmático. *An. XXXIV Congr.Bras.Geol.*, 3: 13532 - 1386, Goiânia
- WERNICK, E. & GALEMBECK, T.M.B. - 1985 - Contribuição à Caracterização de Granitoides do Estado de São Paulo através do Mineral Acessório Zirconita. *Atas 5ª Simp.Reg.Geol. (SBG - Núcleo de São Paulo)*, 1:119-132, São Paulo.
- WERNICK, E. e GALEMBECK, T.M.B. - 1986 - Caracterização do Plutonismo Granítico do Estado de São Paulo através do mineral da tipologia do Zircão. *An. XXXIV Congr.Bras.Geol.*, 3: 1369 - 1382, Goiânia
- WERNICK, E. e GALEMBECK, T.M.B. - 1987 - Evolução geotectônica durante o Proterozóico Superior no Estado de São Paulo: uma contribuição através da análise do magmatismo granítico. *Atas 6ª Simp.Reg.Geol. (SBG - Núcleo São Paulo)*, no prelo, Rio Claro
- WERNICK, E. e RUEDA, J.R.G. - 1987 - Alguns granitoides subalcalinos/alcalinos do Estado de São Paulo: dados de tipologia de zircão e uma interpretação preliminar. *Atas 6ª Simp.Reg.Geol. (SBG - Núcleo São Paulo)*, no prelo, Rio Claro.
- WERNICK, E.; WEBER-DIEFENBACH, K. e CORREIA, P.R. - 1987 - O granitóide Nazaré Paulista: dados petrográficos, químicos e de tipologia de zircão. *Atas 6ª Simp.Reg.Geol. (SBG - Núcleo São Paulo)*, no prelo, Rio Claro.
- WERNICK, E.; WEBER-DIEFENBACH, e SOAVE, L.A. - 1985 - Dados químicos e tipologia de zircão em granitos (Três Lagos e Guacuri) e tonalitos (Parrelheiros) dos arredores de São Paulo: uma interpretação preliminar. *Atas 5ª Simp.Reg.Geol. (SBG - Núcleo de São Paulo)*, 1 - 35-48, São Paulo.
- WERNICK, E.; ARTUR, A.C.; VASCONCELOS, J.P.B.B. de e WEBER-DIEFENBACH, K. 1988 - Complexos charnockitoides de Ubatuba (SP), Socorro (SP/MG) e do Maciço de Guaxupé (MG): dados litoquímicos, isotópicos e de tipologia de zircão. *An. XXXV Congr.Bras. Geol.*, no prelo, Belém.
- WERNICK, E.; DIDIER, J.; ARTUR, A.C. e HÖRMANN, P.K. - 1984 a - Caracterização da zona marginal charnockítica do complexo Socorro nos arredores

- res da cidade homônima, SP/MG. An. XXXIII Congr.Bras.Geol., 6: 2919-2934. Rio de Janeiro.
- WERNICK, E.; HÖRMANN, P.K.; ARTUR, A.C. e EULERT, H.F. - 1984 b - Aspectos petrológicos do complexo granítico Socorro (SP/MG): dados analíticos e discussão preliminar. Rev.Bras.Geoc., 14 (1): 23 - 29.
- WERNICK, E.; PUPIN, J.P.G.; WEBER-DIEFENBACH, K. and FERREIRA, C.J.-1987 Regional magmatic zoning of granitoids in the Dom Feliciano Belt, Late Precambrian of Southern Brazil: litho geochemistry and zircon typology data. Int. Symp.Gran.Ass.Min., 75 - 87, Salvador.
- WERNICK, E.; WEBER-DIEFENBACH, K.; CORREIA, L.A. e CERQUEIRA, C. - 1985 Os granitos Mairiporã, Cantareira e Perus, arredores de São Paulo: dados químicos, tipologia do zircão e uma interpretação preliminar. Atas 5º Simp.Reg.Geol. (SBG - Núcleo de São Paulo), 1: 3 - 18, São Paulo.
- WERNICK, E.; WEBER-DIEFENBACH, K. TASSO, P.T. e OLIVEIRA, W.J.de 1987. Charnockitos de Ubatuba (SP) e Socorro (SP/MG): dados petrográficos, químicos, de tipologia de zircão e implicações genéticas. Atas 6º Simp. Reg.Geol. (SBG - Núcleo de São Paulo), no prelo, Rio Claro.
- WHITE, A.J.R. - 1979 - Sources of granitic magmas. Abstr.Geol.Soc.Am.An. Gen.Meeting, pp. 539.
- WHITE, A.J.R. e CHAPPELL, B.W. - 1977 - Ultrametamorphism and granitoid genesis. Tectonophysics, 43 : 07 - 22.

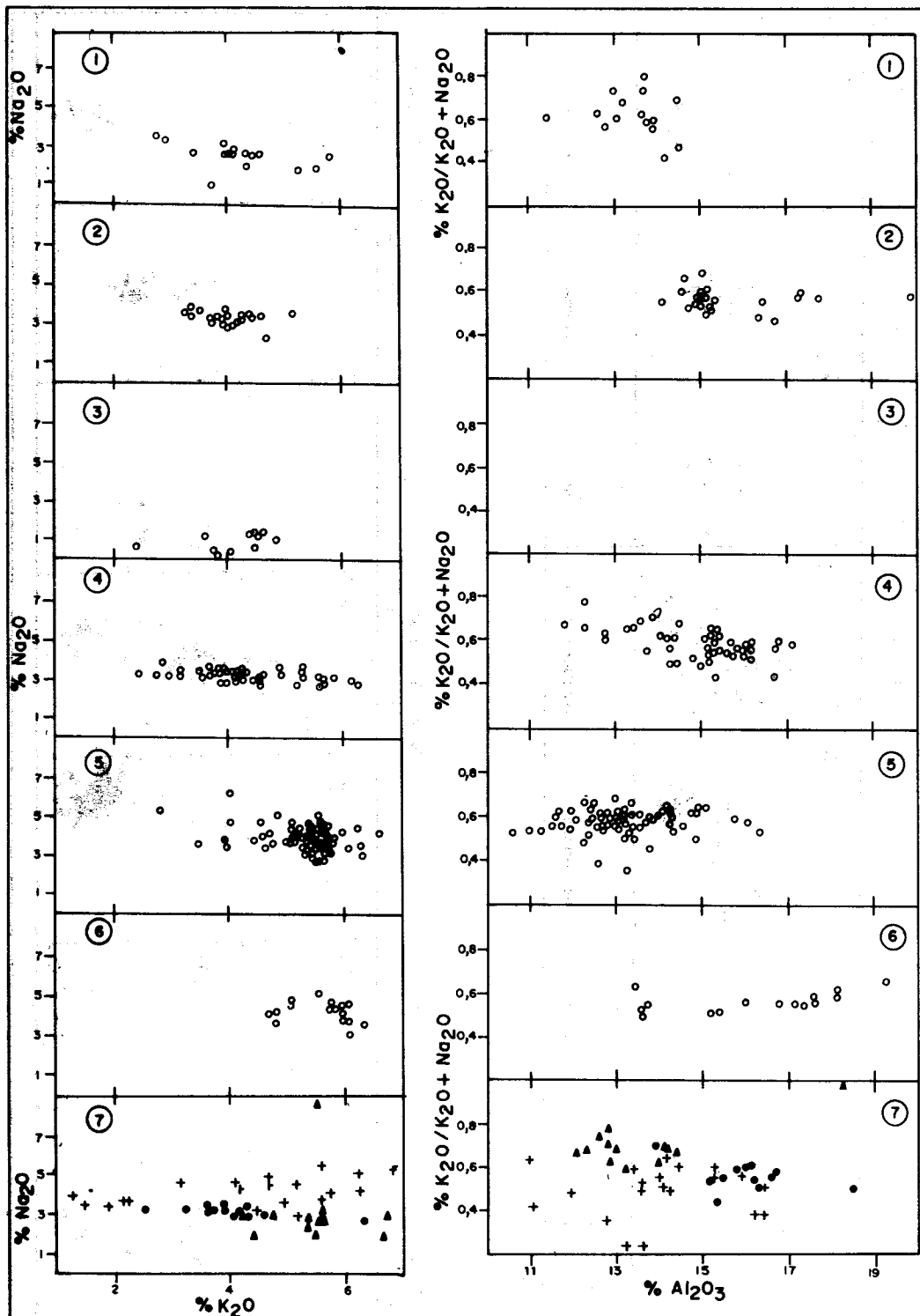




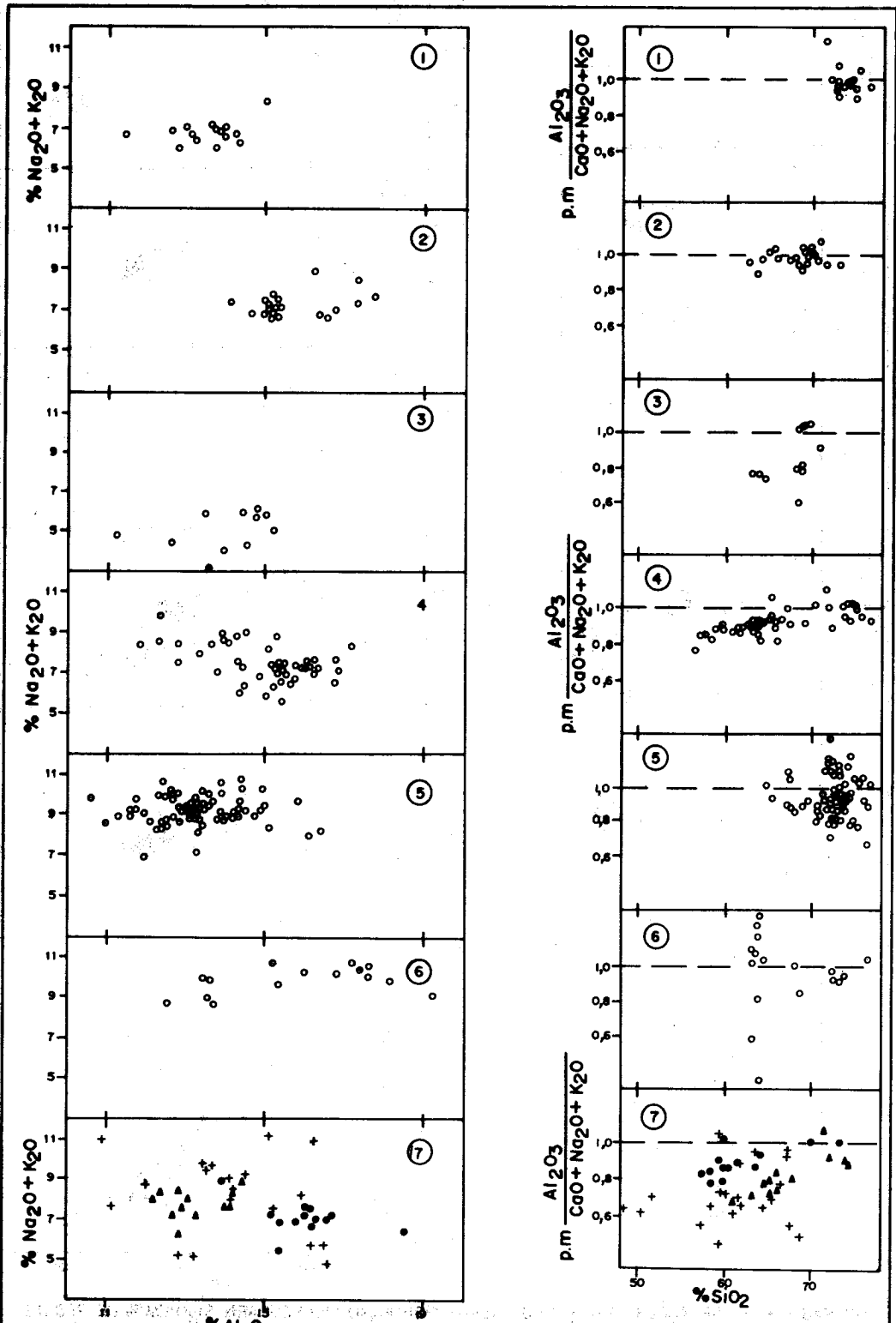
FIGURAS 2,3e4 - DIAGRAMAS A:F:M: K_2O : Na_2O : CaO e p.m. CaO : $(Na_2O + K_2O)$: Al_2O_3 PARA OS COMPLEXOS GRANITOIDES DE NAZARÉ PAULISTA(1), MAIRIPORÁ/CANTAREIRA(2), TRES LAGOS/PARELHEROS(3), SOCORRO(4), ITU(5), GRACIOSA(6) E DOS COMPLEXOS CHARCKITOIDES DE UBATUBA (▲), SOCORROME DO MACIÇO DE GUA- XUPÉ (+), (7).



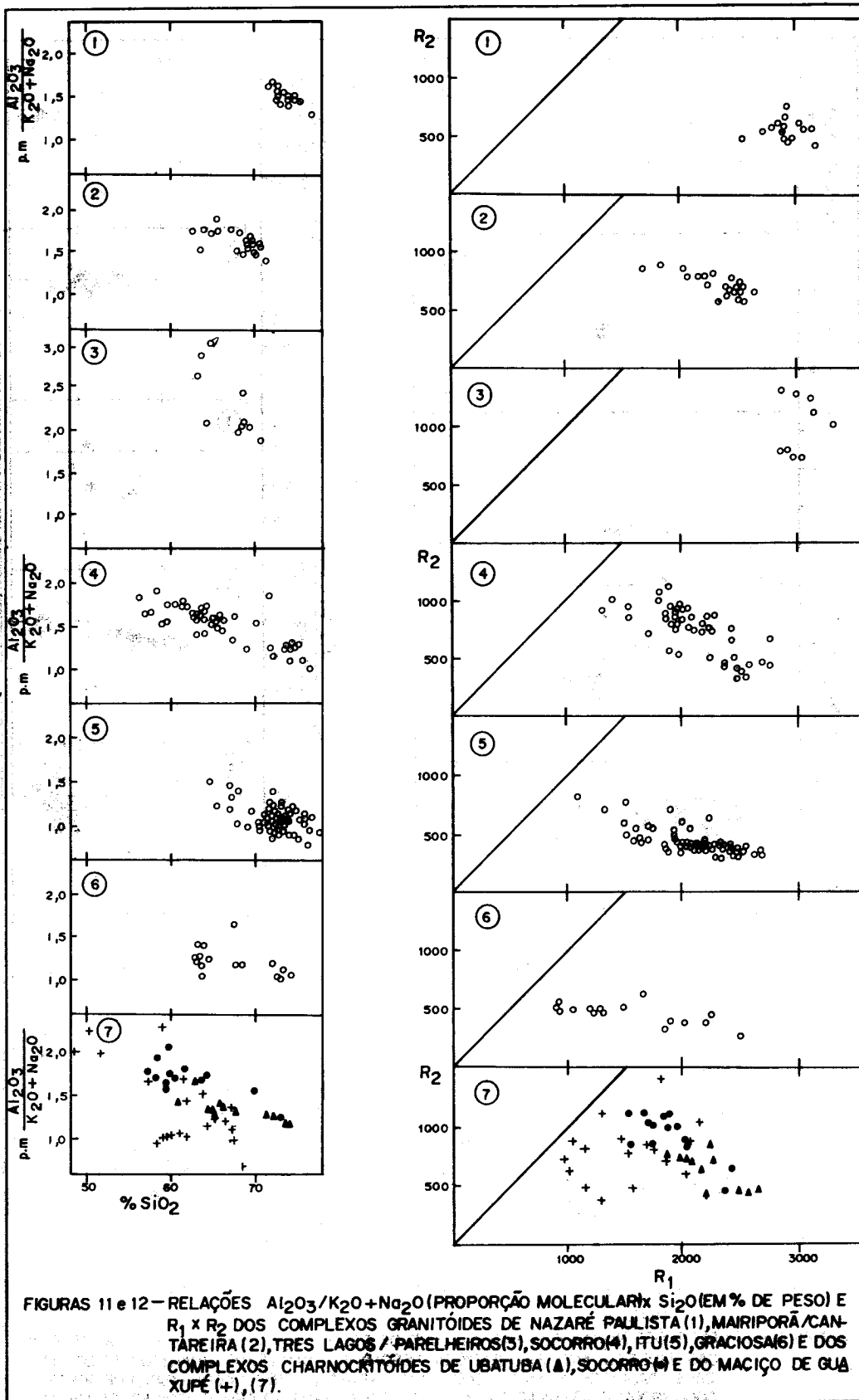
FIGURAS 5 e 6 - RELAÇÕES $K_2O \times SiO_2$ (EM % DE PESO), TEORES DE K_2O NORMALIZADO PARA 57% DE SiO_2 E $(Na_2O + K_2O) \times SiO_2$ (EM % DE PESO) DOS COMPLEXOS GRANITÓIDES DE NAZARÉ PAULISTA (1), MAIRIPORÁ/CANTAREIRA (2), TRÊS LAGOS/PARELHEIROS (3), SOCORRO (4), ITU (5), GRACIOSA (6), E DOS COMPLEXOS CHARNOCKITÓIDES DE UBATUBA (Δ), SOCORRO (), E DO MACIÇO DE GUAXUPÉ (+), (7).



FIGURAS 7 e 8 - RELAÇÕES $\text{Na}_2\text{O} \times \text{K}_2\text{O}$ (EM % DE PESO) E $\text{K}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} \times \text{Al}_2\text{O}_3$ (EM % DE PESO) DOS COMPLEXOS GRANÍTÓIDES DE NAZARÉ PAULISTA (1), MAIRIPORÃ/CANTAREIRA (2), TRÊS LAGOS/PARLHEIROS (3), SOCORRO (4), ITU (5), GRACIOSA (6) E DOS COMPLEXOS CHANÓCKITOIDES DE UBATUBA (Δ), SOCORRO (◻) E DO MACIÇO DE GUAXUPÉ (+), (7).



FIGURAS 9 e 10. RELAÇÕES $(Na_2O + K_2O) \times Al_2O_3$ (EM % DE PESO) E $Al_2O_3 / CaO + Na_2O + K_2O$ (PROPORÇÃO MOLECULAR) X SiO_2 (EM % DE PESO) DOS COMPLEXOS GRANÍTÓIDES DE NAZARÉ PAULISTA (1), MAIRIPORÁ/CANTAREIRA (2), TRÊS LAGOS/PARELHEIROS (3), SOCORRO (4), ITUI (5), GRACIOSA (6) E DOS COMPLEXOS CHARNOCKÍTÓIDES DE UBATUBA (Δ), SOCORRO (\circ) E DO MACIÇO DE GUAXUPE (+), (7).



FIGURAS 11 e 12 - RELAÇÕES Al_2O_3/K_2O+Na_2O (PROPORÇÃO MOLECULAR) x SiO_2 (EM % DE PESO) E $R_1 \times R_2$ DOS COMPLEXOS GRANITÓIDES DE NAZARÉ PAULISTA (1), MAIRIPORÃ/CANTAREIRA (2), TRÊS LAGOS / PARELHEIROS (3), SOCORRO (4), ITU (5), GRACIOSA (6) E DOS COMPLEXOS CHARNOCKITÓIDES DE UBATUBA (△), SOCORRO (+) E DO MACIÇO DE GUAXUPÉ (+), (7).

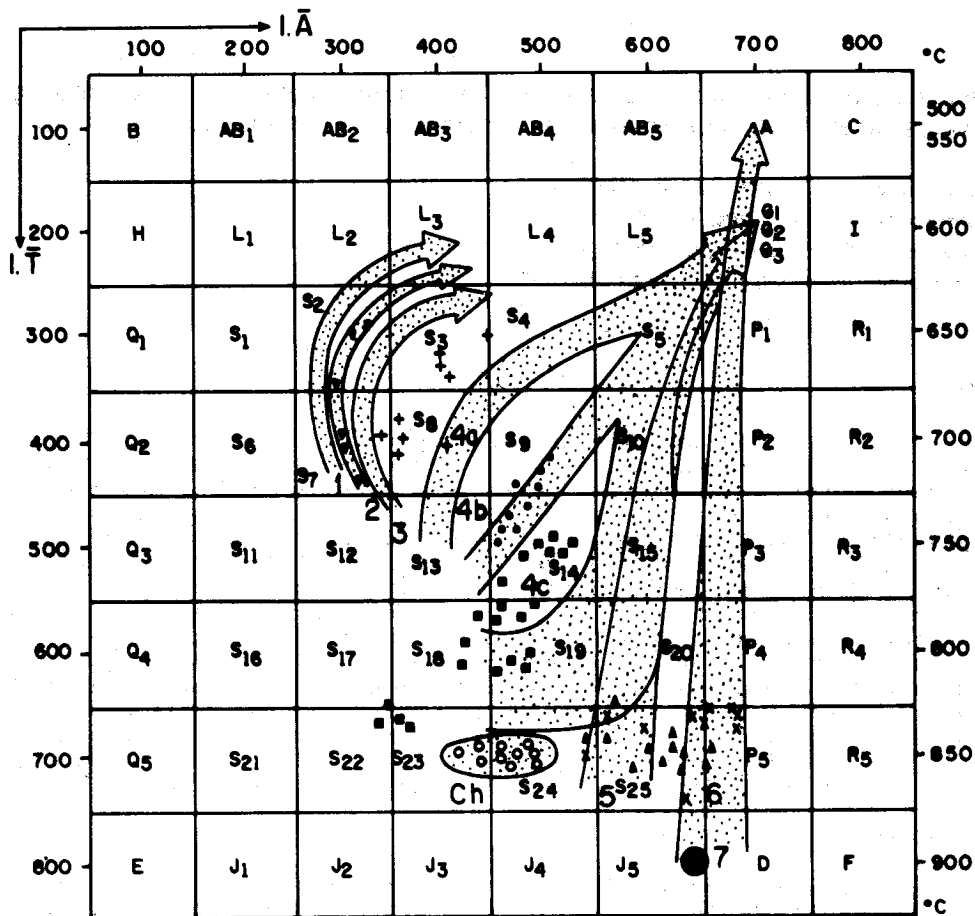


FIGURA 13 - TIPOS DE ZIRCÃO CARACTERÍSTICOS PARA AS DIFERENTES SÉRIES DE GRANITÓIDES. 1, 2 E 3 = GRANITOS CRUSTAIS; 4 = GRANITOS CALCO-ALCALINOS (a, b, c - SÉRIES DE BAIXA, MÉDIA E ALTA TEMPERATURA); 5 = GRANITOS SUBALCALINOS; 6 = GRANITOS ALCALINOS; 7 = GRANITOS TOLEÍTICOS; Ch = GRANITOS CHARNOCKÍTICOS (PUPIN, 1980).

TIPOLOGIA DE ZIRCÃO PARA OS GRANITÓIDES NAZARÉ PAULISTA (v), MAIRIPORÃ/CANTAREIRA (+) TRÊS LAGOS E TONALITO ASSOCIADOS (o), SOCORRO (■), ITÚ (▲), GRACIOSA (x) E PARA OS CHARNOCKITÓIDES DE UBATUBA, SOCORRO E INTRUSIVAS DO MACIÇO DE GUAXUPÉ (o) I.ȑ - ÍNDICE DE TEMPERATURA; I.Ā - ÍNDICE DE ALCALINIDADE.

COMPLEXOS CHARNOCKITÓIDES DE UBATUBA (SP), SOCORRO (SP/MG) E DO MACIÇO DE GUAXUPÉ (SP/MG): DADOS LITOQUÍMICOS, ISOTÓPICOS E DE TIPOLOGIA DO ZIRCÃO

Eberhard Wernick – DPM, UNESP, Rio Claro

Antonio Carlos Artur – DPM, UNESP, Rio Claro

João Paulo B.C. de Vasconcelos – CPGG, USP, São Paulo

Klaus Weber-Diefenbach – IAG, LMUM, RFA

ABSTRACT

Lithochemical, geochronological, isotopic and zircon typology data for the intrusive charnockitic rocks from Ubatuba (State of São Paulo), Socorro (States of São Paulo and Minas Gerais) and minor intrusions from the Guaxupé Massif (State of Minas Gerais) are presented and discussed. The geochronological data indicate an overall age of 550-600 m.y. for the different plutons and the initial Sr^{87}/Sr^{86} ratios are consistent high, between 0.708 and 0.711. The zircon typology is very homogeneous with mean S23 and S24 populations for all examined samples. Lithochemical data show significant differences for the three considered charnockitic suites. For the integration of all data a deep crustal anatexis under anhydrous, CO_2 rich, conditions is postulated. The rising of the isotherms is debted to anatectic chain reactions that operate across the crust/mantel interface, started by deep seated plumes and evolving by mantel diapirs and final crustal diapirs in a process of successive heat transfer from lower to higher geological levels.

1. INTRODUÇÃO

De modo geral as rochas charnockitóides dos estados de São Paulo, Minas Gerais e Rio de Janeiro podem ser agrupadas em diferentes categorias com destaque para:

1. Rochas charnockitóides intrusivas. Entre elas cabe destaque ao Complexo Ubatuba (Gasparini e Montovani, 1979), à faixa charnockítica que gradaciona para o Complexo granitóide Socorro (Wernick et al., 1984) e vários corpos intrusivos nos complexos gnáissicos-migmatíticos-magmáticos Guaxupé, Amparo e Pinhal (Artur, 1988).
2. Rochas charnockitóides de origem metamórfica (Raguin, 1970) representadas por orto- e paragnaisses, com piroxênios e texturas metamórficas. Os orto-charnockitóides tem composição variada incluindo tanto complexos máficos-ultramáficos quanto rochas referíveis às várias séries granitóides calco-alcalinas (Wernick e Oliveira, 1982). As condições metamórficas, fixadas através de vários tipos de geotermômetros e geobarômetros aplicadas às diferentes rochas variam preferencialmente entre 750 - 850°C e entre 3.5 - 8.0 Kb (Wernick, 1981 b; Oliveira, 1981; Evagenlista, 1985). Aos complexos metamórficos charnockitóides associam-se rochas da fácies do anfibolito quer sob a forma de intercalações quer através de contatos transicionais. Estudos destas zonas tem revelado um isoquimismo entre rochas da mesma composição pertencentes a fácies do anfibolito e do charnockito (Condie et al., 1982; Janardhan et al., 1982; Tarney et al., 1982).
3. Ortognaisses charnockitóides que resultam da gnaissificação de charnockitos maciços pré-existentes. O processo é acompanhado por uma recalibragem metamórfica mais ou menos intensa para a fácies do anfibolito (Artur, 1988).
4. Migmatitos com neossoma granitóide e textura magmática e restitos da fácies do granulito com sinais mais ou menos evidentes de sua recalibragem para a fácies do anfibolito (Wernick e Almeida, 1979; Wernick,

1981 a, b; Wernick e Oliveira, 1982).

5. Pseudomigmatitos. Nestas rochas charnockitoides tanto o "neossoma" charnockítico/enderbítico quanto o paleossoma norítico/hiperstênio diorítico estão na fácies do charnockito. As estruturas "migmatíticas" destas rochas (p.ex. Fiori e Choudhuri, 1979, figura 1, pg 54-55) sugerem misturas mecânicas sob condições de cisalhamento a grande profundidade, hipótese esta admitida por Barbosa e Grossi Saad (1983 a, b).
6. Granulitos charnockitoides. São rochas essencialmente blastomiloníticas da fácies do charnockito com patentes sinais de forte deformação seguida de recristalização e recalibragem parcial para as fácies do anfibolito e xisto verde. Segundo Barbosa e Grossi Saad (1983a,b) resultam da superposição de cinturões de cisalhamento dúcteis sobre rochas charnockitoides pré-existentes. Em micrólitos mais espessos poupados pela deformação, estes autores descrevem no Complexo Juiz de Fora rochas charnockitoides pretéritas com texturas blastohipauto mórficas granulares, blastoporfiríticas e blasto-offíticas. Rochas com estas mesmas características (deformação + recristalização) foram datadas por Oliveira et al., (1986) nos arredores de São José do Rio Pardo, nas imediações de uma série de falhas de empurrão (Artur, 1988). Fenômenos semelhantes de blastomilonitização de charnockitoides maciços foram descritos por Wernick et al., (1984 a) e Artur (1988).
7. Milonitos e Cataclasitos charnockitoides. São o resultado da transformação de diferentes tipos de charnockitoides no âmbito de faixas de cisalhamento rúptil. Descrições pomenorizadas são devidas a Barbosa e Grossi Saad (1983 a, b) e Artur (1988).

As principais hipóteses propostas para a gênese de diferentes tipos de charnockitoides por diferentes autores nacionais foram sumarizadas por Wernick et al. (1977 b) e incluem desde metamorfismo unifásico progressivo (Franco e Coutinho, 1957), metamorfismo polifásico/policíclico com uma fase de migmatização seguida de outra de charnockitização (Oliveira, 1973; 1980; Choudhuri et al., 1978; Fiori e Choudhuri, 1979), anatexia profunda sob condições anidras e ricas em CO₂ (Gasparini e Montovani, 1979); metassomatismo carbônico (Barbosa e Grossi Saad, 1983 a, b) e origem magmática por interação de material do manto e da base da crosta (Wernick, 1984 a; Wernick et al., 1984 a) e deformações dúcteis superpostas a rochas pretéritas charnockitoides (Barbosa e Grossi Saad, 1983 a, b; Wernick et al., 1987 b; Artur, 1988).

No presente trabalho os autores apresentam dados químicos, isotópicos e de tipologia de zircão para charnockitoides maciços, intrusivos, da região de Ubatuba (SP), Socorro (SP/MG) e dos corpos de Paraguaçu (MG), Machado (MG), Poços de Caldas e São José do Rio Pardo, estes intrusivos nos Complexos Guaxupé, Amparo e Pinhal, unidades litoestratigráficas do Maciço de Guaxupé (Artur, 1988).

2. CARACTERIZAÇÃO DOS CHARNOCKITÓIDES DE UBATUBA, SOCORRO E DO MACIÇO DE GUAXUPÉ.

Os corpos abordados no presente trabalho apresentam algumas feições geológicas, petrográficas e mineralógicas em comum, a saber:

- Estrutura maciça e textura magmática
- Presença de enclaves escuros com dimensões centimétricas a métricas, formas arredondadas, ovaladas ou botrioidais, textura magmática e contatos nítidos ou, menos frequentemente, difusos.
- Estruturas de fluxo mais ou menos evidentes e frequentes
- Coexistência de fácies porfiróides (ou porfiríticas) e equigranulares sendo que estas cortam via de regra aquelas.
- Ampla gama composicional que varia desde 50 até 75% de SiO₂, com concentração entre 60 e 70% de SiO₂.
- Uma mineralogia composta basicamente por microclinio pertítico, plagioclásio (An 35 - 37), hornblenda parda esverdeada (CAZ = 27°), orto piroxênio verde pálido-rosa salmão (2V médio 60°), clinopiroxênio verde pálido, quartzo, biotita vermelha, opacos, zircão, apatita e titanita. Dados composicionais detalhados para a mineralogia da borda

charnockitóide do Complexo Socorro estão contidos em Wernick et al. (1984 a).

- passagens mais ou menos nítidas e frequentes, transicionais, para rochas granitóides hidratadas (Wernick et al., 1987; Artur, 1988).
- existência ocasional e local de bandeamento magmático mais ou menos intenso, deformado pelo fluxo magmático.
- desde que detectáveis, contatos nítidos, de natureza intrusiva.

3. DADOS ISOTÓPICOS

Datações geocronológicas do Complexo Ubatuba (Gasparini e Montovani, 1979) resultaram em idades de 558 ± 3 m.a. e 551 ± 5 m.a. e razões iniciais $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ de 0.7098 e 0.7101. Para charnockitóides dos arredores de Paraguaçu (MG) e Machado (MG), Artur (1988) determinou idades entre 565 ± 35 m.a. e 560 ± 20 m.a. e razões iniciais de 0.7076 e 0.7107. Estes dados coadunam-se com os de Oliveira et al. (1986) para charnockitos, hiperstênio sienitos, mangeritos e enderbitos gnáissificadas da região de São José do Rio Pardo (SP) que indicam idades de 660 ± 125 , 650 ± 40 e 550 ± 55 m.a. e razões iniciais de 0.7078, 0.7093 e 0.7114. Desta maneira os dados indicam consistentemente idades entre 500 e 600 m.a. e razões iniciais $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ elevadas.

4. DADOS QUÍMICOS

Nas Tabelas 1 a 3 constam as análises químicas referentes aos charnockitos de Ubatuba, Socorro, Paraguaçu e Machado, os dois últimos intrusivos no Complexo Amparo do Maciço de Guaxupé. Os dados das Tabelas 1 e 2 foram extraídas de Wernick et al. (1984 a, 1987 b) em quanto os dados para os charnockitos do Maciço de Guaxupé são inéditos. Para fins de simplificação os dados dos charnockitos de Paraguaçu e Machado serão discutidos conjuntamente já que os mesmos, apesar de sua flutuação, têm características gerais semelhantes. As análises encontram representação gráfica sob várias formas nas Figuras 2 a 19, que apresentam as seguintes características gerais:

- A correlação entre SiO_2 e Fe_2O_3 , MgO , CaO , Al_2O_3 , TiO_2 e P_2O_5 é negativa. Enquanto o corpo de Ubatuba é mais rico em Fe_2O_3 que o corpo de Socorro, este é mais rico em MgO e Al_2O_3 , sendo aproximadamente equivalentes os teores de CaO , TiO_2 e P_2O_5 (Figuras 2 a 7). Quanto aos corpos do Maciço de Guaxupé os valores situam-se parcialmente acima e abaixo dos correspondentes para os charnockitos de Ubatuba e Socorro, notando-se uma diferença de comportamento muito nítida para as amostras com baixo a médios teores de sílica e para as amostras com médios a elevados teores de sílica.
- Quanto ao Na_2O (Figura 8) os dados indicam ligeira correlação positiva com a sílica, e são distintos para as 3 séries de amostras consideradas, sendo máximos para as intrusivas do Maciço de Guaxupé e mínimos para os charnockitos de Ubatuba. Em relação ao K_2O observa-se uma correlação positiva com sílica (Figura 9) e valores aproximadamente iguais para Ubatuba e Socorro enquanto os valores para o Maciço de Guaxupé são ora maiores (para valores médios a altos de SiO_2) ora menores (para valores baixos a médios de SiO_2). Na soma dos álcalis (Figura 10) o fenômeno se repete, com valores médios de 8% para Socorro e Ubatuba e valores de 4 - 5 % de álcalis para amostras com baixos a médios teores de sílica e valores em torno de 10% para amostras com médios a elevados teores de sílica para as intrusivas do Maciço de Guaxupé. Quanto à relação entre os álcalis (Figura 11) os valores alcançam o máximo nos charnockitos do Maciço de Guaxupé e o mínimo no corpo de Ubatuba. Enquanto neste, com o aumento do teor em sílica a relação entre Na_2O para K_2O decresce, nas intrusões do Maciço de Guaxupé ocorre o contrário. Tal comportamento acha-se reforçado no diagrama triangular $\text{K}_2\text{O} - \text{Na}_2\text{O} - \text{CaO}$ (Figura 14) onde as intrusivas do Maciço de Guaxupé e o corpo de Ubatuba ocupam posições externas, respectivamente mais potássicas e sódicas em relação aos charnockitos de Socorro nos quais a relação entre os considerados óxidos é quase constante.
- No diagrama A-F-M (Figura 15) observa-se uma nítida separação entre as três séries de charnockitos considerados principalmente em função dos baixos teores em MgO dos charnockitos de Ubatuba (Figura 3) que a

tinge os maiores valores no corno de Socorro de caráter nitidamente calco-calcalino (Wernick et al., 1984 b).

- A maior riqueza em álcalis das intrusivas do Maciço de Guaxupé (Figura 10) e os maiores teores em Al_2O_3 para os charnockitos de Socorro (Figura 5) provoca também uma nítida separação das 3 séries de análises no diagrama p.m. $(Na_2O + K_2O) - Al_2O_3 - CaO$ (Figura 16) apesar do caráter geral meta-aluminooso de todas as amostras confirmado através dos diagramas das Figuras 12 e 13.
- Finalmente as Figuras 17; 18 e 19 mostram que as três séries de charnockitoides considerados iguam os seus teores de $(Na_2O + K_2O)$ e CaO a teores de sílica distintos, sendo o valor mais baixo (ao redor de 55% de SiO_2) para os charnockitos do Maciço de Guaxupé e o mais elevado para o corpo de Ubatuba (ao redor de 60%).

Desta maneira os dados químicos indicam claramente para os charnockitos de Ubatuba, Socorro e do Maciço de Guaxupé composições distintas para rochas de mesma idade e mesma razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} .

5. TIPOLOGIA DO ZIRCÃO

O método tipológico do zircão (Pupin, 1980; Wernick 1984 b, 1985, 1986; Wernick e Galembeck, 1985, 1986, 1987; Wernick e Rueda, 1987; Wernick et al., 1985 a, b; 1987 a e b) baseia-se no fato que o surgimento e desenvolvimento relativo das diferentes faces cristalográficas do zircão, acessório comum em rochas granitoides, é controlado pela temperatura, composição e conteúdo e natureza dos voláteis do magma a partir do qual cristaliza. A influência destes parâmetros é seletiva de tal modo que a temperatura controla o surgimento e desenvolvimento relativo das faces prismáticas (100) e (110) e a composição química, expressão de uma função da relação $Al_2O_3 : Na_2O : K_2O : (Na_2O + K_2O)$ controla o surgimento e desenvolvimento das faces bipiramidais (101) e (211). Em condições químicas extremas específicas ocorre o desenvolvimento de faces adicionais, caso da face (211) em meios peraluminosos e das faces (301) e (001) em meios peralcalinos. A fase volátil controla o intervalo de cristalização do zircão que é restrito em magmas anidros e amplo em magmas hidratados. Particularmente importante é a presença de CO_2 que controla o desenvolvimento de alguns poucos tipos morfológicos (principalmente os tipos S_{23} e S_{24}) independentemente da composição química do magma. Pelo estudo dos tipos morfológicos de zircão presentes em diferentes séries de granitoides foi possível a discriminação dos tipos característicos para cada estágio evolutivo nas diferentes séries, como delineado na Figura 20.

No âmbito do presente estudo foram determinadas as tipologias de zircão de rochas charnockitoides de Machado e Paraguaçu, intrusivas no Complexo Amparo e de charnockitoides da região de São José do Rio Pardo, intrusivos nos Complexos Pinhal, Amparo e Guaxupé (Artur, 1988) bem como de rochas equivalentes dos arredores de Poços de Caldas (Grupo Pinhal) além das cercanias de Ouro Fino, estas últimas já situadas fora do maciço de Guaxupé. Somam-se a isto os estudos de tipologia de zircão já efetuados em charnockitoides de Ubatuba e Socorro (Wernick et al., 1987 b). Todos os resultados obtidos estão representados na Figura 20 e a identidade dos dados revela a forte influência do CO_2 na gênese de todas as amostras estudadas, independentemente de sua composição litológica/litoquímica o que confirma os dados de Touret (1971) baseado em inclusões fluidas. As tipologias de zircão obtidas são indicativas de temperaturas genéticas da ordem de $850^\circ C$, coincidentes com os dados, antes expostos, para os charnockitos metamórficos.

6. DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

Para os diversos charnockitoides maciços e gnaissificados examinados foram obtidos os seguintes dados: 1 - concordância nas idades; 2 - concordância nas elevadas razões iniciais Sr^{87}/Sr^{86} ; 3 - concordância na tipologia de zircão; 4 - diversidade química. Baseado nestes dados, combinados com as características geológicas, petrográficas, texturais e mineralógicas descritas para os charnockitoides maciços intrusivos, é sugerido um modelo genético por anatexia em níveis profundos em ambientes enriquecidos em CO_2 (ou empobrecidos em H_2O), o que re-

quer temperaturas de fusão parcial elevadas. O alçamento das isothermas seria devido a plumas térmicas e diápiros mantélicos segundo o modelo da cadeia de transferência de calor proposto por Tex (1982). A participação de material mantélico básico/ultrabásico está retratado não só pela presença de enclaves básicos nos charnockitos magmáticos mas também pela presença de complexos básicos/ultrabásicos charnockitoides em cinturões charnockíticos. A razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} revela a participação de material silício de longa vivência crustal neste processo e a homogeneidade da tipologia de zircão a importância da fase gasosa enriquecida em CO_2 .

Por outro lado o processo do metassomatismo carbônico charnockitizando rochas pré-existentes hidratadas não encontra amparo na tipologia de zircão. Não foram detectadas nas rochas examinadas cristais reliquiais indicativos de uma fase pretérita hidratada nem sobre-crescimento ou evidências de corrosão ou neoformação neste mineral.

Finalmente os dados de tipologia obtidos indicam temperaturas de formação ao redor de $850^{\circ}C$, valores estes coincidentes com os obtidos através de diferentes geotermômetros para associações charnockitoides metamórficos. Tal fato parece indicar que os processos magmáticos e metamórficos ocorram em condições geológicas semelhantes o que é atestado, por exemplo, pela associação de ambos tipos de rocha no complexo Pinhal, Amparo e Guaxupé no Maciço de Guaxupé (Artur, 1988).

7. AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem o suporte recebido pela FINEP (processo 4.2.86.0422.00), CNPq (processos 400513/82, 30.0319/81), FAPESP (processos 83/0770-3; 85/2656-9; 85/2423-4) e SVW (processo A_Z I/61898) para a realização do presente trabalho.

8. BIBLIOGRAFIA

- ARTUR, A.C. - 1988 - Evolução policíclica da infra-estrutura da porção sul de Minas Gerais e regiões adjacentes do Estado de São Paulo. Tese de doutoramento, Inst.Geoc., USP, 231 pp., São Paulo.
- BARBOSA, A.L. de M. e GROSSI SAAD, J.H. - 1983 a - Reinterpretação das "Séries" Juiz de Fora e Paraíba, em Minas Gerais e Rio de Janeiro. An. II Simp.Geol.Minas Gerais (SBG - Núcleo Minas Gerais), Bol. 3 (Geologia do Precambriano): 1 - 15.
- BARBOSA, A.L. de M. e GROSSI SAAD, J.H. - 1983 b - Petrografia dos charnockitos e rochas afins ao longo da divisa Minas Gerais - Rio de Janeiro. An. II. Simp.Geol.Minas Gerais (SBG - Núcleo Minas Gerais), Bol. 3 (Geologia do Precambriano): 63 - 74.
- CHOUDHURI, A.; FIORI, A.P. e BITTENCOURT, J. da S. - 1978 - Charnockitic gneisses and granulites of the Botelhos region, southern Minas Gerais. An. XXX Congr.Bras.Geol., 3: 1236 - 1249, Camboriu.
- CONDIE, K.C.; ALLEN, P. e NARAYANA, B.L. - 1982 - Geochemistry of the Archean low - to high-grade transition zone, southern India. Contrib. Mineral. Petrol., 81: 157 - 167.
- EVANGELISTA, H.J. - 1985 - Petrologia de fases, geotermometria e geobarometria do complexo granulítico de Acaia, sudeste do Quadrilátero Ferrífero. An. 39 Simp.Geol.Minas Gerais (SBG - Núcleo Minas Gerais), Bol. 3: 165 - 178, Belo Horizonte.
- FIORI, A.P. e CHOUDHURI, A. - 1979 - Fases de migmatização e dobramentos superimpostos nas rochas granulíticas e nos migmatitos de Serrania e Machado (MG). Atas 29 Simp.Reg.Geol. (SBG - Núcleo São Paulo), 1:47-58.
- FRANCO, R.R. e COUTINHO, J.M.V. - 1957 - Charnockitos e rochas associadas no Município de Amparo e Socorro, Estado de São Paulo. An.Acad. bras. Ciênc. 28 (3): 303 - 311.
- GASPARINI, P. & MANTOVANI, M.S.M. - 1979 - Geochemistry of charnockites from São Paulo State, Brazil. Earth Plan. Sci.Lett., 42: 311-320.
- JANARDHAN, A.S.; NEWTON, R.C. e HANSEN, E.C. - 1982 - The transformation of amphibolite facies gneiss to charnockite in southern Karnataka and northern Tamil Nadu, India. Contrib.Mineral. Petrol., 79:130-149.

- OLIVEIRA, M.A.F. de - 1973 - Petrologia das rochas metamórficas da Região de São José do Rio Pardo (SP). Rev.Bras.Geoc., 3: 257-278.
- OLIVEIRA, M.A.F. de - 1980 - Petrologia das rochas granulíticas da Faixa Paraíba do Sul, Estados do Rio de Janeiro e Minas Gerais. Tese, Inst. Geoc.Cienc.Exatas, UNESP, Rio Claro.
- OLIVEIRA, M.A.F. de - 1981 - Granulitos da Faixa Paraíba do Sul: caracteres químicos dos piroxênios e valores geotermométricos. Rev.Bras. Geoc., 11(4): 222 - 224.
- OLIVEIRA, M.A.F. de ; KAWASHITA, K.; KIHARA, Y. e DELHAL, J. - 1986- Novos dados geocronológicos das rochas charnockíticas da Associação Guaxupé, Complexo Varginhas. Rev.Bras.Geoc., 16 (3)-301-305.
- PUPIN, J.P. - 1980 - Zircon and granite petrology. Contrib.Mineral. Petrol. 73: 207 - 220.
- RAGUIN, E. - 1970 - Pétrographie des roches plutoniques dans leur cadre géologique. pp., Mason, Paris.
- TARNEY, F.; WEAVER, B.L. e WINDLEY, B.F. - 1982 - Geological and Geochemical evolution of the Archaean continental crust. Rev.Bras.Geoc., 12 (1-3): 53 - 59.
- TEX, E. den - 1982 - Dynamothermal metamorphism across the continental crust/mantle interface. Fortschr. Miner., 60 (1): 57-80.
- TOURET, J. - 1971 - Le faciès granulite in Norwège Méridionale. Lithos, 4: 239 - 249; 423 - 436.
- WERNICK, E. - 1981 a - The archaean of Brazil. Earth Sci.Rev., 17: 31-48.
- WERNICK, E. - 1981 b - The Atlantic Granulite Belt, Brazil. Archean Geology. (Eds.: J.E.Glover and D.I.Groves). Geol.Soc.Australia (Spec. Publ. 7): 133 - 142.
- WERNICK, E. - 1984 a - Granitos calco-alcalinos: características e tentativa de um modelo genético e evolutivo. An.XXXIII Congr.Bras.Geol., 6: 2738 - 2756.
- WERNICK, E. - 1984 b - Caracterização genética de alguns granitóides Brasileiros dos Estados de São Paulo e Minas Gerais e implicações geotectônicas preliminares. An. XXXIII Congr.Bras.Geol., 6: 2902 - 2918, Rio de Janeiro.
- WERNICK, E. - 1985 - Zirconita, um mineral acessório de importância na prospecção de granitóides. Atas. 5ª Simp.Reg.Geol. (SBG - Núcleo de São Paulo), 2: 397 - 410, São Paulo.
- WERNICK, E. - 1986 - Zircão, um importante mineral para a caracterização de rochas granitóides e elaboração de mapas de zoneamento magmático. An. XXXIV Congr.Bras.Geol., 3: 13532 - 1386, Goiânia
- WERNICK, E. e ALMEIDA, F.F.M. de - 1979 - The geotectonic environments of Early Precambrian granulites in Brazil. Prec.Res., 8: 1-17.
- WERNICK, E. e GALEMBECK, T.M.B. - 1985 - Contribuição à caracterização de Granitóides do Estado de São Paulo através do Mineral Acessório Zirconita. Atas 5ª Simp.Reg.Geol. (SBG - Núcleo de São Paulo), 1: 119-132, São Paulo.
- WERNICK, E. e GALEMBECK, T.M.B. - 1986 - Caracterização do plutonismo granitóide do Ciclo Brasileiro no Estado de São Paulo através do método da tipologia do zircão. An. XXXIV Congr.Bras.Geol., 3: 1369-1382, Goiânia.
- WERNICK, E. e GALEMBECK, T.M.B. - 1987 - Evolução geotectônica durante o Proterozóico Superior no Estado de São Paulo: uma contribuição através da análise do magmatismo granitóide. Atas 6ª Simp.Reg.Geol. (SBG - Núcleo São Paulo), no prelo, Rio Claro
- WERNICK, E. e OLIVEIRA, M.A.F. de - 1982 - Composition of Archean granulites from southern Brazil and its implication for the nature of the early crust. Rev.Bras.Geoc., 12 (1 - 3): 403 - 409.
- WERNICK, E. e RUEDA, J.R.J. - 1987 - Alguns granitóides subalcalinos/alcalinos do Estado de São Paulo: dados de tipologia de zircão e uma in

interpretação preliminar. Atas 6ª Simp.Reg.Geol. (SBG-Núcleo São Paulo), no prelo, Rio Claro.

WERNICK, E.; WEBER-DIEFENBACH, K. e SOAVE, L.A. - 1985 a - Dados químicos e tipologia do zircão em granitos (Três Lagos e Guacuri) e tonalitos (Parelheiros) dos arredores de São Paulo: uma interpretação preliminar. Atas 5ª Simp. Reg.Geol. (SBG - Núcleo de São Paulo), 1: 35-48, São Paulo.

WERNICK, E.; WEBER-DIEFENBACH, K. e CORREIA, P.R. - 1987 a - O granitóide de Nazaré Paulista: dados petrográficos, químicos e de tipologia de zircão. Atas 6ª Simp.Reg.Geol. (SBG - Núcleo São Paulo), no prelo, Rio Claro.

WERNICK, E.; DIDIER, J.; ARTUR, A.C. e HÖRMANN, P.K. - 1984 a - Caracterização da Zona Marginal Charnockítica do Complexo Socorro nos arredores da cidade homônima SP/MG.An. XXXIII Congr.Bras.Geol., 6: 2919-2934.

WERNICK, E.; HÖRMANN, P.K.; ARTUR, A.C. e EULERT, H.F. - 1984 b - Aspectos petrológicos do Complexo Granítico Socorro (SP/MG): dados analíticos e discussão preliminar. Rev.Bras.Geoc., 14 (1): 23 - 29.

WERNICK, E.; PUPIN, J.P.G.; WEBER-DIEFENBACH, K. e FERREIRA, C.J. - 1987a Regional magmatic zoning in the Dom Feliciano Belt, Late Precambrian of Southern Brazil: lithochemistry and Zircon Typology Data. Int. Symp.Granites Ass.Min. (ISGAM), 75-87, Salvador.

WERNICK, E.; WEBER-DIEFENBACH, K.; CORREIA, L.A. e CERQUEIRA, C.-1985 b. Os granitos Mairiporã, Cantareira e Perus, arredores de São Paulo: dados químicos, tipologia do zircão e uma interpretação preliminar. Atas 5ª Simp.Reg.Geol. (SBG - Núcleo de São Paulo), 1: 3-18, São Paulo.

WERNICK, E.; WEBER-DIEFENBACH, K.; TASSO, P.T. e OLIVEIRA, W.J. de 1987. Charnokitos de Ubatuba (SP) e Socorro (SP/MG): dados petrográficos, químicos, de tipologia de zircão e implicações genéticas. Atas 6ª Simp. Reg.Geol. (SBG - Núcleo São Paulo), no prelo, Rio Claro.

TABELA 1 - Análises químicas de charnockitóides do Complexo Ubatuba-SP.

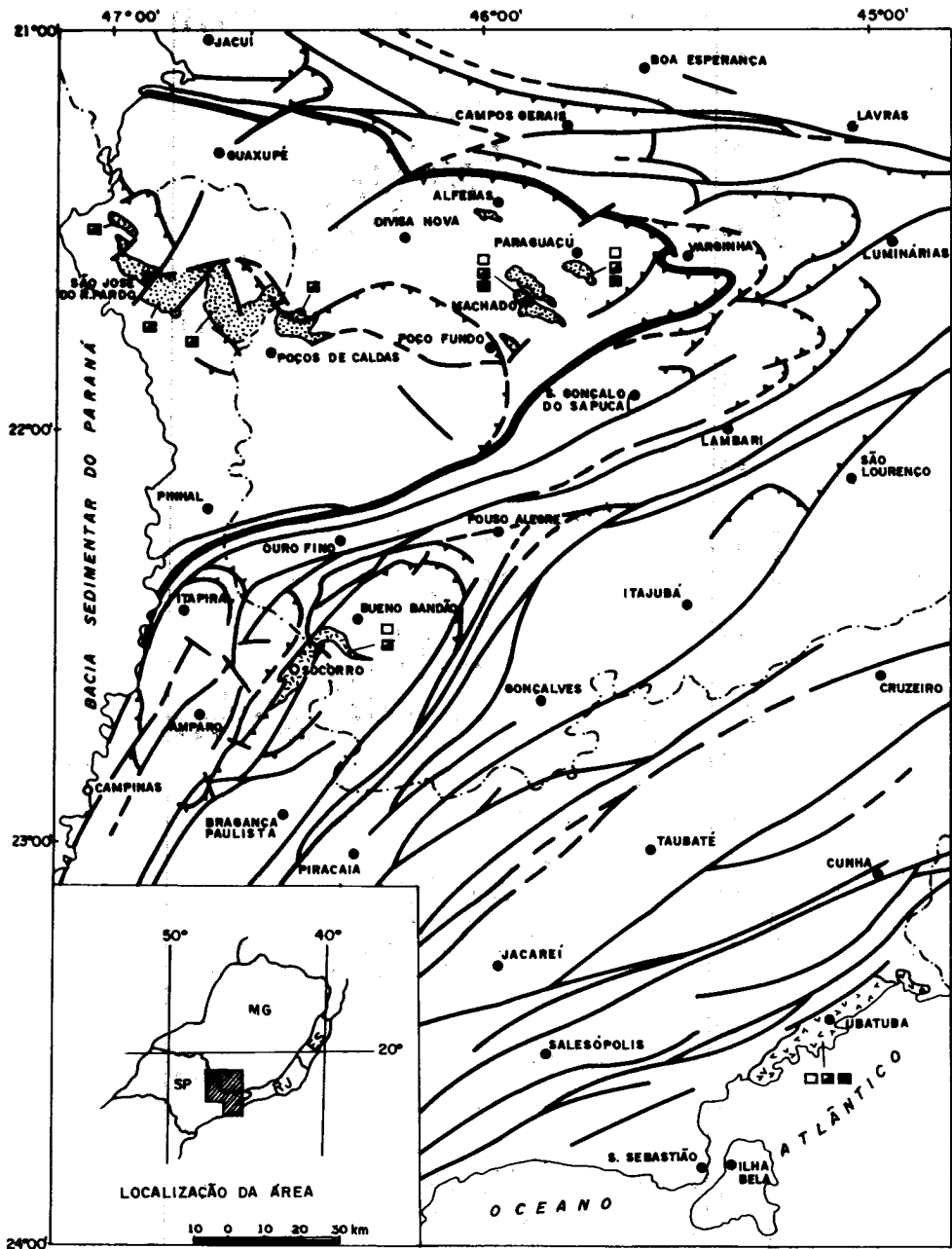
	GCU-8	GCU-5	GCU-6	GCU-4	GCU-1	GCU-12	GCU-2	GCU-3	GCU-7	GCU-11	GCU-10	G8h+
SiO ₂	60.81	62.92	64.49	64.94	65.10	65.98	66.09	67.77	72.12	73.83	74.12	71.4
Al ₂ O ₃	13.23	12.81	14.16	14.13	12.86	13.97	12.60	13.03	12.83	12.33	12.17	14.4
TiO ₂	0.89	0.75	0.58	0.65	0.63	0.53	0.10	0.50	0.31	0.19	0.14	0.3
Fe ₂ O ₃	9.45	7.99	5.99	6.43	7.07	5.77	6.17	5.19	3.21	2.63	2.12	3.3
MnO	0.31	0.27	0.17	0.23	0.25	0.10	0.26	0.20	0.12	0.10	0.10	0.1
MgO	0.08	0.14	0.22	0.06	0.42	0.14	0.31	0.19	0.07	0.25	0.50	0.4
CaO	5.61	5.60	4.36	4.12	4.22	3.81	4.25	3.36	1.89	1.68	1.84	1.1
Na ₂ O	2.93	1.88	2.64	2.35	2.90	2.91	1.90	2.55	1.87	2.71	2.72	3.0
K ₂ O	4.22	4.42	5.60	5.30	4.72	4.74	5.47	5.49	6.64	5.55	5.33	5.9
P ₂ O ₅	0.34	0.31	0.22	0.22	0.13	0.19	0.10	0.12	0.02	0.02	0.01	0.1
Pérola ao fogo	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

TABELA 2 - Análises químicas de charnockitóides do Complexo Socorro (SP/MG).




	Ch-5	Ch-1	Ch-2	Ch-11	Tr-9	Tr-12	Tr-15	Tr-27	S-30	S-23	S-17	S-10	S-27
SiO ₂	57.40	58.40	59.80	61.70	59.80	60.00	60.50	64.10	58.32	59.47	63.74	70.04	73.42
Al ₂ O ₃	16.70	17.80	16.10	16.20	18.50	16.60	16.00	16.30	15.38	16.03	15.46	15.22	13.89
TiO ₂	0.70	0.70	0.70	0.90	0.90	1.30	1.20	0.80	1.48	1.10	1.16	0.52	0.25
Fe ₂ O ₃	7.74	7.23	7.14	6.17	5.82	6.15	6.19	5.09	8.97	5.75	5.58	3.20	2.68
MnO	0.18	0.17	0.18	0.15	0.14	0.13	0.12	0.16	0.13	0.07	0.07	0.07	0.04
MgO	3.40	3.30	3.10	2.90	2.10	2.60	2.60	1.85	4.33	1.99	2.04	1.04	0.24
CaO	5.90	6.10	5.80	5.10	4.90	5.40	5.00	4.25	5.56	4.07	4.07	2.75	1.28
Na ₂ O	3.00	2.90	3.00	3.10	3.30	3.20	2.90	3.50	3.19	3.40	3.13	3.40	2.70
K ₂ O	4.20	4.10	4.60	3.60	3.25	3.90	4.30	3.60	2.52	4.30	3.76	3.92	6.29
P ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-	-	-	0.37	0.35	0.33	0.14	0.06
Pérola ao fogo	0.37	0.46	0.27	0.66	0.40	0.57	0.41	0.71	-	-	-	-	-

TABELA 3 - Análises Químicas de Charnockitóides Intrusivos no Maciço de Guaxupé (SP/MG)




	ATD 23-1	ATD 26D	ATD 24	ATD 31C	ATD 26.JA	ATD 9Ch1	ATD 26M	ATD 26.LB	ATD 9.2E	ATD 26.JA	ATD 26B	ATD 36	ATD 9.2A	ATD 9.2D	ATD 35B	ATD 35A	ATD 26G	ATD 35C	ATD 9.2B	ATD 9.2C	ATD 9.3
SiO ₂	48,37	50,29	51,62	57,15	58,30	59,10	59,25	59,52	60,17	61,04	61,63	61,82	61,93	63,70	64,51	65,30	66,48	67,24	67,27	67,49	68,71
Al ₂ O ₃	16,18	13,62	16,37	13,21	14,04	16,56	11,09	15,26	13,41	13,62	12,76	15,94	13,52	15,23	14,09	14,27	14,46	14,12	16,45	11,97	10,90
TiO ₂	1,28	2,44	2,07	1,03	1,27	1,40	1,18	1,32	0,11	1,11	1,05	1,10	0,73	1,04	0,71	0,72	0,62	0,76	0,23	0,62	0,24
Fe ₂ O ₃	9,95	14,07	10,64	9,20	6,70	10,18	9,54	5,44	8,56	7,30	9,61	6,94	6,47	7,02	4,58	4,50	4,06	5,72	2,92	4,20	2,98
MnO	0,22	0,68	0,04	0,27	0,15	0,31	0,66	0,11	0,15	0,27	0,46	0,16	0,17	0,18	0,14	0,13	0,08	0,13	0,08	0,21	0,16
MgO	8,56	5,40	3,29	4,34	2,36	1,19	1,30	1,98	2,35	1,16	3,67	1,47	1,84	1,25	1,38	1,19	0,93	0,74	0,23	1,07	0,76
CaO	9,39	8,70	8,23	8,93	3,65	4,68	7,96	3,25	3,18	5,28	5,78	3,78	4,27	3,31	5,21	4,85	3,64	2,63	1,19	5,04	3,54
Na ₂ O	3,56	3,27	3,60	3,95	5,16	3,42	4,56	5,00	4,03	4,50	3,40	3,55	4,80	3,12	4,43	4,24	3,68	2,90	5,40	4,64	5,27
K ₂ O	2,18	0,69	2,23	1,30	6,25	1,46	3,15	6,22	5,76	5,10	1,90	4,76	4,68	4,47	4,68	4,20	5,58	5,18	5,61	4,10	6,83
P ₂ O ₅	0,15	0,67	1,46	0,20	0,97	1,51	0,44	0,87	1,00	0,34	0,10	0,44	0,66	0,44	0,21	0,17	0,19	0,24	0,07	0,09	0,06
Périda																					
ao fogo	0,36	0,36	0,64	0,52	0,42	0,73	0,69	0,51	0,74	0,36	0,19	0,73	0,84	1,63	1,00	0,92	0,84	0,53	1,80	0,36	0,12



CORPOS DE CHARNOCKITÓIDES ESTUDADOS

-  CORPOS CHARNOCKÍTICOS PERTENCENTES AO MACIÇO DE GUAXUPÉ
-  BORDA CHARNOCKÍTICA DO MACIÇO GRANÍTICO SOCORRO
-  CORPO CHARNOCKÍTICO DE UBATUBA

CORPOS COM:

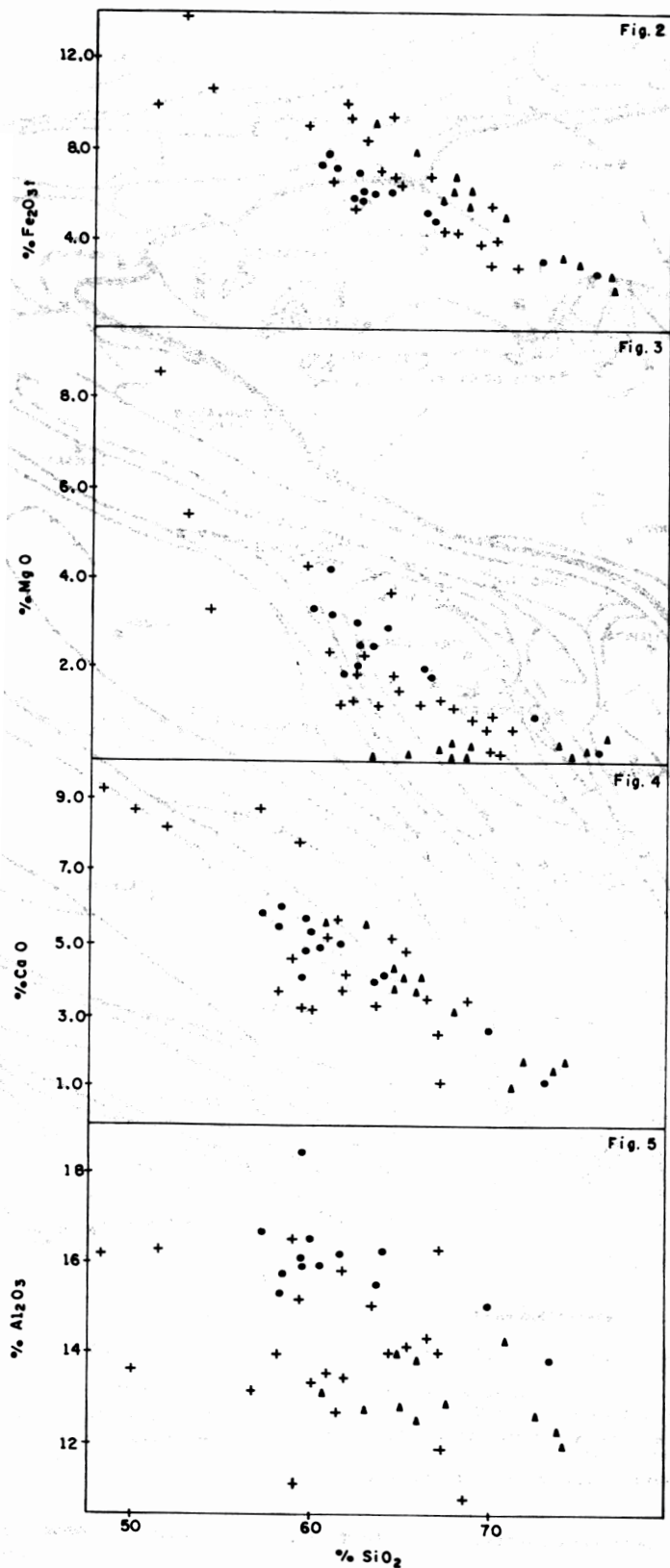
-  ANÁLISE QUÍMICA
-  TIPOLOGIA DO ZIRCÃO
-  DATAÇÕES GEOCRONOLÓGICAS

 FALHA DE TRANSCORRÊNCIA

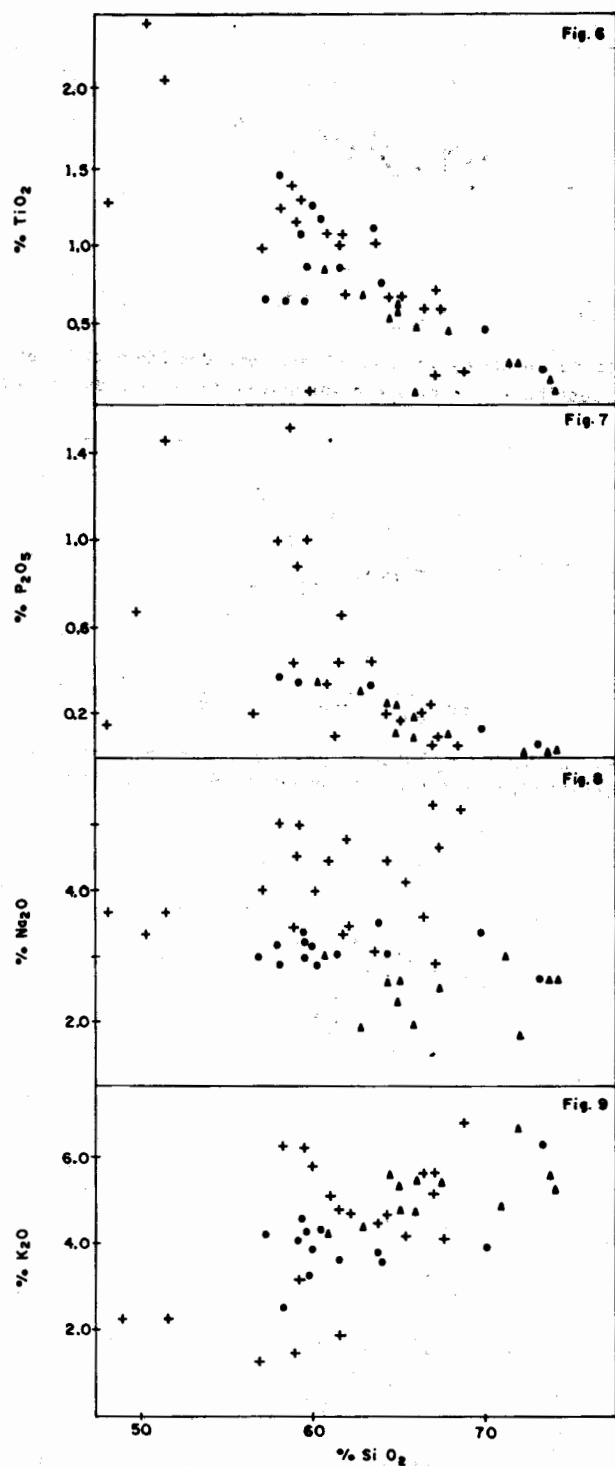
 FALHA DE EMPURRÃO

 LIMITE APROXIMADO DO MACIÇO DE GUAXUPÉ

FIGURA 1 - Localização dos Corpos de Charnockitóides Estudados



FIGURAS 2, 3, 4 e 5 - Relações $\text{Fe}_2\text{O}_3 \times \text{SiO}_2$; $\text{MgO} \times \text{SiO}_2$; $\text{CaO} \times \text{SiO}_2$ e $\text{Al}_2\text{O}_3 \times \text{SiO}_2$ (% em peso) dos Charnockitóides dos Corpos de Ubatuba(\blacktriangle), Socorro(\bullet) e Intrusivos do Maciço de Guaxupé(+).



FIGURAS 6, 7, 8 e 9 - Relações $TiO_2 \times SiO_2$; $P_2O_5 \times SiO_2$; $Na_2O \times SiO_2$ e $K_2O \times SiO_2$ (% em peso) dos Charnockitóides dos Corpos de Ubatuba(Δ), Socorro($*$) e Intrusivos do Maciço de Guaxupé($+$).

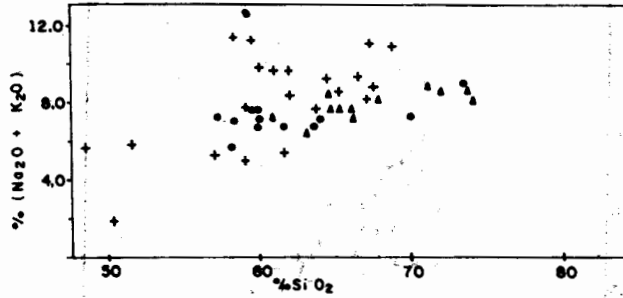


FIGURA 10 - Relação $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) \times \text{SiO}_2$ (% em peso) dos Charnockitoides dos Corpos de Ubatuba(Δ), Socorro(\bullet) e Intrusivos do Maciço de Guaxupé(+).

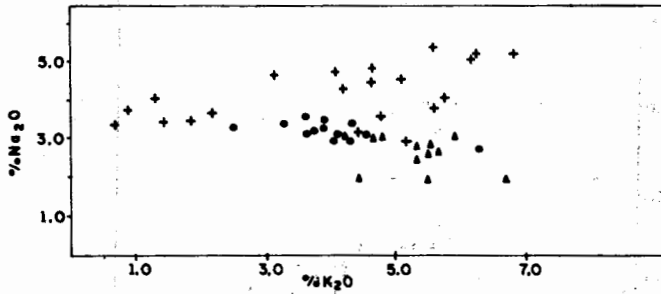
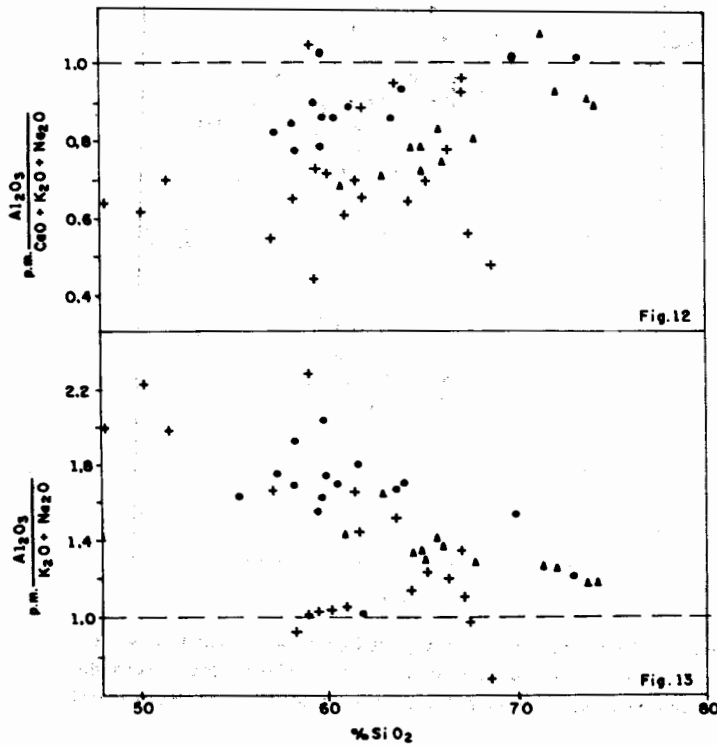
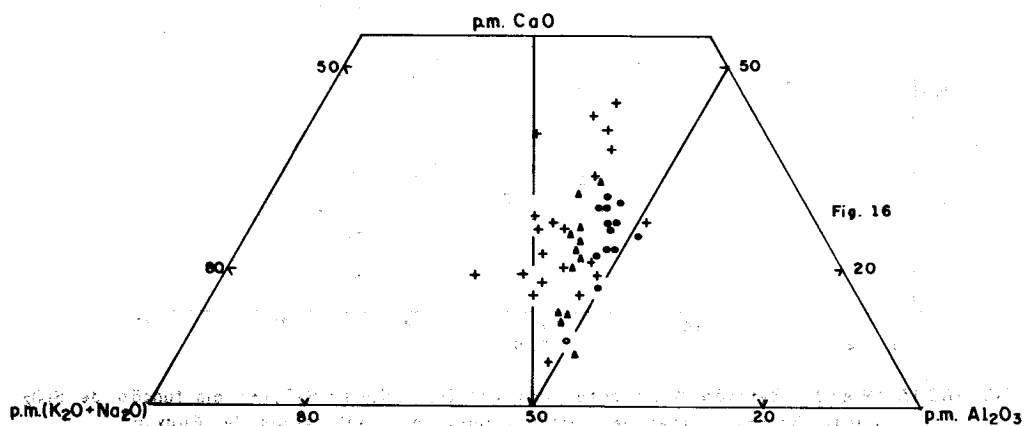
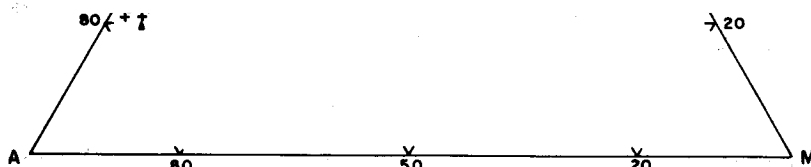
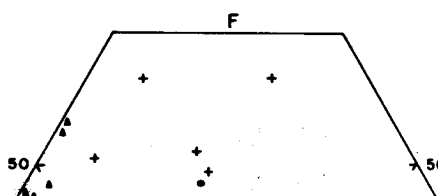
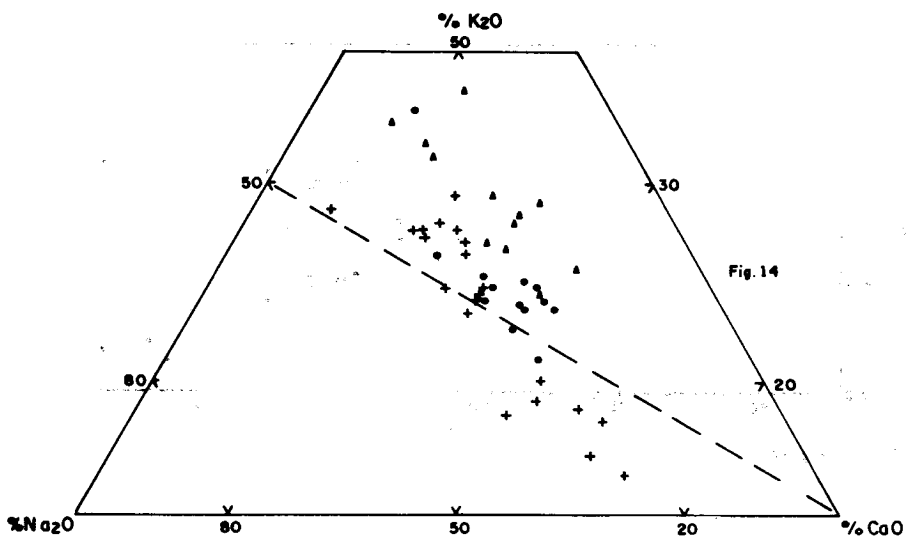


FIGURA 11 - Relação $\text{Na}_2\text{O} \times \text{K}_2\text{O}$ (% em peso) dos Charnockitoides dos Corpos de Ubatuba(Δ), Socorro(\bullet) e Intrusivos do Maciço de Guaxupé(+).



FIGURAS 12 e 13 - Relações p.m. $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}) \times \% \text{SiO}_2$ e p.m. $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}) \times \% \text{SiO}_2$ dos Charnockitoides dos Corpos de Ubatuba(Δ), Socorro(\bullet) e Intrusivos do Maciço de Guaxupé(+).



FIGURAS 14, 15 e 16 - Relações Triangulares % em peso para $\text{CaO} : \text{K}_2\text{O} : \text{Na}_2\text{O}$, A : F : M e p.m. $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{CaO} : (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ para Charnockitóides de Ubatuba(+), Socorro(•) e Intrusivos de Guaxupé(+).

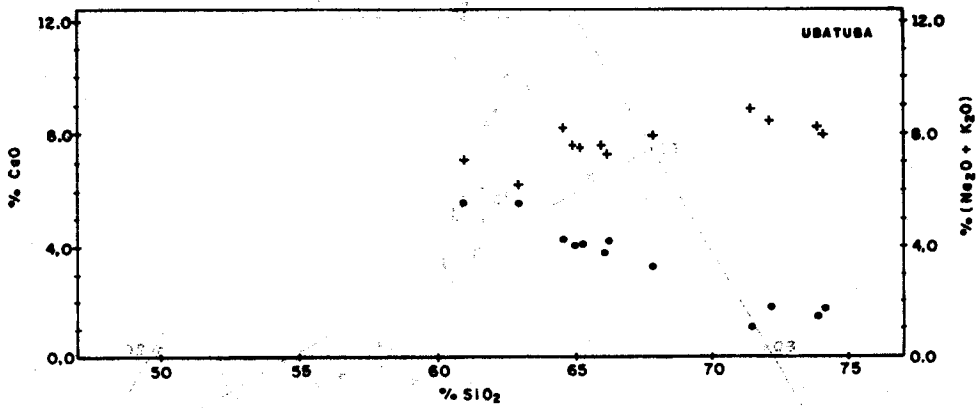


Fig. 17

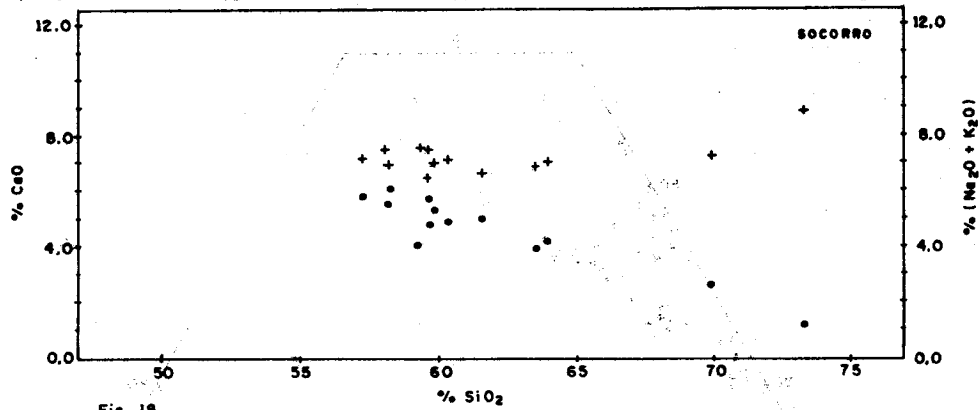


Fig. 18

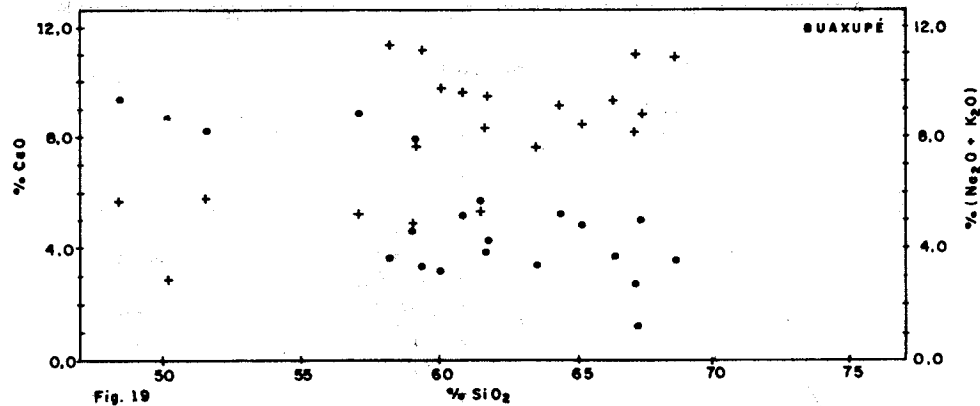


Fig. 19

FIGURAS 17, 18 e 19 - Relação % em peso para CaO (o) : (Na₂O + K₂O) (+) em função de SiO₂ para Charnockitólides de Ubatuba, Socorro e Intrusivos de Guaxupé.

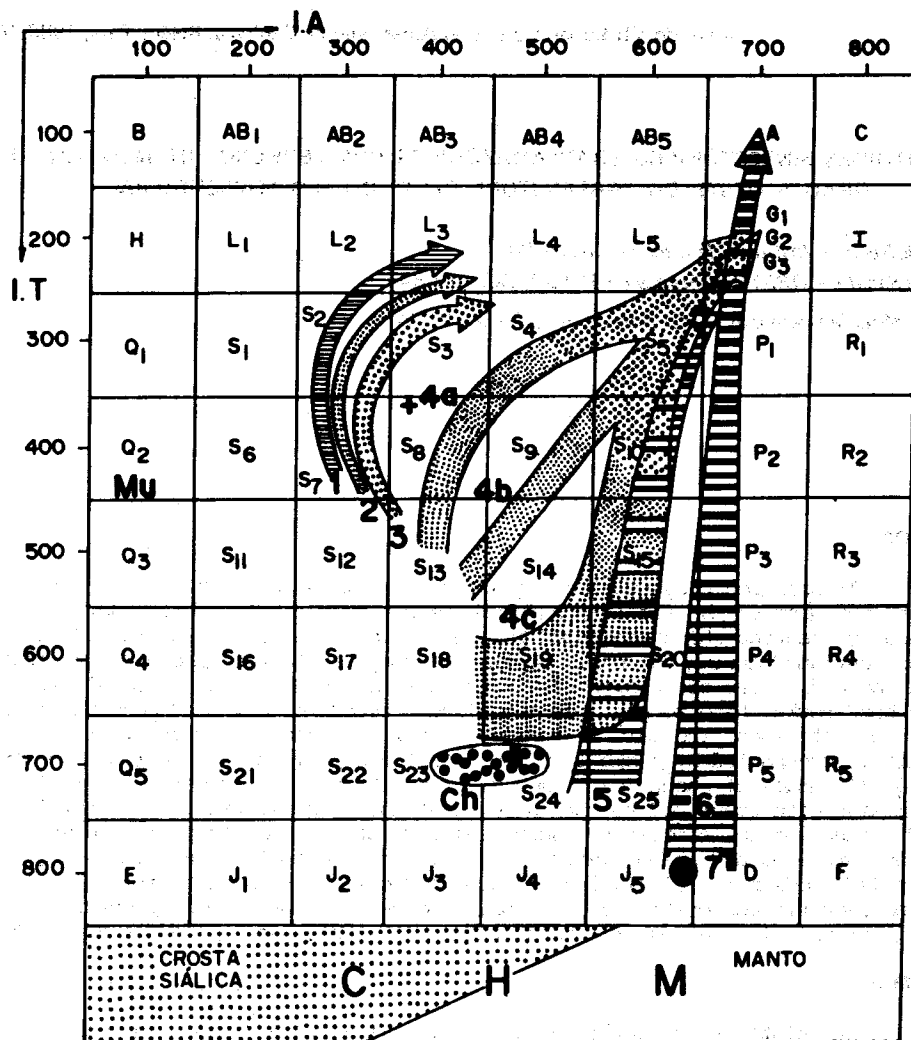


FIGURA 20 — TIPOS DE ZIRCÃO CARACTERÍSTICOS PARA AS DIFERENTES SÉRIES DE GRANITÓIDES. 1, 2 E 3 = GRANITOS CRUSTAIS; 4 = GRANITOS CALCO-ALCALINOS (a, b, c — SÉRIES DE BAIXA, MÉDIA E ALTA TEMPERATURA); 5 = GRANITOS SUBALCALINOS; 6 = GRANITOS ALCALINOS; 7 = GRANITOS TOLEÍTICOS; Ch = GRANITOS CHARNOCKÍTICOS. C — GRANITOS CRUSTAIS; H — GRANITOS HÍBRICOS; M — GRANITOS MANTÉLICOS (PUPIN, 1980).

AMOSTRAS ESTUDADAS:

- CHARNOCKITÓIDES DOS CORPOS DE UBATUBA, SOCORRO E INTRUSIVOS NO MACIÇO DE GUAXUPÉ.

GRANITÓIDES SINTECTÔNICOS TRANSAMAZÔNICOS NOS TERRENOS DE MÉDIO-ALTO GRAU A OESTE DO "GREENSTONE BELT" DO RIO ITAPICURU-BA

Ian McReath – Instituto de Geociências, UFBA

Pierre Sabaté – ORSTOM, França e IGUFBA, Salvador-BA

Oscar Mota Mascarenhas – Instituto de Geociências, UFBA

ABSTRACT

Transamazonian syn-tectonic granitoids form an important part of the terrains to the west of the Rio Itapicuru greenstone belt. Their fabrics developed as a response to shearing which commenced before the complete solidification of the bodies and continued during the early cooling history. Preferred mineral orientations within the bodies are often slightly rotated with respect to the regional directions in the host rocks. Late to post tectonic lenses and dikes have independent preferred mineral orientations. The main petrographic facies present are granodiorite and monzogranite, accompanied by a small but important amphibolite = metamafic component, showing all ranges of phenomena from simple coexistente as dikes to relatively efficient mixing with granitoid to form a somewhat mafic granodiorite. The later bodies include granodiorite, similar to individualized late or post tectonic bodies in the area, aplogranites and aplopegmatites. Late to post tectonic granitoids in the study area include medium-K, calcalkaline leucogranodiorites or monzogranites, and a sub-alkaline syenitic-monzonitic association. Together with other bodies outside the area, an EW geographical zonation from tonalitic to alkaline associations is apparent.

INTRODUÇÃO

Nas sínteses cartográficas em escala 1:1.000.000 (Inda e Barbosa, 1978) e 1:250.000 (Seixas *et al.*, 1976; Santos e Souza, 1982), os terrenos de médio e alto grau metamórfico que formam o embasamento a Oeste do "greenstone belt" do Rio Itapicuru são representados como gnaisses e migmatitos com alguns corpos meta ou diatexiticos individualizados. No entanto, os contornos desenhados para estes corpos são diferentes em cada caso. Há, ainda, granitóides transamazônicos cujas características estruturais e texturais, bem como as datações radiométricas, os identificam como tardi pós-tectônicos, transamazônicos.

Recentemente, detalhamento de parte de um corpo "migmatítico" (Sabaté *et al.*, 1987), revelou a possibilidade do mesmo ser um granitóide de colocação sin-tectônica. Datação acusou uma idade transamazônica (João Batista Teixeira, comm. pess.). A continuação do programa de detalhamento deste granitóide, complementado por observações a nível de semi-detalhamento, demonstra que boa parte do "embasamento gnaisse-migmatítico" está composta por plutons sin-tectônicos. Por outro lado, suas características estruturais são algo diferentes das do domo de Ambrósio, que intrude as rochas do "greenstone belt" e está considerado como outro granitóide sin-tectônico transamazônico por Mattos e Davison (1988).

LOCALIZAÇÃO

A área em apreço está localizada a Norte da Cidade de Santa Luz e a Sul do Rio Itapicuru, a Oeste da borda do "greenstone belt" e a Leste da Rodovia BA-120 (trecho Santa Luz-Queimadas) (Fig. 1).

EMBASAMENTO

O embasamento em graus metamórficos médio a alto possui, na área de estudo, orientação regionais com direção NNO-SSE, aproximadamente. A SE da área, há uma fle

ção para E-O (Fig. 1a). Nas vizinhanças da cidade de Santa Luz, discriminam-se duas assembléias litológicas dentro do embasamento:

1. Uma assembléia formada por gnaisses bandados félsicos com intercalações anfíbolíticas e pegmatitos, polideformada e recortada por uma segunda geração de pegmatitos, esta, boudinada. Essa assembléia está exposta, por exemplo, ao longo da linha ferroviária dentro da cidade de Santa Luz, e ao longo da rodovia BA-120, perto da mesma cidade;
2. Uma assembléia formada por migmatitos. Em litologias de composição granítica/granodiorítica, o grau de fusão parcial alcançado é avançado (25-40%) e veios e lentes de pegmatitos (etc.), em gerações desde sin a tardi-tectônicas são comuns. Numa exposição a 6 km, aproximadamente, a norte de Santa Luz, aflora um gnaisse tonalítico relativamente homogêneo no qual os leucossomas félsicos compõem 5-10%, apenas, da rocha, associado ao migmatito de composição granodiorítico. Esta ocorrência pode representar um núcleo ortognaíssico.

GRANITÓIDES SIN-TECTÔNICOS TRANSAMAZÔNICOS

Há dois maciços principais na área, denominados informalmente o maciço da Lagoa do Boi, a 6 km a NE de Santa Luz, e o maciço de Serra Branca, a NE do anterior (Fig. 1b). As datações citadas foram realizadas sobre o primeiro maciço.

Maciço da Lagoa do Boi

Três litologias principais se fazem presentes:

1. granodiorito foliado, de cor cinza e granulação fina (γ_{1A});
2. granodiorito ou monzogranito porfirítico, foliado, de cor rósea ou esgranquiçada, com matriz de granulação média (γ_{1B});
3. anfíbolito de granulação média (α).

Adicionalmente, veios ou lentes de pegmatitos, aplopegmatitos, aplitos ou aplogranitos ocorrem em duas gerações, uma sin a tardi-tectônica (γ_2) e outra, pós-tectônica (γ_3).

O biotita-granodiorito (γ_{1A}) ocupa a parte noroeste do corpo, porta enclaves de biotita-granito que apresentam uma orientação mineral preferencial, já deformada. Apresenta, também, concentrações hipermicáceas migmatíticas, algumas das quais também deformadas. Os veios e lentes da geração (γ_2) incluem (1) fendas de tensão preenchidas por quartzo que sofreram dobramento e manifestam clivagem do quartzo (Q_1); pegmatitos concordantes com a foliação, boudinados com intrusão sin-cisalhamento (P_2); pegmatitos discordantes com a foliação, ligeiramente deformados com intrusão tardicisalhamento (P_3). Integrando-se à geração (γ_3) pós-tectônica há: pegmatitos não-deformados, pós-cisalhamento (P_4), e fendas de tensão, preenchidas por quartzo preto (Q_5) (Sabatê *et al.*, 1987; pp. 101-102 e Fig. 7).

O granitóide γ_{1B} aflora abundantemente na parte sudeste do corpo, enquanto está intercalado com γ_{1A} na parte central. O anfíbolito α associa-se a γ_{1B} , e está observada em estados que variam desde a simples coexistência até a mistura íntima. No primeiro caso, o anfíbolito ocorre como diques boudinados. Num estado intermediário, o anfíbolito e o granitóide estão intimamente intercalados. No segundo caso, o anfíbolito ocorre como schlieren e fantasmas.

A geração γ_2 de veios não está muito bem representada no domínio de γ_{1B} , enquanto a geração γ_3 está representada por lentes de largura métrica de aplogranitos, portadores de enclaves rotacionados das encaixantes locais, que possuem uma fraca orientação mineral de origem magmática cuja direção é independente da foliação nas encaixantes. Encontram-se, ainda, fendas de tensão preenchidas por quartzo preto.

Em relação à foliação metamórfica regional a intrusão de Lagoa do Boi mostra trajetórias de orientação preferencial oblíquas, sensivelmente NS, sugerindo uma rotação do maciço provavelmente controlando por um cisalhamento das encaixantes.

A deformação começada em regime viscoso, como pode ser vista em partes menos cisalhadas do corpo, prosseguiu em condições dúcteis marcadas pela deformação interna dos fenocristais de feldspatos e o estiramento dos quartzos e dos feldspatos do final da cristalização. A deformação interna do maciço é sistematicamente sinistral.

A lineação mineral NS de baixo ângulo para norte confirma o caráter transcorrente que regiu a colocação do maciço.

Maciço de Serra Branca

Este maciço, apresenta contornos bem irregulares, e um forte alongamento NW-SE. As duas litologias γ_{1A} e γ_{1B} , presentes em Lagoa do Boi, também ocorrem em Serra Branca, com predominância da última. Até o presente momento, o anfíbolito α não

foi encontrado. Na borda SO do corpo, encontra-se uma fácies leucocrática, portada por xenólitos, inclusive, de xistos da sequência vulcanossedimentar, e recortada por pegmatitos abundantes das gerações γ_2 e γ_3 . É provável que este conjunto represente os resquícios de uma carapaça na zona de contato com as rochas encaixantes. Um conjunto semelhante, com forte abundância de pegmatitos ocorre, também, a três quilômetros, aproximadamente, a SSE da vila de Serra Branca.

Perto da vila de Serra Branca, os granitóides γ_{1A} e γ_{1B} encontram-se intercalados, formando-se estratos com espessuras métricas. São deslocados verticalmente por falhas e zonas de cisalhamento verticais ou subverticais, de direção NE. Nesta localidade, há, entre as intrusões de menor porte os seguintes tipos:

1. um granodiorito de granulação fina e cor cinza, forma de um veio decimétrico concordante com a foliação principal, e está ligeiramente a fortemente boudinado;
2. um granodiorito idêntico ocorre como dique vertical, e possui uma orientação mineral da biotita subconcordante com as paredes das encaixantes e, consequentemente, independente da foliação nas hospedeiras. Porta enclaves rotacionados dos granitóides encaixantes. Em certas das zonas de cisalhamento, "flâmulas" do mesmo granodiorito estão extremamente estiradas, acompanhando o cisalhamento. Um pegmatito acompanha, intimamente, o granodiorito, ora ocupando uma das zonas de contato, ora recortando o granodiorito, ora ocupando o outro contato. Também está envolvido no forte estiramento em determinadas zonas de cisalhamento.

Assim, a intrusão desse granodiorito e pegmatito acompanhante, parece ter ocorrido sincronicamente com a fase de fratura e tectônica vertical que encerrou a deformação global desse maciço.

Os granodioritos tardi-tectônicos são bastante parecidos com os que formam corpos individualizados a O e NO da cidade de Santa Luz, descritos a seguir.

Cisalhamento interno sinistral é também muito importante neste corpo, e as zonas foram ativos desde a última fase de cristalização das rochas. Vê-se deflexão das orientações preferenciais, contudo sem constatação nem de rotação nem de fratura dos fenocristais de feldspato alcalino. Tal deformação deve ter ocorrido quando ainda havia uma pequena proporção de magma intersticial presente. Em seguida, na mesma zona de cisalhamento, ocorrem toda uma sequência de fenômenos, terminando-se com deslocamentos simples de veios. A foliação principal sofre deflexões importantes, conforme esquematizado na Fig. 1b.

GRANITÓIDES PÓS-TECTÔNICOS

Há dois tipos de granitóides pós-tectônicos na área em apreço:

1. o tipo Santa Luz, bem representado nas pedreiras a NNO da cidade topônima, bem como ao longo da rodovia BA-120 em direção à cidade de Queimadas;
2. o corpo nas proximidades da Serra do Afonso, no extremo NO da área. Sousa (1982) identificou um corpo subcircular de sienito nessa serra. A O desse corpo, ocorrem outras fácies extremamente pobres em quartzo cujas relações de campo ainda não são tão adequadamente documentadas. Portanto, o maciço não está representada no esboço atual.

Granitóide Tipo Santa Luz

O granitóide tipo Santa Luz está composto predominantemente por biotita-granodioritos a monzogranitos de cor clara, granulação média a algo grossa, raramente porfirítica. Fácies mais extremas incluem uma mais rica em biotita e outra, praticamente desprovida de máficos. Numa das pedreiras da cidade, vê-se uma nítida separação entre uma fácies mais clara e outra mais escura, esta na forma de "jangadas" que representam fragmentos de níveis anteriormente contínuos. Embora o bandejamento ígneo esteja já muito conspícuo, as diferenças petrográficas entre as duas fácies são mínimas. A fácies mais escura contém ~ 5 vol.% biotita, contra ~ 3,5% na mais clara, além de conter uma proporção ligeiramente mais alta de plagioclásio.

Raros cristais maiores de moscovita ocorrem praticamente universalmente. A alta razão hidrotérmal deixou uma assinatura bastante forte na maioria das amostras examinadas. O plagioclásio sódico está fortemente sericitizado e, às vezes, saussuritizado. Parte da biotita está cloritizada, e algumas plaquetas da moscovita estão dispostas em posições intersticiais.

Esse tipo de granitóide porta pequenos enclaves hipermicáceos, bem como um exemplo de um gnaisse-migmatito bandado, provavelmente do embasamento, e outro de um ortognaisse, talvez semelhante aos granitóides sin-tectônicos previamente descritos.

Há uma orientação preferida da biotita, de origem magnética, cuja orientação é praticamente ortogonal em relação à foliação regional.

O Maciço da Serra do Afonso

O corpo sienítico possui dimensões semelhantes às de outros corpos de afinidades petrográficas semelhantes (corpos de Cansanção e de Pedra Vermelha), e forma com esses um alinhamento. Há grande variação nos tipos petrográficos presentes, que vão desde sienitos bastante máficos a pegmatitos e aplopegmatitos sieníticos. Fábricas magmáticas com orientação preferida dos fenocristais de feldspato e da hornblenda são de ocorrência frequente. A O desse corpo, tem-se uma associação de rochas félsicas, monzoníticas a sieníticas que englobam enclaves estirados de dioritos e rochas afins, na qual destaca-se uma lineação praticamente vertical, muito bem desenvolvida, que se deve à orientação preferida de cristais de hornblenda e, em parte, de feldspato. Os enclaves dispõem-se a longo de "corredores" lineares e em agrupamentos curvos.

DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

Em apresentações anteriores (Machado *et al.*, 1984), levantou-se a possibilidade de que o plutonismo granítico tardi- a pós-tectônico associado ao "greenstone belt" do Rio Itapicuru apresente um zoneamento geográfico. Assim dentro do domínio das supracrustais, há uma associação tonalítica (alga potássica) representada pelo maciço de Teofilândia, que apresenta uma proporção subordinada embora significativa de termos máficos. A Oeste dessa ocorrência, na área em pauta, tem-se uma associação está praticamente desprovida de máficas. A NNE, há a associação subalcalina, monzonítica da intrusão de Cansanção, com proporção importante de rochas máficas. Finalmente, a Oeste, encontra-se uma associação alcalina, formada pelo sienito da Serra de Itiúba em máficas associadas. Pelas análises químicas disponíveis (Figueiredo, 1981) tal corpo pode ser relacionado à série shoshonítica.

A presença de uma associação subalcalina na Serra de Afonso, bem como de um outro corpo ainda não estudado nos arredores de Pedra Vermelha define um alinhamento de corpos dessa afinidade.

No caso das intrusões sin-tectônicas, no extremo Leste da área em pauta, tem-se o domo de Ambrósio, considerado por Mattos e Davison (1988) como de provável idade transamazônica, incorporando xenólitos dos gnaisses do embasamento. A composição das partes centrais, menos deformadas, é a de biotita granodiorito.

Os granitóides sin-tectônicos da área em pauta incluem representantes da associação granodiorítica, com fácies a biotita, biotita-hornblenda e hornblenda. Incluem-se uma fração máfica subordinada.

Através de analogias com regiões orogênicas modernas, a polaridade mineralo-química constatada para corpos tardi- a pós-tectônicos, bem como a natureza de rochas encaixantes, revela que, nessa época do Transamazônico, houve uma colisão continental com a zona de Benioff de mergulho para Oeste. Não é possível, ainda, comentar sobre o sentido de mergulho da zona de subdução durante a fase sin-tectônica através da composição dos granitóides. Pela importância dos cisalhamentos transcorrentes regionais, fica evidente que a colisão não era "face-a-face" e, isso sim, roçante (inclinada). Não é possível, ainda, comentar sobre a existência ou não de "terrenos suspeitos", presentes em exemplos modernos dessa natureza.

AGRADECIMENTOS

Esta pesquisa é uma contribuição do Projeto "Granitóides da Bahia: Geologia e Metalogênese", que recebe apoio através de Convênios PADCT-FINEP/UFBA, CNPq/ORSTOM e CNEN/UFBA. Agradecemos à DOCEGEO pelo acesso a imagens de satélite SPOT em escala 1:100.000. O texto manuscrito foi datilografado por Itanajara José Muniz da Silva e o desenho foi preparado por Antônio José Barbosa Vitória. Os autores beneficiaram-se de discussões com Geol. João Batista Teixeira.

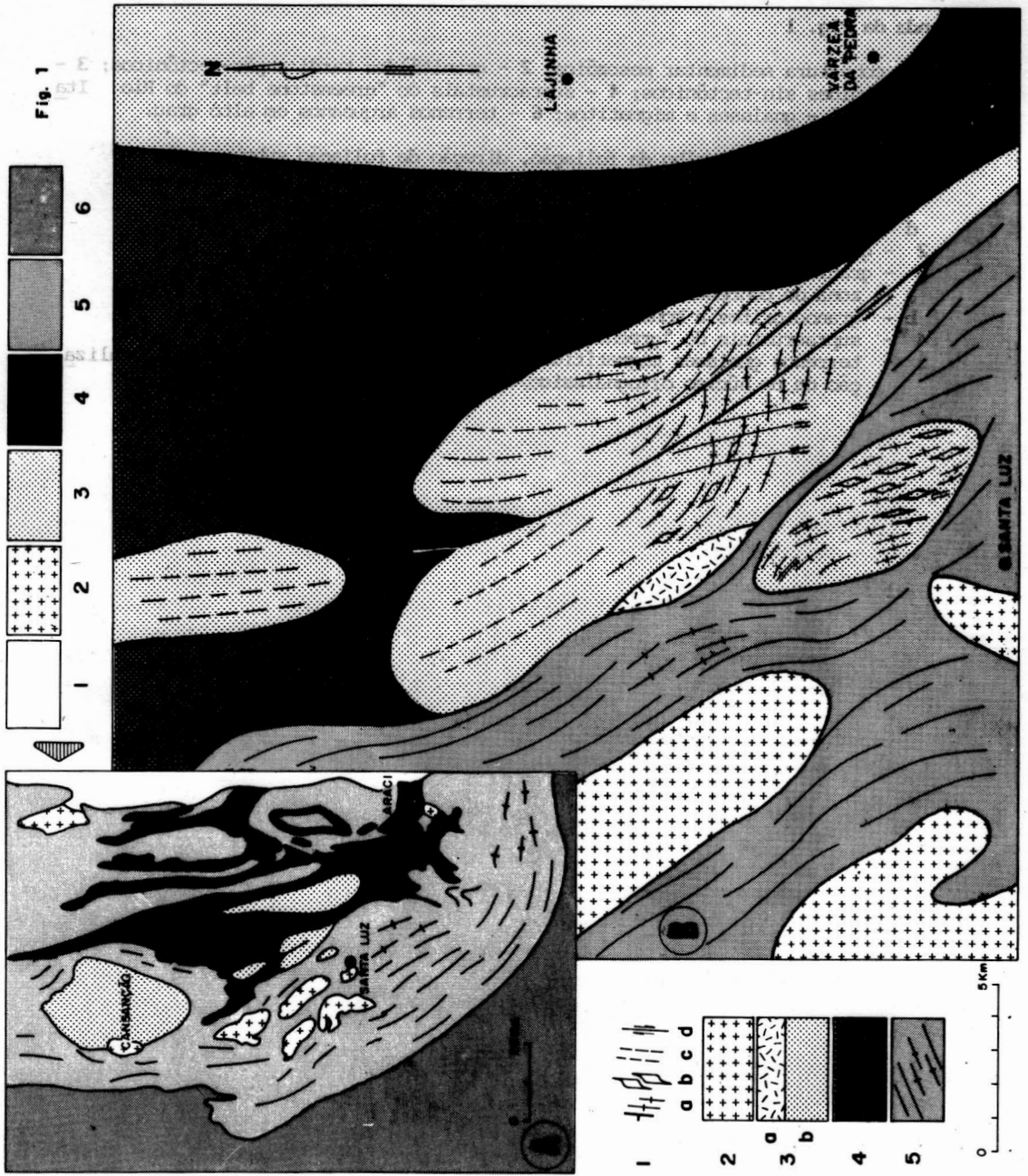
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- FIGUEIREDO, M.C.H. - 1981 - Geoquímica das rochas metamórficas de alto grau do Nordeste da Bahia, Brasil. Geol. Recursos Minerais Est. da Bahia, v. 4:1-71 SME/CPM, Salvador.
- INDA, H.A.V. e BARBOSA, J.G. - 1978 - Mapa geológico do Estado da Bahia. Escala de 1:1.000.000. SME/CPM, Salvador.
- MACHADO, G.V.S.; SABATÉ, P. e McREATH, I. - 1984 - Granitóides transamazônicos da Bahia: tendências petrológicas e relações tectônicas. XXXIII Cong. Bras. Geol., Rio de Janeiro. Resumos: 160.

- MATTOS, F.M.V. e DAVISON, I. - 1988 - Basement or intrusion? The Ambrósio Dome, Rio Itapirucu greenstone belt, Bahia Brazil. Rev. Bras. Geocien. 17:442-449.
- SABATE, P.; McREATH, I. e GIULIANI, G. - 1987 - Plutonic associations of Northeast Bahia. Int. Symp. Granites Assoc. Mineralizations, Salvador. Excursion Guides, 91-122.
- SANTOS, R.A. dos e SOUZA, J.D. de - 1982 - Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais. Serrinha, Folha SC 24 YD. DNPM/CPRM, Brasília.
- SEIXAS, S.R.M. e outros - 19876 - Projeto Bahia II: Geologia das folhas Itaberaba e Serrinha. Relatório Final, vol. 1. DNPM/CPRM, Salvador.
- SOUSA, A.M.S. de - 1982 - Máficas da Serra do Afonso. CVRD Relatório de Trabalhos Diversos nº XXXIV. Belo Horizonte, 32 pp.

Legenda da Fig. 1

- A** - 1 - cobertura sedimentar mesozóica; 2 - granitóides tardi a pós-tectônicos; 3 - granitóides sin-tectônicos; 4 - supracrustais do "greenstone belt" do Rio Itapicuru; 5 - gnaisses e migmatitos; 6 - terrenos arqueanos em alto grau.
- B** - la - direção e mergulho da foliação, direção de foliação subvertical
b - zonas de concentrações de fenocristais rotacionados
c - foliação inferida
d - falhas de cisalhamento com sentido do movimento lateral
2 - granitóides tardi a pós-tectônicos
3 - granitóides sin-tectônicos
a - zona de concentração de pegmatitos e enclaves de encaixantes
b - granodioritos a monzogranitos
4 - supracrustais do "greenstone belt" do Rio Itapicuru
5 - terrenos gnaisses migmatíticos com traço da foliação regional e localização de um núcleo ortognaíssico/tonalítico (←→)



**PETROLOGIE ET GEOCHIMIE DES SERIES EVOLUTIVES DE GRANITES PERALUMINEUX
DES MASSIFS DE CAMPO FORMOSO ET CARNAÍBA ET LEURS RELATIONS AVEC LES
MINERALISATIONS A EMERAUDES (SERRA DE JACOBINA, BAHIA, BRASIL)**

LUC RUDOWSKI

Laboratoire de Géologie appliquée, Université PARIS-FRANCE

*Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération - ORSTOM,
FRANCE*

ABSTRACT

The petrological and geochemical study of Campo Formoso and Carnaíba granitic massifs gives evidence for multi-stages intrusions of evolved and peraluminous granites.

Petrographical data distinguish two-micas granites like γ_1 - γ_2M , γ_2B and γ_2BCA and muscovite-garnet granites like γ_3 and γ_3CA .

Geochemical data give evidence for the occurrence of two granitic suites, γ_1 - γ_2M and γ_2B in Campo Formoso and the γ_2BCA suite in Carnaíba.

Muscovite-garnet granites evolved from the two-micas granites and γ_2B two-micas granites may come from biotite granites.

Campo Formoso γ_1 - γ_2M suite shows lower contents of Th, REE, Nb and Rb than the γ_2B -one and an evident transition-elements contamination. However, it can be noticed parallel evolutions, specially hygromagmaphile elements such as Rb and Nb, which illustrates the occurrence of two distinct evolutive series in the Campo Formoso intrusion.

Carnaíba suite exhibits some differences with the Campo Formoso-ones, chiefly about the hygromagmaphile elements such as Rb, Nb and Be, which are enriched in Carnaíba intrusion. It might explain the quantity of Be (emerald)-ores associated with the small granitic apophyse of Carnaíba.

INTRODUCTION

Les massifs granitiques de Campo Formoso et Carnaíba se situent dans la partie septentrionale du craton de São Francisco (Inda et Barbosa, 1978), à environ 400 Km au NE de Salvador (Fig. 1). Datés à 1911 ± 13 M.A. par la méthode Rb/Sr, ces granites se rattachent à un ensemble d'intrusions transamazoniennes (Torquato et al., 1978).

Les formations de la Serra de Jacobina, attribuées au Protérozoïque inférieur sont constituées de quartzites, métaconglomérats, schistes pélitiques et amphibolites (Couto et Almeida, 1978). Elles s'organisent en un vaste ensemble à structure monoclinale à pendage est et sont charriées sur des gneiss et migmatites archéens (Fig. 1). Des serpentinites attribuées à l'Archéen (Couto et Almeida, 1978), apparaissent sous forme d'écaillés dans le

* Article présenté par G.Giuliani, ORSTOM/UnBrasília.

socle et la couverture. Les granites sont intrusifs dans tous ces termes.

La présence de minéraux hydratés (biotite) et l'importance du cortège aplopegmatitique dans les granites de Campo Formoso et de Carnaíba, témoignent de la richesse en fluides des magmas.

A Campo Formoso, comme à Carnaíba, on peut observer, à proximité des granites (Fig. 1), un développement dans les serpentinites encaissantes, de phlogopitites présentant une organisation en zones, typique de la métasomatose d'infiltration. Les phlogopitites résultent de l'interaction des fluides hydrothermaux liés aux filons d'aplopegmatites sur les roches ultrabasiques (Rudowski et al., 1987 et Rudowski, en préparation). Il s'y développe des minéralisations à Be (émeraude), Mo et accessoirement W.

1) LE MASSIF GRANITIQUE DE CAMPO FORMOSO

D'une forme grossièrement elliptique (Fig. 1), le massif de Campo Formoso représente une intrusion polyphasée (Rudowski et al., 1987), au sein de laquelle on peut distinguer cinq faciès granitiques, chronologiquement: γ_1 , γ_{2A} , γ_{2M} et γ_{2B} , et γ_3 . Le contact entre γ_{2B} et γ_{2M} n'a jamais été directement observé; les relations entre ces deux granites n'ont pu être établies. Toutefois, le massif présente une structure concentrique, dans laquelle, γ_1 et γ_{2M} occupent les parties périphériques, ce qui suggère leur antériorité par rapport à γ_{2B} . γ_{2A} apparaît soit en filons recoupant γ_1 soit en enclaves dans γ_{2B} . γ_{2B} représente la masse centrale principale du massif. γ_3 recoupe l'ensemble des granites, sous forme de petits filons ($\leq 1m$). Les granites γ_{2A} et γ_3 représentent de trop petites masses pour être cartographiés, à l'échelle de la figure 1. Plusieurs générations de filons aplopegmatitiques recoupent, de façon tardive, les granites: les aplopegmatites ont une paragenèse assez constante à quartz, microcline, albite, grenat (almandin, spessartine), parfois apatite, tourmaline, béryl et sulfures.

CARACTÈRES PÉTROGRAPHIQUES

γ_1 est un granite de couleur claire, caractérisé par l'abondance de mégacristaux de muscovite (1 à 3 cm) et la composition minéralogique suivante: quartz, plagioclase ($An \leq 15$), microcline, biotite de couleur plutôt verte, muscovite essentiellement en mégacristaux à tendance automorphe et à nombreuses inclusions de biotite. Les accessoires sont: zircon et apatite (abondante) et rares minéraux métamictes (phosphates d'U?).

γ_{2A} est un granite de couleur sombre, à grain fin, texture isogrenue, à biotite, plagioclase (albite-oligoclase), microcline, quartz et accessoires (zircon, apatite).

γ_{2M} est un granite de couleur claire à texture isogranulaire, à quartz, plagioclase ($An \leq 11$), microcline, biotite, muscovite abondante et accessoires (zircon, apatite).

γ_{2B} est un granite de couleur sombre, à texture isogranulaire à porphyroïde, à quartz, plagioclase parfois fortement séricitisé ($An \leq 20$), microcline, biotite brune et muscovite peu abondante. Les accessoires sont: magnétite, zircon, apatite et allanite.

γ_3 est un granite de couleur claire à muscovite et grenat (almandin-spessartine), microcline, albite et quartz. On y observe quelques reliques de cristaux de biotite complètement chloritisés, suggérant que la biotite n'est plus stable dans des granites aussi

évolués (Cf. paragraphe IV), contrairement au grenat. Ceci peut être interprété par une augmentation de l'activité de Mn et de Al dans les magmas des granites γ_3 , par rapport aux magmas des granites à deux micas.

II) LE MASSIF GRANITIQUE DE CARNAÍBA

Il s'agit d'un massif plus petit que celui de Campo Formoso (Fig. 1), de forme grossièrement circulaire (6 Km de diamètre), dans lequel la masse principale est occupée par un granite, noté γ_{2BCA} , dont la minéralogie est similaire à celle de γ_{2B} de Campo Formoso: l'allanite y est cependant plus rare. On y observe des enclaves d'un granite à grain fin ressemblant à γ_{2A} . Il existe comme à Campo Formoso, un granite filonien tardif, γ_{3CA} , à muscovite et grenat (almandin-spessartine). Le cortège aplitogmatitique est bien développé comme à Campo Formoso.

Evolution deutérique et hydrothermale

La muscovitisation affecte essentiellement γ_1 et γ_{2M} : elle s'exprime sous la forme d'accumulation de mégacristaux en bandes lenticulaires dans γ_1 , et en fissures conduisant parfois à un greisen dans γ_{2M} . Plus tardivement par rapport à la muscovitisation, une microclinisation s'observe à la faveur de fractures essentiellement dans γ_{2B} , associées à des zones de cisaillement, où le granite prend une couleur pourpre. Enfin, on note le développement de filonets et enduits tardifs à quartz, quartz-tourmaline, chlorite et épidote.

III) GEOCHIMIE DES GRANITES A DEUX MICAS

Les éléments majeurs ont été dosés par spectrométrie de fluorescence X au laboratoire de pétrologie des laves de l'Université Paris VI. Les éléments traces et les terres rares (T.R.) ont été dosés par spectrométrie de fluorescence X et spectrométrie à plasma (ICP) des laboratoires de géologie de l'Ecole des Mines de St Etienne (France) et de l'ORSTOM à Bondy (France). Ne disposant que de deux analyses de γ_{2A} , nous avons choisi de l'exclure de la discussion. Tous ces granites sont peralumineux (Al/Na+K+2Ca compris entre 1.07 et 1.28). Cependant, dans les granites γ_{2B} , qui sont en moyenne les moins peralumineux (Al/Na+K+2Ca compris entre 1.07 et 1.19), on peut noter l'existence de biotites, dont la teneur en Al_2O_3 ($\geq 16\%$) indique que la saturation en Al_2O_3 n'était pas atteinte initialement dans le magma correspondant. On peut donc penser que les granites γ_{2B} pourraient être issus de granites à biotite et que la muscovite n'est pas primaire (magmatique).

Les granites de Campo Formoso et Carnaíba présentent des nuances sur les gammes de teneurs de certains éléments traces (Th, Ni, Co, Cr, Nb, Rb, T.R. ...) et le comportement de ceux-ci au cours de l'évolution. Les diagrammes bilogarithmiques de la figure 3, où TiO_2 a été utilisé comme indice de différenciation, permettent de mettre en évidence l'existence de trois séries granitiques à évolutions distinctes:

- la série γ_1 - γ_{2M} et la série γ_{2B} à Campo Formoso
- la série γ_{2BCA} à Carnaíba.

1) DEUX SERIES A CAMPO FORMOSO

γ_1 et γ_{2M} présentent de nombreuses similitudes géochimiques qui les distinguent de γ_{2B} . A même teneur en TiO_2 , les teneurs en Th

(Fig. 3) des granites γ_1 et γ_{2M} sont inférieures à celles des granites γ_{2B} . De plus, pour Th, les pentes des droites d'évolution sont identiques pour γ_1 et γ_{2M} et différentes de γ_{2B} . Les éléments de transition (Fig. 3) séparent également γ_1 - γ_{2M} de γ_{2B} : contrairement à Th, les teneurs en Co, Cr et Ni des granites γ_1 et γ_{2M} sont en moyenne plus fortes, à même teneur en TiO_2 , que celles des granites γ_{2B} : on peut interpréter ce fait en termes de contamination à divers degrés de γ_1 - γ_{2M} par des roches ultrabasiques. Pour γ_{2B} , la contamination semble moins importante, ce qui peut être interprété par le fait que γ_{2B} se trouvait vraisemblablement en grande partie séparé des sources de contamination par les granites γ_1 et γ_{2M} périphériques. Sc semble montrer un comportement incompatible pour γ_{2B} , les points représentatifs des analyses sont plus dispersés pour γ_1 - γ_{2M} (comme pour Ni, Co et Cr).

La série γ_{2B} est plus riche en Rb et Nb que la série γ_1 - γ_{2M} ; néanmoins, les deux séries offrent des évolutions parallèles pour ces éléments qui montrent un comportement légèrement hygromagmaphile.

Les spectres de T.R. (fig. 2) de tous les granites sont globalement fortement fractionnés en faveur des T.R. légères ($Ce_N/Yb_N = 34.5$ pour γ_{2B} et $Ce_N/Yb_N = 37$ pour γ_1 et γ_{2M}). Dans les spectres de γ_{2B} , les terres cériques apparaissent relativement plus fortement fractionnées ($Ce_N/Sm_N = 4.5$) et on observe une nette anomalie négative en Eu. Les spectres des granites γ_1 et γ_{2M} , correspondant à des teneurs en T.R. globalement plus basses que celles des granites γ_{2B} , présentent un fractionnement en terres cériques et une anomalie négative en Eu moins marquée que ces derniers ($Ce_N/Sm_N = 2.7$). L'évolution magmatique des granites γ_1 - γ_{2M} et γ_{2B} est marquée par un abaissement global des courbes de T.R..

L'évolution des granites γ_{2B} est marquée par un abaissement plus fort des terres cériques relativement à l'ensemble des T.R. et un "creusement" de l'anomalie en Eu, contrairement aux granites γ_1 - γ_{2M} .

Commentaires

Les plus fortes teneurs en terres cériques, mais également en Th (Fig. 3) des granites γ_{2B} sont illustrées par la forte proportion d'allanite (qui fractionne fortement ces éléments chimiques (Mahood et Hildreth, 1983)) dans γ_{2B} , contrairement à γ_1 et γ_{2M} . Dans le diagramme TiO_2 : Th (Fig. 3), les pentes plus fortes pour l'évolution de γ_1 - γ_{2M} que pour celle de γ_{2B} peuvent être expliquées par le fait que l'allanite ne cristallise pas (à supposer que les taux de fractionnement pour TiO_2 sont identiques dans les deux séries). Outre les plus basses teneurs en T.R. et Th, la gamme des teneurs en CaO de γ_1 - γ_{2M} (0.66-1.02%) est globalement plus basse que celle de γ_{2B} (0.69-1.24%). Il est possible que la baisse de l'activité de CaO, mais aussi de Th et des T.R. soient responsables de l'arrêt de cristallisation de l'allanite. L'anomalie en Eu plus marquée pour γ_{2B} est vraisemblablement due à l'existence d'une forte fugacité d'oxygène dans le magma de γ_{2B} avec fractionnement par le plagioclase (Philpotts, 1970), comme le suggère par ailleurs l'apparition de magnétite comme minéral accessoire (contrairement aux granites γ_1 et γ_{2M}). Les évolutions des teneurs en T.R. des granites γ_1 - γ_{2M} et γ_{2B} peuvent être interprétées par la cristallisation d'un assemblage minéralogique comprenant des phases à spectre relativement plat pour expliquer l'abaissement général des courbes (biotite + plagioclase) pour les deux séries de Campo Formoso, l'allanite (abaissement relativement plus fort des terres cériques) et le plagioclase (augmentation de l'anomalie négative en Eu, pour γ_{2B}).

2) LA SERIE γ 2BCA DE CARNAÍBA

Cette série présente de nombreuses analogies avec la série γ 1- γ 2M: similitudes des pentes des droites d'évolution pour Th et fortes teneurs en Cr qui suggèrent une contamination; le spectre de T.R. obtenu (un échantillon) est identique à la moyenne de ceux obtenus pour γ 2B. Cependant, la série γ 2BCA de Carnaíba se distingue de celles de Campo Formoso par la pente de la droite d'évolution pour Zr (en fonction de TiO_2) et surtout par les plus fortes teneurs pour Rb, Nb et Be et les plus forts taux d'enrichissement pour ces éléments relativement au titane; ces éléments apparaissent faiblement hygromagmaphiles au cours de l'évolution de cette série (fig. 3). Ceci pourrait expliquer la quantité plus importante de minéralisations à Be (émeraudes) associées aux granites de Carnaíba (Rudowski et al., 1987).

IV) GEOCHIMIE DES GRANITES A MUSCOVITE-GRENAT: γ 3 et γ 3CA

Autant certains granites à deux micas présentent un caractère légèrement peralumineux, autant les granites à muscovite-grenat sont-ils franchement peralumineux ($Al/Na+K+2Ca > 1.20$). Ils sont également plus différenciés ($TiO_2 < 0.09\%$), et présentent des teneurs en Th, Zr, Ni, Co, Sc et T.R. beaucoup plus faibles, que les granites à deux micas (Fig. 3).

Pour Zr, les points représentatifs des granites à muscovite-grenat s'inscrivent dans la continuité des droites d'évolutions des granites à deux micas (Fig. 3), sans changement de pente apparent par rapport à TiO_2 . Il y a également continuité pour Th, mais avec augmentation de la pente.

Il est remarquable d'assister dans ces granites, contrairement aux granites à deux micas à une forte chute des teneurs en Sc, ce qui est vraisemblablement dû à la cristallisation du grenat, qui fractionne fortement Sc dans les magmas acides (Irving et Frey, 1978). Les teneurs en Cr sont relativement constantes, sauf γ 3CA qui présente des teneurs supérieures à celles des autres granites γ 3 et comparables à celles de γ 2BCA. γ 3 a des teneurs en Cr comparables à celles de γ 2B. Ces teneurs en Cr, élevées pour des granites aussi évolués, peuvent être interprétés comme résultant d'une contamination.

Les teneurs en Rb, Nb et Be séparent également γ 3 et γ 3CA. Les granites de Carnaíba γ 2BCA et γ 3CA présentent la même richesse en hygromagmaphiles, par rapport aux granites de Campo Formoso. Les points représentatifs des granites γ 3 sont dans le prolongement de γ 2B et ceux γ 3CA se situent dans le prolongement de γ 2BCA.

Les teneurs en T.R. des γ 3 (deux échantillons de γ 3) sont beaucoup plus faibles que celles des granites à deux micas et les spectres apparaissent globalement moins fractionnés en faveur des terres cériques ($Ce_N/Yb_N = 5$ et 8.4): ceci est dû à la présence de grenat dans la roche, qui fractionne fortement les terres ytriques (Irving et Frey, 1978). Les deux spectres sont toutefois différents: le premier spectre (correspondant à une valeur $TiO_2 = 0.02\%$, Fig. 3) ne montre pas d'anomalie négative en Eu contrairement au second (correspondant à une valeur $TiO_2 = 0.04\%$, Fig. 3).

V) CONCLUSIONS

L'étude pétrologique et géochimique des granites des massifs de Campo Formoso et Carnaíba permet de mettre en évidence trois

séries:

- les séries γ_1 - γ_{2M} et γ_{2B} à Campo Formoso.
- la série γ_{2BCA} à Carnaíba.

A Campo Formoso, les deux séries présentent des différences sur les teneurs en Th, T.R., éléments de transition et hygromagmaphiles, mais offrent corrélativement des évolutions parallèles pour Rb et Nb notamment. Des phénomènes de contamination et d'altération deutérique distinguent géochimiquement et pétrographiquement les granites γ_1 - γ_{2M} des granites γ_{2B} . On note que l'évolution des granites à deux micas conduit à des granites à muscovite-grenat, probablement à partir de granites à biotite. L'observation de caractéristiques géochimiques voisines et d'évolutions parallèles pour les granites γ_1 - γ_{2M} et γ_{2B} , illustrent l'existence de deux séries évolutives distinctes à Campo Formoso, ce qui n'empêche pas une source magmatique commune. La série de Carnaíba montre des caractéristiques différentes notamment par la richesse en éléments hygromagmaphiles relativement aux séries de Campo Formoso (Rb, Nb, Be): ceci permet d'expliquer la potentialité métallogénique particulière, pour Be notamment, de cette apophyse de granites évolués (Rudowski et al., 1987). Comme à Campo Formoso, les granites à muscovite-grenat γ_{3CA} représentent les produits de la différenciation des granites à deux micas γ_{2BCA} . La question de cet enrichissement préférentiel en hygromagmaphiles des granites de Carnaíba (à deux micas ou à muscovite et grenat) reste irrésolue. Notons que pour Nb et Be, les teneurs sont les mêmes à Carnaíba et à Campo Formoso pour $TiO_2 \approx 0.15$. Cependant, les niveaux de teneurs en Rb sont très différents, ce qui permet de supposer que les granites de Carnaíba et de Campo Formoso ne sont pas comagmatiques. L'existence d'une coupole du même type que Carnaíba, responsable des minéralisations à Be du Nord du massif de Campo Formoso (Fig. 1) est à supposer.

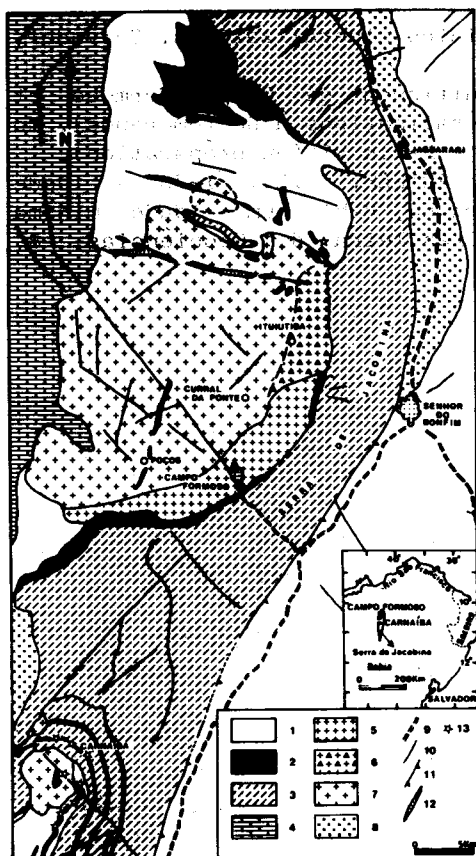
REMERCIEMENTS

Cette étude a été réalisée dans le cadre des accords ORSTOM-CNPq, ORSTOM-SME-UFBA-UPMC. Je tiens à remercier, G. Giuliani pour l'encadrement de l'étude géologique sur le terrain ainsi que pour la présentation de cet article au VII Congrès Latino-Américain; P. Sabaté, Coordinateur du projet "Granitoides de Bahia"; M. Fontelles et P. Soler pour le suivi scientifique du présent travail.

REFERENCES

- COUTO, P.A. et ALMEIDA, J.J., 1978 - Projeto Serra de Jacobina; geologia e prospecção geoquímica. Relatório Final, CPRM, p. 415.
- INDA, H.A. et BARBOSA, J.F., 1978 - Texto explicativo para o mapa geológico do estado da Bahia, 1:1.000.000. SME/CPM, Salvador, Bahia, Brasil, p. 137.
- IRVING, A.J. et FREY, F.A., 1978 - Distribution of trace elements between garnet megacrysts and host volcanic liquids of kimberlitic to rhyolitic compositions. Geochim. Cosmochim. Acta, 42, 771-787.
- MAHOOD, G. et HILDRETH, W., 1983 - Large partition coefficients for trace elements in high silica rhyolites. Geochim. Cosmochim. Acta, 47, 11-30.
- PHILPOTTS, A.R., 1970 - Redox estimation from a calculation of Eu^{2+} and Eu^{3+} in natural phases. Earth and Planet. Sci. Lett., 257-268.
- RUDOWSKI, L.; GIULIANI, G. et SABATÉ, P., 1987 - The proterozoic granite massifs of Campo Formoso and Carnaíba (Bahia, Brazil) and their Be, Mo, W mineralizations. In: Extended Abstracts of the

- Intern. Symp. on Granites and Associated mineralizations. Salvador, Bahia, Brazil, 1987, 253-257.
- RUDOWSKI, L. - Etude des massifs granitiques de Campo Formoso et Carnaíba (Bahia, Brésil) et des minéralisations à Be (émeraude), Mo et W associées. Thèse de l'université Paris VI (en préparation).
- TORQUATO, J.R.; OLIVEIRA, M.A.F.T. et BARTELS, R.L., 1978 - idade radiométrica do granito de Campo Formoso, Bahia, uma idade mínima para o grupo Jacobina. Revista Brasileira de Geociências, 8, 171-180.



LEGENDE:

FIGURE 1. Carte géologique simplifiée des massifs granitiques de Campo Formoso et Carnaíba dans le contexte de la Serra de Jacobina.

1. Gneiss et migmatites archéens.
2. Serpentinites.
3. Formations de la Serra de Jacobina
4. Couverture du Protérozoïque supérieur.
5. Granite de Campo Formoso faciès γ_1 .
6. Granite de Campo Formoso faciès γ_{2M} .
7. Granites de Campo Formoso et Carnaíba faciès γ_{2B} et γ_{2BCA} .
8. Granites de Jaguarari (au Nord) et de Brejão das grotas (au Sud).
9. Routes. 10. Failles. 11. Chevauchement.
12. Filons de quartz. 13. Zones minéralisées à Be (émeraude).

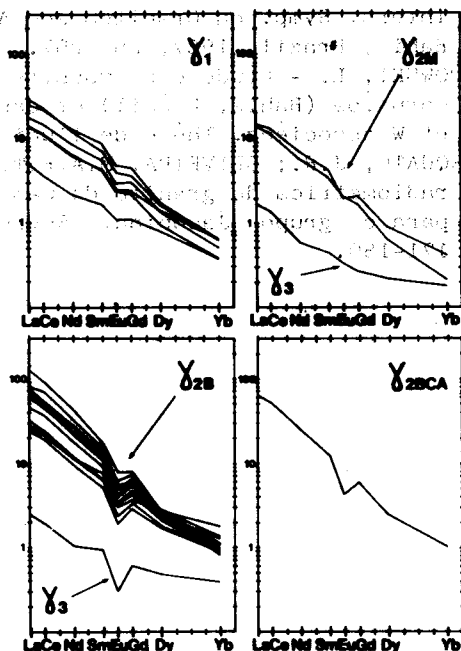


FIGURE 2. Courbes de terres rares normalisées aux chondrites des granites des trois séries γ_1 , γ_{2M} , γ_{2B} et γ_{2BCA} : granites à deux micas γ_3 et γ_{3CA} : granites à muscovite-grenat.

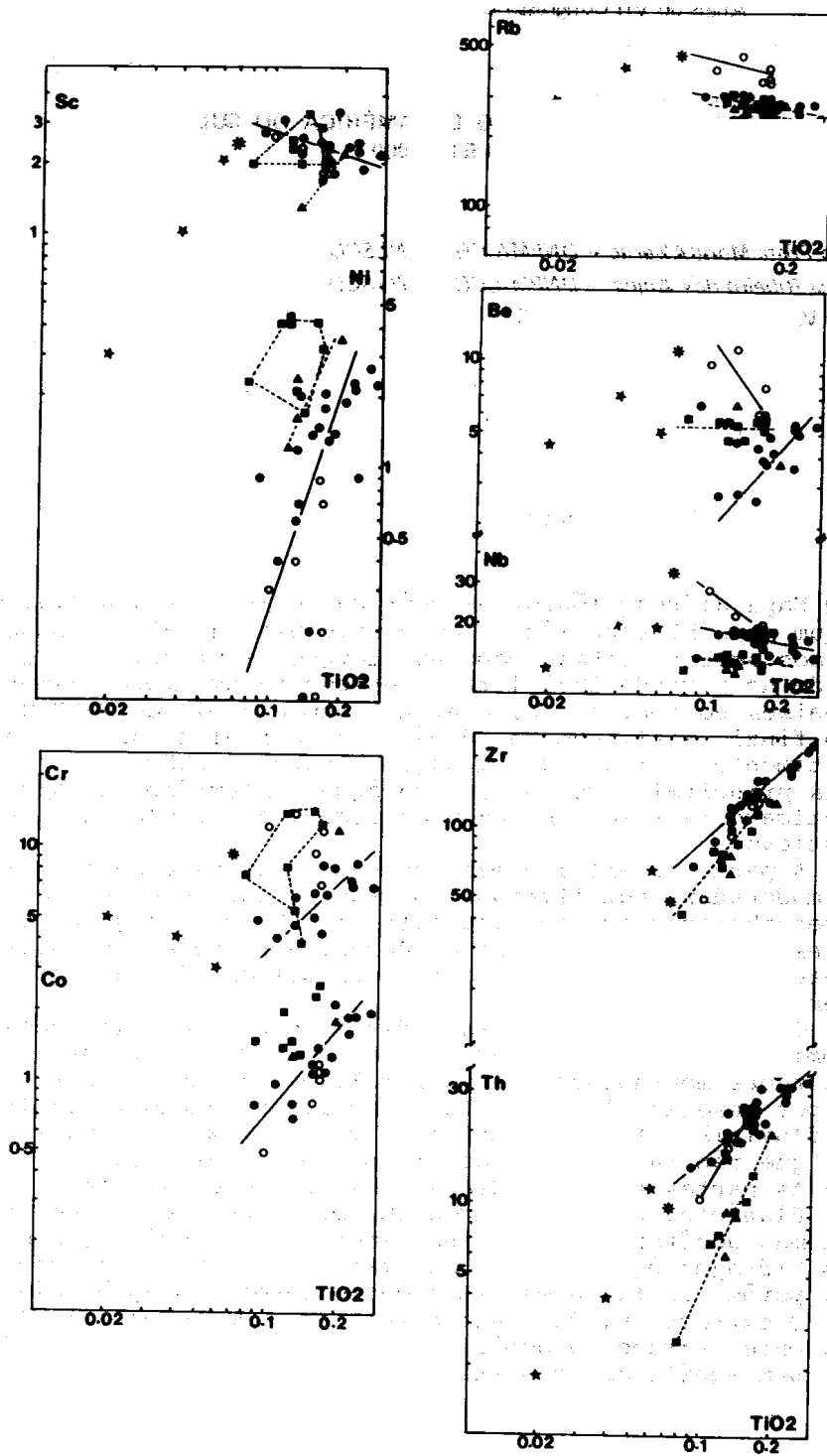


FIGURE 3. Variations de Ni, Cr, Co, Sc, Th, Zr, Nb, Rb et Be en fonction de TiO_2 dans les trois séries granitiques de Campo Formoso et Carnaiba. Carrés: $\gamma 1$ Triangles: $\gamma 2M$ Cercles pleins: $\gamma 2B$. Cercles vides: $\gamma 2BCA$. Etoiles: $\gamma 3$. Asterisques: $\gamma 3CA$.

**MAPA HIDROGEOLÓGICO DA AMÉRICA DO SUL
ESCALA 1:5 000 000**

Albert Mente — DNPM/CCGM/UNESCO

Alarico Antônio Prota Mont'Alverne — DNPM/CCGM/UNESCO

Nelson da França Ribeiro dos Anjos — DNPM/CCGM/UNESCO

Eugenio Godoy V. — DNPM/CCGM/UNESCO

RESUMO

O Mapa Hidrogeológico da América do Sul, escala 1:5.000.000, constitui um mapa hidrogeológico de compreensão geral que poderá servir tanto aos especialistas como aos leigos em hidrologia. O Mapa foi desenvolvido no período 1977-1988 e representa um empreendimento de todos os países do continente, contando com o apoio da UNESCO. A sua compilação final, assim como a edição, foram realizadas e financiadas pelo Departamento Nacional da Produção Mineral - DNPM.

As principais ocorrências de água subterrânea na América do Sul são intimamente relacionadas à geologia, à morfologia e as condições climáticas:

- A parte oriental e mais extensa, consiste de altiplanos, com altitudes moderadas, constituídos por rochas ígneas e metamórficas dos Escudos Precambrianos com pequeno potencial hidrogeológico, e rochas sedimentares das extensas bacias do Paraná e Parnaíba de idade, predominantemente, paleozoica e mesozoica, com disponibilidade hídrica subterrânea em escala regional.

- O sistema de montanhas andinas de grandes altitudes, praticamente domina todo o limite noroeste e oeste do continente, caracterizado por cordões montanhosos quase paralelos, separados por vales profundos ou por mesetas altas. Neste Sistema, encontram-se aquíferos nos depósitos fluviais e fluvio-glaciais - muitas vezes com material mixto vulcânico, que não raramente, são altamente produtivos.

- As partes baixas e depressões (Orinoco, Amazonas, Paraná - Paraguai e Planícies Costeiras) contêm uma grande variedade de aquíferos e sistemas aquíferos, predominantemente do Cenozóico, com diversos potenciais hidrogeológicos e, na sua maioria, de boa qualidade d'água-existindo, porém, certas áreas (Chaco-Pampeano) com água salgada.

- O extremo sul do continente é formado pelos altiplanos da Patagônia, onde terraços e depósitos fluviais do Terciário e Quaternário constituem aquíferos de baixa produtividade.

ABSTRACT

The Hydrogeological Map of South America at scale 1:5 000 000 is a general hydrogeological map aimed to serve both non-specialists and technicians in hydrology. It was produced as a joint effort of all south american countries, with UNESCO's support, and developed between 1977-1988. Final compilation and edition of the map was realized and financed by the "Departamento Nacional da Produção Mineral" (DNPM-Brazil). The main groundwater occurrences in South America are intimately related to the geology, geomorphology and climatic conditions of that continent.-The eastern and most extensive part of the continent consists of medium level highlands, built up by igneous and metamorphic rocks of the Precambrian Shields with low groundwater potential, and sedimentary rocks of huge, mostly Paleozoic and Mesozoic, sedimentary basins (Paraná and Parnaíba) with regional scale groundwater availability.-The high level Andean mountains system practically dominates all the northern and western border zone of the continent, characterized by almost parallel mountain ranges separated by deep river valleys, or by high mesetas. Aquifers in this system are found in Tertiary-Quaternary fluvioglacial fill often with volcanic mixed material, which not rarely, are highly productive.-The low lands and depressions (Orinoco, Amazon, Chaco-Pampean and Coastal Plains) contain a wide variety of predominantly Cenozoic, aquifers and aquifer systems of different potentials and containing mostly good quality water - although some regions (Chaco-Pampean) may also present brackish ground water.-The extreme south of the continent is occupied by the highlands of Patagonia where Tertiary and Quaternary terraces and fill produced low productive aquifers.

INTRODUÇÃO E OBJETIVO

O Mapa Hidrogeológico da América do Sul (MHAS), Escala 1:5 000 000, desenvolvido no período 1977-1988, representa um empreendimento de todos os países do continente dentro do Programa Hidrológico Internacional-PHI, contando com o apoio da UNESCO. A sua compilação final, assim como a sua edição, foram realizadas e financiadas pelo Departamento Nacional da Produção Mineral - DNPM (1987/1988).

O Comitê Técnico para Elaboração e Edição do MHAS- Membro Executivo, iniciou suas atividades em janeiro de 1987, com base no acervo de dados constituídos pelos mapas hidrogeológicos nacionais em diversas escalas, provenientes dos distintos países da América do Sul (Figura 1): Guiana e Suriname (1:500 000), Equador e Paraguai (1:1 000 000), Equador e Uruguai (1:2 000 000), Bolívia, Chile, Colômbia, Peru e Venezuela (1: 2 500 000) e Argentina e Brasil (1: 5 000 000).

De modo geral, distingue-se três grupos de mapas hidrogeológicos, de acordo com o seu conteúdo, objetivo e escala:

Mapas Hidrogeológicos de Compreensão Geral - Apresentam, principalmente, informações hidrogeológicas complexas que servem tanto aos especialistas como aos leigos em hidrogeologia. São mapas de pequena escala (1:1 000 000 a 1:5 000 000).

Mapas Hidrogeológicos Especiais, que igualmente podem ser subdivididos entre os da categoria de especialistas e de leigos, ou sejam:

- . Mapas de Parâmetros e de Projetos Detalhados para hidrogeólogos, técnicos e engenheiros; e
- . Mapas Interpretativos, derivados e programáticos, para não especialistas, planejadores, políticos e o público em geral.

São mapas em escala média (1: 100 000 a 1: 1 000 000).

Mapas e Planos Operacionais, para gerentes de recursos hídricos.

São mapas em grande escala (1: 10 000 ou menor a 1: 100 000).

O Mapa Hidrogeológico da América do Sul, escala 1: 5 000 000, é tipicamente um mapa hidrogeológico de compreensão geral. Tem como objetivo a apresentação das condições hidrogeológicas a nível continental, e foi elaborado de acordo com os métodos internacionalmente aceitos para a cartografia hidrogeológica moderna de pequena escala (6,7).

OCCORRÊNCIAS DE ÁGUA SUBTERRÂNEA

As principais ocorrências de água subterrânea na América do Sul são intimamente relacionadas às condições geológicas, morfológicas e climáticas que predominam no continente.

GEOLOGIA

A caracterização geológica da América do Sul está baseada na subdivisão do continente em diversas grandes regiões morfo-estruturais que se distinguem conforme sua constituição interna e relevo externo (Figura 2):

Plataforma Brasileira, com predominância de rochas ígneas e metamórficas do Precambriano (Escudos Central e Oriental) e presença de grandes bacias sedimentares epicratônicas do Paleozóico-Mesozóico (Bacias do Parnaíba e do Paraná), além da Bacia São Francisco-Salitre, mais antiga. Fazem parte ainda, o grupo de bacias costeiras compostas por sedimentos cretácicos, terciários e quaternários (São Luís, Potiguar, Recôncavo-Tucano-Jatobá, Espírito Santo-Rio de Janeiro).

Plataforma das Guianas, onde predominam rochas ígneas e metamórficas do Precambriano, com uma faixa costeira de sedimentos cretácicos a cenozóicos.

Sistema Montanhoso Andino, constituindo um complexo de serras paralelas que se estende desde Trínidad até a Terra do Fogo. O lado ocidental deste complexo é caracterizado por um núcleo batolítico alongado - bem exposto no Peru e no Chile. A sequência montanhosa oriental é composta por metassedimentos de idades muito variáveis. Em diversas partes dos Andes ocorrem depressões tectônicas de forma dispersa entre os cordões montanhosos, sendo assoreadas por sedimentos terciários e quaternários. O vulcanismo é praticamente confinado à sequência montanhosa ocidental - com maior intensidade ao sul do Peru. A evolução das montanhas andinas ocorreu de modo gradual, sendo acompanhada por intrusões e extrusões correlatas. No entanto, o sistema montanhoso moderno foi formado de acordo com um levantamento abrupto de todo o sistema. Desde então, atividades tectônicas persistem e fenômenos vulcânicos e sísmicos continuam ocorrendo. Durante o Pleistoceno, diversas glaciações imprimiram sua influência sobre a região, evidenciada pela deposição de uma gama de sedimentos glaciais e glácio-fluviais.

Depressão Subandina, constituída pelas planícies do Orinoco, da Amazônia e do Chaco-pampeana, se caracteriza por uma espessa cobertura sedimentar de depósitos do Quaternário, Terciário e períodos mais antigos. Sua extensão vai desde a foz do Orinoco até Bahia Blanca na Argentina.

Plataforma Patagônica, representa uma unidade morfoestrutural caracterizada por núcleos de rochas precambrianas, separados por depressões contendo camadas espessas de depósitos marinhos e continentais, predominantemente do Cretáceo, Terciário, Quaternário e Recente. Vulcanismo de idade bastante variável ocorre na totalidade da região.

GEOMORFOLOGIA

Do ponto de vista geomorfológico, as 5 principais regiões morfo-estruturais que se destacam na descrição anterior (Geologia) representam, igualmente, as regiões que se caracterizam por uma evolução morfológica diferenciada (Figura 3). Desde os tempos geológicos pretéritos, a zona estável dos Escudos do Precambriano, formando a parte oriental do continente (Regiões 1 e 2) ocupou geralmente posições acima do nível do mar. Conseqüentemente, a evolução morfológica ocorreu sob condições subaéreas, havendo como resultado a formação generalizada de superfícies de erosão em diversos níveis. As cotas geralmente encontradas situam-se entre 500m e 2 000m. A seqüência montanhosa dos Andes (Região 3) forma uma morfologia jovem e instável ao longo da margem ocidental do continente. As montanhas modernas se formaram durante o Plio-Pleistoceno através de um levantamento violento. Simultaneamente, ocorreram atividades vulcânicas com deposição de grandes quantidades de cinza, tufo e lava em alguns lugares. Durante os períodos de glaciações do Pleistoceno, a morfologia andina foi sujeita a erosão e acumulação glacial. As cotas da região andina variam de 2 000m a superiores a 4 000m - com picos bem mais altos (Aconcagua no Chile, de mais de 7 000m). Outra grande zona morfoestrutural (Regiões 4, 5 e 6) é constituída pela extensa faixa entre o Sistema Andino e os Escudos Precambrianos, e que englobam as bacias dos rios Orinoco, Amazonas e o conjunto fluvial Paraguai-Paraná-La Plata - o último formando a planície Chaco-Pampeana. Nesta zona se acumulou enormes massas de sedimentos - a maioria como produtos erosionais do antigo e presente Sistema Andino. As cotas encontradas variam de 0 m a 500 m. A última zona destacada coincide com a região Patagônica (Região 7) em que se distinguem uma subregião Cordilherana, outra de Elevações Centrais e uma terceira de Terraços. Vulcanismo e, posteriormente, a atuação glacial, caracterizam a totalidade da região. As cotas variam de 0m a 2 000m.

CLIMA

Com relação ao clima, distingue-se, na América do Sul, as seguintes 7 principais regiões climáticas (Figura 4):

Tropical: O tipo dominante no continente incidindo praticamente em toda a região a Norte de 20° de latitude Sul.

Terra Fria: Em extensas áreas, particularmente nos países andinos, ocorrem zonas montanhosas tropicais com incidência de geadas. Apresentam áreas importantes altamente populosas, onde no passado as grandes civilizações precolombianas se concentraram.

Desértico: Predomina em grandes áreas no Peru, Chile e Argentina, com ligeira entrada na Bolívia. Pequenos desertos se encontram também na Colômbia e na Venezuela.

Subtropical: Dominante em uma larga zona entre o clima pampeano da Argentina e o clima tropical do Brasil central.

Pampeano: Em extensas áreas ao Sul do continente e ao lado oriental dos Andes, ocorrem climas com regime de umidade tipo "steppe", porém divergindo bastante dos climas análogos na Rússia e América do Norte; não são continentais, a variação anual de temperatura é limitada, e o inverno não é rigoroso.

Mediterrâneo: Encontra-se no Chile central e em áreas circunvizinhas da Argentina.

Marítimos: Ocorrem no Sul do Chile, Terra do Fogo e em algumas outras ilhas.

ÁGUAS SUBTERRÂNEAS

A partir da abordagem das condições geológicas, geomorfológicas e climáticas, observa-se a grande variedade ambiental existente na América do Sul, sendo a mesma refletida também nas principais ocorrências de água subterrânea. A fim de facilitar a compreensão da natureza e distribuição da ocorrência das águas subterrâneas, dividiu-se o continente em 7 regiões hidrogeológicas principais (Figura 5), enquanto se adotou o seguinte esquema de distinção dos aquíferos:

- Aquíferos em Rochas Porosas
 - . Sedimentos clásticos, não consolidados e consolidados
- Aquíferos em Rochas Fraturadas, subdivididos em:
 - . Rochas sedimentares consolidadas, inclusive sedimentos piroclásticos, metassedimentos e calcários
 - . Rochas efusivas básicas
- Aquíferos Fracos ou Praticamente Ausentes, subdivididos em:
 - . Rochas ígneas e metamórficas
 - . Sedimentos não consolidados a consolidados, inclusive sedimentos piroclásticos.

Plataforma Brasileira: Constitui uma extensa região que reúne praticamente toda a gama dos aquíferos acima mencionados. Destacam-se duas grandes áreas de potencial hidrogeológico elevado, representadas pelas bacias sedimentares do Parnaíba e do Paraná, nas quais os poços com profundidade de 100m a 2.000m apresentam vazões de algumas dezenas até mais de um milhão de m³/hora. Na bacia do Parnaíba, os principais aquíferos (Serra Grande, Cabeças e Poti-Piauí) correspondem aos sedimentos paleozóicos. Na bacia do Paraná, o aquífero mais importante é o Botucatu do Brasil, que corresponde ao Misiones do Paraguai e ao Tacuarembó do Uruguai, constituído por depósitos do Triássico-Cretácico. Na mesma bacia cabe destacar ainda a extensa área de aquíferos descontínuos nos derrames basálticos. Na zona costeira, algumas faixas com aquíferos em rochas porosas ganham certa importância, devido à proximidade com algumas capitais brasileiras. Em contrapartida, outra extensa parte da região é composta por aquíferos fracos ou praticamente ausentes. Trata-se da imensa área ocupada pelas rochas compactas dos Escudos Central e Oriental, onde poços de 60m a 150m fornecem vazões de 2 a 10 m³/hora em média, sendo que as águas no semiárido do Nordeste brasileiro, geralmente, são caracterizados por altos teores de sais dissolvidos. Outra área de destaque é formada pela bacia do São Francisco-Salitre, constituída em grande parte por calcários e zonas cársticas. Na borda ocidental da Plataforma Brasileira, situa-se a planície sedimentar conhecida como Pantanal - uma área com transbordamentos periódicos dos rios - onde poços de 50m de profundidade, em média, apresentam capacidades específicas de 2,8 m³/h/m.

Plataforma das Guianas: Esta região, com predominância de rochas compactas do Escudo Precambriano, apresenta fraca vocação hidrogeológica - embora sendo pouco conhecida em termos de informações reais baseadas em poços. Por outro lado, uma bacia estrutural, na zona costeira, oferece boas condições de exploração através de aquíferos de sedimentos terciário-quadernários. A profundidade dos poços varia de 70-230m, com capacidades específicas de 3-38 m³/h/m e vazões de 30-100 m³/h. Duas capitais e diversas cidades das Guianas são abastecidas com água subterrânea.

Sistema Montanhoso Andino: Representa outra grande região que, devido à sua vasta extensão, engloba praticamente todas as categorias de aquíferos existentes: desde os aquíferos em rochas porosas com produtividade alta a muito alta até os aquíferos fracos ou praticamente ausentes. O primeiro grupo, com bons aquíferos, é geralmente constituído pelos depósitos mais recentes - do Quaternário ao Recente - que colmatam os vales intermontanhosos e os vales da rede de drenagem actual. Os sedimentos dos aquíferos, os mais variáveis possíveis, são de origem fluvial, glácio-fluvial e lacustre, muitas vezes misturados com sedimentos piroclásticos. Os poços são geralmente de pouca profundidade (de 30 a 150m), com capacidade específicas médias de 2 a 40 m³/h/m. Constituem um importante recurso que abastece grandes cidades ou capitais da região (Quito, Equador, Lima e Trujillo, Peru, por exemplo). Vale destacar o aproveitamento na Argentina (também na Venezuela) dos aquíferos muito produtivos representados pelos depósitos nos "pés-de-montanha" e na zona dos vales vizinhos. O segundo grupo, com aquíferos em rochas fraturadas, é constituído por rochas sedimentares consolidadas, metassedimentos e calcários do Paleo-Mesozóico, além de rochas vulcânicas e rochas mixtas vulcano-sedimentares do Cretáceo a Quaternário. Abrange a maioria das rochas do Sistema Montanhoso Andino na faixa que se estende da Venezuela até a fronteira com a Argentina, aproximadamente. De modo geral este grupo de aquíferos é ainda pouco explorado nos diversos países andinos. No terceiro grupo, com aquíferos fracos ou praticamente ausentes, se encontram as rochas ígneas e metamórficas e ainda os sedimentos não consolidados a consolidados, inclusive sedimentos piroclásticos, que se estendem desde a Venezuela até o extremo sul do continente, com ocorrências em todos os países andinos. Em toda a região andina é notável a existência de fontes termais e minerais, relacionadas ao vulcanismo moderno do Pliopleistoceno - com temperaturas que alcançam até 60°C e 80°C.

Planície do Orinoco: Corresponde aos "llanos" da Colômbia e da Venezuela, que, na maioria, são constituídos de sedimentos fluviais e eólicos do Quaternário. Na Venezuela, representa a região com maior concentração de poços, cuja profundidade média é de 47m (variação: 5-300m), nível estático médio de 9 m (variação: 1-85 m) e vazões médias de quase 60 m³/h (variações: 3-515 m³/h). A qualidade d'água é boa, algo corrosiva.

Planície da Amazônia: Abrange o território de 5 países. Na maioria é representada pela planície amazônica, com cotas inferiores a 200 m. A constituição geológica é a de uma extensa bacia sedimentar, com formações paleozóicas em ambas as margens do Rio Amazonas, completadas por coberturas de sedimentos cenozóicos até o centro da bacia. As inundações de grande parte dos terrenos pelos cursos fluviais, decorrentes dos altos índices pluviométricos, é outra característica da hidrogeologia da região. Geralmente, encontram-se aquíferos locais, de extensão variável, do tipo livre ou confinado. Poucos dados hidrogeológicos estão disponíveis, a maioria do lado brasileiro. As profundidades dos poços variam de 60 m a 250 m, apresentando vazões de 60 a 250 m³/h. Outros tipos de captação frequentemente encontrados são ponteiros e poços cavados em grande diâmetro (Poço Amazonas).

Planície Chaco-Pampeana: Constitui uma baixada estrutural preenchida por milhares de metros de sedimentos de idade variável, sendo os superiores, predominantemente, cenozóicos. Na parte Oeste da região do Chaco, que ocupa territórios de Paraguai, Bolívia e Argentina, os poços para abastecimento local apresentam profundidades de 60m a 300m, capacidades específicas de 1,6 m³/h/m, vazões médias de 15 m³/h e níveis estáticos variando de 50 m no lado ocidental a 15 m no lado oriental. A qualidade química d'água varia também lateralmente e em profundidade. Grandes regiões do Chaco, principalmente a zona Leste, contêm somente águas altamente mineralizadas. Na parte central do Chaco existem pequenas ocorrências de água doce em uma geração de antigos vales, sendo de grande importância para o abastecimento local. A região Pampeana é a continuação meridional do Chaco, localizada exclusivamente na Argentina. Apresenta uma grande variedade de condições hidrogeológicas, desde aquíferos até aquíferos de permeabilidade média a alta,

livres e confinados, contínuos (Fm. Puelches) e descontínuos (Fm. Medano Invasor). As capacidades específicas dos poços demonstram grandes variações, desde alguns litros até mais de $10 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$, enquanto a qualidade química d'água é igualmente variável, havendo resíduos secos de $300 \text{ mg}/\text{l}$ até maiores do que $2\ 000 \text{ mg}/\text{l}$. Aliás, a região Pampeana é caracterizada pela presença de extensas zonas com água altamente mineralizada. Aquíferos de destaque são o Puelches (Província de Buenos Aires) e Mioceno Rojo (Bahía Blanca).

Plataforma Patagônica: Localizada no Sul do continente, exclusivamente na Argentina. Distingue-se três subregiões: Cordilherana, Elevações Centrais e Terraços, cada uma com suas particularidades hidrogeológicas. Na subregião Cordilherana, aquíferos contínuos somente são formados nos depósitos glaciais e fluvioglaciais. Na subregião Elevações Centrais, informações quantitativas indicam vazões de poços de 2 a $4 \text{ m}^3/\text{h}$ (aquífero confinado Neuquén), com qualidade química d'água boa. Existem fontes com vazões de $0,2$ - $2 \text{ m}^3/\text{h}$ e 35 - $40 \text{ m}^3/\text{h}$. Os melhores aquíferos se localizam na subregião dos Terraços, caracterizada por uma espessa (até 25 m) camada de blocos de origem glacial, que favorece a recarga local. São relacionados às formações Sta. Cruz, Patagônia Superior, Río Negro e aos terraços modernos. Vazões de poços indicam valores de 1 a $4 \text{ m}^3/\text{h}$.

REPRESENTAÇÃO CARTOGRÁFICA DO MHAS E NOTA EXPLICATIVA

REPRESENTAÇÃO CARTOGRÁFICA

O MHAS será apresentado em uma só folha, contendo os seguintes componentes conforme distribuição espacial constante na figura 6:

- Título do MHAS, escala e referência cartográfica no espaço superior a direita.
- Carta Hidrogeológica da América do Sul, escala $1:5\ 000\ 000$, ocupa espaço principal central.
- Legenda, no espaço inferior a direita.
- Carta de Isoietas do continente, escala $1:20\ 000\ 000$, apresentada como mapa de encarte no espaço inferior a esquerda.
- Carta de Províncias Hidrogeológicas, escala $1:20\ 000\ 000$, apresentada como mapa de encarte no espaço inferior a esquerda.
- Créditos dos países participantes, executores e colaboradores no espaço inferior a direita, acima da Legenda.

Vale observar que a subdivisão de Províncias Hidrogeológicas da América do Sul constitui um elemento essencial para a concepção da Legenda e da Cartografia do MHAS (Figura 7).

NOTA EXPLICATIVA

A Nota Explicativa apresenta o seguinte índice:

Prefácio

1. Introdução

- 1.1. Objetivos, valor e limitações do mapa
- 1.2. Antecedentes do projeto
- 1.3. Equipes nacionais e agradecimentos
- 1.4. Metodologia de trabalho
- 1.5. Estudos, mapas hidrogeológicos e dados de poços disponíveis nos países

2. Características gerais da América do Sul

- 2.1. Área e população dos países
- 2.2. Fisiografia e geologia
- 2.3. Vegetação e solos
- 2.4. Climatologia e hidrologia

3. Características hidrogeológicas da América do Sul
 - 3.1. Legenda e uso do mapa
 - 3.2. Províncias hidrogeológicas
 - 3.3. Descrição geral dos sistemas aquíferos por província
4. Uso atual e possibilidades de exploração de água subterrânea
 - 4.1. Uso atual de água subterrânea
 - 4.2. Áreas super-exploradas e com problemas de salinização ou de contaminação
 - 4.3. Áreas com possibilidades de artesianismo
 - 4.4. Áreas com melhores possibilidades de exploração de água subterrânea
 - 4.5. Área que requerem maiores estudos
5. Conclusões e Recomendações
 - 5.1. Conclusões
 - 5.2. Recomendações
6. Bibliografia
 - 6.1. Relatórios, publicações e documentos a nível nacional
 - 6.2. Relatórios, publicações e documentos a nível regional

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- 1 - BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Mapa hidrogeológico do Brasil. Escala 1:5 000 000. Rio de Janeiro, 198.
- 2 - CHILE. Dirección General de Aguas. Mapa Hidrogeológico de Chile. Escala 1:2 500 000. Santiago, 1986
- 3 - ENGELEN, G. B. & JONES, G.P. ed Developments in the analysis of groundwater flow systems (s.l.), IAHS, (s.d.). (IAHS Publication, 163)
- 4 - EQUADOR. Programa Nacional de Regionalización Agraria & Office de la Recherche Scientifique e Technique Outre-mer. Mapa hidrogeológico del Ecuador. Escala 1:2 000 000. Quito, 1982
- 5 - EQUADOR. Dirección General de Geología y Minas. Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología. Mapa hidrogeológico nacional de la Republica del Ecuador. Escala 1:1 000 000. Quito, 1983
- 6 - INSTITUTE OF GEOLOGICAL SCIENCES. International legend for hydrogeological maps. London, UNESCO, 1970. 101p.
- 7 - UNESCO. International legend for hydrogeological maps. Revised draft. Paris, 1983. 5lp. (Techn document, SC - 84/WS/7)
- 8 - URUGUAI. Dirección Nacional de Minería y Geología. Carta hidrogeológica del Uruguay. Escala 1:2 000 000. Montevideo, 1986
- 9 - VENEZUELA. Dirección General de Información e Investigación del Ambiente. Dirección de Hidrología. Mapa hidrogeológico de Venezuela. Escala 1:2 500 000. Caracas, 1986.

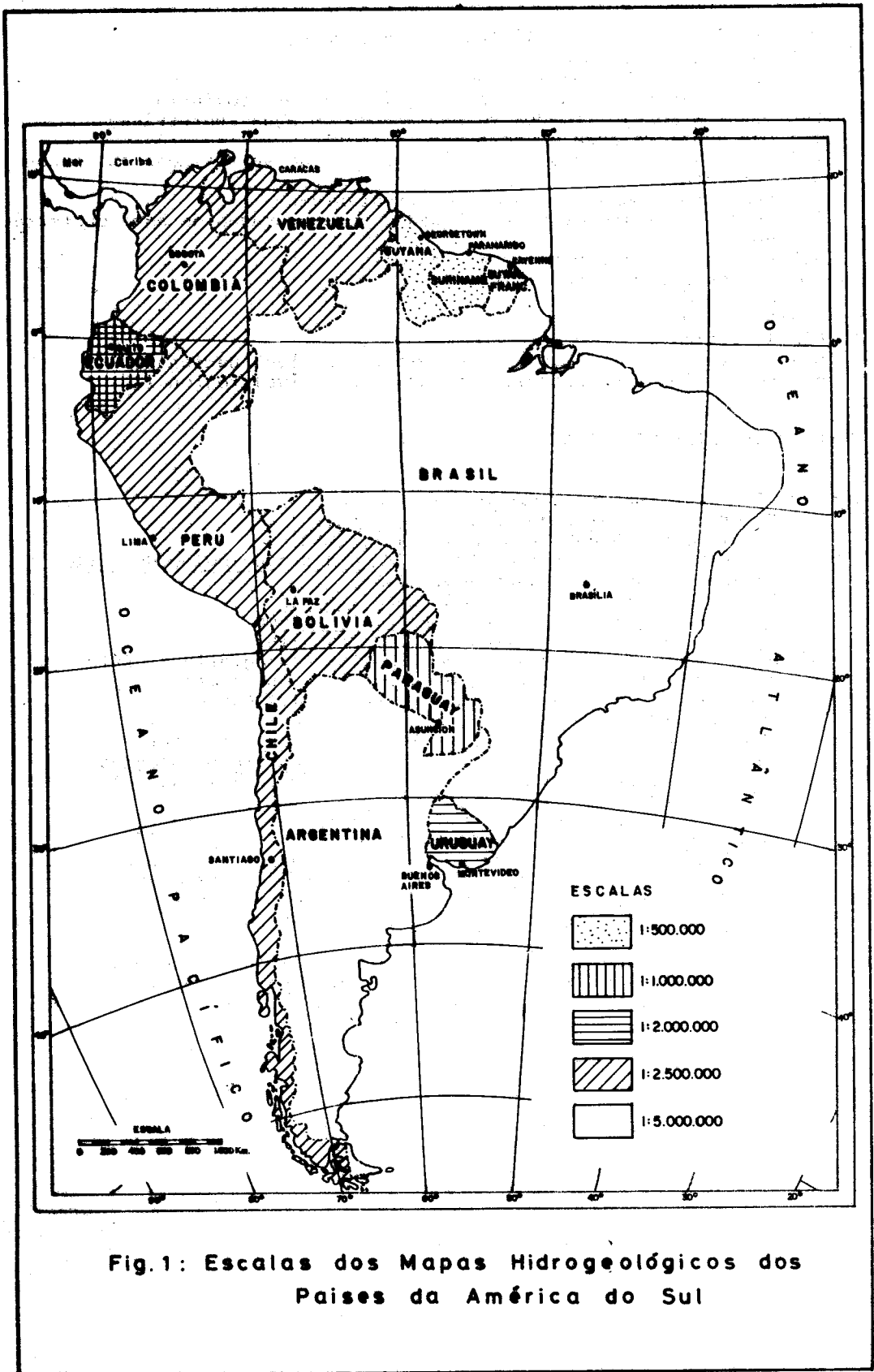
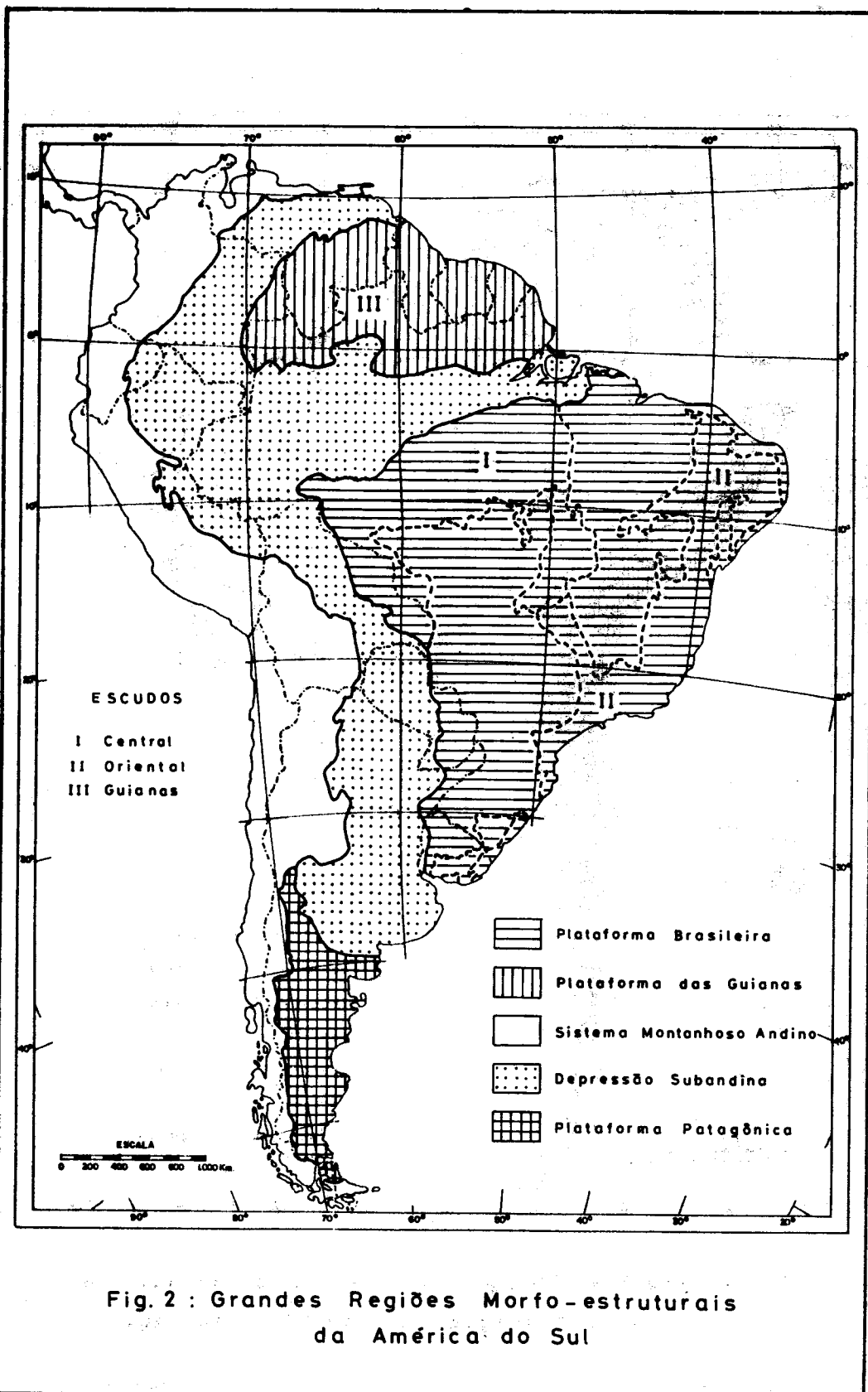


Fig.1: Escalas dos Mapas Hidrogeológicos dos Países da América do Sul



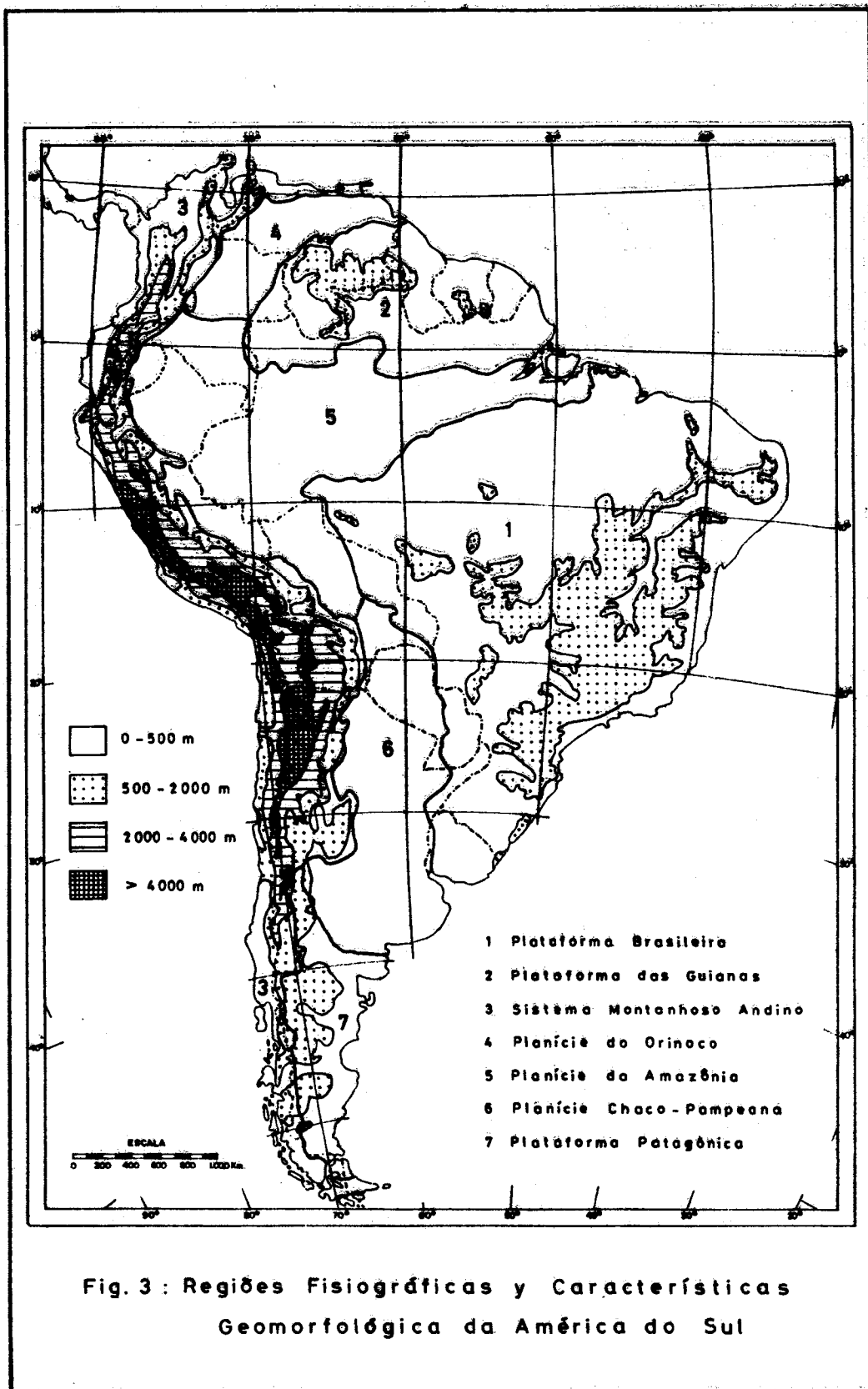


Fig. 3 : Regiões Fisiográficas y Características Geomorfológica da América do Sul

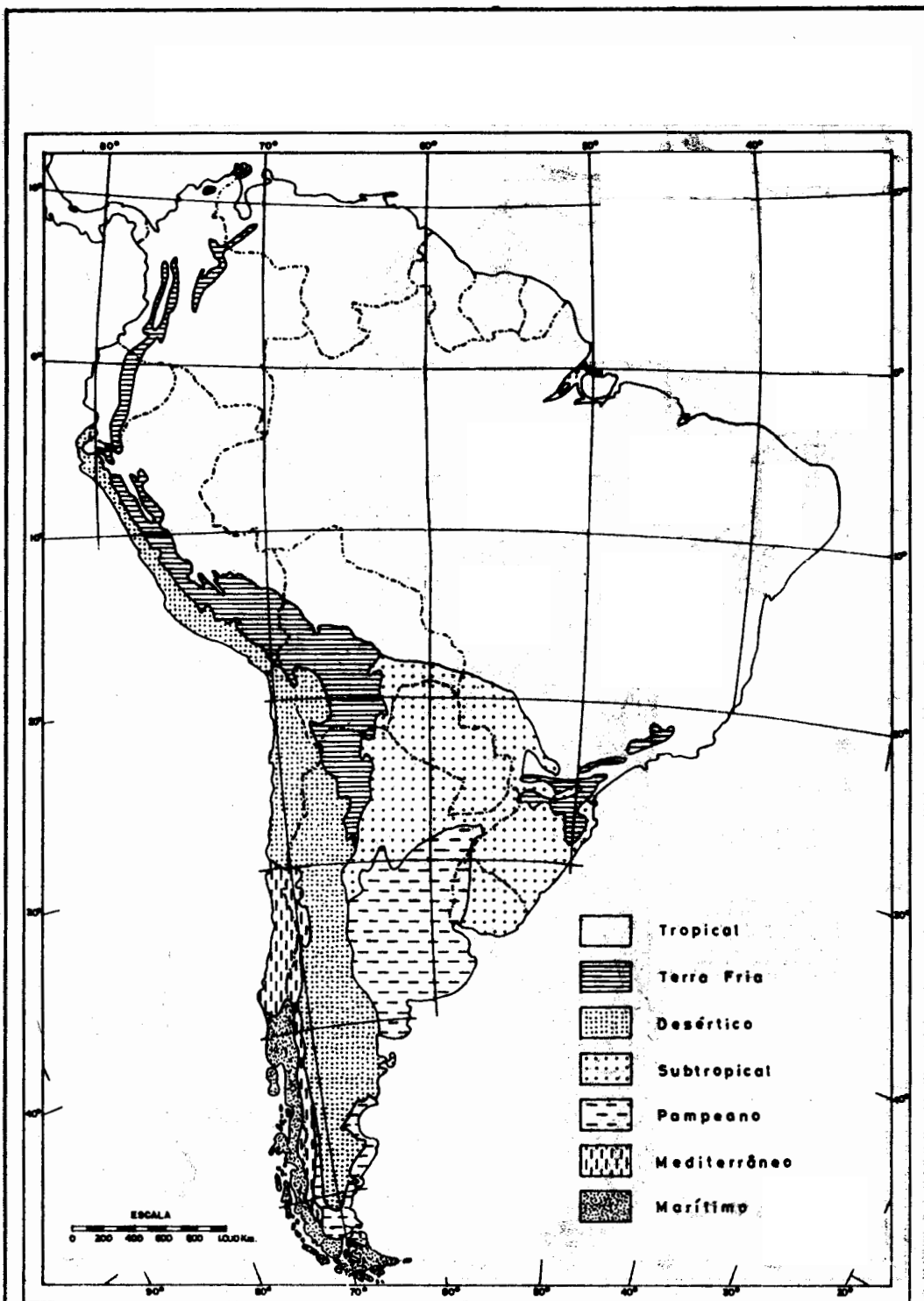


Fig. 4 : Principais Regiões Climáticas da América do Sul

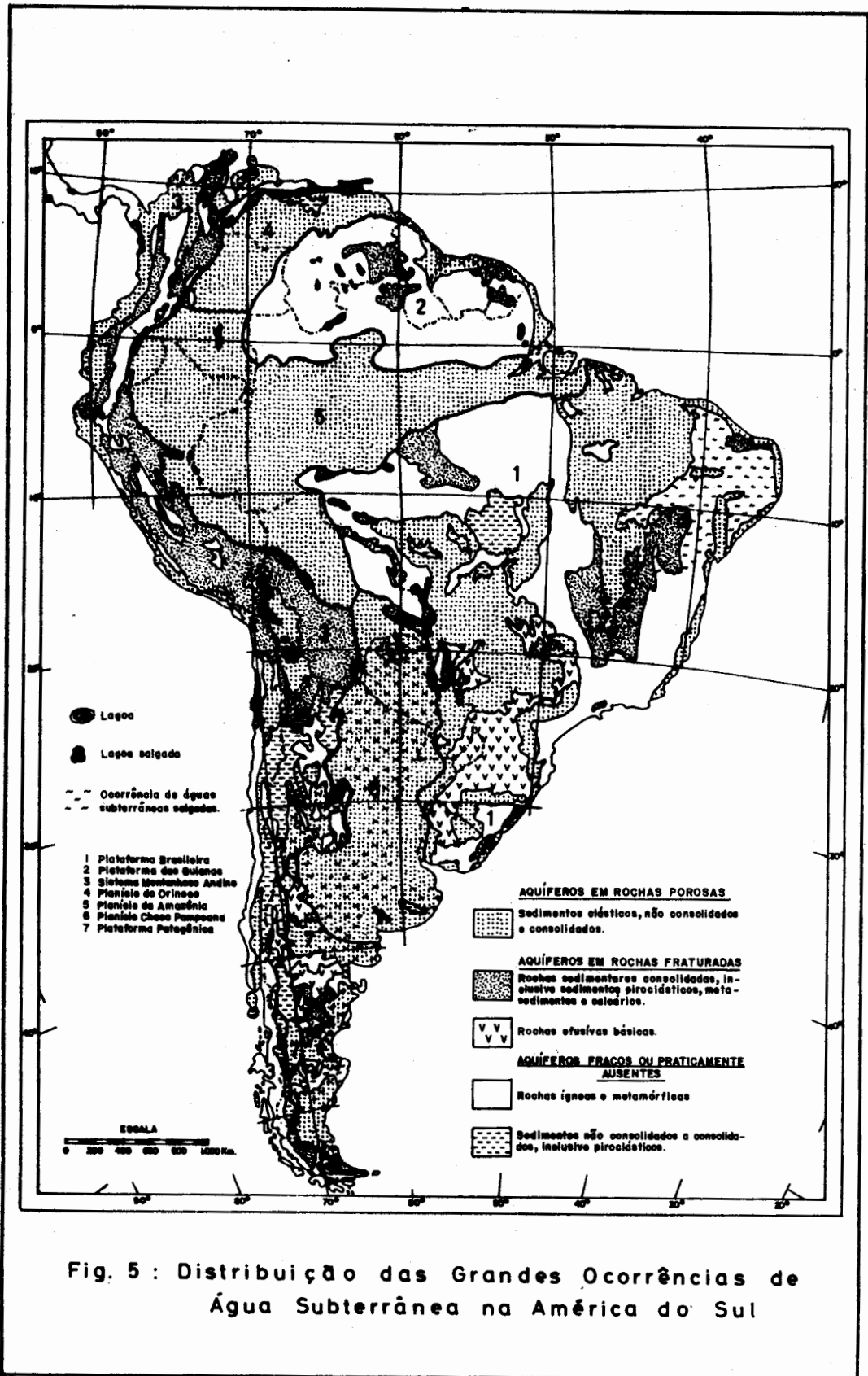


Fig. 5 : Distribuição das Grandes Ocorrências de Água Subterrânea na América do Sul

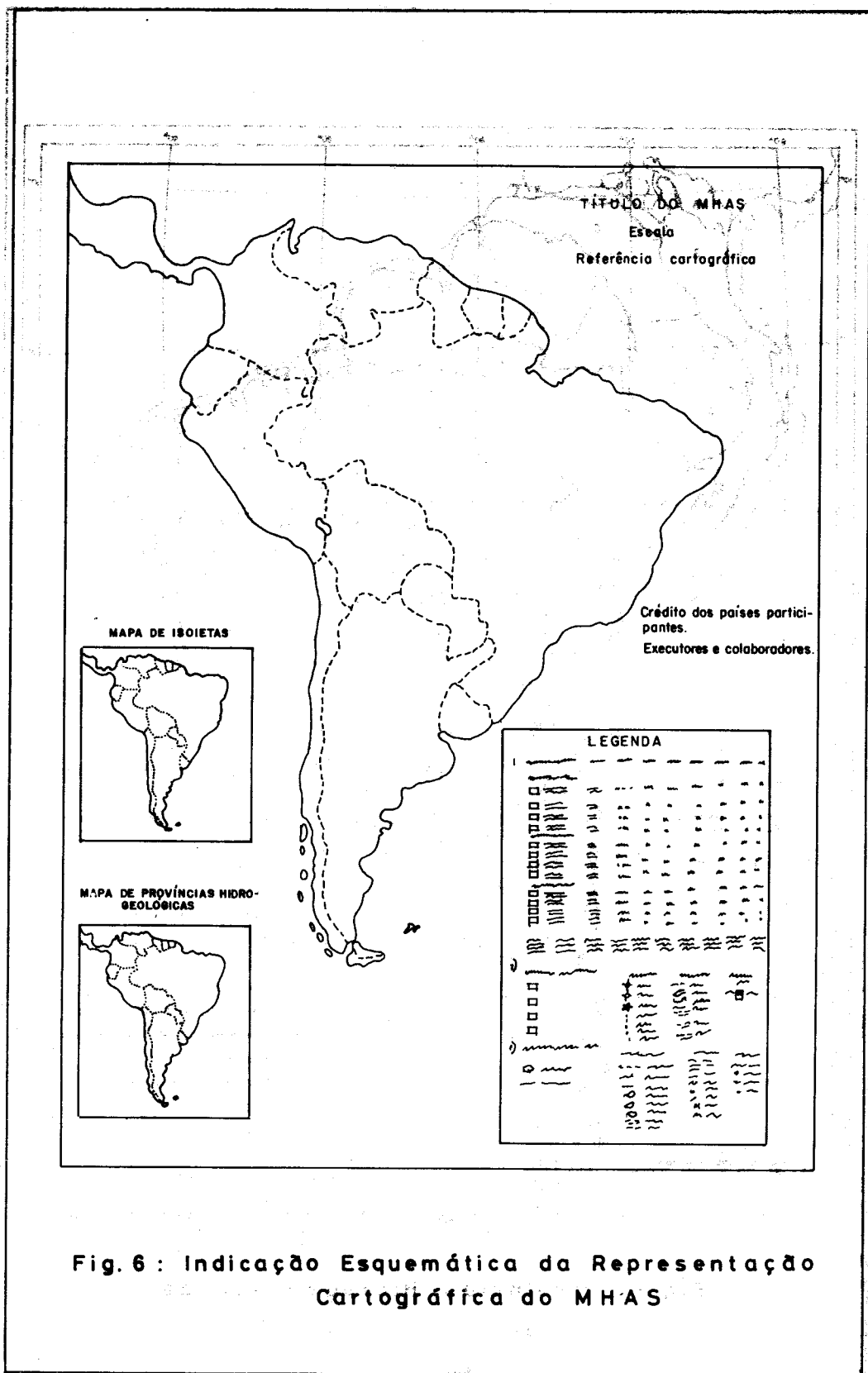


Fig. 6 : Indicação Esquemática da Representação Cartográfica do MHAS

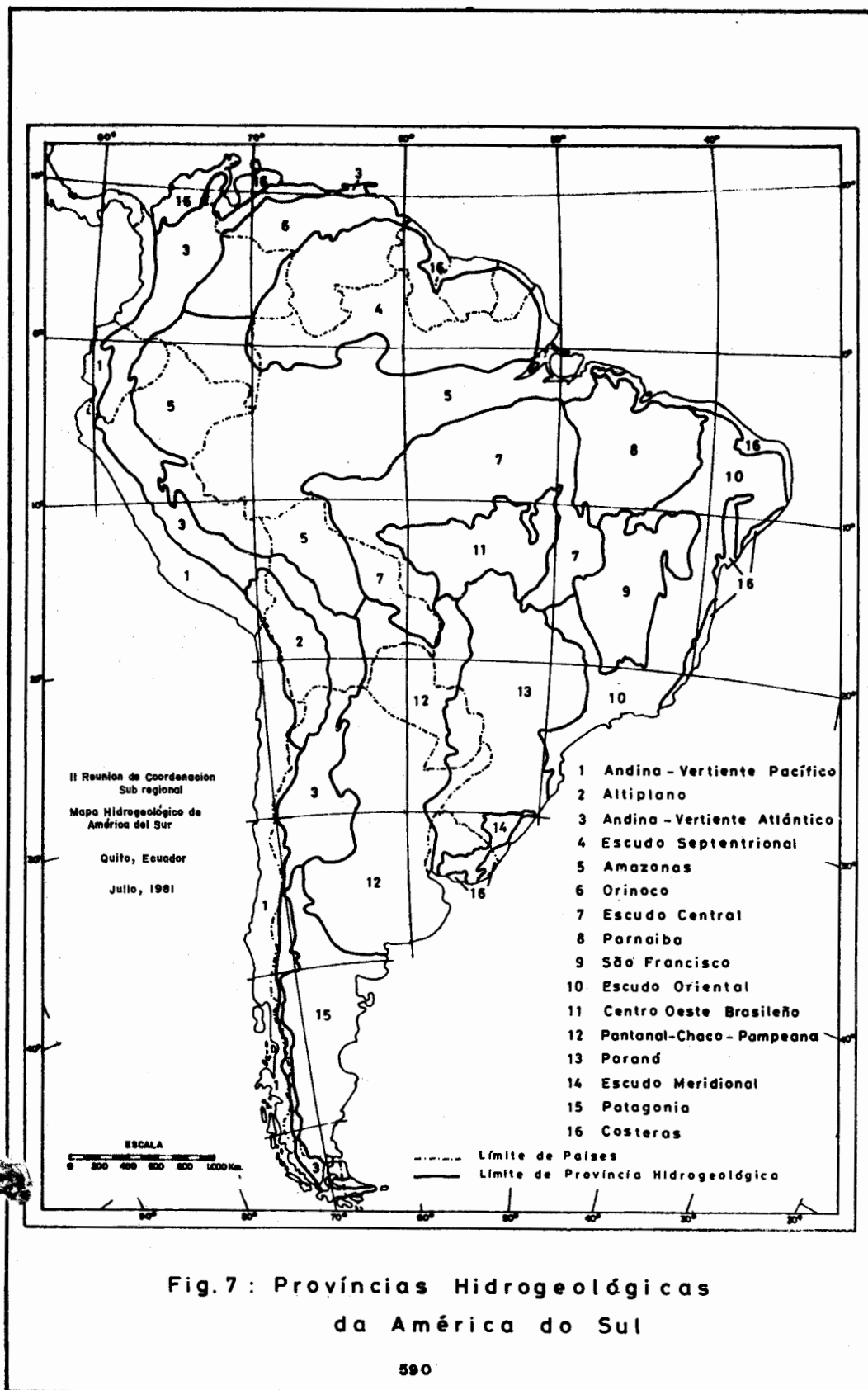


Fig. 7: Províncias Hidrogeológicas da América do Sul

MAPEAMENTO GEOTÉCNICO: LEVANTAMENTO E ANÁLISE DAS METODOLOGIAS E SISTEMÁTICAS MAIS UTILIZADAS

Lázaro Valentim Zuquette – Depto. de Geologia, Física e Matemática da FFCLRP-USP

Nilson Gandolfi – Depto. de Geotecnia da EESC-USP

ABSTRACT

The occupation of the environmental geological (inconsolidated material, rocks, surface and underground water) on Brazil, last years and in the present time, occur in a disrranged way, independent of the type of occupation.

Various causes are responsible, especially the ignorance about methodologies and systematics applied for assessment of the environment geological (terrain) of others countries, as well as the utilization of the documents resulting.

Based under these conditions, this paper present the methodologies and systematics most applied for assessment of the terrain (engineering geological mapping).

The analysis of the methodologies and systematics are based on next aspects:- its elaboration, attributes, classification and obtention of the attributes, its objetives, document prepared and regions of the applications. The methodologies most applied are:- P.U.C.E. (Australia), Spain, Hinogosa and Leon (Spain), Kiefer (U.S.A.), New Jersey (U.S.A.), URSS, Arda (Canadá); and systematics are:- Mathewson and Font, Ontario (Canadá), Franconia, M.Humbert and Bottino-Civita.

INTRODUÇÃO

O presente artigo tem como objetivo apresentar as formas de avaliação do meio-físico (metodologias e sistemáticas) mais conhecidas e empregadas para elaboração de mapeamentos geotécnicos em diversos países. Na primeira parte, são apresentadas as principais características e na segunda, uma análise global de cada uma das metodologias e sistemáticas consideradas.

A fim de que a técnica do mapeamento geotécnico aplicado ao planejamento das formas de ocupação dos terrenos seja implementada com rigor adequado e com maior frequência, considera-se fundamental um melhor conhecimento das metodologias e sistemáticas utilizadas em tal procedimento.

METODOLOGIAS E SISTEMÁTICAS

METODOLOGIA PROPOSTA PELA I.A.E.G. (INTERNATIONAL ASSOCIATION ENGINEERING GEOLOGY).

Proposta por uma comissão de trabalho junto à I.A.E.G. e teve como base fundamentos de outras metodologias. Como características básicas condiciona a classificação do meio-físico em unidades taxonômicas (suíte litológica, complexo litológico, tipo litológico e tipo geotécnico) além das unidades condiciona os atributos e limites entre as classes (IAEG, 1979).

METODOLOGIA FRANCESA OU DE SANEJOUAND

Foi elaborada a partir de trabalhos realizados na França, tem sua aplicação sugerida para áreas de grande e pequena extensão.

Não fixa classes taxonômicas, nem atributos, classes ou limites, fundamenta-se em aspectos qualitativos (SANEJOUAND - 1972).

METODOLOGIA P.U.C.E. (PATTERNS, UNITS, COMPONENTS EVALUATION) - AUSTRALIA.

As principais características encontram-se resumidamente na tabela 1 (AITCHISON e GRANT, K. - 1976).

METODOLOGIA UTILIZADA NA GRÃ-BRETANHA

É uma das metodologias mais completas (ANON - 1972) e tem por finalidade servir aos interesses da engenharia civil. A tabela 2 apresenta resumidamente suas características básicas.

METODOLOGIA UTILIZADA NA U.R.S.S.

Os mapas geotécnicos são documentos de grande utilização e são basicamente de quatro tipos: geotécnicos gerais, de zoneamento geotécnico, geotécnicos especiais e geotécnico dos depósitos minerais.

Os atributos considerados do meio físicos são arranjados e analisados nas seguintes divisões: região, subregião, distritos, subdistritos e lugar. Esta metodologia usa como base para o mapeamento a análise das formações em termos litogenéticos e das paisagens (landscape). As áreas chaves se caracterizam como uma das ferramentas mais importantes no decorrer do trabalho (GOLODKOVSKAYA, G.A. et alii - 1968).

UNIDADES TAXONÔMICAS x ESCALAS x CRITÉRIOS

TIPOS	GRUPOS DE ESCALAS PARA MAPAS	ROCHAS	CONDIÇÕES HIDROGEOLÓGICAS	CONDIÇÕES FÍSICO-GEOLÓGICAS	MÉTODO PARA ESTIMAR AS PROPRIEDADES DAS ROCHAS
Geotécnico gerais Zoneamento geotécnico Geotécnico especiais	1:1 000 000	Classe Grupo, Sub grupo	Tipos genéticos de aquífero des confinados com máxima profundidade para água do solo por figuras	Áreas com concorências de fenômenos naturais (escorregamento e outros)	1-Métodos indireto 2-Metodologia de analogia geotécnica
	1:500 000	Tipo	Idem, mas com dados mais detalhados como resultado da pesquisa		1-Método indireto 2-Metodologia de analogia geotécnica 3-Método de estatística nat.
	1:25 000	Especie Ex.:unid. esp.tax. de rocha	Contorno de aquíferos não confinados com profundidade mínima p/ H ₂ O		1-Método estatístico natural 2-Tipificação pelo significado do índice de classe.

TABELA 1 - METEOROLOGIA P. U. C. E. - (PATTERNS, COMPONENTS EVALUATION) - AUSTRALIA

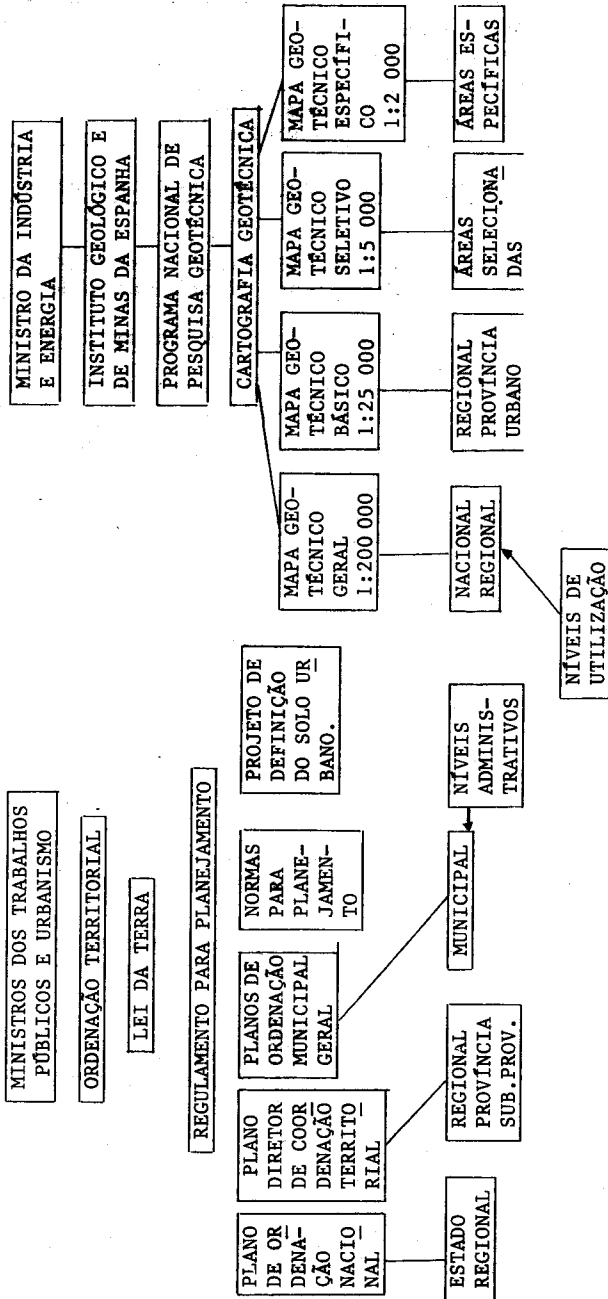
CLASSES DO TERRENO	FATORES DO TERRENO PARA DESCRIÇÃO	FATORES DO TERRENO ADEQUADOS PARA QUANTIFICAÇÃO	MÉTODO PARA QUANTIFICAÇÃO	MODELO PARA EXPRESSAR O RESULTADO	FONTES DE INFORMAÇÕES	CONSTRUÇÃO DE ENGENHARIA APROPRIADA A CADA ESTÁGIO
PROVÍNCIA	-geologia (grupo, fm, etc)			mapas 1:25 000 ou maior; outros	mapas geológicos ou fotografias aéreas e outros imagens em escala 1:10 ⁶	-escavações rochosas subterrâneas profundas; -obras gerais
PADRÃO DO TERRENO	-paisagem -características básicas do solo, vegetação, rochas -padrão de drenagem	-amplitude do relevo -frequência de correntes	fotos aéreas ou medidas "in situ"	mapa em escala 1:250 000 ou maior blocos diagramas da paisagem e da associação de unidades do terreno	fotos aéreas ou outras imagens em escala 1:10 ⁵	-construção de estradas -equipamentos e movimento de terra -pontes, outros -construção de aeroportos (topografia)
UNIDADES DO TERRENO	-formas de relevo -principais características dos solos, rochas e formações vegetais	-dimensões das unidades do terreno (amplitude do relevo, comprimento, largura).	fotos aéreas medidas "in situ"	mapas em escala 1:25 000 ou maior com as diversas associações	estudos fotogramétricos em escala de ordem 1:10 ⁴	-construção de estradas -localização, greide -materiais para bases -materiais para aterros -material rochoso a escavar e outros
COMPONENTES DO TERRENO	-título de talude -litologia -solo -associação	-dimensões dos componentes do terreno (amplitude do relevo, comprimento, largura e talude) -dimensão da vegetação (altura, diâmetro espaçamento) -dimensões dos obstáculos -propriedades dos materiais -quantidade dos materiais tensores	medidas "in situ" medidas "in situ" medidas "in situ" medidas "in situ" e lab. medida ou estimada	mapa 1:2 500 ou maior com os detalhes exigidos pela classe	estudos fotográficos em escala 1:10, mapas de contornos iguais	-tráfegabilidade, na superfície, natural -viabilidade de aeroportos e estradas -adequabilidade para material de subgrade -materiais para pavimento -materiais para concreto, etc.

TABELA 2 - METODOLOGIA UTILIZADA NA GRÁ-BRETANHA

TIPO	INFORM. MOSTRADA	ESCALA	PREPARADO POR	MÉTODO	USO EM ENGENH.
MAPA ENG. GEOLÓGICA	Mapeamento em termos de geologia geral, mais inform. de eng. e inf.	1:10 000 ou menores	Geotécnicos Geólogos etc	foto interpretação e trabalho de campo	-Planejamento -Reconh. Preliminar -Inform. Gerais
PLANTAS GEOL. - ENG. 1-RECONHECIMENTO	-Descrição de Solos ou rochas -Processos Geomorfológico e Geomecânicos Engenharia	1:500 a 1:10 000	Especialista para o nível	Foto interpretação e trabalhos "in situ"	-Planejamento detalhado e reconhecimento
2-INVEST. "IN SITU"	-Como acima	1:100 a 1:500	Idem	Como acima, mais instrumentação	-Investigações locais
3-CONSTRUÇÃO	-Como acima	1:100 a 1:1 250	Idem	Fotogrametria, trabalho local e instrumentação	-Investigações e relações durante a construção
PLANTAS GEOTÉCNICAS 1-RECONHECIMENTO	-Mapeamento em termos de seleção de parâmetros para engenharia com limites geológicos ou de engenharia	"	Idem	"	"
2-INVEST. "IN SITU"	"	"	"	"	"

METODOLOGIA UTILIZADA NA ESPANHA

A cartografia geotécnica na Espanha teve início nos anos 50 e ganhou impulso a partir de 1967, sendo possível distinguir quatro níveis de mapeamentos: geotécnico geral (1:200.000), geotécnico básico (1:25.000), geotécnico seletivo (1:5000) e geotécnico específico (1:2000). Os trabalhos devem servir a 2 fins fundamentais: - Auxílio e assessoramento de estudos de planificação e para construção civil (ABAD FERNANDEZ, J. et alii - 1979; ECHEVARRIA CABALLERO, M.R. e PENA PINTO, J.L. - 1978).



NÍVEIS ADMINISTRATIVOS x NÍVEIS DE UTILIZAÇÃO

METODOLOGIA DE HINOJOSA E LEON.

Foi desenvolvida para o mapeamento de áreas instáveis e aplicada ao planejamento de estradas. O mapeamento busca classificar os terrenos em unidades morfodinâmicas; caracterizando o grau de risco e o tipo de movimento de terreno envolvido (HINOJOSA, J.A. e LEON, C. - 1978)

UNIDADES	CARACTERÍSTICAS BÁSICAS	REPRESENTAÇÃO	ESCALA
Litogrupos	materiais homogêneos do ponto de vista litoestratigráfico e estrutural	1 número	1:100.000
Morfoárea	diferenciação morfológica dentro do litogrupo com perfil típico de terreno	letra maiúscula	1:50.000
Unidade morfodinâmica	diferenciação dentro da morfoárea por aspectos morfodinâmicos		
Grupo geocênico	instabilidade que existem nas unidades morfodinâmicas	combinação de símbolos	

METODOLOGIA ZERMOS (ZONAS EXPOSTAS AOS RISCOS DE MOVIMENTAÇÃO DO SOLO E SUBSOLO)

É uma metodologia adotada pela B.R.G.M. (França) e aborda os seguintes fenômenos:- escorregamentos e desabamentos, abatimentos de terrenos, situações de riscos e outras.

A metodologia se preocupa com a conceituação de fatores que interferem nos riscos naturais.

O levantamento do meio físico baseia-se numa ficha técnica que tem como objetivo cadastrar as variações do mesmo (ANTOINE,P. - 1975).

I IDENTIFICAÇÃO COM CROQUI ESQUEMÁTICO DA REGIÃO OU LOCAL EM QUESTÃO (situação geográfica, acesso, outros)

II TOPOGRAFIA
topografia geral; morfologia; vegetação natural; ocupação humana e particularidades climáticas.

III MATERIAIS INCOSOLIDADOS
natureza e idade; extensão e espessura de cada tipo.

IV SUBSTRATO ROCHOSO
litologia e estratigrafia; estruturas; folhas, fraturas, foliações, xistisidade e outras; alteração geral e detalhes geológicos.

V HIDROGEOLOGIA
águas superficiais, variação e uso; águas subterrâneas; erosão ligada às águas.

VI MOVIMENTO DOS TERRENOS
aspectos gerais; características; estado do terreno movimentado; natureza das superfícies já existentes e outras características.

VII RELAÇÕES COM A GEOLOGIA E A HIDROGEOLOGIA
as superfícies de rupturas estão associadas e alguma descontinuidade; descrição da descontinuidade e há relações entre hidrogeologia, ravinamento e erosão.

VIII HISTÓRICO DO MOVIMENTO E A SUA EVOLUÇÃO NO TEMPO
período de visualização do movimento; há relações com atividades humanas; informações dos habitantes da região e descrição da evolução do movimento.

IX INTERPRETAÇÃO E PROGNÓSTICO

METODOLOGIA KIEFER (E.U.A.)

O desenvolvimento e a expansão populacional nos E.U.A. exigiram dos planejadores que o meio físico fosse ocupado da forma mais ra-

cional possível. Kiefer (1967) em trabalho na região de FRINGE elaborou um trabalho visando a instalação de centros industriais, residenciais e comerciais. Os atributos considerados são:- topografia, solo, condições de drenagem e substrato rochoso. Os terrenos com base nos atributos são considerados ótimos, satisfatórios, marginais e insatisfatórios.

SISTEMA DO GEO-INFORMAÇÃO DO INVENTÁRIO DE TERRAS DO CANADÁ (A.R.D.A.)

O mais importante objetivo deste é a classificação das terras quanto à capacidade de uso e de suportar várias atividades. São 8 as classes padronizadas, variando entre "boa capacidade" e a "não capacidade", para cada objetivo considerado.

Tais objetivos são:- adequabilidade do solo para agricultura e reflorestamento, adequabilidade para recreação e adequabilidade do terreno para a vida selvagem (Natural).

Os dados do geo-ambiente são todos registrado num banco de dados, junto com fatores sócio-econômicos, e que tem por finalidade básica, fornecer os dados automaticamente para uso nas escalas entre 1:50 000 e 1:250 000. As informações devem ser estocadas na forma digital e fornecidas em gráfica (GEOLOGICAL SURVEY OF CANADÁ - 1967).

SISTEMÁTICA UTILIZADA EM ONTÁRIO - CANADÁ

a - Finalidade especial - aterro sanitário

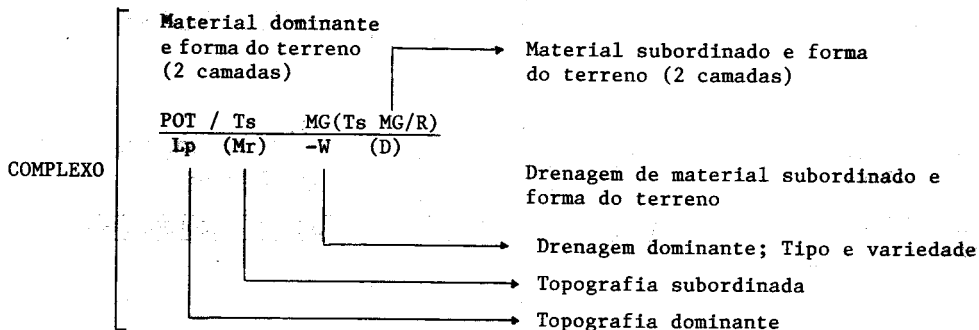
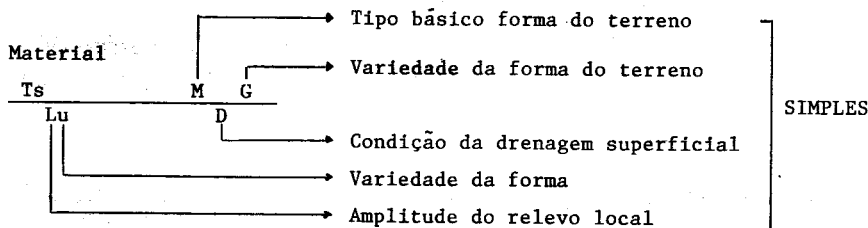
Os fatores a serem considerado são:- a topografia, que deve enfatizar as formas da superfície, possível em três dimensões, a geologia e materiais de cobertura, que devem ser retratados (representado) em separado, o sistema de drenagem; os cortes estratigráficos e os registros relativos às águas subterrâneas.

b - Finalidade: multi informação regional (ONTÁRIO)

O sistema baseia-se em um grupo de informações semelhantes às utilizadas por outras metodologias.

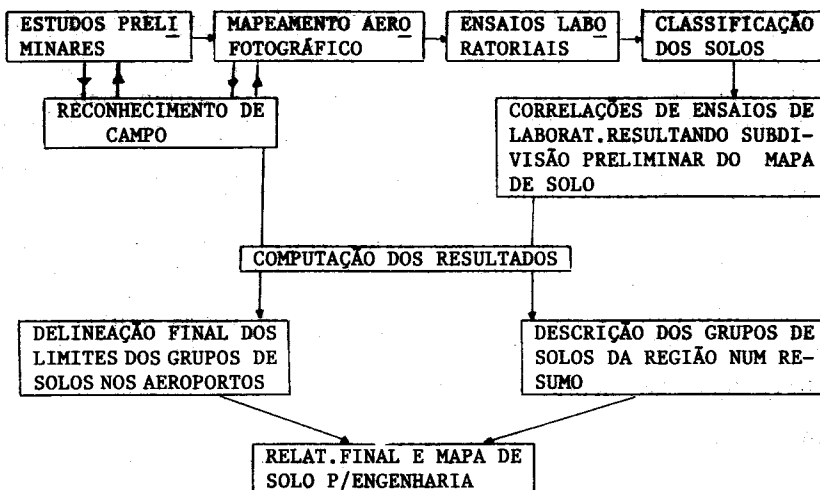
Os fatores básicos considerados na realização do trabalho são:- forma do terreno, tipos de materiais, topografia e drenagem.

Os símbolos que representam as características de cada unidade podem ser apresentados de uma maneira simples e complexa, como a seguir:



METODOLOGIA UTILIZADA EM NEW JERSEY (U.S.A.) - (MAPAS E SOLOS PARA FINS DE ENGENHARIA)

Diagrama demonstrativo das principais fases de Metodologia (ENGINEERING SOIL SURVEY OF NEW JERSEY - 1953).

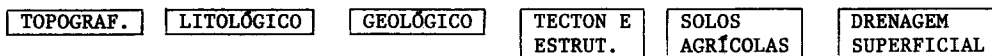


SISTEMÁTICA PROPOSTA POR MATHEWSON E FONT (E.U.A.)

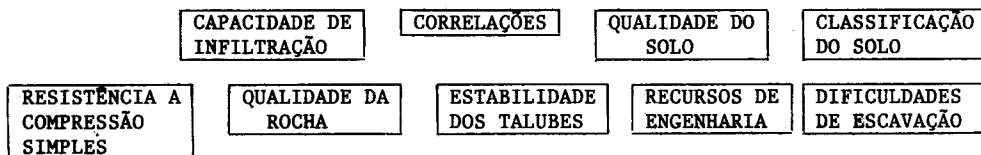
As análises para avaliar a adequabilidade dos terrenos devem refletir à maneira mais segura e econômica para executar a ocupação, e os dados devem estar apresetnados em termos das limitações do meio físico devendo ser entendidas em termos de valores sócio econômico pelo planejador (MATHEWSON, C. e FONT, R.G. - 1974).

Segundo os autores, a melhor maneira das informações serem tratadas e analisadas é através do seguinte diagrama:

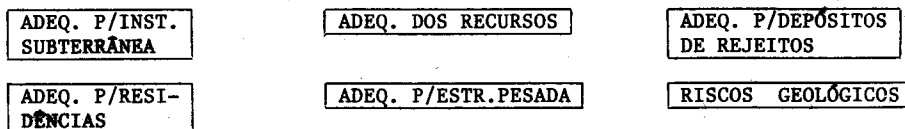
MAPAS 1ª ORDEM (OBSERVAÇÃO)



MAPAS 2ª ORDEM (ENGENHARIA)



MAPAS 3ª ORDEM

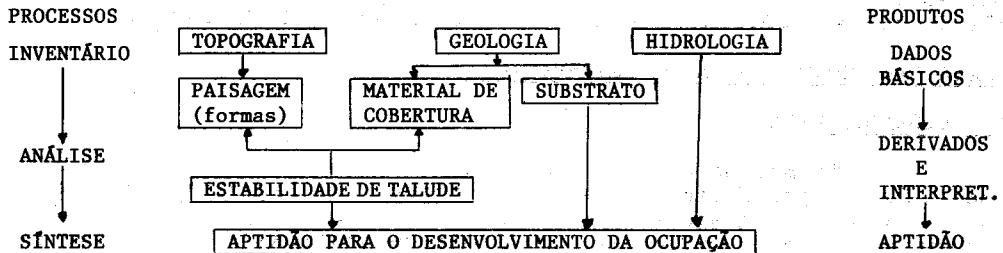


MAPAS 4ª ORDEM (PLANEJAMENTO)

GEOL. DE ENGENHARIA MAPA DO USO DO SOLO RECOMENDADO.

SISTEMÁTICA APLICADA NA REGIÃO DE FRANCONIA/VIRGINIA (E.U.A.) - (FROELICH et alii - 1976)

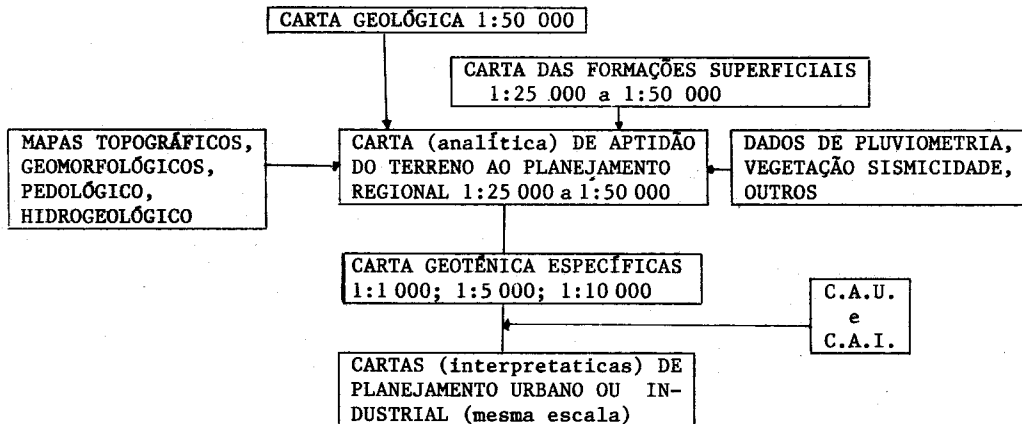
A sistemática de utilização de mapas que apresentam os componentes do meio físico, afim de controlar, orientar e dirigir sua ocupação pode ser melhor entendida através do fluxograma.



SISTEMÁTICA DE M. HUMBERT (FRANÇA)

Baseia-se nas informações dos seguintes componentes do meio físico: topografia, solo e subsolo, escoamento e recursos naturais. Associado a estas informações são utilizadas outras de aspecto sócio-econômico, representadas pelo índices C.A.U. (coeficiente de planejamento urbano) e C.A.I. (coeficiente de planejamento industrial).

Estes coeficientes são obtidos através de uma análise dos fatores jurídicos, econômicos, geográficos e sociológicos que caracterizam cada zona. A análise conjunta dos atributos com os coeficientes permite orientar a ocupação, qualificando as áreas em classes como: boa, média, fraca e medíocre (HUMBERT, M. - 1970).



SISTEMÁTICA BOTTINO-CIVITA (ITÁLIA)

A sistemática é sustentada por trabalhos dos autores realizados na região de Turim (Itália), e o esqueleto básico está apoiado em uma hierarquização de cinco ordens de documentos, a saber (BOTTINO, C. e CIVITA, M. 1986).

1ª ORDEM - Compreende só as cartas geotécnicas que são elaboradas para servirem de base ou referência.

- 2ª ORDEM - Compreende as cartas temáticas primárias.
3ª ORDEM - São as cartas obtidas por aproximações sucessivas junto de outras considerações (temáticas de integração).
4ª ORDEM - Compreende as cartas temáticas de síntese dos setores e que são as mais utilizadas pelo planejadores.
5ª ORDEM - Compreende as cartas finais, que permitem visualização.

OUTRAS METODOLOGIAS E SISTEMÁTICAS

Existem outras formas de análise do meio físico que são empregadas em regiões específicas como as de: Hong Kong; Brink (África do Sul), série de solos (U.R.S.S.), Turner e Coffman (in ZUQUETTE-1987).

ANÁLISE DAS METODOLOGIAS E SISTEMÁTICAS

CONSIDERAÇÕES GERAIS

As formas de análise e avaliação (metodologias e sistemáticas) do meio físico que foram estudadas no decorrer do levantamento bibliográfico, podem ser analisadas basicamente por dois caminhos:

- Quando às unidades políticas, condições geográficas e aplicações (Análise Geral).
- Individualizados.

ANÁLISE GERAL

1. Há metodologias que foram desenvolvidas em função das necessidades e condições do país, tais como: a Francesa, a ZERMOS, a da Espanha, a da Rússia, a P.U.C.E., a A.R.D.A., da Inglaterra, a de BRINK e dos Solos Instáveis (Espanha). Estas metodologias foram desenvolvidas a partir de:

- a - Trabalhos individuais realizados por equipes diferentes e que após uma análise global forneceram dados que serviram à elaboração de uma metodologia, tendo-se como exemplos a Francesa, a Zermos e a da Inglaterra;
- b - outras, por uma equipe, mas que se baseava em atributos de interesse do país, tais como P.U.C.E., a A.R.D.A. e a da U.R.S.S.;
- c - outras já existentes, como é o caso metodologia da Espanha.

As metodologias relatadas estão sendo aplicadas em outros países, com pequenas modificações que nem sempre consideram os atributos, mais significativos do meio físico.

2. As metodologias da COMECON e da I.A.E.G. foram elaboradas com o objetivo de serem utilizadas por um grupo de países. A da COMECON é empregada regularmente pelos países do Leste Europeu, enquanto a da I.A.E.G. foi elaborada de forma a servir as mais variadas condições do meio físico, tem sido aplicada em alguns países do Ocidente. Cabe observar que a metodologia da I.A.E.G., tem apresentado, no decorrer das suas aplicações, problemas devidos às considerações (em termos de) atributos e suas classes já estarem definidas e não coincidirem com as dos países onde está sendo aplicada.

3. Diversas metodologias e sistemáticas foram desenvolvidas por uma equipe específica, para uma determinada região, tais como: Froelich, N. Jersey, M. Humbert, Hong Kong, Kiefer e Ontario, sendo mais detalhadas em termos de atributos, do que as citadas nos itens 1. e 2.

4. A sistemática proposta por Mathewson e Font (1974) não se encaixa em nenhuma das condições anteriores, pois apresenta um esquema amplo de inter-relações para obtenção dos documentos de interesse do planejamento do meio físico. Apesar de ampla, em termos de sistemática, é muito fraca em termos dos atributos que devem ser considerados para a realização de cada documento, ou seja, para a sua aplicação faz-se necessário desenvolver um trabalho prévio para definir os atributos que deverão ser mapeados.

5. As metodologias e sistemáticas podem ser reunidas em dois grupos, quando se considera os fins a que devem atender:

a - USO GERAL: Compreende aquelas que podem ser aplicadas em várias escalas, desde regionais (1:100 000) até de detalhe (1:2 000), sendo que os atributos mapeados não atendem a um fim específico mas sim a fins gerais. Pertencem a este grupo, as metodologias:- Francesa, da I.A.E.G., da U.R.S.S., da Espanha e a P.U.C.E. Para publicação em outros países, faz-se necessárias mudanças e adaptações em diversos níveis.

b - USO ESPECÍFICO: Fazem parte deste grupo as metodologias que foram desenvolvidas para um fim específico, para mapear uma área especial ou ainda para complementar outras mais amplas, como as de Froelich, de Kiefer, de M.Humbert, N.Jersey, de Ontario, Zermos e a de Solos Instáveis (Hinokosa e Leon). As metodologias de Froelich, Kiefer, M.Humbert e a de Solos Instáveis, face às suas peculiaridade, podem ser aplicadas em regiões do País, com pequenas modificações.

ANÁLISE INDIVIDUALIZADA

A análise individualizada de cada metodologia e sistemática foi baseada em suas particularidades, bem como possibilidade de empregá-las no País. Deve-se considerar que tais metodologias e sistemáticas foram elaboradas a partir da existência de atributos, o que não acontece nos países subdesenvolvidos e de grande extensão territorial (como ocorre no Brasil).

1. Metodologia proposta pela I.A.E.G.: É uma das mais abrangentes metodologias, tendo sido elaborada com o objetivo de uniformizar o processo de mapeamento geotécnico para o maior número possível de países. A metodologia foi elaborada por uma comissão da I.A.E.G. e publicada por partes:

- Corpo Principal - que define a sua aplicação e os componentes do meio físico que devem ser mapeados;
- Simbologia - onde são dados os símbolos que devem ser empregados para representar as variações do meio físico, mantendo praticamente a proposta da ANON (1972);
- Classificações - onde são definidas as classes dos diversos atributos que podem ser mapeados em função da escala do trabalho. Estas classificações são mais utilizadas quando os trabalhos forem realizados em escalas grandes (Tipo Litológico ou Geotécnico);
- Listagem Bibliográfica - reúne as principais fontes que serviram de base à metodologia.

A metodologia propõe a seguinte correspondência entre documentos e escalas:

Tipo Suite Litológica	menores que 1:200 000
Tipo Complexo-Litológico	1:10 000 a 1:200 000
Tipo Litológico	1:5 000 a 1:10 000
Tipo Geotécnico	maiores que 1:5 000

Para a aplicação desta metodologia, o mapeador deverá decidir sobre a escala, o tipo de documento mais adequado e como irá realizar o mapeamento para atender as condições e as classes estipuladas para o referido documento.

A classe compreendida entre as escalas 1:10 000 e 1:200 000 é muito ampla, exigindo diversos níveis e tipos de informações para cada sub-nível (1:100 000; 1:50 000; 1:25 000), sendo necessários definir praticamente uma metodologia para cada um deles.

A homogeneidade exigida para os quatro tipos de documentos é sempre em termos de litologia, considerando sobre os atributos e limites que devem ser adequados a cada tipo; isso se dá, principalmente porque a amplitude entre os extremos é muito grande.

Os mapeamentos podem ser elaborados para fins gerais e específicos, apresentando as informações de maneira geral ou somente as de interesse.

A metodologia pode ser aplicada a áreas com extensões variadas.

A representação, em 3ª dimensão, pode ser feita por diferentes mecanismos (bandas, perfis, etc).

Teoricamente, a metodologia da I.A.E.G. pode ser adotada por qualquer país, mas para a sua aplicação é necessário que as seguintes

condições sejam satisfeitas:

- número de informações compatível com as exigências da metodologia e do mesmo tipo;
- estipular a escala e o tipo de documento desejado;
- ordenar os componentes do meio físico, feições e atributos que sejam interessantes, e
- definir como obter os atributos e suas classes;
- como pode-se observar, para atender às exigências praticamente é necessário definir uma nova metodologia.

2. Metodologia Francesa ou de Sanejouand: É utilizada regularmente na França, sendo também conhecida como metodologia de Sanejouand.

A maioria dos trabalhos realizados com base nesta metodologia se deram em áreas com menos de 1500km² e em escalas maiores que 1:50 000. Porém, existem alguns casos em que a extensão da área é muito grande, como no trabalho "Área Metropolitana de Marseille", com 2800km.

Os trabalhos conhecidos e elaborados segundo a metodologia, preocupam-se com a posição espacial das diferentes unidades de terreno e neles as variações verticais são representadas pelo sistema de bandas (listas) e seções cruzadas.

Os resultados são apresentados em documentos denominados de cartas de aptidão, que são utilizados diretamente pelos usuários.

O emprego correto da metodologia exige um bom conhecimento das diretrizes da metodologia, e das regras de interpolações e extrapolações de informações.

A metodologia não condiciona os princípios e limites de cada atributo que devem ser julgados para definir as áreas que são homogêneas.

Também não indica classificações e símbolos que possam ser usados durante a elaboração do trabalho, ficando a escolha aos cuidados dos mapeadores.

O uso desta metodologia tem sido mais frequente do que da I.A.E.G., pelos seguintes motivos:

- Não estipula classes e limites mínimos e máximos para nenhum parâmetro, ficando os mesmos aos cuidados da equipe que irá executar o mapeamento.

- As formas de apresentação dos documentos são mais simples, e atendem melhor aos propósitos do mapeamento geotécnico.

- A análise dos componentes do meio físico fundamenta-se principalmente em aspectos qualitativos (informações semânticas e pragmáticas).

3. Metodologia P.U.C.E.: A proposta desenvolvida a partir do levantamento das feições geomórficas, encontradas e mapeáveis em qualquer tipo de meio físico; todavia, as condições existentes são válidas para a Austrália.

É a metodologia mais completa para avaliação do meio físico, pois apresenta diretrizes desde a escolha dos atributos, seus limites, classificações dos terrenos, formas de aplicação e banco de dados.

É possível aplicá-la em regiões de extensões variáveis, em função das características das classes de terreno (província, modelo, unidade e componente).

O sistema de nomenclatura de cada classe de terreno é bastante simples e representa adequadamente as variações dos atributos.

A metodologia permite que trabalhos de detalhes sejam executados sem a necessidade de gastos onerosos.

A sua aplicação tem como inconveniência o fato de que a definição das unidades se baseia em atributos que nem sempre estão diretamente ligados aos propósitos do trabalho.

Para o entendimento dos documentos produzidos, exige-se dos usuários um mínimo de conhecimento técnico.

Para a aplicação desta metodologia no Brasil, é necessário adequar os limites dos atributos, de maneira que fiquem compatíveis com as variações do meio físico. Para a escala 1:250 000 ou menores, esta metodologia é muito eficiente em termos de custos, tempo e resultado técnicos, (documentos produzidos para fins de planejamento).

4. Metodologia utilizada na Grã-Bretanha: É uma das metodologias mais

completas, apresentando informações de todas as fases necessárias a sua aplicação (princípios), objetivos, atributos, observações, classificações, simbologia e documentos produzidos).

É recomendada para escalas maiores que 1:25 000, como ocorre na Inglaterra e nos outros países da Grã-Bretanha.

A metodologia apresenta diversas maneiras de obtenção e classificação dos atributos que podem ser utilizados por países que reúnem condições semelhantes às do Brasil (Fotointerpretação, geofísica e equipamentos alternativos).

Esta metodologia junto com a Francesa, serviram de base para outras metodologias, tal como a da I.A.E.G.

A sua aplicação, na íntegra, no Brasil é praticamente impossível, somente sendo viável a adoção de algumas de suas classificações.

5. Metodologia utilizada na Espanha: É bastante abrangente, possibilitando a elaboração de mapeamentos geotécnicos em escalas entre 1:250 000 e 1:2 000.

A sua elaboração foi baseada em outras metodologia já existentes, disso resultando sua alta eficiência.

A metodologia utiliza principalmente em informações qualitativas, sendo os terrenos classificados em categorias com limites pré-definidos (boa, favorável, etc...).

A aplicação desta metodologia está intimamente ligada aos órgãos públicos de planejamento.

Apesar de ser bastante completa, não apresenta os limites, os meios de obtenção e as formas de análise e avaliação dos atributos que compõem o meio físico.

A sua aplicação, na íntegra, é praticamente impossível face às características intrínsecas que apresenta, porém sua estrutura básica pode servir de base a outras metodologias, por ser muito ampla em termos de escalas e atributos considerados. A forma proposta de elaboração do mapa geotécnico básico e bem como os atributos considerados, são suas partes que melhor atendem às nossas condições.

6. Metodologia utilizada na U.R.S.S.: Baseia-se em atributos qualitativos e em classes taxonômicas (região, zona, etc). Para aplicação do critério da análise da paisagem é necessário que o meio físico seja o mais natural possível, ou seja, não tenha sofrido interferência antropogênicas acentuadas.

Os mapeamentos geotécnicos são elaborados para utilização nos planejamentos das diversas formas de ocupação. Os mapas denominados de "Série Solos" são muito utilizados para fins de locação das obras de engenharia civil.

Parte dela, foi incorporada à metodologia da COMECON, que é utilizada pelos países do Leste Europeu.

7. Mapeamentos para Áreas Instáveis (metodologias ZERMOS e de HINOJOSA-LEON): A metodologia Zermos é mais voltada às áreas onde já ocorreram movimentos de terrenos. A de Hinojosa-Leon foi elaborada para extensões maiores, visto que o objetivo inicial é servir aos projetos de estradas em áreas com altas declividades (>15%).

A Zermos está baseada em um grupo de observações pré-definidas, em forma de um questionário.

A de Hinojosa-Leon, apoia-se em atributos de fácil observação, e portanto sua aplicação não exige gastos onerosos.

A Zermos apresenta problemas em ser adaptada às condições do Brasil por exigir trabalhos prévios em escalas menores e estar mais voltada para resolução de problemas em áreas específicas, sempre em escalas maiores que 1:10 000.

A metodologia de Hinojosa-Leon pode ser adaptada mais facilmente, principalmente por ter como objetivo e prevenção e não a resolução de problemas. É possível aplicá-la em escala próxima a 1:25 000, assim como adaptá-la, com as seguintes modificações:

- Em alguns atributos e seus limites; nas caracterizações dos níveis de riscos; na forma como utilizar os documentos produzidos.

8. Sistemática de Mathewson e Font: A proposta apresenta um rol de documentos que devem ser produzidos por mapeamentos geotécnicos.

Os documentos citados pela metodologia devem ser analisados em conjunto, porque apresentam grupos de atributos. Os documentos de 2ª ORDEM podem ser suprimidos, pois devem fazer parte dos de 3ª ORDEM.

A proposta não apresenta informação sobre os atributos que devem ser considerado em cada documento, nem como ou onde obtê-los.

9. Metodologia Kiefer: Considera poucos atributos, mas o suficiente para avaliar as condições dos terrenos quanto à instalação de núcleos residenciais.

É uma metodologia muito eficiente devido a hierarquização dos atributos para a definição das unidades dos terrenos.

10. Outras Metodologias: As metodologias de N.Jersey e a de "Série de Solos" (russa) são muito semelhantes e nelas a delimitação das unidades dos terrenos é feita por meio de foto interpretação e trabalhos de reconhecimento em campo.

A proposta de Froelich et alii propõe a análise dos terrenos para fins de ocupação residencial, através de atributos referentes ao material inconsolidado e rochoso, declividade e formas geomórficas. A forma de análise e apresentação das características de cada porção do terreno é feita através da proposta de Van Driel (1979).

As metodologias Ontário (a e b) são elaboradas para finalidades específicas e os atributos considerados são poucos e com validade apenas para a região ou local.

A metodologia A.R.D.A. é voltada ao planejamento agropecuário e não considera atributos de interesse para a geotecnia. O sistema de armazenamento de informações é muito eficiente, tendo servido de base a outras metodologias.

BILIOGRAFIA

- 1) ABAD FERNANDEZ, J.; DEL MORA, J.; PENÃ PINTO, J. (1979) - Spanish experience of geotechnical cartographie/in an urban area. BIAEG, nº 19, p.79.83, Germany.
- 2) AITCHISON, G.D. e GRANT, K. (1976) - The PUCE Program of Terrain Description Evaluation and interpetation fo Engineering Purposes- Proceedings 4th Regional Conf. fo Africa on Soil Mechanics and Foundation Eng., Cape Town.
- 3) ANON (1972) - The preparation of maps and plans in termos of eng. geology. Q.JL.Engng.Geol., V., pp.293-381, London.
- 4) ANTOINE, P. (1975) - Carte Zermos. BR.G.M. - S.G.N. - Géologie de l'amenagement du territoire, França.
- 5) BOTTINO, C. e CIVITA, M. (1986) - Engineering geological features and mapping of subsurface in the metropolitan area of Turin, North Italy. 5th Intern. IAEG Congress, vol.6, pp.1741-1751, B.Aires.
- 6) BRITISH GEOLOGICAL SOCIETY - Engineering Group working Party (1972)- The Preparation of Maps and Plans in terms of Engineering Geology.
- 7) ECHEVARRIA CABALLERO, M.R. e PENA PINTO, J.L. (1978) - La cartografia geotécnica en Espanã. Tecniteræ nº 25, pp.19-27.
- 8) ENGINEERING SOIL SURVEY OF NEW JERSEY (1953) - Practical Application for Engineering Soil Maps - Report nº 22, Rutgers Univ.Press., New Jersey.
- 9) FROELICH, A.T. et alii (1976) - Planning a new community in an urban setting: Lehigh. (Franconia area, Fairfax Country, Virginia). U.S. Geological Survey; Profissional Paper 950.
- 10) GEOLOGICAL SURVEY OF CANADÃ (1967) - A National System for Storage and Retrieval of Geological Data in Canadã.

- 11) GEOLOGICAL BRITISH SOCIETY ENGINEERING GROUP (1972) - The preparation of maps and plans in terms of engineering geology - Quart. Journal Eng. Geol. V.5, nº 4, London.
- 12) GOLDBROVSKAYA, A. A. et al. (1968) - Engineering Geological Mapping in the USSR - Proceedings 23rd Int. Geol. Congr., Prague.
- 13) HINOJOSA, J. A. e LEON, C. (1978) - Unstable soil mapping in Spain. 3th International Congress of the IAEG., pp. 217-227, Madrid.
- 14) HUMBERT, M. - Aptitude des terrains an development urbain et industrial. Proc. 1st Int. Cong. of the I.A.E.G., Paris.
- 15) IAEG Commission "Engineering Geological Mapping" (1979) - Classification of Rocks and soils for Engineering Geological Mapping. Part 1: Rock and soil Materials. BIAEG, nº 19, pp. 364-371, Germany.
- 16) KIEFER, R.W. (1976) - Terrain analysis for metropolitan fringe area planning. Journal of the Urban planning and development division ASCE paper 5649, pp. 119-138.
- 17) MATHEWSON, C. e FONT, R.G. (1974) - Geologic environment: Forgotten aspect in the land use planning process in the geological society of America - Eng. Geology. Case histories. Boulder (10), pp. 29-28, U.S.A.
- 18) SANEJOUAND, R. (1972) - La cartographie géotechnique em France - Laboratoire Central ponts et Choussées, Paris.
- 19) ZUQUETTE, L.V. - Análise crítica da cartografia geotécnica e proposta metodológica para condições Brasileiras. Tese de Doutorado E.E.S.C.-USP - 1987, São Carlos.

COMPARTIMENTAÇÃO MORFOLÓGICA DA REGIÃO METROPOLITANA DE CURITIBA

Ana Maria Muratori (UFPR), Antonio Fernandes (ENGEMIN), Elbio Pelens (MINEROPAR), Hélio Olímpio da Rocha (UFPR), Iraci Scopel (UFPR), Esmeralda L. Santos (UFPR), Everton Passos (UFPR)

ABSTRACT

In this paper is discussed the Região Metropolitana de Curitiba geomorphology (Paraná, Brasil).

The area is situated in the Curitiba and Ponta Grossa Plateau in the districts of Curitiba, Araucária, Bocaiuva do Sul, Almirante Tamandaré, Mandirituba, Balsa Nova, Contenda, Campo Largo, São José dos Pinhais, Piraquara, Quatro Barras, Colombo, Rio Branco do Sul e Campina Grande do Sul, occupying 9.300 Km².

The geology of Região Metropolitana de Curitiba is complex with litology of diversificaded ages, modified by different climates in the past and in the present. It expression in relief forms were divided and mapped in regional morphologic compartments and sub-divided in relief homogeneous units.

Perhaps it is an expedite account it is pioneer serving of base for futurs works.

APRESENTAÇÃO

Com a finalidade de produzir um instrumento básico de caracterização do relevo, visando a aplicação dos conhecimentos relativos à evolução da paisagem para determinação da estabilidade do meio físico, foi produzido o Mapeamento Geomorfológico Expedito da Região Metropolitana de Curitiba.

A necessidade da aplicação imediata deste trabalho na execução do Zoneamento Florestal do Plano Diretor de Manejo Florestal da Região Metropolitana de Curitiba, obrigou a concentração das atividades dentro de um prazo extremamente reduzido, bem como a orientação de seus resultados, especialmente da parte cartografada, para o objetivo específico determinado.

O conjunto apresentado, mapas e texto, constitui-se em um levantamento morfológico, caracterizando compartimentos homogêneos quanto às formas de relevo. São apresentadas e identificadas superfícies geomorfológicas e sua correlação à formações geológicas superficiais e destas com a tipologia e distribuição dos solos sobre o território metropolitano.

A análise integrada das informações de morfologia, geologia e pedologia, em que pese o caráter expedito do trabalho efetuado, permite definir áreas homogêneas quanto às suas potencialidades e limitações, tendo em vista o aproveitamento racional e duradouro dos recursos naturais, mantendo o necessário equilíbrio do meio ambiente.

Restam ainda por considerar as complementações necessárias, uma vez expostas as condicionantes que impuseram a sua parcialidade. Ao definir o mapeamento geomorfológico como ferramenta básica e imprescindível ao estabelecimento de diretrizes ambientais para o planejamento, pressupõe-se ter definidos e compartimentados os níveis de agradação e degradação, assim como caracterizadas e representadas as zonas de risco evidente às diversas formas de uso e ocupação do espaço. Zonas de relevos transicionais, formas mais expressivas, e avaliação dinâmica dos processos devem ainda ser considerados de modo a produzir uma melhor

avaliação qualitativa na seleção das áreas em um plano de ordenação do espaço.

Os levantamentos de tipologia e distribuição dos solos na Região Metropolitana de Curitiba são ainda hoje referenciados aos trabalhos da EMBRAPA, elaborados em escalas incompatíveis com o nível de planejamento da Região Metropolitana de Curitiba, sendo necessárias adaptações conceituais que venham a facilitar a sua aplicação aos fins específicos de qualificação e quantificação das áreas quanto ao seu potencial de uso do solo e classes de aptidão. Da mesma forma, o conhecimento das formações superficiais são restritos a áreas localizadas, sendo diminuído o estado da arte sobre o assunto.

INTRODUÇÃO

O presente trabalho que se constitui num resumo do projeto maior, abrange a Região Metropolitana de Curitiba, situada quase que, integralmente, no Primeiro Planalto Paranaense, parte integrante do Planalto Meridional do Brasil, nos municípios de Curitiba, Araucária, Almirante Tamandaré, Mandirituba, Balsa Nova, Contenda, Campo Largo, Bocaiuva do Sul, São José dos Pinhais, Piraquara, Quatro Barras, Colombo, Rio Branco do Sul e Campina Grande do Sul que totalizam uma área de 9300Km².

Apresenta geologia complexa com litologias de diversas idades, predominantemente do Pré-Cambriano, representadas pelo Grupo Açungui ao norte da região e complexo cristalino com os migmatitos ao sul. A essas rochas associam-se diferentes coberturas com formações superficiais distintas. Destacam-se os sedimentos cenozóicos constituídos pela Formação Guabirotuba e Tinguis.

A drenagem está relacionada à bacia do Ribeira e Bacia do Iguazu, impondo em conjunto com outros fatores, dois grandes compartimentos: ao norte o rio Ribeira e seus afluentes determinando à região um padrão enérgico de relevo enquanto ao sul uma paisagem amenizada pelo trabalho do rio Iguazu e afluentes. A associação destes fatores, somada ao clima impõe uma caracterização diferenciada do relevo, fator de fundamental importância no planejamento para uma ocupação adequada.

A presente contribuição visa através do mapeamento morfológico, abordado em seus traços essenciais, a identificação de áreas que apresentam características semelhantes no que concerne a sua forma ou seja, limitação de áreas homogêneas de relevo para um melhor entendimento do meio ambiente e consequente adequação de uso.

MATERIAIS E PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

Foram selecionadas entre as bases passíveis de utilização aquelas que permitiram uma aproximação mais rápida dos resultados, ainda que com algum comprometimento da precisão dos traçados, comportando generalizações que pudessem ser admitidas pelo escopo do trabalho, tendo sempre em vista os fatores condicionantes: tempo e finalidade precípua e imediata.

As bases utilizadas foram fornecidas em sua maioria pela COMEC Coordenação da Região Metropolitana de Curitiba. Foram empregadas:

- Cartas plani-altimétricas na escala de 1:50.000, com curvas de nível equidistantes de 20m. ano 1976.
- Cartas de declividade na escala 1:50.000, com intervalos de declividade de 0-6%, 6-12%, 12-20%, 20-45% e 45% ano 1976.
- Fotografias aéreas pancromáticas na escala 1:40.000 ano 1976.
- Mapas de hidrografia, na escala 1:50.000 ano 1976.
- Cartas geológicas na escala 1:50.000 e 1:70.000 da Comissão da Carta Geológica do Paraná ano 1965, 1970.
- Cartas de solos na escala de 1:300.000 e 1:600.000 da EMBRAPA, anos 1974/81.

A opção metodológica adotada para a abordagem do trabalho consistiu fundamentalmente de três etapas, distintas porém interrelacionadas:

- 1 - Compartimentação morfológica regional
- 2 - Delimitação das unidades homogêneas de relevo
- 3 - Análise dos aspectos relativos às formações superficiais e superfícies de erosão.

A compartimentação morfológica regional objetivou proporcionar a

compreensão, a nível de grandes unidades, dos processos morfogenéticos e de suas interações com o substrato litológico, os solos, a cobertura vegetal, os processos de urbanização. Considerando a aplicação explícita de levantamento executado a planos integrados de aproveitamento de recursos naturais e uso do solo, foi apresentada a setorização e subdivisão natural na área considerada, de modo a propiciar o estabelecimento de macroestratégias de ocupação territorial. Nesta etapa, com a separação das províncias e zonas geomorfológicas, foi observada uma perspectiva de gênese relacionada a elementos morfo-estruturais e morfo-climáticos.

Obedecendo às discussões básicas estabelecidas na literatura especializada, a compartimentação geomorfológica regional embasou a fase seguinte do trabalho, de delimitação das unidades homogêneas de relevo.

Para a compartimentação destas unidades foram cumpridas as seguintes atividades:

a) Identificação e delimitação dos principais elementos fisiográficos;

b) Identificação e transposição das unidades litológicas significativas e das principais linhas tectônicas das cartas geológicas, sobre base topográfica.

c) Controle através de fotografias aéreas concomitante com as etapas anteriores.

Quanto a terceira etapa, para a análise dos aspectos relativos às formações superficiais, superfícies de erosão e solos, foram realizadas as seguintes atividades:

a) Análise das unidades litológicas preparadas na etapa anterior;

b) Interpretação e análise de cartas de solos.

c) Descrição das formações superficiais, superfícies de erosão e solos dentro da compartimentação morfológica regional adotada.

O resultado final foi apresentado sob a forma de cartas de relevo na escala de 1:50.000, totalizando 24 mapas, acompanhadas de legenda auto explicativa e relatório anexo.

A representação do relevo nas cartas foi feita através de algarismos romanos que indicam as seis zonas de compartimentação morfológica. Estas zonas, divididas em sub-zonas foram representadas através de números arábico e letras, na dependência de aparecerem uma ou mais nos diferentes compartimentos.

REFERENCIAL TEÓRICO E BIBLIOGRÁFICO

O mapeamento morfológico da Região Metropolitana de Curitiba se constitui num trabalho pioneiro no Estado do Paraná e até mesmo no país, uma vez que poucas áreas brasileiras contam com levantamentos físicos específicos, implicando em poucas fontes bibliográficas para consulta em - bora existam inúmeros trabalhos isolados em áreas diminutas e análises geomorfológicas de caráter regional. Entretanto cabe salientar nos trabalhos de pesquisa um enfoque predominantemente geológico, envolvendo conceitos geomorfológicos, dos quais podem ser relacionados artigos de Maack (1947,1961,1968), Bigarella (1954,1965), Bigarella e Salamuni (1958,1959), Comissão de Carta Geológica do Paraná, (1963 / 1970), entre os principais.

Nos trabalhos de cunho geomorfológico, controversos na explicação genética das formas, destacam-se King, Bigarella (1986) e Ab'Saber (1965); Tricart (1959), Maack (1968), Salamuni (1961).

Enquanto King (1956) confere uma origem tectônica, Bigarella e Ab'Saber (1964) explicam as formas topográficas através de alternâncias climáticas, impondo uma ciclicidade em relação as mesmas.

No que se refere às formações superficiais, além dos autores acima nominados e listados, merecem destaque os trabalhos de Becker (1982); EMBRAPA (1974/1981); Rocha (1981); Souza et alii (1969).

A compartimentação utilizada na presente contribuição, embasada no referencial teórico explicitado leva, principalmente, em consideração os conceitos de Bigarella e Ab'Saber, justificando os aspectos da paisagem atual através de mudanças climáticas ocorridas em períodos geológicos mais recentes.

Referem-se às superfícies de erosão ou pediplanos, demonstradas no quadro 1.

QUADRO nº 1

SUPERFÍCIES RESIDUAIS

DENOMINAÇÃO	IDADE	CARACTERÍSTICAS	LOCALIZAÇÃO
Pd ₁	Plioceno Superior	950-1000m de altitude mais preservada com depósitos correlativos.	Superfície de Curitiba
Pd ₂	Plioceno Inferior	1000 - 1200m de altitude pouco preservada.	Superfície do Alto Iguaçu.
Pd ₃	Oligocenc	1200 - 1800m de altitude pouco preservada.	Superfície e restos de planalto do Purunã, Serra do Mar.

COMPARTIMENTAÇÃO REGIONAL

A compartimentação morfológica da Região Metropolitana de Curitiba inserida predominantemente no Primeiro Planalto Paranaense, além da Serra do Mar e bordas do Segundo Planalto, pode ser adequadamente efetuada a partir das diferentes províncias e zonas geomórficas que se expressam através de sistemas de relevo.

Os movimentos epirogênicos e tectônicos são eventos que desde muito antes da formação da Bacia de Curitiba vêm determinando a atual compartimentação. O modelado da Região do Primeiro Planalto e a formação da Serra do Mar bem como da Serra do Purunã tem esta conotação, apesar do nítido caráter erosivo desta última. (Maack, 1968).

Este mesmo controle geotectônico também estabeleceu as duas grandes bacias hidrográficas que drenam a região: a Atlântica representada pelo Rio Ribeira e seus afluentes e ainda as sub-bacias de Antonina, Paranaíba e Guaratuba que tem pouca representatividade neste trabalho; a Bacia do Paraná representada pelo Rio Iguaçu e seus afluentes em especial o Rio da Várzea. São portanto as bacias hidrográficas do Ribeira e do Iguaçu com suas exuberantes diferenças de gradiente hidráulico outro fator fundamental nas diferenças morfológicas ocorrentes na Região Metropolitana de Curitiba. (Maack, 1968)

Ainda de relevante importância, a par dos condicionamentos litológicos, são os fatores de natureza morfoclimática, que submissos aos climas reinantes em diferentes períodos do tempo geológico determinaram os padrões de intemperismo e evolução morfogenética das formas de relevo e da cobertura edáfica. (Ab'Saber ; Bigarella, 1965)

Respeitados estes fatores condicionantes e determinantes e ainda os limites geopolíticos, a compartimentação da Região Metropolitana de Curitiba pode se dar em seis grandes zonas ou unidades:

SERRANIA COSTEIRA: Situada no limite oriental da região, se destaca pelos grandes conjuntos montanhosos e escarpados representados por maciços granitóides constituindo uma serra marginal, que apesar da uniformidade do conjunto, pode ser individualizada em sub-zonas que atendem a nomes locais de norte para o Sul, Serra da Virgem Maria, Serra do Capivari, Serra dos Órgãos, Serra Graciosa, Serra do Leão e Serra do Mar. O conjunto destas feições também é denominado Serra do Mar.

PLANALTO DE CURITIBA: É parte do grande conjunto de terras soerguidas pelo falhamento que originou a Serra do Mar e se estende desde esta última, até a escarpa denominada de Serrinha do Purunã, dividindo com o Planalto do Ribeira a hospedagem da maioria absoluta do território abrangido pela Região Metropolitana de Curitiba. Por ser igualmente a zona drenada pelo alto Rio Iguaçu, de gradiente suave, que intermamente esteve submetida a períodos de agradação apresenta um modelo mais suavizado, concentrando sobre si os aglomerados urbanos, face a maior aptidão dos seus sistemas de relevo.

Apresenta três sub-zonas com características distintas seja pelas

formas de relevo seja pela gênese, quais sejam:

Planalto Sedimentar - Representa antiga superfície de agradação, pediplanada e sofrendo dissecação de graus variados. É o próprio sítio do município de Curitiba com seus sedimentos argilosos e arcossianitos pouco consolidados constituindo um conjunto de colinas desde aplainadas até dissecadas. (Bigarella, Salamuni e Ab'Saber - 1961).

Planalto Cristalino Dissecado - É o conjunto de colinas dissecadas, que margeiam o Planalto Sedimentar de Curitiba, esculpido sobre os terrenos do embasamento, estendendo-se desde as Serras Costeiras até a Escarpa Devoniana do Purunã.

Planícies Aluviais - Da Bacia do Iguaçu. Superfícies de agradação horizontalizadas que se estendem ao longo das margens do Rio Iguaçu e seus principais afluentes, incluindo terraços fluviais e rampas de colúvio sub-horizontais, ocupando expressivas áreas na porção central do Planalto de Curitiba (superfície sedimentar) além de grande distribuição ao longo dos pequenos afluentes que drenam esta zona.

PLANALTO DO RIBEIRA: A região montanhosa do Ribeira (Maack 1981) compreende uma porção do Primeiro Planalto altamente dissecado constituído de terrenos elevados drenados pelos altos gradientes dos Rios Ribeira e seus afluentes, conformando uma paisagem de morros, cujas cristas ainda se encontram no nível geral da zona de eversão do conjunto formado pelos Planaltos do Rio Ribeira e de Curitiba. Apresenta rochas resistentes que se sobressaem na topografia cujas linhas de cristas se dispõem com altitudes crescentes para NE e N de maneira que o nível superior de denudação reflete a inclinação suave do peneplano existente antes da eversão.

Esta zona apresenta três sub-zonas de comportamentos distintos. Duas assemelhadas entre si cujas diferenças principais dizem respeito às litologias presentes e a seus antecedentes geotectônicos e uma terceira de controle morfoclimático predominante no divisor de águas do Iguaçu - Ribeira representando um definido nível de erosão.

Planalto do Alto do Iguaçu - É uma superfície esculpida em rochas cristolofilianas aplainadas representando o limite da ação de pediplanação ao norte do Planalto do Alto Iguaçu. Apresenta ainda cristas alinhadas no sentido NE como relevos residuais sustentados por rochas resistentes cujas altitudes são aquelas representativas do nível de erosão à época da sua modelagem.

Morraria do Açungui - É um conjunto de morros onde predominam declividades médias e altas (acima de 20%) e amplitudes locais variando de 100 a 250m esculpidas sobre rochas de Proterozóico Superior (Açungui) onde se destacam filitos, calcários, calcários dolomíticos, quartzitos, calcoxistos e granitos intrusivos. Constituem a maior parte do Planalto do Ribeira. A oeste mergulham sob os arenitos de Furnas, constituindo o pedestal da escarpa devoniana. São dotados de complexo controle tectônico com várias fases de dobramento onde se destaca um sistema N 40° E e um sistema N 60° W, cortados por um enxame de diques básicos paralelos que estabelecem as diferenças entre as formas de relevo localizadas, originando um padrão predominantemente ortogonal.

Morraria do Capivari-Pardo - A exemplo da sub-zona anterior formam conjuntos de morros onde predominam declividades médias e altas (acima de 20%) e amplitudes locais entre 100 e 300m, sendo entretanto esculpidas em rochas do Pré-Açungui onde dominam litotipos mais granulares. Subsidiariamente, ocorrem mármore, quartzitos e xistos. É uma faixa de direção paralela à costa que aumentando suas altitudes para NE tende a se confundir com o modelado montanhoso da Serrania Costeira, inclusive com a formação de relevos escarpados nos vales do Rio Pardo e Uberaba.

VÁRZEAS INDISCRIMINADAS: Compreendem as Planícies Aluviais restritas, os Fundos de Vale Aluvionares e as Planícies Aluviais de Soleira.

ESCARPA DEVONIANA DO PURUNÃ: É uma escarpa formada por erosão, que se constitui num típico relevo de transição. Examinando a Escarpa Devoniana, verifica-se que o seu pedestal está constituído por rochas cristalinas que alcançam até 1.137 m s.n.m. que foram interceptadas por um peneplano de abrasão e, em seguida cobertas por depósitos areníticos devonianos. O sopé da escarpa está em torno dos 850 m s.n.m. Assim a

Escarpa Devoniana começa no Vale do Iguaçu sendo representada nos mapas por nomes regionais de serras que muitas vezes não exprimem seu caráter de escarpa. Ao sul do Rio Iguaçu pelo encunhamento do Arenito de Furnas a escarpa desaparece como feição de transição.

PLANALTO DE PONTA GROSSA: É uma superfície aplainada, suavemente mergulhante para W, NW e SW sem sinais de efeitos tectônicos importantes. Dentro da Região Metropolitana está representada por superfícies de sedimentos devonianos e carboníferos formando tabuleiros rasgados por vales abruptos e dissecados.

UNIDADES HOMOGÊNEAS DE RELEVO

MONTANHAS EM BLOCO - (I1) Apresentam vertentes ravinadas de perfis côncavos-convexos, representadas principalmente por maciços graníticos com topos angulosos e achatados, sustentando remanescentes de antigos planaltos, nos pediplanos Pd2 e Pd3, muito dissecados. As declividades são acentuadas, superiores a 20%, predominando declividades maiores que 45% com amplitudes médias superiores a 400m. A drenagem é de alta e média densidade com padrão dendrítico, localmente sub-paralela com vales em "v" profundos. Na prática constituem os grandes maciços serranos que se interligam para constituir a Serra do Mar, estando aí concentradas as maiores elevações do Brasil Meridional. (Serrania Costeira)

ESCARPAS - (I2) Apresentam vertentes de perfis retilíneos e topos angulosos ou localmente achatados. As amplitudes locais são superiores a 300m com declividades geralmente superiores a 45%. A drenagem é de alta densidade com padrão sub-retangular a dendrítico.

Instaladas nos maciços serranos, são constituídos preferencialmente de granitos e migmatitos. (Serrania Costeira)

MONTANHAS MARGINAIS - (I3) Constituídas por vertentes retilíneas em sua maioria, com topos angulosos e arredondados. Apresentam amplitudes locais acima de 200m e declividades acentuadas sempre acima de 20% com predominância de declividades superiores a 45%. A drenagem é de alta densidade em padrão dendrítico a sub-paralelo com vales em geral fechados. Apresentam continuidade física com as montanhas, integrando o conjunto da Serra do Mar, representando uma diferenciação do controle litológico em primeiro lugar e subsidiariamente estrutural sobre antigas superfícies residuais rebaixadas Pd2, Pd3 muito dissecadas. (S. Costeira)

COLINAS APLAINADAS - (II a 4 e IV 4) Apresentam vertentes longas, côncavo-convexas suavemente inclinadas, formando interflúvios amplos de cumeeiras achatadas com topos aplainados. As amplitudes são inferiores a 50m e as declividades dominantes são inferiores a 6%, com baixa densidade de drenagem. Ocorrem em duas unidades distintas:

a) Unidade caracteristicamente sedimentar, denominada de Formação Guabirotuba, (IIa) composta por sedimentos mais antigos, inconsolidados, predominantemente argilitos, localmente recoberta por materiais rebaixados da própria unidade - pedissedimentos, Formação Tinguis, unidade inferior, mesclados com eluvios do embasamento cristalino. Compõe uma superfície relativamente contínua do Pediplano Residual Pd1. Padrão de drenagem dendrítico, apresentando certo controle estrutural com padrões locais retilíneos, com vales amplos, limitando encostas em geral assimétricas.

b) Unidade caracteristicamente sedimentar com sedimentos consolidados, denominada de Formação Furnas, (IV) com capeamento eventual de material do Grupo Itararé, constituído predominantemente por arenitos. É parte de uma superfície residual pediplana mais antiga Pd3. A rede de drenagem se apresenta com vales amplos direcionados, localmente encaixados, com controle nitidamente estrutural. (Planalto de Curitiba-Sedim.)

COLINA AMPLAS - (II a 5) Apresentam vertentes côncavo-convexas com topos amplos, amplitudes locais em torno de 60m com declividades de 6 a 12%, podendo surgir encostas dissecadas de até 45%, apresentando características similares às colinas aplainadas, diferenciando-se pelo grau de dissecação das encostas onde se instalaram superfícies embuti-

das mais recentes com delgadas camadas sedimentares. (Planalto de Curitiba)

COLINA MÉDIAS (II a 6, II b 6, IV 6) Revelando maior dissecação com amplitudes locais de 60m, as vertentes são arredondadas, com declividades predominantes de 12 a 20%, podendo admitir inclusões de declividades até 45% e mais de 45% quando as vertentes se apresentam mais curtas e entalhadas por alvéolos que exprimem perfis locais côncavos. É o domínio da Formação Tinguís, unidade superior, no Planalto Sedimentar e áreas do Planalto Cristalino, caracterizada pelos colúvios vermelho - amarelos. A drenagem é de média densidade com padrão dendrítico controlado localmente. Feições semelhantes ocorrem, localizadamente, no Planalto de Ponta Grossa correspondendo, litologicamente, ao nível do Grupo Itararé. (Planalto de Curitiba)

COLINAS ELEVADAS - (II b 8) Apresentam encostas arredondadas e/ou dissecadas, formando um conjunto elevado em relação às formas semelhantes vizinhas. Dominam as declividades em torno de 20% mas ocorrem topos aplainados com menos de 12%. As amplitudes máximas estão em torno de 60m e o padrão de drenagem se apresenta como dendrítico com vales "v" abertos. (Planalto de Curitiba)

COLINAS DISSECADAS - (II a 7, II b 7) As vertentes são dissecadas, côncavo-convexas, com disseminação generalizada de alvéolos em declividades superiores a 20% nas bordas das superfícies sedimentadas mais dissecadas das colinas amplas e médias, constituindo as áreas dos mananciais. (Planalto de Curitiba)

MORROTES - (II b 9, IV 9) Constituem vertentes muito dissecadas, geralmente com setor retilíneo, com associações de declives entre 20 a 45% e maiores que 45% formando morrotes alongados com topos arredondados com amplitudes locais em torno de 100m, simulando pequenas escarpas. O padrão de drenagem predominante é o dendrítico com média densidade. Estas feições ocorrem em situações relativamente distintas no Planalto Cristalino e no Planalto de Ponta Grossa. No Planalto Cristalino constituem frequentemente linhas de interflúvios de maior destaque. No Planalto de Ponta Grossa encontram-se embutidos nas encostas dos vales mais dissecados. (Planalto de Curitiba e Planalto de Ponta Grossa)

MORROS DE TOPOS APLAINADOS - (III c 10) É o domínio das elevações que constituem uma superfície de transição de litologia diversificada entre duas zonas geomorfológicas distintas e por isso mesmo de feições complexas. Apresentam áreas de declividades em torno de 12%, envolvendo áreas de morros arredondados e alongados com declividades superiores a 20%, representando um nível definido de erosão, que compõe a Superfície Residual do Alto do Iguaçu, Pd2, constituindo uma das mais altas superfícies interplanálticas brasileiras nos níveis em torno de 1000 - 1100m. A drenagem é de baixa densidade com freqüente represamento com formação de zonas hidromórficas, distribuindo-se ao longo do divisor Iguaçu/Ribeira. (Planalto do Ribeira)

MORROS ARREDONDADOS - (II c 11, III b 11) As encostas são íngremes em torno de 20%, com topos arredondados. Localmente ocorre a presença de espigões com topos achatados (Superfície Residual do Alto Iguaçu Pd2) referidos a lentes de quartzitos e mármores silicosos. A presença de dolinas e cavernas está associada a litologias carbonatadas. A drenagem é predominante sub-retangular de média densidade. (Planalto do Ribeira)

SERRA LONGADAS - (III a 12, III b 12) São conjuntos que se destacam do modelado como espigões alongados mantidos por litologias partculares (NE quartzitos, NW - diques de diabásio) de topos angulosos com vertentes de perfis, em geral retilíneos, fazendo parte da Superfície Residual rebaixada Pd3. As amplitudes locais são elevadas (100-200m) e as declividades predominantes estão acima de 45%. (P.Ribeira-Açungui)

MORRO DE TOPO ACHATADOS - (III a 13, III b 13) Apresentam topos com declividades inferiores a 20% com encostas entre 20 a 45% e maiores. As amplitudes são superiores a 100m, destacando-se na litologia migmatitos

e metassedimentos. Aparecem soleiras locais, propiciando a formação de hidromorfismo. A drenagem é de padrão dendrítico a sub-paralelo com média densidade. (Planalto do Ribeira)

MORROS REBAIXADOS - (III a 14, III b 14) São constituídos por morros arredondados, formando um conjunto rebaixado em relação às formas vizinhas. As amplitudes estão em torno de 100m com declividades entre 20 e 45%, podendo ser localmente menores. A drenagem é dendrítica de média densidade. (Planalto do Ribeira)

MORROS ALARGADOS - (III a 15, III b 15) Apresentam topos alargados com encostas de declividades em torno de 20 a 45% e amplitudes superiores a 150m. A drenagem é dendrítica a sub-retangular ou retangular de média densidade. (Planalto do Ribeira)

MORROS ALONGADOS (III a 16, III b 16) São topos alongados com vertentes retilíneas e amplitudes maiores que 150m, condicionados por controle lito-estrutural com declividades superiores a 45%. A drenagem é de média a alta densidade em padrão sub-paralelo e dendrítico. (P. Ribeira)

MORROS MÉDIOS - (III a 17, III b 17) Apresentam-se topos arredondados a angulosos com setores de vertentes eventualmente retilíneas com amplitudes maiores que 100m em declividades de 20 a 45%. A drenagem é de média a alta em padrão dendrítico a sub-retangular. (P. Ribeira)

MORROS ÍNGREMES - (III a 18 e III a 19, III b 18 e III b 19) Apresentam um sistema formado por um conjunto de morros de topos arredondados e/ou angulosos, constituindo localmente espigões. As declividades dominantes são superiores a 45% com inclusões de declividades entre 20 e 45%. As vertentes tem perfis predominantes retilíneos, localmente ravinaçados. Os vales são estreitos e encaixados. O padrão de drenagem limita dois sub-sistemas: um sub-retangular a retangular com nítido controle estrutural (18) e um segundo sub-dendrítico a sub-retangular de controle litológico (19). Destacam-se os metassedimentos e migmatitos intercalados com enxames de diques. (Planalto do Ribeira)

CUESTA - (V 20) É constituída por vertentes escarpadas de perfil retilíneo com amplitudes da ordem de 250m com declividades dominantes superiores a 45%, admitindo frequentes suavizações locais a 20%. Apresenta esporões digitados alongados sub-paralelos de direção E e NE, podendo-se individualizar, formando morros testemunhos. A drenagem na frente da Cuesta é de alta densidade com padrão paralelo-pinado em vales em geral fechados. Constitui a porção oriental limítrofe do Planalto de Ponta Grossa. (Escarpa Devoniana do Purunã)

PLANÍCIES ALUVIAIS AMPLAS - (II c 21) São superfícies horizontais - zadas, atingindo um máximo de 6% declividades em áreas de rampas de colúvio, sempre com o lençol freático aflorante ou muito próximo da superfície, sendo sujeitas a inundações sazonais. Incluem três compartimentos distintos:

- 1) O central onde se localiza a calha do rio, com presença de diques marginais, barras de meandros abandonados recentes;
- 2) O compartimento marginal inferior, área predominante da planície de inundação que abrange um setor mais deprimido;
- 3) O compartimento marginal superior, instalado entre as vertentes e o vale propriamente dito, fazendo parte deste as baixas rampas de colúvio, os leques aluviais e os terraços de soleira. (P. de Curitiba)

PLANÍCIES ALUVIAIS RESTRITAS - (VI 22) Compreendem os aplainamentos restritos com depósitos aluviais de pequeno porte, ocupando fundos de vale em relevos movimentados, aluviões suspensos, de soleira, associados com solos hidromórficos. (Várzeas indiscriminadas)

CONSIDERAÇÕES FINAIS

A compartimentação das regiões fisiográficas em zonas e sub-zonas que mantenham entre si relações de natureza litológica, estrutural, evo-

lução geomórfica e pedogenética, permite a montagem de um verdadeiro quadro da evolução geomorfológica dos terrenos, de forma a reunir elementos essenciais para o planejamento da ocupação e do uso dos espaços territoriais.

A orientação e o direcionamento das atividades antrópicas às aptidões do meio-físico constituem o embasamento de todo trabalho de planejamento e desenvolvimento da atividade econômica moderna, quanto mais não seja, pela responsabilidade que se tem em entregar este insubstituível patrimônio às gerações futuras, ainda em condições de utilização, isto é, ainda em condições de equilíbrio com a vida.

No presente trabalho, em que pese a diversidade de informações compulsadas, o tempo extremamente curto não permitiu análises mais aprofundadas, optando-se, como forma de evitar incorreções, por um trabalho de natureza mais descritiva. Em que pese esta limitação o trabalho permitiu traçar e delimitar as grandes divisões morfológicas e suas subdivisões, de maneira natural, de fácil compreensão e, mais importante, constituindo insumo de imediata aplicabilidade na fase subsequente do trabalho que é o Manejo Florestal.

Entretanto, julga-se oportuno salientar que, para se constituírem em instrumentos completos de planejamento, trabalhos desta natureza, deveriam ser desenvolvidos como mapeamentos sistemáticos. Neste particular, salienta-se que a cartografia disponível dos solos da RMC é de escala muito pequena, sendo extremamente útil e oportuno se promover o aprimoramento destas informações através da elaboração de mapeamento pedológico da RMC em escala de semi-detulhe, de modo a conferir um caráter mais específico às proposições de planejamento. Iguamente o detalhamento do mapa geomorfológico, conduzido metódica e sistematicamente, permitirá avançar em compartimentações que detalhem os usos, aptidões e restrições dos sistemas mapeados, constituindo-se, praticamente, em "Carta de Risco de Ocupação" de vez que compilam o resultado da interação de todos os fatores intervenientes, ao longo do tempo, na formação da paisagem tal como é conhecida atualmente.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

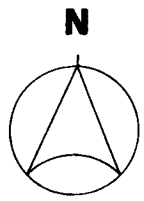
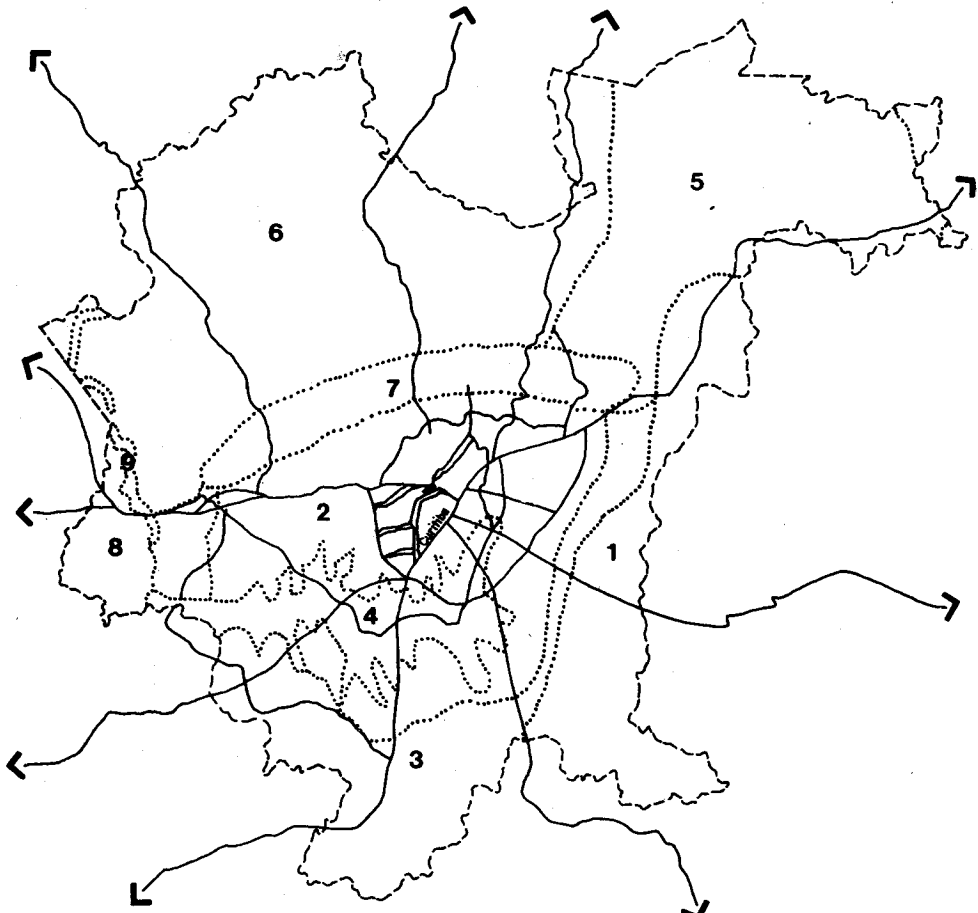
- AB'SABER, A.N. & BIGARELLA, J.J. Considerações sobre a geomorfogênese da Serra do Mar no Paraná. Boletim Paranaense de Geografia, Curitiba, (4/5): 94-125, 1961.
- AB'SABER, A.N. Pedimentos e Bacias Detríticas Pleistocênicas em São Paulo. Geomorfologia, USP, Instituto de Geografia, (9):1-12, 1969.
- BAULIG, H. Le profil d'équilibre des Versants. Annales de Géographie, 1940. 49p.
- BECKER, R.D. Distribuição dos Sedimentos Cenozóicos na Região Metropolitana de Curitiba e sua relação com a estrutura geológica e morfológica regional. Porto Alegre, 1982. 237p. Tese. Doutorado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- BIGARELLA, J.J. Esboço da geomorfologia do Estado do Paraná. Boletim do I.B.P.T., Curitiba, (32): 1-21, 1954.
- _____. Pediplanos, pedimentos e seus depósitos correlativos no Brasil. Boletim Paranaense de Geografia, (16/17):117-51, 1965.
- _____. Pediments, a Convergence of Processes. Boletim Paranaense de Geociências, (33):206-216, 1975.
- _____. & MOUSINHO, M.R. Considerações a respeito dos terraços fluviais, rampas de colúvio e várzea. Boletim Paranaense de Geografia, (16/17): 153-197, 1965
- _____. & MOUSINHO, M.R. & SILVA, J.X. Pediplanos, pedimentos e seus depósitos correlativos no Brasil. Boletim Paranaense de Geociências, (27): 15-80, 1965.

- _____. & SALAMUNI, R. 1958. Considerações sobre o paleoclima da Bacia de Curitiba. Boletim Inst.Hist.Nat.Geologia. (1):1-10.
- _____. & _____. Notas complementares à planta geológica da Cidade de Curitiba e arredores. Boletim do I.B.P.T. (40): 1-14, 1959.
- _____. & _____. & AB'SABER, A.N. Origem e ambiente de deposição da Bacia de Curitiba. Boletim Paranaense de Geografia, (4/5):71-78, 1961.
- _____. et alii. Considerações a respeito da evolução das vertentes. Boletim Paranaense de Geografia. (16/17):1965.
- _____. et alii. Recursos Naturais. Ouro Fino. Região Metropolitana de Curitiba. Secretaria de Estado do Planejamento, 1979. 30p.
- BIGARELLA, J.J. & MAZECHOWSKI. Visão integrada da problemática da erosão. Curitiba, ADEA/ABGE, 1985. 329p.
- DE MARTONNE, E. Problemas morfológicos do Brasil Tropical Atlântico (1ª parte). Revista Brasil.Geografia. 5(4): 523-550, 1943.
- _____. Problemas morfológicos do Brasil Tropical Atlântico (2ª parte). Revista Brasil.Geografia. 6 (2):155-78, 1944.
- DRESCH, J. Pedimentos, glaciais de erosão, peneplanícies e inselbergs. Notícias Geomorfológicas. Campinas, 49 (2/4): 167-77, 1962.
- EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. Levantamento de reconhecimento dos solos do Estado do Paraná. Londrina, 1981. 2v.
- HASUI, Y & ALMEIDA, M.A. Aspectos estruturais na geomorfologia da área cristalina de São Paulo e Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife, 1978. Anais. v1, p.360-65.
- JOURNAUX, A. O estudo das formações superficiais na França. Sedimentologia e Pedologia, (4):1-19, 1973.
- KING, L.C. A Geomorfologia do Brasil Oriental. Revista Brasileira de Geografia. Rio de Janeiro 18(2):147-265, 1956.
- LOPES, J.A.U. Nota explicativa da folha geológica de Curitiba. Boletim da Universidade Federal do Paraná. Geologia, (20): 1-20, 1966.
- MAACK, R. Geografia Física do Estado do Paraná. 2 ed. Rio de Janeiro, J. Olympio, 1981, 442p.
- _____. Breves notícias sobre a Geologia do Estado do Paraná e Santa Catarina. Arquivos de Biologia e Tecnologia, Curitiba, 2:99-200, 1947.
- MARINI, O.J. & FUCK, R.A. & TREIN, E. Intrusivas básicas jurássico-cretáceas do primeiro Planalto do Paraná. Boletim Paranaense de Geociências, (23/25):307-23, 1967
- _____. Geologia da Folha de Araucária. Boletim da Universidade Federal do Paraná, (24), 1967.
- MOUSINHO, M.R. & BIGARELLA, J.J. 1965. Movimentos de massa no transporte dos detritos de meteorização das rochas. Boletim Paranaense de Geografia. (16/17): 43-84.
- MURATORI, A. Nota explicativa da folha geológica de Campo Largo. Boletim da Universidade Federal do Paraná. Geologia (21):1-19, 1966,
- ROCHA, H.O. Die Böden und geomorphologischen Einheiten der region von Curitiba (Paraná-Brasilien). Freiburg, 1981. 175p. Tese. Doutorado. Albert Ludwigs-Universität.

SOUZA, D.M.P. & TOURINHO, L.C.N. & ROCHA, H.O. da -1962. Levantamento de Reconhecimento Pedológico do Sul do Paraná. Projeto de Recursos do Solo - CERENA, 1969.

TRICART, J. Divisão morfoclimática do Brasil Atlântico Central. Boletim Paulista de Geografia. São Paulo, 31:3-44, 1959.

REGIÃO METROPOLITANA DE CURITIBA



COMPARTIMENTAÇÃO FISIOGRAFICA PRELIMINAR

- 1 SERRANIA COSTEIRA
- 2 PLANALTO SEDIMENTAR
- 3 PLANALTO DE CURITIBA
- 4 PLANÍCIES ALUVIAIS
- 5 MORRARIA DO CAPIVARI - PARDO
- 6 MORRARIA DO AÇUNGUI
- 7 PLANALTO DO IGUAÇU
- 8 PLANALTO DE PONTA GROSSA
- 9 ESCARPA DEVONIANA DO PURUNÃ

ESCALA APROXIMADA = 1:800.000



Trav. Rui Barbosa, 1080
Fones: 224-3633 / 224-3490
Belém - Pará - Brasil

