

II SIMPÓSIO SOBRE
VULCANISMO
E AMBIENTES ASSOCIADOS



**Boletim de Resumos e
Roteiro da Excursão**

Núcleo PHONEX

Centro de Geociências
Universidade Federal do Pará



**SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA
- NÚCLEO NORTE -**

10 a 13 de Novembro de 2002
Belém - PA

Edição: Núcleo PHONEX do Centro de Geociência da UFPA

Organização do Volume:

Carlos Eduardo de Mesquita Barros
Cláudio Nery Lamarão
Raimundo Netuno Nobre Villas
Roberto Dall'Agnol

Editoração e formatação:

Alex Souza Sardinha
Aline Maria Meiguins de Lima
Marcelo Lacerda Vasquez
Paulo Sérgio de Sousa Gorayeb

Capa:

Luciano A. Silva

Revisão ortográfico-editorial:

Luiz Branco

Impressão:

Alves Gráfica e Editora

Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados. (2. : 2002 : Belém - PA)
Boletim de resumos e roteiro da excursão. - Belém: Universidade Federal
do Pará. Núcleo PRONEX do Centro de Geociências. 2002.
141p.

1. Vulcanismo. 2. Cráton Amazônico. 3. Supergrupo Uatumã. 4. Ciclo
Brasileiro. 5. Bacias Fanerozóicas. 6. Mineralizações. 7. Alcalinas. 8; Brasil I. Título.

CDD: 551.2106

COMISSÃO ORGANIZADORA

Adilson Viana Soares Jr
Alan Cardek Brunelli Gomes
Alex Souza Sardinha
Aline Maria Meiguins de Lima
Candido Augusto Veloso Moura
Carlos Eduardo de Mesquita Barros
Cláudio Nery Lamarão
Cleida Freitas (Secretária)
Davis Carvalho de Oliveira
Hilton Túlio Costi
Joaquim Wanderley Filho
Marcelo Lacerda Vasquez
Paulo Sérgio de Sousa Gorayeb
Raimundo Netuno Nobre Villas
Régis Munoz Krás Borges
Roberto Dall' Agnol (Coordenador)

COMITÊ CIENTÍFICO

Ana Maria Pimentel Mizusaki (UFRGS)
Antonio Thomaz Filho (UERJ)
Caetano Juliani (USP)
Elson Paiva de Oliveira (UNICAMP)
Evandro Fernandes de Lima (UFRGS)
João Orestes Schneider Santos (CPRM/Manaus)
Jorge Silva Bettencourt (USP)
José Carlos Gaspar (UnB)
Leila Soares Marques (USP)
Leo Afraneo Hartmann (UFRGS)
Márcia Aparecida S. Barros Pinho (UFMT)
Maria da Glória da Silva (UFBA)
Peter Sztatmari (CENPES)
Reinhardt Adolfo Fuck (UnB)
Sérgio Valente (UFRRJ)
Valderez Pinto Ferreira (UFPE)
Wilson Wildner (CPRM/Porto Alegre)
Zara Gerhardt Lindenmayer (UNISINOS)
Zorano Sérgio de Souza (UFRN)

Coordenadores de Temas

Tema 1: Caetano Juliani (USP), João Orestes S. Santos (CPRM), Jorge Silva Bettencourt (USP) & Roberto Dall' Agnol (UFPA).

Tema 2: Carlos Eduardo de M. Barros (UFPA), Maria da Glória da Silva (UFBA) & Zorano Sérgio de Souza (UFRN).

Tema 3: Ana Maria P. Mizusaki (UFRGS), Antonio Thomaz Filho (UERJ), Leila S. Marques (USP) & Peter Sztatmari (CENPES).

Tema 4: Carmem M. D. Nunes (CVRD), José C. Gaspar (UnB), Tereza C. J. Brod (UnB) & Valderez P. Ferreira (UFPE).

Tema 5: Cláudio Nery Lamarão (UFPA), Evandro Fernandes Lima (UFRGS) & Wilson Wildner (CPRM).

Tema 6: Ignez P. Guimarães (UFPE), Paulo Sérgio S. Gorayeb (UFPA) & Marcelo Lacerda Vasquez (CPRM).

APRESENTAÇÃO

O presente volume reúne as contribuições científicas apresentadas durante o II Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados. Este simpósio dá continuidade ao esforço de pesquisadores vinculados a esta temática em nosso País, no sentido de realizar eventos periódicos destinados a mostrar os avanços no estudo de vulcanismo e temas correlatos. O I Simpósio foi realizado em Gramado, Rio Grande do Sul, em 1999, tendo atingido plenamente seus objetivos. A proposta de realização do II Simpósio também teve excelente acolhida por parte da comunidade de Geociências, o que assegurou o seu sucesso.

O II Simpósio foi promovido pelo Núcleo PRONEX *Magmatismo, evolução crustal e metalogênese da Província Mineral de Carajás e províncias adjacentes* do Centro de Geociências (CG) da Universidade Federal do Pará (UFPA) e pelo Núcleo Norte da Sociedade Brasileira de Geologia (SBG-NO). Contou com a colaboração direta do Projeto IGCP-426 - *Granite Systems and Proterozoic Lithospheric Processes* (International Geological Correlation Program; IUGS-UNESCO), do Centro de Pesquisas e Desenvolvimento (CENPES) da Petrobras, e da Companhia Vale do Rio Doce (CVRD) na organização, respectivamente, dos temas 1, 3 e 4 do evento. O II Simpósio foi estruturado em torno de seis temas centrais:

Tema 1 - Vulcanismos do Tipo Uatumã e Mineralizações Associadas;

Tema 2 - Seqüências Metavulcanos-Sedimentares e Minerações Associadas;

Tema 3 - Megmatismo Associado com Bacias Fanerozóicas e sua Influência nos Depósitos Minerais e Petrolíferos;

Tema 4 - Associações Alcalinas, Pamprolíficas e Kimberlíticas e Minérios Associados;

Tema 5 - Estruturas e Texturas de Rochas Vulcânicas;

Tema 6 - Vulcanismo Pós-Colisional do Ciclo Brasileiro.

Foram apresentados durante o evento quatro conferências e 101 trabalhos, estes distribuídos nos diferentes temas sob forma de apresentações orais (42) e painéis (59). Os conferencistas convidados foram: Donald H.W. Hutton (Universidade de Birmingham, Reino Unido), Eric H. Christiansen (Brigham Young University, Estados Unidos), Evandro F. de Lima (UFRGS, Brasil) e Raymond Cas (Universidade de Monash, Austrália). Os demais participantes no evento são oriundos das diferentes regiões do País, sendo profissionais vinculados a universidades, centros de pesquisa e empresas, bem como estudantes de pós-graduação e graduação, além de alguns pesquisadores estrangeiros (Argentina, Dinamarca, Rússia).

O volume apresenta os resumos organizados segundo os temas centrais, na ordem indicada acima. Dentro de cada tema os resumos são apresentados em ordem alfabética do sobrenome do primeiro autor. Após a apresentação dos resumos, consta do volume o roteiro da excursão de campo à região de Pitinga, com informações gerais sobre a sua geologia e descrições dos afloramentos a serem visitados. Ao final é fornecido um índice remissivo por sobrenome dos autores.

O volume fornece certamente uma boa amostragem daquilo que vem sendo pesquisado pela comunidade de Geociência em relação aos seis temas centrais do simpósio e ao vulcanismo de maneira geral. O tema 1 apresenta grande interesse para o conhecimento do vulcanismo do Paleoproterozóico e Mesoproterozóico, em particular do Cráton Amazônico, mas sua abrangência se estende também para o plutonismo cronocorrelato e evolução crustal. O tema 2 cobre desde seqüências arqueanas e paleoproterozóicas, até aquelas do Neoproterozóico. Ambos os temas apresentam interesse em termos de mineralizações associadas. O tema 3 é o que reúne maior número de trabalhos, demonstrando a vitalidade desta temática no País. Ele engloba desde trabalhos de interesse metalogenético, até estudos petrológicos, geoquímicos e geofísicos de grande atualidade. O tema 4 engloba, entre outras, um número expressivo de contribuições sobre rochas alcalinas kamafugíticas e lamprófios. O tema 5 procura destacar estudos realizados sobre texturas e estruturas de rochas vulcânicas. Finalmente, o tema 6 discute o vulcanismo pós-

colosional do ciclo Brasileiro, predominando amplamente os estudos em desenvolvimento na região sul do País, com pesquisas localizadas de outras regiões.

Roberto Dall’Agnol
Coordenador do Simpósio

FOREWORD

This volume presents the abstracts of the papers submitted to the II Symposium on Volcanism and Related Settings. The symposium was sponsored by: 1) the Research Group on *Magmatism, crustal evolution and metallogenesis* (Núcleo PHONEX, Center of Geosciences, Federal University of Pará, Brasil), and, 2) the Northern Branch of the Brazilian Geological Society, The IGCP 426 project (*Granite Systems and Proterozoic Lithospheric Processes*; International Geological Correlation Program; IUGS-UNESCO) co-sponsored the symposium. In the organization of the discussions on the subject *Uatumã and similar volcanic events*, the participation of the IGCP 426 project was fundamental. Most papers discuss the Uatumã and similar Proterozoic volcanic events in different regions of the Amazonian craton, Central Brazil and Fennoscandian Shield (Russia). Possible recent analogous provinces are discussed in the conference of E. Christiansen, which presents an overview of the Brasin and Range Province volcanism, USA, and in a paper on calc-alkaline volcanism in a post-collisional setting in Spain (H. Zeck). The volume contains the abstracts of conferences and submitted papers, The latter after ordered following the six central subjects discussed during the event and, internally, by alphabetical order of the first author. The excursion guide to the Pitinga field trip is included in the volume. An index of authors is also provided.

Roberto Dall’Agnol
Symposium Coordinator

CONFERÊNCIAS
TEMAS
ROTEIRO DA
EXCURSÃO

SUMÁRIO

CONFERÊNCIAS

KIMBERLITE SYSTEMS IN SOUTH AFRICA AND BOTSWANA: FACIES AND ERUPTION PROCESS <i>Cas R.</i>	14
CENOZOIC MAGMATISM IN THE NORTHERN BASIN AND RANGE PROVINCE, WESTERN USA <i>Christiansen E.H., Best M.G., Keith J.D.</i>	15
BASIC SILLS IN SEDIMENTARY BASINS: PERSPECTIVES FROM FIELD, SEISMIC AND MAGMATIC STUDIES IN PHANEROZOIC SETTINGS <i>Hutton D.H.W., Thomson K., Liss D., Owens W.H.</i>	16
PRINCIPAIS REGISTROS VULCÂNICOS DA BACIA DO CAMAQUÃ-RS <i>Lima E.F.</i>	18

TEMA 1: VULCANISMO DO TIPO UATUMÃ E MINERALIZAÇÕES ASSOCIADAS

CARACTERIZAÇÃO FACIOLÓGICA E GEOQUÍMICA DO VULCANISMO BIMODAL DO RIFTE PALEOPROTEROZÓICO ARAÍ – GOIÁS/TOCANTINS <i>Botelho N.F., Moura M.A., Alvarenga C.J.S., Pontes R.M., Campos J.E.G., Dardenne M.A., Meneses P.R.</i>	20
ESTRUTURAS E TEXTURAS HIDROTERMAIS DE UM SISTEMA EPITERMAL <i>LOW-SULFIDATION</i> PALEOPROTEROZÓICO NA PROVÍNCIA AURÍFERA DO TAPAJÓS <i>Corrêa-Silva R.H., Juliani C., Chissini G.B., Benevides T.</i>	21
DIQUES PROTEROZÓICOS DO TERRENO GRANITO- <i>GREENSTONE</i> DE RIO MARIA: A DESCOBERTA DE DIQUES COMPOSTOS E NOVOS DADOS GEOCRONOLÓGICOS <i>Dall’Agnol R., Oliveira D.C., Macambira M.J.B., Lamarão C.N.</i>	22
RECONHECIMENTO DE UMA MEGA-ESTRUTURA NO DISTRITO MINEIRO DE PITINGA-AM: DADOS PRELIMINARES A PARTIR DA APLICAÇÃO DE TÉCNICAS DE PROCESSAMENTO DIGITAL DE IMAGENS LANDSAT ETM+ <i>Ferron J.M.T., Bastos Neto A.C., Rolim S.B.A., Hoff R., Umann L., Minuzzi O.R.R.</i>	23
THE CALC-ALKALINE VOLCANO-PLUTONISM IN THE NORTHERN RORAIMA STATE, GUIANA SHIELD: IMPLICATIONS FOR THE UATUMÃ EVENT AND GEOTECTONIC SIGNIFICANCE <i>Fraga L.M. & Reis N.J.</i>	24
IMPLICAÇÕES PARA ESTRATIGRAFIA DO VULCANISMO ÁCIDO NO CRÁTON AMAZÔNICO DECORRENTES DA IDENTIFICAÇÃO DE <i>ASH-FLOW CALDERAS</i> NA PROVÍNCIA AURÍFERA DO TAPAJÓS <i>Juliani C., Corrêa-Silva R.H., Monteiro L.V.S., Freitas F.C., Bettencourt J.S., Teixeira N., Chissini G.B., Silva J.M.</i>	25
DOIS EVENTOS VULCÂNICOS PALEOPROTEROZÓICOS NA PROVÍNCIA AURÍFERA DO TAPAJÓS: NOVOS DADOS ISOTÓPICOS Sm-Nd E IMPLICAÇÕES PARA O SUPERGRUPO UATUMÃ <i>Lamarão C.N., Dall’Agnol R., Pimentel M.M.</i>	26
LATE PALEOPROTEROZOIC POSTCOLLISION AND ANOROGENIC VOLCANIC SEQUENCES OF THE SIBERIAN CRATON: PETROGENESIS AND TECTONIC IMPLICATIONS <i>Larin A.M., Kotov A.B., Salnikova S.B., Kovach V.P.</i>	27
THE TELES PIRES VOLCANIC PROVINCE IN SOUTHWEST AMAZON CRATON, NORTHERN MATO GROSSO, BRAZIL: GEOLOGY, GEOCHEMISTRY, GEOCHRONOLOGY AND TECTONIC IMPLICATIONS <i>Leite J.A.D., Souza M.Z.A., Saes G.S., Gomes M.F.</i>	28
TOPAZLEUCORHYOLITEPORPHYRY (ONGONITE) FROM BOMBOM FUTURE MINE, RONDÔNIA <i>Leite Júnior W.B., Payolla B.L., Muzzolon R., Oliveira L.R., Bettencourt J.S.</i>	29

VULCANOGÊNESES PROTEROZOÍCAS DO CRÁTON AMAZÔNICO E SUAS CONEXÕES COM CICLOS OROGÊNICOS <i>Lima M.I.C. & Kaul P.F.T.</i>	30
IDADE DE ZIRCÃO DE VULCÂNICAS IRICOUÉM DO SUDESTE DE RORAIMA; CONTRIBUIÇÃO PARA A REDEFINIÇÃO DO SUPERGRUPO UATUMÃ <i>Macambira M.J.B., Almeida M.E., Santos L.S.</i>	31
CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA, GEOQUÍMICA E GEOCRONOLÓGICA DO MAGMATISMO TELES-PIRES (NORTE DE MATO GROSSO): UM EVENTO VULCANO-PLUTÔNICO BIMODAL DE 1,8 GA <i>Pinho M.A.S.B., Chemale Jr F., Lima E.F.</i>	32
PALAEVOLCANOLOGICAL DEMARCATION AND PERIODIZATION OF PRECAMBRIAN VOLCANO-PLUTONISM IN KARELIA (FENNOSCANDIAN SHIELD) <i>Svetov A.P.</i>	33
CENTRES AND MORPHOSTRUCTURES OF PRECAMBRIAN MAGMATISM IN KARELIA (FENNOSCANDIAN SHIELD) <i>Svetov A.P. & Sviridenko L.P.</i>	34
GRANITOID VOLCANO-PLUTONISM IN THE PRECAMBRIAN HISTORY OF KARELIA (FENNOSCANDIAN SHIELD) <i>Sviridenko L.P. & Svetov A.P.</i>	35
DISCRIMINAÇÃO LITOLÓGICA E ESTUDOS DOS MOVIMENTOS TECTÔNICOS SOBRE AS ROCHAS DO MAGMATISMO UATUMÃ, NORTE DE RORAIMA, ATRAVÉS DE ANÁLISES TRIDIMENSIONAIS COM ESTÉREO – PARES SAR E HÍBRIDO (SAR X ÓPTICO) <i>Tavares Jr. S.S. & Veneziani P.</i>	36
GEOLOGIA, GEOQUÍMICA, GEOCRONOLOGIA E ISÓTOPOS DE Sm-Nd DE ROCHAS VULCÂNICAS PALEOPROTEROZOÍCAS DO GRUPO UATUMÃ OCORRENTES NA REGIÃO DE SÃO FÉLIX DO XINGU, PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS, CRÁTON AMAZÔNICO, BRASIL <i>Teixeira N.P., Fernandes C.M.D., Moura C.A.V., Pinho S.C.V., Bettencourt J.S.</i>	37
CALC-ALKALINE VOLCANIC ROCK SERIES FROM A POST-COLLISIONAL, SINKING SLAB SETTING-ALBORÁN VOLCANIC PROVINCE, SPAIN-NAFRICA <i>Zeck H.P.</i>	38

TEMA 2: SEQÜÊNCIAS METAVULCANO-SEDIMENTARES E MINERALIZAÇÕES ASSOCIADAS

GEOLOGIA E GEOQUÍMICA DE ROCHAS METAVULCÂNICAS MÁFICAS SARQUENAS (SUPERGRUPO ITACAIÚNAS) DA REGIÃO DE CURIONÓPOLIS-PARAUPEBAS, PROVÍNCIA METALOGENÉTICA DE CARAJÁS <i>Barros C.E.M. & Barbey P.</i>	40
OSTURMALINITOS DA FORMAÇÃO MORRO DA PEDRA PRETA, GRUPO SERRA DO ITABERABA, SÃO PAULO, BRASIL <i>Beljavskis P., Garda G.M., Juliani C.</i>	41
CARACTERIZAÇÃO LITOQUÍMICA DOS BASALTOS ALMOFADADOS DA SERRA DO TAPA, SUDESTE DO PARÁ <i>Calado W.M. & Gorayeb P.S.S.</i>	42
GEOCRONOLOGIA E EVOLUÇÃO CRUSTAL DAS ROCHAS MÁFICAS E MINERALIZAÇÃO DO DEPÓSITO DE Cu-Au GAMELEIRA, PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS (PA), BRASIL <i>Galarza M.A. & Macambira M.J.B.</i>	43
ATIVIDADE HIDROTÉRMICA NA SEQÜÊNCIA VULCANOSEDIMENTAR FORMAÇÃO MORRO DA PEDRA PRETA, GRUPO SERRA DO ITABERABA, SÃO PAULO, BRASIL <i>Garda G.M., Beljavskis P., Juliani C., Boyce A.J.</i>	44
ISOTÓPIC (U-Pb and ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar) CONSTRAINTS OF THE CABAÇAL GOLD DEPOSIT, SW AMAZONIAN CRATON <i>Geraldes M.C., Tassinari C.C.G., Babinski M., Pinho F.E.C.</i>	45
O CENTRO VULCÂNICO FÉLSICO DE LAGOADO GATO (CVLG), PORÇÃO SUL DO GREENSTONE BELT DO RIO ITAPICURU, BAHIA: ZONEOGRAFIA, LITOGEOQUÍMICA E POTENCIAL METALOGENÉTICO <i>Gomes F.C.O. & Silva M.G.</i>	46
ROCHAS METAVULCÂNICAS FÉLSICAS DO GRUPO GURUPI: EVIDÊNCIA DE MAGMATISMO OROGÊNICO JUVENIL PALEOPROTEROZOÍCO NO CINTURÃO GURUPI <i>Klein E.L. & Moura C.A.V.</i>	47
GEOCRONOLOGIA U-Pb EM ZIRCÃO DE ROCHAS VULCÂNICAS DA FORMAÇÃO CARAJÁS, ESTADO DO PARÁ <i>Krymsky R.S., Macambira J.B., Macambira M.J.B.</i>	48

IDADE DO VULCANISMO ASSOCIADO AO GRUPO ARAXÁ E ARCO MAGMÁTICO DE GOIÁS NA REGIÃO DE ANICUNS-GO <i>Laux J.H., Pimentel M.M., Dantas E.L., Armstrong R., Armele A.</i>	49
POSSIBLE MESOPROTEROZOIC TRANSITION FROM CONTINENTAL RIFT TO OCEAN BASIN: THE CASE OF THE JUSCELÂNDIA SEQUENCE, GOIÁS <i>Moraes R., Fuck R.A., Pimentel M.M., Gioia S.M.C.L., Hollanda M.H.B.M., Armstrong R.</i>	50
ISÓTOPOS ESTÁVEIS DE ROCHAS DE PALEOSSISTEMAS HIDROTERMAIS OCEÂNICOS MESOPROTEROZÓICOS DO GRUPO SERRA DO ITABERABA, SP <i>Pérez-Aguilar A., Juliani C., Monteiro L.V.S., Bettencourt J.S.</i>	51
CARACTERIZAÇÃO PRELIMINAR DA SEQÜÊNCIA VULCÂNICA BÁSICA A INTERMEDIÁRIA AREINHAS, REGIÃO DE MONTE DO CARMO-TO <i>Quaresma E.C. & Kotschoubey B.</i>	52
IDADES DE ROCHAS METAVULCÂNICAS FÉLSICAS DO SUDESTE DO ESCUDO DAS GUIANAS <i>Rosa-Costa L.T., Macambira E.M.B., Vasquez M.L., Lafon J.M., Ricci P.S.F.</i>	53
EVOLUÇÃO TECTONO-TERMAL DAS ROCHAS METAVULCANO-SEDIMENTARES ENCAIXANTES DO GRANITO SERRA DO RABO, PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS <i>Sardinha A.S. & Barros C.E.M.</i> .	54
MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS RELACIONADAS A VULCANISMO EM PITANGUI, MG <i>Scarpelli W.</i>	55

TEMA 3: MAGMATISMO ASSOCIADO COM BACIAS FANEROZÓICAS E SUA INFLUÊNCIA NOS DEPÓSITOS MINERAIS E PETROLÍFEROS

INFLUÊNCIA DAS INTRUSÕES ÍGNEAS NOS FOLHELHOS DEVONIANOS DA BACIA DO AMAZONAS <i>Alves D.B. & Rodrigues R.</i>	57
SOLEIRAS DE DIABÁSIO DA BACIA DO SOLIMÕES <i>Alves D.B., Mizusaki A.M.P., Wanderley Filho J.R.</i> ...	58
O METAMORFISMO DE CONTATO DE SOLEIRAS DE DIABÁSIO EM FOLHELHOS DA FORMAÇÃO LONGÁ NA REGIÃO DE SÃO FÉLIX DO PIAUÍ, BACIA DO PARNAÍBA, NORDESTE DO BRASIL <i>Barros C.E.M., Angélica R.S., Góes A.M., Pinheiro R.V.L., Truckenbrodt W., Sousa M.M.</i>	59
OCORRÊNCIAS DE PETRÓLEO RELACIONADAS A ROCHAS MAGMÁTICAS FANEROZÓICAS <i>Eiras J.E. & Wanderley Filho J.R.</i>	60
RECONSTRUÇÃO PALEOMAGNÉTICA E A RELAÇÃO ENTRE A PROVÍNCIA MAGMÁTICA DO PARANÁ E A PLUMA DE TRISTÃO DA CUNHA <i>Ernesto M.</i>	61
ASTHENOSPHERE REPLACING LITHOSPHERE AS SOURCE OF CENOZOIC ALKALINE BASALTS IN NORTHEASTERN BRAZIL <i>Hollanda M.H.B.M., Pimentel M.M., Oliveira D.C., Jardim de Sá E.F.</i>	62
MINERAIS DE INTERESSE GEMOLÓGICO EM ROCHAS VULCÂNICAS DO SUL DO BRASIL - FORMAÇÃO SERRA GERAL, BACIA DO PARANÁ <i>Juchem P.L., Brum T.M.M., Chodur N.L., Frank H.T., Fischer A.C.</i>	63
MODELAMENTO SÍSMICO POR DIFERENÇAS FINITAS NUM MODELO REPRESENTATIVO DA GEOLOGIA DA BACIA DO SOLIMÕES <i>Lima C.C.A., Garabito G., Eiras J.F.</i>	64
Ar – Ar GEOCHRONOLOGY OF VOLCANIC ROCKS OF THE CABO MAGMATIC PROVINCE (CMP) – PERNAMBUCO BASIN <i>Lima Filho M.L. & Szatmari P.</i>	65
AS FONTES DO MANTO ENVOLVIDAS NA GÊNESE DAS ROCHAS BASÁLTICAS DA PROVÍNCIA MAGMÁTICA DO PARANÁ: IMPLICAÇÕES GEODINÂMICAS <i>Marques L.S.</i>	66
CARACTERÍSTICAS PETROLÓGICAS DOS BASALTOS DA BORDA NORDESTE DA BACIA DO PARNAÍBA E SUAS RELAÇÕES COM FORMAÇÃO MOSQUITO <i>Martins G., Branco R.M.G.C., Castro D.L., Oliveira D.C.</i>	67
MAGMATISMO CRETÁCICO NA BACIA DE PERNAMBUCO, NE DO BRASIL <i>Nascimento M.A.L., Souza Z.S., Lima Filho M.F.</i>	68
DINÂMICA DA INTERAÇÃO DE LAVAS E AREIAS - FORMAÇÃO SERRA GERAL - TORRES, RS, BRASIL <i>Petry K., Almeida D.P.M., Zerfass H., Danieli C.</i>	69

A SEQUÊNCIA VULCANO-SEDIMENTAR TERCIÁRIA DE BOA VISTA E AS MINAS DE BENTONITAS ASSOCIADAS <i>Petta R.A. & Barbosa R.V.N.</i>	70
GEOQUÍMICA DO VULCANISMO BÁSICO TERCIÁRIO DA BACIA DE BOA VISTA (PB) <i>Petta R.A., Barbosa R.V.N., Campos T.F.C.</i>	71
MINERALIZAÇÕES ASSOCIADAS A INTRUSÕES DE DIABÁSIO NA BACIA DO AMAZONAS <i>Rezende N.G.A.M. & Macambira E.A.B.</i>	72
IMPORTÂNCIA ESTRATIGRÁFICA E ECONÔMICA DO MAGMATISMO MESOZÓICO NA BACIA DO PARNAÍBA <i>Rezende N.G.A.M., Costa M.L., Angélica R.S.</i>	73
RESERVATÓRIOS NÃO-CONVENCIONAIS DE HIDROCARBONETOS – EXEMPLOS EM ROCHAS VULCÂNICAS <i>Roisenberg A., Mizusaki A.M.P., Borba A.W.</i>	74
ARQUITETURA SÍSMICA E TIPOS PETROLÓGICOS DE ROCHAS ÍGNEAS DA BACIA DE SANTOS <i>Souza R.S. & Cupertino J.A.</i>	75
GEOQUÍMICA DO VULCANISMO TERCIÁRIO NA BACIA DE BOA VISTA / PB <i>Souza Z.S., Nascimento M.A.L., Barbosa R.V.N.</i>	76
EVIDÊNCIAS DA PASSAGEM DA BACIA DE CAMPOS (RJ) POR SOBRE <i>HOT SPOT</i> E SUAS IMPLICAÇÕES NA EXPLORAÇÃO DE HIDROCARBONETOS <i>Thomaz Filho A., Cesero P., Leão J. G.</i>	77
ANOMALIAS TÉRMICAS REGIONAIS NO MANTO: FONTE DE CALOR PARA A GERAÇÃO DE PROVÍNCIAS MAGMÁTICAS <i>Ussami N. & Molina E.C.</i>	78
REGISTRO GEOFÍSICO DOS EVENTOS MAGMÁTICOS DO CRETÁCEO SUPERIOR NA LITOSFERA DO SE DO BRASIL <i>Vitorello I., Bologna M.S., Padilha A.L., Pádua M.B., Subba Rao P.B.V.</i>	79
ARENITOS INTERTRÁPICOS; FORMAÇÃO BOTUCATU OU DEPÓSITOS SEDIMENTARES VULCANOGÊNICOS SERRA GERAL? <i>Wildner W., Lopes R.C., Freitas M.A.</i>	80

TEMA 4: ASSOCIAÇÕES ALCALINAS, LAMPROFÍRICAS E KIMBERLÍTICAS E MINÉRIOS ASSOCIADOS

INITIAL IMPACT OF THE TRINDADE PLUME, GOIÁS, REVEALED BY SEISMIC TOMOGRAPHY? <i>Assumpção M., Escalante C., Schimmel M.</i>	82
CARACTERÍSTICAS GERAIS DO QUIMISMO MINERAL ASSOCIADO AO MAGMATISMO KIMBERLÍTICO NA BACIA SEDIMENTAR DO PARNAÍBA <i>Castelo Branco R.M.G., Martins G., Oliveira D.C., Castro D.L.</i>	83
TRAQUITOS PERALCALINOS SUBVULCÂNICOS NA ZONA TRANSVERSAL, PROVÍNCIA BORBOREMA, NE BRASIL: OS DIQUES MANAÍRA-PRINCESA IZABEL <i>Ferreira V.P., Sial A.N., Pessoa R.J.R.</i>	84
GEOQUÍMICA ISOTÓPICA Sr-Nd-Pb E QUÍMICA MINERAL DE MINETE E OLIVINA MINETE DO COMPLEXO INTRUSIVO LAVRAS DO SUL, RS: REGISTROS DO MANTO LITOSFÉRICO METASSOMATIZADO <i>Gastal M.C.P. & Lafon J.M.</i>	85
ON THE OCCURRENCE OF PEPPERITE-LIKE ROCKS IN THE ÁGUAS EMENDADAS KAMAFUGITIC DIATREMES, GO, BRAZIL <i>Junqueira-Brod T.C., Brod J.A., Gaspar J.C.</i>	86
TEXTURAL EVIDENCE FOR MAGMA MIXING IN CRETACEOUS KAMAFUGITIC LAVAS, DYKES AND JUVENILE FRAGMENTS FROM SOUTHERN GOIÁS, BRAZIL <i>Junqueira-Brod T.C., Brod J.A., Gaspar J.C.</i>	87
O MAGMATISMO KAMAFUGÍTICO EM MAICURU E SEU AMBIENTE TECTÔNICO <i>Lemos R.L. & Gaspar J.C.</i>	88
FONÓLITOSE TRAQUITOS DO MUNICÍPIO DE POTIRAGUÁ, SUL DO ESTADO DA BAHIA <i>Menezes R.C.L., Rosa M.L.S., Conceição H., Marques L.S., Marinho M.M.</i>	89
O VULCANISMO ANKARAMÍTICO NO PARQUE PALEONTOLÓGICO DE SÃO JOSÉ DE ITABORAÍ – ITABORAÍ – RJ – BRASIL: SUAS CARACTERÍSTICAS E POTENCIAL PARA INVESTIGAÇÕES CIÊNTÍFICAS <i>Nunes Júnior E. & Góes M.H.B.</i>	90

DIQUES E ENCLAVES LAMPROFÍRICOS ASSOCIADOS AO MACIÇO SIENÍTICO CARA SUJA (SW-BAHIA) <i>Paim M.M., Plá Cid J., Rosa M.L.S., Conceição H., Nardi L.V.S.</i>	91
BRECCIA PIPES AND EXPLOSIVE MAGMATIC ACTIVITY IN THE CATALÃO I ALKALINE-CARBONATITE COMPLEX, GOIÁS, BRAZIL <i>Ribeiro C.C., Brod J.A., Petrinovic I.A., Gaspar J.C., Junqueira-Brod T.C.</i>	92
A ASSOCIAÇÃO PALEOPROTEROZÓICA SIENITO-LAMPRÓFIRO NO NORDESTE DO ESTADO DA BAHIA <i>Rios D.C., Conceição H., Plá Cid J., Davis D.W., Rosa M.L.S., McReath I.</i>	93
OS DIFERENTES TIPOS DE VULCANISMO PROTEROZÓICO DE DIAMANTINA, MINAS GERAIS <i>Silva R.R. & Bortolini E.</i>	94
OS SERICITA FILITOS DIAMANTÍFEROS DE DIAMANTINA, MINAS GERAIS <i>Silva R.R. & Bortolini E.</i>	95
CARACTERIZAÇÃO DOS LAMPRÓFIROS DA PROVÍNCIA TAPAJÓS <i>Vasquez, M.L. & Ricci, P. S. F.</i>	96

TEMA 5: ESTRUTURAS E TEXTURAS DE ROCHAS VULCÂNICAS

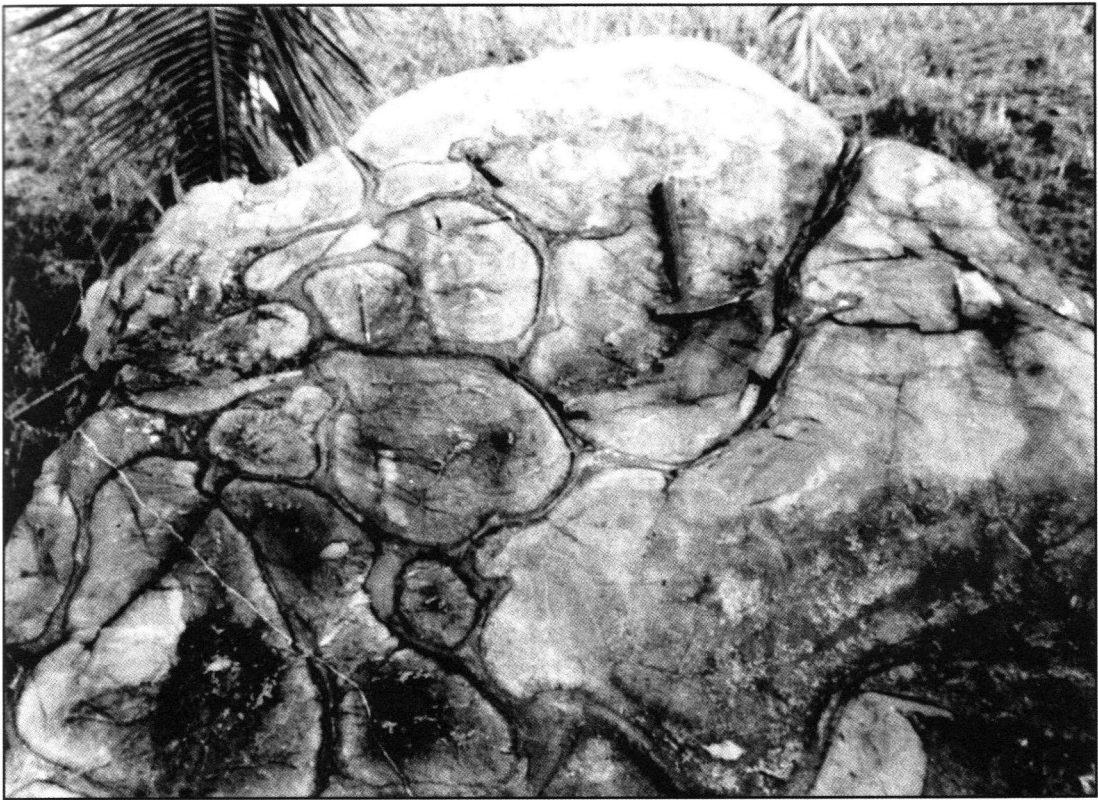
ESTRUTURAS E TEXTURAS DE VULCÂNICAS E VULCANOCLÁSTICAS ÁCIDAS RELACIONADAS A ASH FLOW CALDERAS PALEOPROTEROZÓICAS NA PROVÍNCIA AURÍFERA DO TAPAJÓS <i>Corrêa-Silva R.H., Juliani C., Freitas F.C., Silva J.M., Almeida T.I.R., Teixeira N.</i>	98
ASPECTOS ESTRUTURAIS/TEXTURAIS DO MAGMATISMO BASÁLTICO ALCALINO DO GRÁBEN JAIBARAS-NW CEARÁ <i>Gorayeb P.S.S. & Nascimento R.S.</i>	99
TEXTURAS E ESTRUTURAS VULCÂNICAS PRESERVADAS EM ROCHAS DE MÉDIO GRAU METAMÓRFICO DO GRUPO SERRA DO ITABERABA (SP) E SEU USO NA RECONSTITUIÇÃO DO PALEOAMBIENTE <i>Juliani C., Pérez-Aguilar A., Garda G.M., Beljavskis P., Monteiro L.V.S., Benevides T.</i>	100
AS FEIÇÕES TEXTURAIS DE CRISTALIZAÇÃO RÁPIDA NOS CLINOPIROXENITOS DO COMPLEXO CARBONATÍTICO DE MAICURU <i>Lemos R.L. & Gaspar J.C.</i>	101
MEMBRO RODEIO VELHO DA BACIA DO CAMAQUÃ, RS: IDENTIFICAÇÃO DE ESTRUTURAS VULCÂNICAS ORDOVICIANAS <i>Lima E.F., Liz J.D., Sommer C.A., Mallmann G., Borba A.W., Gonçalves C.R.H., Wildner W.</i>	102
HISTÓRIA GEOLÓGICA DE VÊNUS: CONHECIMENTO ATUAL <i>Marcello E.P.</i>	103
VULCANISMO NO PLANETA VÊNUS: CONHECIMENTO ATUAL <i>Marcello E.P.</i>	104
RIOLITOS NEOPROTEROZÓICOS PÓS-COLISIONAIS NA ÁREA DO SANTUÁRIO, SUL DO BRASIL: LITOQUÍMICA, QUÍMICA MINERAL E ORIGEM DAS HETEROGENEIDADES TEXTURAIS <i>Matos D.F., Lima E.F., Sommer C.A., Nardi L.V.S., Liz J.D., Figueiredo A.M.G., Pierosan R., Waichel B.L.</i>	105
VARIAÇÕES TEXTURAIS DO MAGMATISMO SERRA GERAL <i>Sander A. & Wildner W.</i>	106
BRECHAS DO SISTEMA VULCÂNICO DO DEPÓSITO DE ESTANHO DE BOM FUTURO (RO) <i>Souza V.S. & Botelho N.F.</i>	107
O EDIFÍCIO VULCÂNICO CABUGI, TERCIÁRIO DO RIO GRANDE DO NORTE <i>Souza Z.S., Paiva H.S., Silveira F.V.</i>	108
TEXTURAS E ESTRUTURAS DOS LAGOS DE LAVA SERRA GERAL <i>Wildner, W.; Sander, A.; Romanini, S. J.</i>	109

TEMA 6: VULCANISMO PÓS-COLISIONAL DO CICLO BRASILIANO

PETROGRAFÍA, GEOQUÍMICA E ISOTOPIA DAS ROCHAS VULCÂNICAS E INTRUSIVAS DO PONTAL FORT (ILHA GREENWHICH) E PENÍNSULA FILDES (ILHA REI GEORGE), ILHAS SHETLAND DO SUL, ANTÁRTICA <i>Almeida D.P.M., Machado A., Hansen M.A.F., Chemale Jr. F., Fensterseifer H.C., Petry K.</i>	111
--	-----

CARACTERIZAÇÃO E POSICIONAMENTO DO VULCANISMO ACAMPAMENTO VELHO (NEOPROTEROZÓICO III) E DO MAGMATISMO RODEIO VELHO (MESO-ORDOVICIANO) NA BACIA DO CAMAQUÃ, RS, BRASIL <i>Almeida D.P.M., Zerfass H., Lopes R.C., Basei M., Petry K.</i>	112
O SISTEMA VULCANO-PLUTÔNICO DE SUBSIDÊNCIA REPRESENTADO PELO COMPLEXO INTRUSIVO LAVRAS DO SUL, RS <i>Gastal M.C.P., Ferreira F.J.F., Lafon J.M., Rolim S.B.A., Fialho C.F., Fernandes G.A.</i>	113
GEOQUÍMICA ISOTÓPICA Sm-Nd E A GÊNESE DOS MAGMAS DURANTE O CICLO BRASILIANO NO ESCUDO SUL-RIOGRANDENSE <i>Gastal M.C.P., Lafon J.M., Hartmann L.A., Koester E.</i>	114
BIMODAL CAMBRIAN MAGMATISM IN THE CENTRAL TECTONIC DOMAIN OF THE BORBOREMA PROVINCE, NE BRAZIL AND ITS TECTONIC SIGNIFICANC <i>Guimarães I.P. & Silva Filho A.F.</i>	115
GEOQUÍMICA, QUÍMICA MINERAL E POTENCIALIDADE METALOGENÉTICA DAS ROCHAS HIPABISSAIS DA ASSOCIAÇÃO SHOSHONÍTICA DE LAVRAS DO SUL, RS: ESTUDO DE UM CASO <i>Liz J.D., Lima E.F., Hartmann L.A., Sommer C.A., Pierosan R., Gonçalves C.R.H., Alexandre F.M.</i>	116
COMPARTIMENTAÇÃO GEOTECTÔNICA DEDUZIDA PELO VULCANISMO DO LESTE PARANAENSE E CATARINENSE <i>Lopes O.F.</i>	117
CORRELAÇÃO ENTRE A ASSOCIAÇÃO VULCÂNICA CAMPO ALEGRE/GUARATUBINHA E A ASSOCIAÇÃO VULCÂNICA CASTRO – PR/SC <i>Lopes O.F.</i>	118
CENOZOIC EXTENSIONAL TECTONICS IN THE KING GEORGE AND NELSON ISLANDS, NORTHERN ANTARCTIC PENINSULA <i>Luft Jr J.L., Machado A., Chemale Jr F., Lima E.F.</i>	119
CARACTERIZAÇÃO GEOMORFOLÓGICA DO GRUPO CASTRO – PR E SUA APLICAÇÃO NA IDENTIFICAÇÃO DAS ROCHAS VULCANOCLÁTICAS <i>Mendes I.S. & Vasconcellos E.M.G.</i>	120
RELAÇÃO MAGMATISMO-HIDROTERMALISMO NOS ANDES PATAGÔNICOS; EXEMPLOS DOS DEPÓSITOS MINERAIS CERRO BAYO E LA FERROCARRILERA, ARGENTINA <i>Rolando A.P., Macambira M.J.B., Hartmann L.A., Etcheverry R.O., Fernández R.R.</i>	121
GONDWANIC ORE DEPOSITS FROM THE SAN RAFAEL MASSIF, ARGENTINA <i>Rubinstein N., Carpio F., Mallimacci H.</i>	122
CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA DO VULCANISMO NEOPROTEROZÓICO DO PLATÔ DA RAMADA, PORÇÃO OESTE DO ESCUDO SUL-RIO-GRANDENSE <i>Sommer C.A., Lima E.F., Nardi L.V.S., Liz J.D., Pierosan R., Waichel B.L.</i>	123
ORGANIZAÇÃO ESTRATIGRÁFICA DA ALOFORMAÇÃO ACAMPAMENTO VELHO NO PLATÔ DA RAMADA, REGIÃO DE VILA NOVA DO SUL, RS <i>Sommer C.A., Lima E.F., Nardi L.V.S., Liz J.D., Pierosan R., Waichel B.L.</i>	124
ESTRATIGRAFIA E GEOQUÍMICA DOS VULCANITOS FÉLSICOS DA BACIA DE CAMPO ALEGRE, SC <i>Waichel B.L., Sommer C.A., Lima E.F., Nardi L.V.S., Liz J.D., Matos D.F.</i>	125
ROTEIRO DA EXCURSÃO	
GENERAL INFORMATION ON THE FIELD TRIP TO THE PITINGA MINE <i>Costi H.T. & Dall'Agnol R.</i> ...	127
ÍNDICE REMISSIVO DE AUTORES	139

CONFERÊNCIAS



KIMBERLITE SYSTEMS IN SOUTH AFRICA AND BOTSWANA: FACIES AND ERUPTION PROCESS

Cas R.

School of Geosciences, Posi Office Box 28E, Monash University, 3800, Australia. Tel: 61 3 9905 4897

frcas@maiLearth.monash.edu.au)

Kimberlites are ultrabasic rocks with 25-30 wt.% SiO₂, 25-30 wt.% MgO, < 5 wt.% Al₂O₃, < 0,5 wt.% Na₂O, and Na₂O/K₂O < 0.5. They probably had high volatile contents (? > 10 wt.% CO₂ + H₂O) but this is unvertain because of serpentinitisation and carbonate alteration. Kimberlites magmas formed at even greater depths. Kimberlites ranfe from Proterozoic to Tertiary in age and occur within or marginal to Archaean cratons. No kimberlite eruption has been witnessed, so volcanological processes are inferred.

Kimberlites occur in pipes, dominated by volcanoclastic facies, indicating that vent systems erupted at the Earth's surface. However, blind, coherent kimberlite intrusions are also known. Importantly, NO kimberlite lavas are known indicating that all vented kimberlite systems were explosive in origin. No other magma group is like this. Kimberlite pipes are up to several hundred metres in diameter and up to 2 km deep, with a tapering root. Weak country rock produces flared pipes, strong country rock produces, narrower, straighter sided pipes. No crater rim facies are preserved, so we do not know what type of volcanic edifice formed above the vent. Were the volcanoes maar like or cone-like in form? The principal facies of kimberlite pipes are:

1. Precursor & pipe margin breccias. These are dominated by country rock debris, and contacts with country rock are sharp to gradational. These could originate from hydraulic fracturing by early exsolved and segregated carbon dioxide front, explosive pressure wa fracturing. &/or gravitational collapse into open pipe after initial opening.
2. Tuffisitic/diatreme facies. This is the principal pipe facies. It is typically massive, diffusely stratified. Juvenile clasts vary from vesicular to non-vesicular, irregular to rounded (pelletal lapilli), and phenocryst fragments and xenocrysts are abundant. Accessory lithics are abundant, and highly crystallised cognate lithics also occur. Debris was largely pyroclastic origin initially but has often been texturally reconstituted.
3. Pyroclastic facies. These occur only in the upper parts of pipes, in the crater setting. They include massive to stratified and even cross-stratified fall, pyroclastic flow, and surge deposits including some base surge deposits.
4. Resedimented facies occur in the upper pipe/crater zone.
5. Floating reef facies. Large facies. Large reefs (olistoliths) of country rock and bedded pyroclastics occur in the tuffisitic/diatreme facies and must have subsided into the pipe.
6. Hypabyssal facies. These represent "late" feeder intrusions into the lower part of the tuffisitic/diatreme facies.

Pipes must have originated by explosive excavation of country rock to create the space for the pipes. Since the volume of country rock lithics in the pipes is <<< volume of the pipes, intense initial vent clearing explosions or gas blasts cleared the country rock lithic volume to open the pipes, Little material would have been deposited in the pipes during peak explosive activity. The pipe in fill therefore represents the final stages of activity with material from the explosion eruption column collapsing back into the vent during the late stages of eruption. In addition, gravitational collapse from above and hypabyssal intrusion from below would have contributed to pipe filling.

There are two end member interpretations of eruption models: magmatic explosive and phreatomagmatic explosive. However, NO other magma composition is either wholly magmatic or phreatomagmatic, the eruption style depending on volatile content and presence of aquifers, or surface water.

CENOZOIC MAGMATISM IN THE NORTHERN BASIN AND RANGE PROVINCE, WESTERN USA

Christiansen E.H., Best M.G., Keith J.D.

Department of Geology, Brigham Young University, Provo, Utah 84602 USA (eric_christiansen@byu.edu)

The northern Basin and Range province of Utah, Nevada, and adjacent California experienced a profound change in magmatism during the late Cenozoic when subduction was replaced by lithospheric extension. Cenozoic volcanism began in the northern part of the province about 43 Ma and then swept southwestward, stagnating in the southern Great Basin from about 33-25 Ma. More than 40,000 km³ of ignimbrite erupted from at least 70 calderas—the largest 80 km across. Some units cover several tens of thousands of km² and have volumes of thousands of km³. The preserved volume of intermediate composition lava is less than a fourth the volume of the ignimbrites. Andesite is the most common lava type, forming local stratovolcano complexes or isolated lava flows. Subsequent tectonism and erosion have revealed the plutonic roots of many of these volcanic systems. This older sequence of subduction-related rocks forms a continuous series from basaltic andesite to high-silica rhyolite of high-K calc-alkaline affinity. Potassic dacite and rhyolite or their intrusive equivalents (monzonites-granodiorites-granite) are the most common silicic rocks. Rarely, plutonic rocks are mildly peraluminous. Sr-Nd-Pb-O isotopic studies show that the intermediate to silicic rocks contain large proportions of ancient continental crust. All have Nb-anomalies, high concentrations of LIL elements, and crystallized at high fugacities of water, oxygen, chlorine, and sulfur. Deposits of Cu are characteristic of this stage.

After about 24 Ma, magmatism in the Great Basin changed gradually in composition and eruption style and eventually became concentrated along the margins of the province. Mafic cinder cones, tuff cones, low-shield volcanoes, isolated lava flows, and viscous rhyolite domes are characteristic; smaller calderas and ash-flow sheets are present but less common than older ones. The first clear products of this fundamental change are F-rich, topaz-bearing high-silica rhyolites and granites that formed about 21 Ma. Over the course of the next 10 m.y. the magmatic rocks became increasingly bimodal, with basalt appearing and intermediate magmas disappearing. The mafic lavas range from silica-saturated tholeiites (some of which have Nb-anomalies) to alkali basalts (which lack negative Nb-anomalies). The young rhyolites are decidedly anorogenic with high concentrations of high-field strength elements and small or absent Nb anomalies. Peralkaline rhyolites erupted in Nevada, but most of the rhyolites are of the aluminous anorogenic category. Many rhyolites crystallized at low oxygen fugacities and have high Fe/Mg ratios. Typically, initial Sr isotope ratios are lower and Nd isotope ratios higher than the older rhyolites. Associated ore deposits include Mo, F, U, and Be.

We explain this transition as the result of the progressive foundering and southwestward rollback of a shallowly dipping subducting slab. This produced widespread dehydration of the subducted lithosphere and generated voluminous mantle magma which intruded, hybridized, and differentiated in the crust to make the ignimbrite flareup. The inflow of asthenospheric mantle beneath the Great Basin, along with the development of a transform boundary and regional extension, resulted in decompression melting of asthenospheric and lithospheric mantle. A fraction of this magma stagnated in the lower crust, then remelted and differentiated to create subalkaline and peralkaline silicic magmas of anorogenic affinity.

BASIC SILLS IN SEDIMENTARY BASINS: PERSPECTIVES FROM SEISMIC, FIELD AND MAGNETIC STUDIES IN PHANEOZOIC SETTINGS

Hutton D.H.W., Thomson K., Liss D., Owens W.H.

Birmingham Sills Research Group, School of Geography, Earth and Environmental Sciences, University of Birmingham, Edgbaston, Birmingham B152TT, UK (d.h.hutton@bham.ac.uk)

Sedimentary basins in ocean margin settings commonly contain voluminous basic igneous sill complexes. Such complexes affect both the dynamics of basin formation and as well as their petroleum potential by occupying accommodation space, affecting trap formation, and thermally influencing hydrocarbon migration and maturation. Understanding these complexes: their geometries, how they form, grow and affect the rocks around them is therefore vital. Datasets come from two main sources. Firstly vivid, new, 3D seismic from the offshore provides unprecedented access to the total three dimensional geometries of sill complexes and many of these geometries challenge conventional wisdom on sill emplacement models. Traditional onshore field observation and mapping of sills, as exhumed offshore analogues, is used to independently create models but also to “field test” features interpreted from the offshore seismic. Central to models concerning the growth and changing geometries of complexes through time are data which relate to magma flow directions. These also may be determined both in the seismic and in the field (including Anisotropy of Magnetic Susceptibility (AMS) studies). In the Birmingham group we have completed 4 baseline studies-one seismic and three field - of sill complexes.

3D seismic data from the North Rockall Trough demonstrates that a group of Tertiary-aged sill complexes fundamentally consist of saucer-like shapes approximately 5km in diameter (comparable with the Karoo Sills of South Africa) with roughly radial symmetry. Volume visualisation and opacity rendering reveals magma flow channels in the complex that are radially distributed and branch to form a dendritic network that feeds magma radially upwards and outwards from the centres of saucers to their outer rims.

Field mapping on the similarly-aged Trotternish Sill Complex of the Island of Skye, in Scotland, and observations of new magma flow indicators and cooling column geometries shows similar branching and budding of lenticular-sectioned flow units in a downstream (northerly) flow direction. Whilst many of the features seen in the Rockall seismic are recorded in the Skye outcrop, radially symmetric saucer-like structures are absent and the tongue-like sills which radiate narrowly outwards have a bilateral symmetry. These are similar to the offshore seismic where sills emerge from the roots of a central volcano system-in this case the Skye Cullins Centre.

The Whin Sill (Francis 1981), a large Permo-Carboniferous dolerite intrusion in Northern England, has been sited as the world leading example of a large (>5,000 km²) saucer shaped intrusion. A combination of field and AMS (200 sites), together with palaeomagnetic data and a newly discovered palaeo-magma flow indicator (“Ropy Flow Structure”-see Liss et al. 2002) has shown: a) the complex has not been tilted after intrusion; b) the complex was not emplaced in one intrusion event; b) the complex has been sourced from different directions with flow both up, down and oblique to the dip and; c) some of the sill bodies were fed by large feeder dykes. A complex intrusion history involving interaction with pre-existing regional structures and contemporaneous tectonic stresses is indicated.

Thec.600 Ma Donegal sill complex, NW Ireland, emplaced at 8-10 km depth in low metamorphic grade previously ductilely deformed metasediments exhibits mega-finger intrusions (up to 200 m in diameter) in pelitic host rocks, with ductile wedging and down dip melt-aided collapse of these sediments. In quartzites, a large upwardly convex dome shaped intrusion is evident, whilst in mixed, thinly bedded lithologies, many thin sub-parallel sills occur.

More complexes need to be examined but even with this limited dataset some central tendencies may be identified and these appear to be dependant on a): emplacement depth/strength of the host rocks b); contemporaneous regional stresses and c); structural complexity of the host rocks. The classic Saucer intrusion (Rockall Trough), as first described by Du Toit (1920) in South Africa (see also Chevalier), may be a feature of a single source in a simple, relatively unstructured basin with emplacement levels at a few kilometres below sea-level in sediments which are virtually contemporaneous with magmatism. We suspect that emplacement of the saucer may be by hanging wall uplift ie. “cone sheeting”. The bilaterally symmetric Skye sills occur at similar/somewhat deeper crustal depths but are associated with the conduits of major igneous centres/volcano roots. In the Whin Sill and in Donegal we are dealing with basins that have undergone more complex structural and metamorphic histories before intrusion, and in the case of Donegal much deeper levels. Here lithologies tend to control emplacement style as do pre-existing faults and contemporaneous dykes. Yet some features remain constant-the Donegal megafingers, comparable with the elongate, lenticular-sectioned flow units of Skye and the pseudo saucer shapes of the Whin Sill, comparable with the saucers of Rockall and The Karoo.

References

- Chevalier L & Woodford A. 1999. Morpho-tectonics and mechanism of emplacement of the dolerite rings and sills of the western Karoo, South Africa. *South African Journal of Geology*, 102: 43-54.
- Du Toit A.L. 1920. The Karoo dolerite of South Africa: a study of hypabyssal injection. *Transactions of the Geological Society of South Africa*, 23: 1-20
- Francis E.H. 1982. Magma and sediment-I, Emplacement mechanism of late Carboniferous sills in northern Britain. *Journal of the geological Society*, London, v. 139, p. 1-20.
- Liss D., Hutton D.H.W & Owens W.H. 2002. Ropy flow structures: A neglected indicator of magma-flow direction in sills and dikes. *Geology*, 30, 715–718

PRINCIPAIS REGISTROS VULCÂNICOS DA BACIA DO CAMAQUÃ-RS

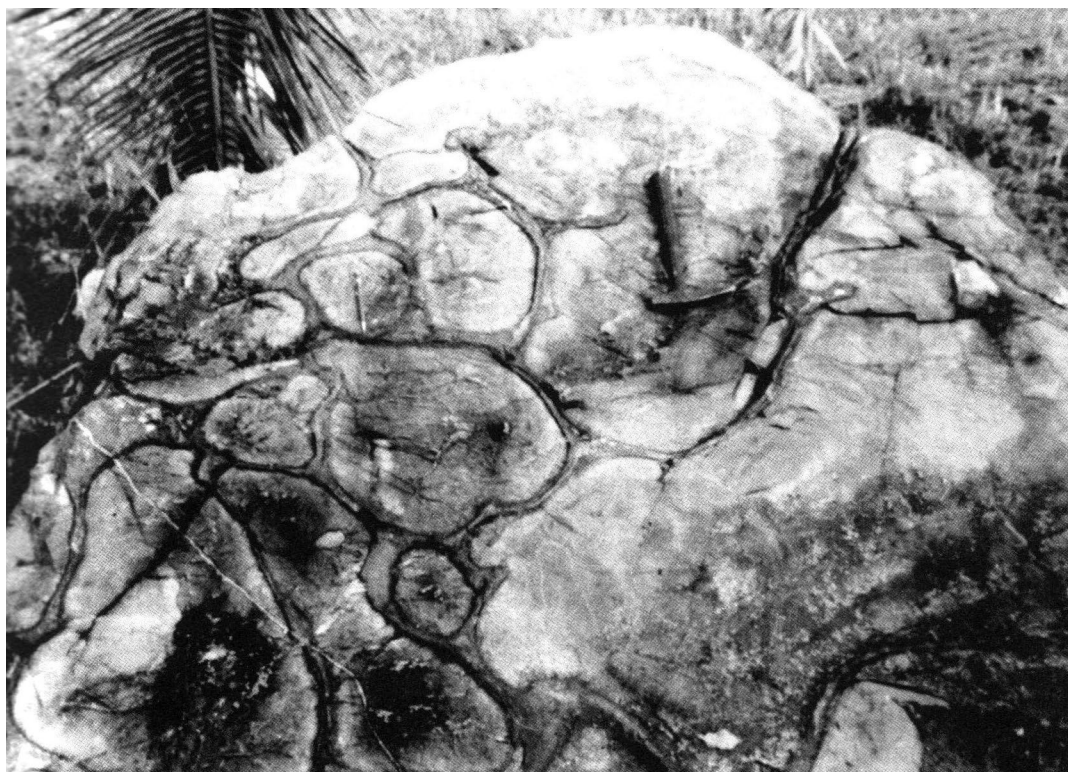
Lima E.F.

IG-PRONEX-UFRGS (evandro.lima@vortex.ufrgs.br)

A Bacia do Camaquã (BC) localiza-se no Estado do Rio Grande do Sul e é constituída por uma sucessão de rochas sedimentares e vulcânicas com idades desde o final do Neoproterozóico até o Ordoviciano. A Bacia está organizada da base para o topo em cinco grandes unidades geológicas, separadas por discordâncias angulares regionais: 1- Alogrupo Maricá; 2- Alogrupo Bom Jardim; 3- Alogrupo Cerro do Bugio; 4- Alogrupo Santa Bárbara e 5- Alogrupo Guaritas, sendo a unidade 4 a única que até o momento não foram constatados registros de vulcanismo. Trabalhos realizados nos últimos anos permitiram a identificação de inúmeras feições vulcânicas que estão possibilitando construir parte da história do vulcanismo estabelecido nesta bacia. Uma recente avaliação do Alogrupo Maricá (620-592 Ma) indicou uma natureza predominantemente sedimentar, sendo a atividade vulcânica inferida pela presença de litoclastos andesíticos e riolíticos nos litoarenitos e arcóseos. Níveis riolíticos intercalados na fração sedimentar, originalmente considerados como parte desta unidade, foram reinterpretados como *sills* vinculados ao vulcanismo da unidade Cerro do Bugio. Os dados de campo indicam que a atividade vulcânica se tornou de fato expressiva no Alogrupo Bom Jardim (580 Ma), sendo caracterizada por manifestações predominantemente efusivas e subaéreas, além de ocorrências subordinadas de turbiditos vulcanoclásticos. Os registros vulcânicos desta unidade concentram-se tanto na Bacia do Camaquã como sobre as rochas do embasamento que circundam esta bacia. Os vulcanitos são em geral intermediários, dominando composições traquiandesíticas, acompanhadas de traquibasaltos e riolitos. A fração hipabissal deste magmatismo é representada por diques traquiandesíticos, lamprófiros espessartíticos além de rochas monzoníticas em geral agrupadas em estruturas semicirculares. Nestas estruturas são também encontrados diques traquiandesíticos a traquidácíticos (alimentadores?), com feições de mistura heterogênea de magmas, sendo este conjunto de rochas interpretado como exposições de antigas raízes de condutos vulcânicos. O Alogrupo Cerro do Bugio (573 ± 18 Ma) representa o segundo período de intensa atividade vulcânica, diferindo da anterior pelo predomínio de vulcanitos félsicos em relação aos termos básicos e intermediário. A parte superior desta unidade é representada por conglomerados aluviais e seqüências areno-pelíticas a pelíticas. Os dados de campo indicam que o regime vulcânico foi predominantemente subaéreo, com expressa atividade explosiva-efusiva desencadeada ao longo de sistemas fissurais. As lavas ao longo dos antigos sistemas alimentadores apresentam estruturas de fluxo verticalizadas, que gradativamente torna-se lateralmente mais horizontalizadas, sendo comum fácies autobrechadas. Observa-se também raras e restritas feições indicativas de interação lava-sedimento, sendo estes peperitos gerados em um ambiente lacustrino raso. Os depósitos piroclásticos são predominantemente de fluxo, podendo-se separar os depósitos estratificados e depósitos maciços com alto grau de soldagem. Os períodos entre as diferentes manifestações vulcânicas são representados por raros depósitos sedimentares vulcanogênicos. Em algumas porções de topo das unidades de fluxo piroclástico foram identificadas feições típicas de escape de gases, representadas por estruturas semicirculares centimétricas, com intensa alteração hidrotermal responsável pela geração de material argiloso. A última unidade da Bacia do Camaquã é representada pelo Alogrupo Guaritas (470 ± 19 Ma), observando-se sistemas de leques aluviais, deltas, dunas e interdunas, além de rochas básicas a intermediárias, extremamente vesiculadas e alteradas. Dominam lavas em corda e tubos, sendo também observadas feições de *degassing pipes* nas zonas altamente vesiculadas. Nas proximidades das Minas do Camaquã identificou-se intrusões básicas, bastante alteradas, em arenitos da base da Aloformação Guaritas, com estruturas do tipo *pillow*, definindo feições do tipo *multiple-rind*, comuns em *pillowed sills*.

Tema 1

VULCANISMOS DO TIPO UATUMÃ E MINERALIZAÇÕES ASSOCIADAS



CARACTERIZAÇÃO FACIOLÓGICA E GEOQUÍMICA DO VULCANISMO BIMODAL DO RIFTE PALEOPROTEROZÓICO ARAÍ – GOIÁS/TOCANTINS.

Botelho N.F., Moura M.A., Alvarenga C.J.S., Pontes R.M., Campos J.E.G., Dardenne M.A., Meneses P.R.

Instituto de Geociências - Universidade de Brasília (nilsonfb@unb.br)

O vulcanismo da porção basal do Grupo Araí é bimodal, constituído por delgados derrames basálticos e espessos conjuntos de lavas e piroclásticas de composição dacítica a riolítica. Este tipo de vulcanismo, intercalado com sedimentos de origem continental, é característico de ambiente de rifte, modelo que é proposto para a evolução da bacia Araí. As lavas ácidas são cogenéticas ao magmatismo granítico, intrusivo no embasamento da bacia e responsável por parte das mineralizações da Província Estanífera de Goiás. Esta cogeneticidade é atestada pelas idades U-Pb em torno de 1,77-1,8 Ga, para granitos e riodacitos, e pelas características químicas semelhantes, entre as quais a assinatura típica de ambiente intraplaca. O vulcanismo do Grupo Araí é contemporâneo e semelhante àquele encontrado na bacia análoga do Espinhaço, na região de Paramirim, na Bahia.

O vulcanismo ocorre apenas na porção oriental do rifte, situada na porção externa da Faixa Brasília, e por isso muitas de suas características texturais e estruturais estão bem preservadas, apesar da idade paleoproterozóica, com espessos conjuntos vulcanoclásticos identificados em várias regiões da bacia. Foram caracterizados depósitos do tipo *base surge* e *ash-cloud surge*, recobrando lavas e ignimbritos de composição riodacítica. Estruturas sedimentares unidirecionais do tipo estratificação cruzada de baixo ângulo estão bem representadas nos depósitos piroclásticos, sendo também encontradas autobrechas e restos de condutos. Vários depósitos epiclásticos foram também identificados, tendo sido caracterizados fluxos de lama e depósitos piroclásticos retrabalhados, além de outros de origem desconhecida, denominados genericamente de brechas e conglomerados vulcanoclásticos.

A distinção entre origem sedimentar epiclástica ou piroclástica de muitos componentes da bacia só foi possível por meio da comparação entre suas concentrações e razões de elementos-traço e seus padrões de elementos terras raras e aqueles das rochas graníticas contemporâneas, principalmente no que se refere às razões Nb/Ta e TiO₂/Zr, sempre mais elevadas nas rochas epiclásticas. Nas lavas, as concentrações de Nb – Y – Rb e de Ti – Zr – Y atestam, respectivamente, através de diagramas clássicos, a característica intraplaca dos vulcanismos ácido e básico.

Os dados isotópicos de Sm-Nd indicam uma forte contaminação crustal nos basaltos com $\epsilon_{Nd}(T)$ em torno de -5. Entretanto, uma intrusão diorítica no embasamento da bacia, de idade próxima àquela dos riolitos (1,8 Ga) e geneticamente ligada ao magmatismo básico, possui $\epsilon_{Nd}(T)$ positivo (+3,6) e composição isotópica indicativa de manto empobrecido como fonte. A forte contaminação dos basaltos frequentemente altera sua composição química, principalmente com um enriquecimento em sílica, que provoca um deslocamento para os domínios de andesitos nos diagramas de classificação, fazendo com que sejam confundidos com essas rochas em muitos trabalhos existentes sobre o Grupo Araí. Essa contaminação pode ter acontecido tanto em profundidade, como é comum, quanto em superfície, a julgar pelas freqüentes evidências de misturas do tipo peperito entre o basalto e os sedimentos psamíticos da bacia. As lavas ácidas possuem $\epsilon_{Nd}(T)$ variável entre -1,5 e -5,9 e idades-modelo entre 2,2 e 2,6 Ga, indicando uma provável mistura entre material de origem mantélica e crustal. Esses dados apóiam fortemente a idéia de que o magmatismo básico foi o responsável pela fusão da base da crosta continental, originando o magmatismo ácido pelo processo de *underplating*.

**ESTRUTURAS E TEXTURAS HIDROTERMAIS DE UM SISTEMA EPITERMAL
LOW-SULFIDATION PALEOPROTEROZÓICO NA PROVÍNCIA AURÍFERA DO TAPAJÓS**

Corrêa-Silva R.H., Juliani C., Chissini G.B., Benevides T.
Instituto de Geociências–USP (rafaelhc@usp.br)

Recentemente foi identificado na província Aurífera do Tapajós um paleosistema epitermal *low-sulfidation* mineralizado em Au, Cu e Mo, hospedado em vulcânicas, vulcanoclásticas e subvulcânicas paleoproterozóicas, geneticamente vinculadas com a evolução de uma *ash flow caldera*. O reconhecimento deste sistema foi possível através da identificação das estruturas e texturas hidrotermais, sendo os principais tipos de alteração hidrotermal, em seqüência: metassomatismo sódico, metassomatismo potássico, alteração sericítica com adulária, alteração propilítica com adulária e alteração argílica.

O metassomatismo sódico é caracterizado pela cristalização pervasiva de albita e quartzo no granito e no pórfiro. Esta albitização resultou em texturas semelhantes às rapakivi, com bordas descontínuas de albita ao redor de cristais de feldspato potássico e de plagioclásio. A albita também cristaliza-se no interior dos grãos de feldspato potássico gerando texturas semelhantes a pertitas, diferindo destas por não seguir as orientações cristalográficas do hospedeiro e apresentar formas subeuhédricas que, frequentemente aproveitam as exsoluções de albita do hospedeiro como gêrmens de cristalização. Quartzo e albita também preenchem interstícios e microfraturas, localmente com textura em pente. O metassomatismo potássico é marcado pela substituição dos feldspatos do granito, riolito e do pórfiro por microclínio e biotita hidrotermal, tornando-os com aspecto pertítico e conferindo às rochas cor vermelha intensa. Silicificação intensa ocorre principalmente na matriz e, localmente, é verificada em simplectitos de quartzo e microclínio hidrotermal, que grada para uma textura gráfica a coronítica. Textura semelhante à antirapakivi foi gerada neste estágio de alteração, em minerais cristalizados pelo metassomatismo sódico. A alteração sericítica com adulária afeta todos os litótipos do sistema, inicialmente em estilo fissural, que grada a pervasivo com a evolução da alteração. Textura pseudomórfica e coronítica ocorre tipicamente neste tipo de alteração, geradas pela substituição total dos feldspatos do estágios magmático e pós-magmático por sericita, adulária e quartzo. Nas vulcanoclásticas e epiclásticas, por serem mais permeáveis, foram geradas estruturas de fluxo de fluido que evoluem para brechas hidrotermais. Sulfetos, quartzo e sericita preenchem fraturas com texturas crustiformes neste tipo de alteração. A alteração propilítica com adulária pseudomórfica variada, principalmente dada pela substituição dos feldspatos tanto cristalizados nos estágios hidrotermais como magmático, por clorita. Esta substituição é mais intensa no núcleo dos megacristais e, quando estes foram previamente afetados pelo metassomatismo potássico, resultam em cristais com a borda vermelha e o núcleo verde. Pseudomorfos de calcita placóide substituída por calcedônia, típicos se sistemas de alteração epitermal *low-sulfidation* também estão presentes, e são interpretados como formados nas zonas de ebulição. Texturas crustiformes e em pente também são comuns em fraturas preenchidas por calcita, clorita, epidoto, quartzo, plagioclásio e adulária. Estruturas de fluxo também são comuns a este tipo de alteração e evoluem em determinadas zonas para brechas hidrotermais, Nas brechas, a intensa substituição hidrotermal gera hidrotermalitos. A principal textura gerada com a alteração argílica é a pseudomórfica, pela substituição de feldspatos e sericita por minerais do grupo da caolinita. Veios de caolinita com cristais centimétricos são freqüentes neste estágio da alteração hidrotermal.

DIQUES PROTEROZÓICOS DO TERRENO GRANITO-GREENSTONE DE RIO MARIA: A DESCOBERTA DE DIQUES COMPOSTOS E NOVOS DADOS GEOCRONOLÓGICOS

*Dall'Agnol R., Oliveira D.C., Macambira M.J.B., Lamarão C.N.
Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará (robdal@ufpa.br)*

O Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria, de idade arqueana, é formado por seqüências do tipo greenstone com diversos granitóides associados. As unidades arqueanas são cortadas por uma suíte de granitos anorogênicos de idade paleoproterozóica (1,88 Ga) e por um enxame de diques orientados predominantemente na direção WNW, eventualmente NE, e com composições variáveis de máficas e intermediárias a félsicas. Tais diques cortam indistintamente as diferentes unidades arqueanas e, localmente, alguns dos corpos graníticos anorogênicos. Estudos anteriores de outros autores revelaram que tais diques podem ser separados com base em suas características petrográficas e geoquímicas em três grandes associações magmáticas, ao que tudo indica de origens distintas: (1) diabásios texturalmente variados para um dos quais foi obtida uma idade K-Ar em concentrado máfico de ~1,80 Ga; (2) dioritos passando para quartzo-dioritos com idade isocrônica Rb-Sr de cerca de 1,87 Ga; (3) diques félsicos de granodioritos e granitos pórfiros, similares mineralógica e geoquimicamente aos granitos anorogênicos, com idade isocrônica Rb-Sr próxima de 1,70 Ga. Os dados geoquímicos disponíveis indicam que as três associações não devem ter evoluído a partir de um mesmo magma parental por cristalização fracionada ou outros processos magmáticos. Os diques félsicos, assim como os granitos anorogênicos, têm sido correlacionados aos granitos das séries rapakivíticas, entre os quais, particularmente na Finlândia, têm sido descritos muitos exemplos de diques máficos e félsicos contemporâneos do magmatismo granítico. Exemplos de diques compostos, envolvendo termos máficos e félsicos com processos de interação também foram descritos na Finlândia nestas associações.

Recentes trabalhos de campo na região de Rio Maria levaram a descoberta de um dique composto. O mesmo é formado por um granito pórfiro e um diabásio, os quais ocorrem lado a lado e seccionam o Granodiorito Rio Maria de idade arqueana. O dique aflora muito próximo do contato intrusivo do Granito anorogênico Musa (1,88 Ga) com o referido granodiorito. Situa-se próximo da borda NE do Granito Musa e também da porção SW do Granito Jamon. O dique tem em torno de 7 metros de espessura aparente, sendo formado pela intrusão precoce do diabásio, com uma espessura em torno de 4 metros, cortado posteriormente pelo granito pórfiro, com cerca de 3 metros de espessura. O granito pórfiro secciona o diabásio deixando apenas uma delgada borda do mesmo junto a um dos contatos com o granodiorito, enquanto a porção principal do dique máfico aflora junto ao outro contato com a encaixante arqueana. Enclaves da rocha máfica, mostrando claras evidências de mingling com o magma félsico através da presença de xenocristais oriundos do mesmo, são englobados pelo granito pórfiro. Também há sinais de interação no estado líquido entre os dois magmas nas zonas de contato, indicando que os mesmos apresentavam contraste de viscosidade não muito acentuado. Conclui-se que os mesmos foram colocados com pequena defasagem de tempo e coexistiram ainda parcialmente líquidos, sendo portanto suas idades de cristalização coincidentes ou muito próximas. Com base nestas informações optou-se por datar o dique de granito pórfiro pelo método Pb-Pb em zircão, chegando-se assim a idade mais rigorosa do magmatismo félsico e também por extensão do dique máfico associado. Para uma melhor avaliação da idade do magmatismo félsico, foi coletada para datação uma segunda amostra de granito pórfiro em um dique com aproximadamente 15 m de espessura, que corta a seqüência *greenstone* a NE do pluton Jamon. Com isso se poderá avaliar se tais diques possuem idades coincidentes e se relacionam efetivamente a um mesmo evento magmático, possivelmente contemporâneo daquele responsável pela formação dos granitos anorogênicos. As idades mencionadas estão sendo obtidas neste momento devendo ser divulgadas durante o simpósio.

RECONHECIMENTO DE UMA MEGA-ESTRUTURA NO DISTRITO MINEIRO DE PITINGA-AM: DADOS PRELIMINARES A PARTIR DA APLICAÇÃO DE TÉCNICAS DE PROCESSAMENTO DIGITAL DE IMAGENS LANDSAT ETM+

Ferron J.M.T.¹, Bastos Neto A.C.², Rolim S.B.A.², Hoff R.², Ulhein L.², Minuzzi O.R.R.¹

¹Mineração Taboca S.A. (jmaximino@mamore.com.br)

²Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul

O Distrito Mineiro de Pitinga localiza-se nos municípios de Presidente Figueiredo e Urucará, no nordeste do Estado do Amazonas. A região enquadra-se na porção norte do Craton Amazônico. No distrito predominam rochas vulcânicas ácidas a intermediárias e piroclásticas associadas pertencentes ao Grupo Iricoumé de idade 1888 ± 3 Ma. Estas rochas são intrudidas por corpos graníticos do Proterozóico Inferior. A mineralização econômica conhecida está associada a dois deste corpos: o Granito Madeira (60 km^2) e o Granito Água Boa (360 km^2). O primeiro apresenta mineralizações de Sn, Nb, Ta, Zr, ETR e flúor (criolita) constituindo, provavelmente, o único exemplo mundial com as mineralizações acima associadas em um mesmo corpo granítico. O segundo apresenta mineralizações de Sn associadas a topázio granito, a greisens e a episienitos sódicos.

Este estudo objetivou contribuir para a caracterização do arcabouço geológico regional por meio de técnicas de sensoriamento remoto. Em função da densa cobertura vegetal, adotou-se como metodologia de trabalho a geração de produtos que realçassem, principalmente, os atributos texturais das imagens do LANDSAT 7 ETM+. Entre as técnicas de realce utilizadas destacam-se as composições coloridas R4, G3, B5 e R4, G5, B7 (seleção pela técnica IOF), a razão entre bandas R4/3, G4, B5 e uma composição colorida a partir do produto da análise de principais componentes (RPC1, GPC2, BPC3), entre outras.

Os resultados permitiram a identificação de uma mega-estrutura em forma de arco de dimensões superiores a 120 km e de direção geral WNW-ESE que, aparentemente, exerce um forte controle estrutural na colocação dos granitos mineralizados Água Boa e Madeira, assim como de outros corpos existentes na área ainda pouco ou nada estudados. Em seu flanco norte, ocorre o alinhamento dos corpos graníticos Água Boa, Bom Futuro e Alto Pitinga e, em seu flanco sul, dos granitos Simão, Rastro e Castanho. O Granito Madeira situa-se na zona de fechamento na parte oeste da estrutura. Vastas áreas de ocorrências de rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé e sedimentares da Formação Urupi, ou rochas mais antigas, como o Adamelito Água Branca, mostram arranjos espaciais concordantes com a estrutura sugerida. Esta mega-estrutura arqueada aparentemente envolve, com certo grau de concentricidade, a estrutura sinformal de amplitude regional (60 km por 25 km) denominada Braquissinclinal Pitinga (Veiga Jr. *et al.*, 1979) constituída por sedimentos Urupi, intercalados por *sill* de natureza básica toleítica denominado Formação Quarenta Ilhas.

O reconhecimento desta estrutura fornece informações substanciais ao entendimento geológico-geotectônico regional e abre novas e importantes possibilidades prospectivas para a região. Trabalhos em andamento visam caracterizar a geometria da estrutura e reconstituir as relações cronológicas entre sua formação e o posicionamento dos granitos.

THE CALC-ALKALINE VOLCANO-PLUTONISM IN THE NORTHERN RORAIMA STATE, GUIANA SHIELD: IMPLICATIONS FOR THE UATUMÃ EVENT AND GEOTECTONIC SIGNIFICANCE

Fraga L.M. & Reis N.J.

CPRM - Serviço Geológico do Brasil (ledamari@cprm.gov.br; reis@cprm-ma.gov.br)

In the Amazonian Craton, extensive areas of exposure of volcanic rocks considered comagmatic to A-type granites have been indistinctly related to the Uatumã Supergroup (1,8Ga-1,9Ga). Two volcano-plutonic domains have been recognized respectively in the northern (ND) and southern (SD) Roraima State. The Surumu volcanics and Saracura granites, in the ND, and the Iricoumé volcanics and Mapuera granites, in the SD, have been grouped in the Uatumã Supergroup. Recent field, geochemical and geochronological data have demonstrated however that most of the Surumu and Iricoumé volcanics are not comagmatic to the A-type Saracura and Mapuera granites, and also that they are not related to the same magmatic event. The concept of a single extensive volcanic event known as Uatumã should therefore be revised. The Surumu and Iricoumé volcanics are genetically linked to the calc-alkaline granitoids of the Pedra Pintada (ND) and Água Branca (SD) suites and characterize two magmatic events. Ages between 1.96Ga and 1.98Ga have been reported for the ND, contrasting with ages around 1.89 obtained for the SD. The calc-alkaline magmatism on the ND and SD have been respectively related to recently proposed Orocaima and Jatapu events.

The Surumu volcanic rocks and elongated granitoid bodies of the Pedra Pintada Suite are exposed in E-W to NW-SE trending belts in the ND, bounded to the south by amphibolite to granulite facies supracrustal rocks of the Cauarane and Murupu sequences, with maximum age of the deposition at 2.25Ga (U-Pb). The calc-alkaline rocks lack the intense multiphase deformation and high-grade metamorphism (with uncertain age) printed on the supracrustals and record low to moderate temperatures (350°–400°C) deformational fabrics, related to the transpressive Macuxi Episode. The granitoids are locally mylonitic and the volcanic rocks are commonly foliated. The volcanics (dacites with minor riolites and andesites) and granitoids (mainly granodiorite and granite) are metaluminous to marginally peraluminous, with high K-calc-alkaline affinities. Their REE patterns exhibit moderate to pronounced negative Eu anomalies, and multielementar diagrams demonstrate enrichment in LIL relative to HFS elements. Similar characteristics have been reported for magmatic arcs, for post-collisional magmatism and also described for extensional settings.

The geotectonic significance of the 1.96-1.98Ga calc-alkaline magmatism remains under debate. A post-collisional setting, after the metamorphism and uplift of the high-grade belts, at the last stages of the Transamazonian Orogeny (TO), has been proposed. However the age of the high grade metamorphism in the northern Guyana Shield around 2.05Ga has recently been considered the end of the TO. In Roraima the 2.03Ga age granulites of the Anauá Complex record a younger metamorphic event, suggesting that the TO was not synchronous over the shield and that its last stages are not yet well constrained. The evolution of the calc-alkaline vulcano-plutonism has also been related to a magmatic arc, unrelated to the TO, but the lithological products of the pre-, sin and post-collisional stages of this proposed new orogenic cycle have not been characterized. The speculative character of the tectonic settings envisaged for the 1.96-1.98Ga calc-alkaline volcano-plutonism in the northern Roraima State points to the need for additional geological mapping, as well as for accurate petrological and geochronological studies.

**IMPLICAÇÕES PARA ESTRATIGRAFIA DO VULCANISMO ÁCIDO
NO CRÁTON AMAZÔNICO DECORRENTES DA IDENTIFICAÇÃO DE *ASH-FLOW*
CALDERAS NA PROVÍNCIA AURÍFERA DO TAPAJÓS**

Juliani C.¹, Corrêa-Silva R.H.¹, Monteiro L.V.S.¹, Freitas F.C.¹, Bettencourt J.S.¹, Teixeira N.P.², Chissini G.B.¹, Silva J.M.¹

¹*Instituto de Geociências–USP (cjuliani@usp.br)*

²*Universidade Federal do Pará–UFPA*

Com o avanço dos estudos, as vulcânicas e vulcanoclásticas do Cráton Amazônico tem sido gradativamente subdividas, sendo reconhecidas unidades relativamente mais novas a sul da Serra do Cachimbo e outras mais antigas, como Fm. Vila Riozinho no Tapajós. Estas subdivisões são, em essência, geocronológicas, mas a litologia tem permitido a subdivisão do Grupo Iriri *latu sensu* em uma unidade vulcanoclástica (Fm. Aruri), que recobre os riolitos da Fm. Salustiano. Alguns autores inserem ainda neste Grupo as vulcânicas andesíticas da Fm. Bom Jardim e há também unidades correlatas, como a Fm. Moraes de Almeida.

Com a identificação de complexos de caldeiras na Província Aurífera do Tapajós algumas considerações podem ser feitas quanto à estratigrafia das rochas vulcânicas e vulcanoclásticas da região. A evolução de um complexo de caldeiras é iniciada com a construção de estratovulcões, geralmente, com uma unidade basal vulcânica básica e/ou andesítica, que grada para derrames riolíticos intercalados em tufos de cinzas (atividade pré-caldeira). Com a formação da caldeira grandes volumes de tufos de cinzas recobrem extensas áreas (atividade sin-caldeira) e, por fim há o desenvolvimento vulcões anelares, radiais ou internos, compostos por cinzas e/ou lavas, bem como por domos riolíticos resurgentes (atividades sin- a pós- e intra-caldeira) e depósitos epiclásticos. Em complexos de caldeiras (*nested calderas*), como as interpretadas no Tapajós, o desenvolvimento de caldeiras próximas e superpostas, leva à interdigitação de lavas e de fluxos piroclásticos num espaço de tempo que pode alcançar algumas dezenas de milhões de anos. Isto pode fazer com que datações pontuais, sem o reconhecimento químico e faciológico das vulcânicas e vulcanoclásticas, não separem as formações, e sim as aglutinem em unidades híbridas, o que implicaria na necessidade de mapeamentos faciológicos e geoquímicos. As unidades do Grupo Iriri *latu sensu* aparentam ser associações litotípicas que podem pertencer a diversas formações vulcanogênicas, o que implicaria na redefinição da estratigrafia em vigor. Isto é especialmente factível pelas extensões superiores a 50 km sugeridas para os complexos de caldeiras do Tapajós, e pela sua possível formação em região de *back-arc*, com subdução de oeste para leste, o que implicaria, potencialmente, na migração do arco vulcânico para leste, com gradativa redução da idade das vulcânicas. Assim, a distribuição das formações podem ser também definidas por um forte controle estrutural, definido pelas zonas de *rifts* alinhados aproximadamente paralelamente à zonas de subducção, que controlam a formação dos complexos de caldeiras. Nota-se, neste contexto, que zonas de falhas no Tapajós orientaram-se segundo noroeste-sudeste, mas possíveis paleo-*rifts* orientam-se segundo leste-oeste, o que poderia sugerir uma geometria diferente da atualmente admitida para a zona de subducção da Província Tapajós-Parima. Por fim, a coexistência temporal de granitos anorogênicos do tipo A e tardi-colisionais calcio-alcalinos, e suas respectivas vulcânicas carecem, ainda de estudos não somente para separação das diversas unidades que as compõem, como também petrogenéticos.

**DOIS EVENTOS VULCÂNICOS PALEOPROTEROZÓICOS NA
PROVÍNCIA AURÍFERA DO TAPAJÓS: NOVOS DADOS ISOTÓPICOS Sm-Nd E
IMPLICAÇÕES PARA O SUPERGRUPO UATUMÃ**

Lamarão C.N. ¹, Dall'Agnol R.I., Pimentel M.M. ²

¹ Universidade Federal do Pará (lamarao@ufpa.br)

² Universidade de Brasília

A Província Aurífera do Tapajós é caracterizada pela ocorrência de um extenso vulcanismo intermediário a ácido paleoproterozóico. Até recentemente, todas essas rochas eram enquadradas genericamente no Grupo Iriri do Supergrupo Uatumã, sugerindo a existência de um único evento vulcânico. A região de Vila Riozinho, situada na porção oriental da Província Aurífera do Tapajós, encerra ocorrências expressivas desse vulcanismo. Foram individualizadas nessa região duas importantes seqüências vulcânicas espacial, temporal, petrográfica e geoquimicamente distintas. A mais antiga, denominada de Formação Vila Riozinho, possui idade Pb-Pb em zircão em torno de 2,0 Ga (1998 ± 3 e 2000 ± 4 Ma) e é formada por andesitos basálticos, traquiandesitos basálticos, traquitos e riolitos de afinidade cálcico-alcálica alto-K a shoshonítica. Associa-se ao granito cálcico-alcálico alto-K São Jorge Antigo com idades Pb-Pb em zircão de 1981 ± 2 Ma e 1983 ± 8 Ma. A mais nova, designada de Formação Moraes Almeida, apresentou idades Pb-Pb em zircão de 1890 ± 6 e 1875 ± 4 Ma, sendo constituída por rochas piroclásticas ácidas (ignimbritos) e derrames riolíticos de caráter subalcalino a alcalino. Ocorre associada a granitos do tipo-A aluminoso com idade Pb-Pb em zircão de 1880 ± 9 Ma pertencentes à Suíte Maloquinha. As rochas da Formação Vila Riozinho são met-aluminosas a levemente peraluminosas, assemelham-se a rochas geradas em ambiente de arco vulcânico, possuem padrão de ETR com acentuado fracionamento de ETR pesados e discretas anomalias negativas de Eu. As da Formação Moraes Almeida são fracamente peraluminosas, assemelham-se a rochas de ambiente intraplacas, apresentam fracionamento menos acentuado de ETR pesados e anomalias negativas de Eu mais pronunciadas.

Idades modelo (TDM) Sm-Nd das rochas da Formação Vila Riozinho variam de 2,28 a 2,50 Ga e os valores de $\epsilon_{Nd}(t)$ de -3,71 a -1,1. Aquelas da Formação Moraes Almeida e vulcânicas cronocorrelatas são similares variando entre 2,29 e 2,44 Ga e -3,05 e -1,98. Os valores de $\epsilon_{Nd}(t)$ e as idades TDM obtidas afastam a hipótese de formação das rochas estudadas a partir de fontes predominantemente arqueanas, implicando sua derivação de fontes paleoproterozóicas, talvez com contaminação limitada de material crustal de idade arqueana. A hipótese de uma origem mantélica juvenil fica enfraquecida pela ausência de valores positivos de ϵ_{Nd} , a menos que se admita a existência de um manto enriquecido. Com base nisso, dois modelos podem ser considerados: (1) Fonte paleoproterozóica juvenil com contaminação com material arqueano, com as idades modelo representando idades médias de uma fonte mista, formada por material mantélico juvenil, possivelmente derivado de manto enriquecido, e uma crosta arqueana retrabalhada. Esta hipótese é enfraquecida pelos valores pouco variáveis de $\epsilon_{Nd}(t)$ e das razões $147Sm/144Nd$ que apontam no sentido de fontes isotopicamente homogêneas. Já, as amostras com valores mais negativos de ϵ_{Nd} e idades TDM mais elevadas, uma delas contendo grãos de zircão arqueanos, poderiam ter de fato tido uma contribuição efetiva de fonte arqueana. (2) Fonte paleoproterozóica mais antiga, com cerca de $2,2 \pm 0,1$ Ga, implicando derivação em grande parte crustal para as rochas estudadas.

Conclui-se que: a região de Vila Riozinho foi formada essencialmente no Paleoproterozóico, não se enquadrando na Província Amazônia Central, definida como sendo de idade arqueana; o caráter juvenil do seu magmatismo não fica demonstrado pelos dados disponíveis; a existência de dois eventos vulcânicos distintos na região revela que o Supergrupo Uatumã não pode ser mantido como uma unidade estratigráfica que engloba todo o vulcanismo paleoproterozóico necessitando ser redefinido.

LATE PALEOPROTEROZOIC POSTCOLLISION AND ANOROGENIC VOLCANIC SEQUENCES OF THE SIBERIAN CRATON: PETROGENESIS AND TECTONIC IMPLICATIONS

Larin A.M., Kotov A.B., Salnikova S.B., Kovach V.P.

Institute of Precambrian Geology and Geochronology RAS (alarin@AL7250.spb.edu)

Two different types of late Paleoproterozoic volcanic sequences composed predominantly by felsic rocks are distinguished in the Siberian craton: the North Baikal volcanic belt (NBVB) and the Ulkan volcanic graben (UVG).

NBVB is a part of huge postcollision magmatic belt, extending along of south-western margin of the Siberian craton over than 2500 km which made up mainly by S-type granites, charnockites and rapakivi granites. NBVB is composed by predominantly volcanic rocks and was formed in the time interval $1869.5 \pm 5.6 - 1856 \pm 2.5$ Ma (new U-Pb zircon data). S-type granites dated at 1846.3 ± 8.1 Ma (new U-Pb zircon data) are located in the vicinity of NBVB. Volcanics of NBVB have an intermediate and acid composition with minor abundant of basalts. The rocks are belong to high-K calc-alkaline and shoshonitic series and show geochemical features of within-plate and A-type igneous rocks. Felsic rocks of the shoshonitic series are mostly enriched by incompatible elements. Isotopic Nd data ($\epsilon_{Nd}(T)$ from -6.0 to -0.1) and geochemical features suggest their formation as a result of mixed sources derived from the subcontinental lithospheric mantle, which was enriched during the earlier subduction process, and anatectic melts, originated from heterogeneous crustal protoliths. Coeval S-type granites were produced by crustal anatexis only. The tectonic setting of magmatic rocks of NBVB and associated S-type granites is consistent with models of lithosphere delamination and extension collapse of the overthickened crust a 20-30 Ma after the main collision event.

UVG is in eastern part of the Aldan-Stanovik shield and comprises a central part of the Bilyakchan-Ulkan anorogenic volcanoplutonic belt (1.74-1.70 Ga), which traces the south-eastern boundary of the Siberian craton along more than 750 km. The graben composed by predominantly bimodal volcanic sequence with prevalence of acid volcanic with age at 1721 ± 5 Ma. The North-Uchur massif of hypersolvus alkaline and peralkaline granites ($1720.8 \pm 1 - 1715.8 \pm 2.5$ Ma and 1703 ± 18 Ma, respectively) and diabase dyke swarm (1718.6 ± 1.3 Ma) cut of the volcanics of UVG. The South-Uchur massif of rapakivi granite (1727 ± 6 Ma) is locates in the vicinity of UVG. The massif is cuts the Dzhugdzhur massif-type anorthosite (1736 ± 6 Ma). Mafic and acid igneous rocks are evolved and show geochemical features of the within-plate and A-type magmatic rocks. Comendite and ongorhyolite (peralkaline and peraluminous rocks, respectively) that are latest acid volcanics are also the most evolved rocks of UVG. Geochemical features and isotopic data for the basalt and diabase ($\epsilon_{Nd}(T)$ from -0.9 to -1.9 ; $ISr=0.70280-0.70395$) suggest their derivation from lithospheric mantle sources that were predominantly affected subduction related processes. Isotope and trace-element data available for the acid rocks of volcanoplutonic assemblage indicate two different granitic magmas belonging to Na- and K-series with comendite ($\epsilon_{Nd}(T)=+1.3$) and ongorhyolite ($\epsilon_{Nd}(T)=-1.7$) as extreme fractionated members, respectively. The Na-series rocks are interpreted mainly as fractionation products of mantle-derived magmas, with more depleted source characteristics than sources of basalt and diabase. Another one is interpreted to have an anatectic origin involving Paleoproterozoic lower crustal material. The main of acid volcanics and granites ($\epsilon_{Nd}(T)$ from -1.0 to $+0.2$) presumably were formed as a result of mixing of acid magmas of above series. Forming of the Ulkan volcanic sequence, related granites and anorthosite, which are a typical example of AMCG association, occurred ~ 200 Ma later than time of final Paleoproterozoic collisional event established in the shield. This anorogenic event marks the episode of lithosphere extension, which presumably heralds opening of an ocean followed by formation of the Meso- Neoproterozoic orogen in the eastern margin of the Siberian craton.

**THE TELES PIRES VOLCANIC PROVINCE IN SOUTHWEST AMAZON
CRATON, NORTHERN MATO GROSSO, BRAZIL: GEOLOGY, GEOCHEMISTRY,
GEOCHRONOLOGY AND TECTONIC IMPLICATIONS**

Leite J.A.D.^{1,2}, Souza M.Z.A.^{1,2}, Saes G.S.^{1,2}, Gomes M.F.^{1,3}

¹ *CRATON-Grupo de Pesquisa em Evolução Crustal e Metalogenia (jaymeleite@hotmail.com)*

² *Departamento de Recursos Minerais/UFMT, Bolsista PIBIC-CNPq/UFMT*

The Teles Pires Volcanic Province is situated in northern Mato Grosso State, Brazil, southwest portion of Amazon Craton. Its exposures spread along the Teles Pires River, south of Cachimbo Graben, from Peixoto de Azevedo town to Juruena River, and from Colider to Aripuanã Towns, covering an area of ca. 40.000 km². Rocks of this province cover and intrude a crystalline basement in the Eugênia-Arinos structural high, known as Tabaporã-Juara Suite which comprises high-grade metagneous rocks, gneisses, amphibolites and slightly to non-deformed granitoids for which ages are ranging from 2.0 a 1.87 Ga. The Province consists of large volumes of volcanic rocks along with their explosive products, which are closely associated with coeval, circular to ellipsoidal A-type granitic stocks. Volcanic rocks include pinkish to greyish, massive to porphyritic flows, ignimbrites, tuffs, ashes, base surge deposits and volcanoclastic sediments. Volcanic and explosive products are compositionally dominated by dacites, rhyodacites with minor rhyolites. Few tholeiitic basaltic sills are seen close to Morirú River, south of Cachimbo Graben, north of Aripuanã Town and close to Filadelfia District. Intrusive rocks consists of fine to medium-grained porphyritic to even textured biotite-titanite bearing granites which in some instances seen to grade into volcanic rocks. From the geochemical point of view the volcanic rocks are high-K calc-alkaline, metaluminous to slightly peraluminous and show LREE and LILE enrichment, flat HREE, a slight to moderate Eu anomaly and depleted HFSE. This geochemical signature is compatible with rocks generated in within plate environment. Zircon conventional and SHRIMP U-Pb and evaporation Pb-Pb ages are available from the Morirú, Aripuanã, Serra Formosa and Nova Canaã regions defining a time interval of ca. 60 Ma for its evolution from 1.81 Ga to 1.75 Ga. An intracontinental rifting system has been suggested as the main mechanism for the evolution of the Province either as a result from nearly coeval westward subduction-related process or as a result of several attempts of breaking up a possible early Paleoproterozoic Supercontinent. Checking these two hypothesis is a matter of on-going work.

(This work is supported by a grant from FAPEMAT Proc. 3.5.2.98/07-1999E)

TOPAZ LEUCORHYOLITE PORPHYRY (ONGONITE) FROM BOM FUTURO MINE, RONDÔNIA

Leite Júnior W.B. ¹, Payolla B.L. ², Muzzolon R. ³, Oliveira L.R. ¹, Bettencourt J.S. ⁴

¹ IGCE-Unesp (wleite@rc.unesp.br)

² Eletronorte S.A.

³ Mineração Taboca S.A.

⁴ IGc-USP

Ongonites (topaz-bearing quartz keratophyres) were discovered by Kovalenko et al. (1970 apud Stempok 1991) at Ongon Khairkhan in Mongolia, and interpreted as subvolcanic rocks analogues of rare metal lithium-fluorine granites. Since then, similar rocks have been described elsewhere (see e.g. Kortemeier & Burt 1988, Haapala 1997, Raimbault & Burnol 1998). Here we present preliminary petrographic and geochemical characteristics of the topaz leucorhyolite porphyry from Bom Futuro mine, that resemble those of the ongonites from the type area. The topaz leucorhyolite, first described by Villanova & Franke (1995), is light gray, white or light pink massive fine-grained rock occurring as elongated bodies in the eastern part of Bom Futuro hill. The contacts with the host rocks (gneisses, amphibolites and intrusion breccias) are sharp or transitional with the presence of net-veined and rubble breccias, showing an aphanitic albite-rich rhyolitic matrix with flow-banded texture. In thin section, the parallel to subparallel and contorted millimetric bands show variable modal compositions of quartz, albite and topaz. The topaz leucorhyolite is porphyritic to glomeroporphyritic with phenocrysts (0.5-1.0 mm, sometimes 5.0 mm in length) of quartz (anhedral to subhedral), albite (subhedral to euhedral) and potassic feldspar (subhedral to euhedral) in a very fine-grained groundmass (< 0.1 mm) composed mainly of quartz, albite, potassic feldspar, topaz, and minor lithium-mica. The quartz phenocrysts show evidence of magmatic corrosion, and contain inclusions of albite and topaz. The topaz occurs as granular or prismatic crystals in the groundmass, the later form spherulitic aggregates. Geochemically, the topaz leucorhyolite is high in SiO₂ (74.22-74.50%), Al₂O₃ (15.18-15.70%), and Na₂O (4.69-6.81%), and low to very low in TiO₂ (0.02-0.04%), FeO_T (0.21-0.51%), MgO (0.10-0.16%), CaO (0.15-0.32%), and P₂O₅ (ca. 0.03%), in accordance mainly with the presence of topaz, the predominance of albite over potassic feldspar, and the general lack of mafic minerals, reflecting respectively a peraluminous (A/CNK=1.22-1.24), sodic (molar Na/K > 1.7), and a leucocratic character. These features are more typical of those low-P topaz granite subtype of Taylor (1992) as well as are those of the ongonites. However, one sample analysed for REE elements exhibit a REE pattern characterized by relative enrichment in LREE (LaN/YbN = 1.42) and moderate negative Eu anomaly (EuN/Eu*N = 0.46), differing of those of the ongonites (flat REE pattern and large negative Eu anomaly), but resembles those of the high-P Ta-bearing granite subclass as defined by Raimbault et al. (1991). The occurrence of the topaz leucogranite spatially related with the topaz leucorhyolite in the Bom Futuro mine presents a good opportunity to better understand the relationship between these two rocks.

References

- Haapala I. 1997. *Journal of Petrology*, 38:645-1659.
- Kortemeier W.T. and Burt, D.M. 1988. *American Mineralogist*, 73:507-523.
- Raimbault L. & Burnol, L. 1998. *Canadian Mineralogist*, 36:265-282.
- Raimbault L. et al. 1991. *Pagel & Leroy ed. Source, transport and depositon of metals*, 793-6.
- Stempok M. 1991. *Mineralogy and Petrology*, 43:255-273.
- Taylor R.P. 1992. *Canadian Mineralogist*, 30:895-921.
- Villanova M.T. & Franke, N.D. 1995. *Symp. Rapakivi Granites and Relates Rocks*, p. 83.

VULCANOGÊNESES PROTEROZÓICAS DO CRÁTON AMAZÔNICO E SUAS CONEXÕES COM CICLOS OROGÊNICOS

Lima M.I.C. & Kaul P.F.T.

IBGE/Diretoria de Geociências (mariovan@ibge.gov.br)

O Cráton Amazônico dispõe-se na região Norte do Brasil, ocupando cerca 2 700 000 km². Representa uma entidade geotectônica não afetada pelo Ciclo Brasileiro (0,57 – 1,1 Ga). Limita-se a leste com o Cinturão Móvel Araguaia-Tocantins e a sul com o Cinturão Móvel Paraguai. Mostra-se em sua porção central encoberto pelos sedimentos fanerozóicos das bacias do Amazonas e Solimões. De acordo com o seu posicionamento geográfico pode-se delimitá-lo em oito subprovíncias estruturais, a saber: Amazônia Norte-Oriental (SANOR), Amazônia Sul-Oriental (SASOR), Amazônia Central (SAC), Amazônia Centro-Ocidental (SACO), Amazônia Norte-Ocidental (SANOC), Amazônia Sul-Ocidental (SASOC), Guiana Central (SGC) e Guiana Oriental (SGO).

O vulcanismo félsico-intermediário e secundariamente máfico, de idade proterozóica, apresenta vasta extensão espacial no Cráton Amazônico distribuindo-se de leste para oeste, em que determinadas associações mostram consangüinidade litoquímica e sincronismo em determinados períodos, em consonância com dados geocronológicos U-Pb, Pb-Pb e Sm-Nd, mais recentes. Deste modo, pode-se associá-las a três ciclos magmáticos já definidos: Akawaian (1780- 2000 Ma), Parguazan (1,6 – 1,4 Ma) e Costa Marques (1,3 – 0,9 Ma). Tal vulcanismo faria parte de três importantes arcos magmáticos muito bem delineados no âmbito do Cráton Amazônico de disposição aproximadamente NO-SE, em sua porção centro-oriental (AMCOR), centro-ocidental (AMCOC) e ocidental (AMO). São produtos de movimentação de placas litosféricas de oeste para leste, devido a eventos geodinâmicos com modelos de placas tectônicas tipo arco acrecionário e colisão continental. Tais arcos são caracterizados por amplo vulcano-plutonismo de caráter sin, tardi e pós-tectônico, bem como anorogênico.

O Arco Magmático Centro-Oriental (AMCOR) envolve as bacias dos rios Juruena, Tapajós, Xingu, Trombetas e Branco com uma extensão de centenas de quilômetros com dominância de vulcanismo félsico e, secundariamente, intermediário e máfico, com piroclásticas associadas. Compreende as formações Surumu, Colíder, Moraes de Almeida, Vila Riozinho, Sete de Setembro e Sobreiro, e grupos Iriri e Iricoumé, com idades de 2 000 a 1 780 Ma. Relacionam-se a um ambiente do tipo arco acrecionário e estão ligadas ao Ciclo Orogênico Transamazônico. Em zonas de riftes ocorrem as vulcano-plutônicas máficas das formações Cachoeira Seca e Seringa (1 100 Ma) e máficas da Formação Caraipé (570 Ma). Dominam, nessas formações, deformações rúptil a rúptil-dúctil. O Arco Magmático Centro-Ocidental (AMCOC) estende-se desde as bacias dos rios Aripuanã e Roosevelt, margem direita do Amazonas-Solimões, até a região noroeste dos estados de Roraima e Amazonas. O principal representante vulcânico deste arco é a Formação Roosevelt, com idades que variam de 1 500 a 1600 Ma, de caráter vulcano-sedimentar e com deformação dúctil-rúptil. Relaciona-se a modelos de arco acrecionário e colisão continental e liga-se ao Ciclo Orogênico Rio Negro –Juruena. Formações Nova Floresta e Arinos retratam vulcanismo máfico em zonas de riftes, com idades de 1 100 a 1200 Ma. O Arco Magmático Ocidental (AMO), por sua vez, relacionam-se aos Ciclos Orogênicos Rondoniano-San Ignacio (1 500 a 1 300 Ma) e Sunsás (1 290 a 900 Ma), resultado de subducção em ambiente de arco acrecionário e colisão continental e tem como principais representantes as Efusivas Ácidas Caripunas (ca 1 300 Ma) e o Grupo Costa Marques (ca 1 100 Ma), respectivamente. Ambas unidades exibem deformação rúptil.

IDADE DE ZIRCÃO DE VULCÂNICAS IRICOURÉ DO SUDESTE DE RORAIMA; CONTRIBUIÇÃO PARA A REDEFINIÇÃO DO SUPERGRUPO UATUMÃ

Macambira M.J.B.¹, Almeida M.E.², Santos L.S.³

¹ Pará-Iso-CG/UFGA (moamac@ufpa.br)

² CPRM-Sureg Manaus

³ Curso de Geologia-UFGA

As rochas vulcânicas paleoproterozóicas cobrem uma importante área do centro do Cráton Amazônico, em especial a região denominada de Província Amazônica Central - PAC, representando uma unidade-chave para o entendimento da evolução tectônica da província. Essas rochas são pobremente estudadas, tanto do aspecto petrográfico, quanto geoquímico e geocronológico. Elas têm sido associadas aos granitos contemporâneos, igualmente abundantes na província, e agrupados no Supergrupo Uatumã com base em limitados dados obtidos pelo método Rb-Sr. Estudos geocronológicos em zircão desenvolvidos na Província Aurífera do Tapajós, parte sul da PAC, têm mostrado mais de uma geração de vulcânicas, com distintas idades e naturezas petrológicas. Para o setor norte da PAC, as vulcânicas estão englobadas nos grupos Surumu e Iricouré, tidos por uns como correlacionáveis. Análises de zircão indicaram que ambos os grupos têm cerca de 1,96-1,98 Ga (Schobbenhaus et al. 1994; Santos in Reis et al. 2000) ou que o Iricouré é mais jovem (1,89 Ga; Costi et al. 2000). Estudos geoquímicos preliminares também confirmam diferenças importantes entre esses dois eventos vulcânicos, ambos considerados como calcialcalinos (Reis et al. 2000).

Uma amostra de dacito pórfiro do Grupo Iricouré coletada próxima à barragem da hidroelétrica de Jatapu, sudeste do Estado de Roraima, apresentou cristais de zircão euédricos, semi-transparentes, por vezes zonados, contendo inclusões alongadas. Entre os grãos selecionados para análise no Laboratório de Geologia Isotópica da UFGA (Pará-Iso) pelo método de evaporação de Pb, sete indicaram idades similares com uma média de 1893 ± 2 Ma, interpretada como o tempo de extrusão dessa vulcânica. Essa idade é bastante similar àquelas obtidas por Costi et al. (2000) e Santos (in Reis et al. 2000) para as vulcânicas enquadradas no Grupo Iricouré, no nordeste do Estado do Amazonas. Elas vêm, portanto, confirmar a idade e demonstrar a extensão de um vulcanismo de cerca de 1,89 Ga na parte norte da PAC, já comprovado na parte sul da província (regiões do Tapajós e Xingu). Atesta-se, assim, a importância dos vulcanismos calcialcalino (p. ex. Reis et al. 2000), além do alcalino (p. ex. Dall'Agnol et al. 1999), de cerca de 1,89 Ga, associados com granitos de idade próxima, caracterizando um magmatismo na escala do cráton. Nesse contexto, as vulcânicas Iricouré deve assemelhar-se com os granitóides Água Branca, de mesma idade, conforme proposto por Almeida et al. (2002). Com base nos recentes resultados, como já alertado por outros autores, fica claro a necessidade de uma urgente revisão da definição do Supergrupo Uatumã à luz de dados geocronológicos mais exatos e precisos, de preferência obtidos em análises de zircão e logicamente apoiados em dados geoquímicos e de campo. Como tentativa, propõe-se aqui adotar a idade de 1,89 Ga para o Grupo Iricouré, aflorando na região limítrofe dos estados de Roraima, Amazonas e Pará, e não correlacionável com o Grupo Surumu, que ocorre no norte de Roraima, cujas idades estão entre 1,96 e 1,98 Ga.

CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA, GEOQUÍMICA E GEOCRONOLÓGICA DO MAGMATISMO TELES-PIRES (NORTE DE MATO GROSSO): UM EVENTO VULCANO-PLUTÔNICO BIMODAL DE 1,8 GA

Pinho M.A.S.B.¹, Chemale Jr F. 2, Lima E.F.²

¹UFMT (*msantana@zaz.com.br*)

²IG-UFRGS

A área estudada localiza-se no norte de Mato Grosso, limite com o Estado do Amazonas e está inserida na província Ventuari-Tapajós, sudoeste do Cráton Amazônico. Neste trabalho são apresentados e discutidos os dados petrográficos, geoquímicos e isotópicos das rochas vulcânicas e plutônicas félsicas da Suíte Vulcano-Plutônica Teles Pires. Identificou-se na área dois domínios, um de rochas deformadas e outro de rochas não-deformadas. O primeiro é constituído essencialmente por granodioritos a sienogranitos foliados, predominando os termos mais diferenciados, e mais raramente rochas vulcânicas félsicas, sendo que afloram nas margens do Rio Aripuanã e ao longo de estradas vicinais ao norte da cidade de Colniza até o rio Moriru. No domínio das rochas não-deformadas, localizado próximo ao rio Moriru, foram estudados oito testemunhos de sondagens, com cerca de 250 metros de profundidade. Nestes identificou-se lavas ácidas, intercaladas com raros derrames basálticos, depósitos piroclásticos de fluxo e, subordinadamente depósitos de queda além de rochas epiclásticas vulcanogênicas. Petrograficamente identificou-se nas lavas ácidas duas fácies, uma coerente e outra autoclástica. Nos depósitos de fluxos piroclásticos predominam púmices e cristaloclastos, podendo-se classificar os ignimbritos como ricos em cristais. Os basaltos são afaníticos a faneríticos finos, amigdalóides, e apresentam em alguns casos alteração do tipo propilitica. As rochas vulcânicas básicas possuem teores de MgO entre 5% e 8%, e um padrão geoquímico próximo ao de basaltos moderadamente alcalinos. Em diagramas de multi-elementos observa-se um enriquecimento em Rb, Ba e Th e anomalia negativa de Ta, sugerindo uma origem para os basaltos a partir de uma fonte mantélica afetada por subducção crustal. Em diagramas discriminantes os elementos de baixa mobilidade, tais como Hf, Th e Ta, ocupam o campo dos basaltos toleíticos de intraplaca. Os basaltos apresentam um enriquecimento de ETRL em relação a ETRP, com razões de La/Yb = 10, e não apresentam anomalias de Eu. O segmento félsico apresenta um padrão geoquímico compatível com rochas cálcico-alcalinas alto-potássio. A distribuição dos elementos-traço em diagramas discriminantes sugere um ambiente pós-colisional para estas rochas, sendo as anomalias negativas de Yb-Nb, obtidas em diagramas multi-elementos, interpretadas como uma herança de uma fonte mantélica, modificada por subducção. Os padrões de ETR, normalizados pelo condrito, mostram um enriquecimento de ETRL em relação a ETRP e anomalias negativas de Eu. As idades U-Pb em zircão das rochas plutônicas sugerem idades desde 1,74 Ga até 1,80 Ga, predominando o valor de 1,75 Ga. Nas rochas vulcânicas os dados obtidos pelo mesmo método indicam valores de 1,77 Ga e 1,8 Ga. Idades Modelos T_{Dm} fornecem um valor de 2,1 Ga para vulcânicas e plutônicas, sendo o ϵ_{Nd} variável entre -3,0 a +3,0. Os valores positivos associados a anomalias negativas de Yb-Nb sugerem subducção. Em contrapartida, o padrão dos elementos-traço compatível com ambiente pós-colisional, aliados a valores de ϵ_{Nd} ligeiramente negativos, e ausência de vulcânicas andesíticas, podem estar relacionados a uma origem envolvendo fusão crustal. Dessa forma os dados obtidos permitem interpretar para o magmatismo Teles-Pires uma origem a partir da fusão crustal, possivelmente de um arco magmático mais velho, (arco Ventuari-Tapajós). Os dados isotópicos de Sm-Nd e U-Pb indicam que o magmatismo Teles-Pires é mais jovem do que os vulcanitos do Grupo Iriiri e/ou Super Grupo Uatumã e, portanto não devem ser mais incluídos neste último.

PALAEVOLCANOLOGICAL DEMARCATION AND PERIODIZATION OF PRECAMBRIAN VOLCANO-PLUTONISM IN KARELIA (FENNOSCANDIAN SHIELD)

Svetov A.P.

Institute of Geology, Karelian Research Centre, RAS, Petrozavodsk, Russia (asvetov@krc.karelia.ru)

Palaeovolcanological studies and reconstructions provide a genetic basis for Precambrian magmatic geology and magmatic geotectonics. Palaeovolcanology has deep roots and old traditions in the study of the early magmatic history of the region. The methodology of the study of Late Precambrian igneous rocks is based primarily on their facies and genetic analysis with regard for lateral distribution and depths of occurrence. The periodization and demarcation of ancient volcanic provinces and the production of maps, schemes and diagrams on a palaeogeographic and palaeotectonic basis are the most important elements of analysis and synthesis of reference data. Models of 23 palaeovolcanological maps showing individual age sections in the geological time interval of 3.2 to 0.6 Ga for Karelia and the Fennoscandian Shield have been developed. The geography of Precambrian volcano-plutonism is based on the location of 52 revealed and numerous assumed ruins of volcanic edifices. Plateau-basaltic volcano-plutonism was found to dominate during the formation of all Precambrian sedimentary-volcanic covers. Igneous mafic and ultramafic rocks form complementary volcano-plutonic associations in high-Mg and Fe-Ti series. Magma excurrent volcano-controlling fissured structures have been reconstructed. The volcanic edifices are classified as lava shields, volcanic plateaus, stratovolcanoes and extrusive-domal and scoria-lava morphostructures. Andesitic, rhyodacitic and rhyolite-granitic crustal volcano-plutonism has a geological effect which is subordinate to plateau-basaltic volcano-plutonism and manifests itself when mantle volcano-plutonism is maximum. Bimodal volcano-plutonic series are characteristic of zones of active magmatism. They occur in volcanic centres, volcano-tectonic structures and linear-belt transregional zones of polychronous development. The main form of eruptions in Precambrian time was mantle plateau-basaltic volcano-plutonism. In the Precambrian history of the region plateau basalts make up 50-70% of the geological volume of igneous rocks. The average volume of shield volcanoes is estimated at 50-200 km³. The explosiveness of shield volcanoes is 5-15% and that of stratovolcanoes is 35-40%. Mantle-crustal volcano-plutonism occurred in intracratonic trough and linear-belt zones in the axial zones of geoflexures at the periphery and in the centre of arched uplifts. There is no palaeovolcanological evidence for island-arc cenotypal and palaeotypal situations in Precambrian time. The palaeotectonic elements of palaeovolcanological maps also include morphologically diverse structures of ring, radial-ring and concentric types and are thus consistent with areas of active mantle-crustal volcano-plutonism. Each palaeovolcanological map provides information on the geography of volcanic centres, eruption centres and their lava-volcaniclastic fields, the compositions and facial characteristics of igneous rocks and the palaeogeographic settings in which they formed. Qualitative estimates of the productivity of volcanic events show the general and particular thicknesses of facies types of rocks, the number and thickness of lava flows and lava sheets, indices of explosiveness, the oxidation coefficients of lava and the genetic types of volcanogenic sequences in the proximal zones of volcanic centres such as agglomerate, bomb and scoria tuffs, pillow lava, silicites, travertines and indications of fumarolic-solfataric fields. Centres of magmatic activity and associated volcano-tectonic and tectonomagmatic structures are interpreted as a morphological manifestation of suprafocal zones of mantle diapirism. Palaeovolcanological reconstructions are not only a test but also a barrier to the application of modern plate-tectonic reconstructions in the Early and Late Precambrian evolution of the Fennoscandian Shield.

CENTRES AND MORPHOSTRUCTURES OF PRECAMBRIAN MAGMATISM IN KARELIA (FENNOSCANDIAN SHIELD)

Svetov A.P. & Sviridenko L.P.

Institute of Geology, Karelian Research Centre, RAS, Petrozavodsk, Russia (asvetov@krc.karelia.ru)

Precambrian magmatism in Karelia is a part of the sedimentation cycles. The Saamian (4.0-3.5 Ga), Lopian (3.5-2.7 Ga), Svecokarelian (2.5-1.8 Ga) and Riphean (1.8-0.5 Ga) covers of Precambrian protoplatforms contain considerable quantities of volcanic rocks. The thickness of volcanics is maximum in Late Archean (Lopian), Sarioian (2.5-2.05 Ga) and Ludicovian-Livvian (2.05-1.95 Ga) sequences. The functional connection of areas with active volcano-plutonism and major types of endogenous and exogenous processes (tectonics, metamorphism, sedimentation and mantle diapirism) is the subject of a special study of Precambrian volcano-plutonism (VP) in the region using methods of palaeovolcanology and magmatic geotectonics. The modern superstructure of Fennoscandian shield as an integrated system of the tectonic framework (TF) of protoplatforms is not explicit relative to a particular tectonomagmatic cycle. Palaeotectonic, palaeogeographic and palaeovolcanological reconstructions provide a basis for revealing the principles of localization of magmatism in Precambrian time. The main goal in igneous geology is to search for a link between the localization of centers of endogenous magmatic activity (CEMA), rather than areas, and the elements of the associated TF. Search for the ruins of volcanic edifices and groups of edifices and localization of CEMA are done using methods for local and regional palaeovolcanological reconstructions. The types of CEMA, the history of their formation and conjugation and the facies composition of intrusive bodies are the key problems in morphological palaeovolcanology and magmatic geotectonics. An acute problem in modern geodynamic palaeovolcanology in Karelia is to develop volumetric geologic-geophysical models of CEMA and their root zones. It is closely related to the study of centres of mantle, mantle-crustal and crustal magmatism and their feeding magma excurrent root systems and the formation and time-space evolution of volcano-tectonic (VT) and tectonomagmatic (TM) structures. Centres of crustal volcano-plutonism commonly inherit areas of mantle volcano-plutonism. Transregional fault zones are not usually volcano-controlling. Volcanic centres and CEMA are located in the marginal zones of arched and mega-arched uplifts, in marginal geoflexures at the boundary with downwarps, in the axial parts of archs, in intracratonic troughs and in rift-type structures. Crustal volcano-plutonism evolved under shear dislocation conditions during block-wave radial destructive movements that covered areas of mantle magmatism. The geodynamics of volcanic areas and volcano-tectonic uplifts in CEMA shows that magmatic events occurring at different depths are related to advective diapirism. Depending on the activity of radial movement, the energy capacity of a magmatic impulse of the fluid dynamics of a transcrustal diapir, the feeding system of the CEMA of magmatic sources located at different depths was generated, and supra-focal central-type VT- and TM- structures developed. Various indications are used to classify CEMA in Precambrian sequences of Karelia. Based on morphostructural organization, they fall into: 1) volcanic edifices and groups of edifices such as shield volcanoes, stratovolcanoes and extrusive-domal and domal structures existing as sporadic forms of magmatism of central, concentrated type; 2) volcanic plateaus and plateau-basaltic provinces suggesting scattered magmatism at different depths; 3) CEMA of the inherited evolution of multi-excurrent magmatism in VT- and TM- structures as conjugate central-type magmatic areas; and 4) linear-belt communities of volcanic edifices, groups of edifices, volcano-plutons, intrusive massifs of "intrusions under volcanoes" type, extensive fields of extrusive-domal type (gabbro-anorthosite - rapakivi granite fields, the Trans-Scandinavian granite-porphiry belt, belts of dykes and shallow-depth subvolcanic bodies etc.

GRANITOID VOLCANO-PLUTONISM IN THE PRECAMBRIAN HISTORY OF KARELIA (FENNOSCANDIAN SHIELD)

Sviridenko L.P. & Svetov A.P.

Institute of Geology, Karelian Research Centre, RAS, Petrozavodsk, Karelia, Russia (sv@krc.karelia.ru)

In the Fennoscandian Shield, felsic volcano-plutonism is much less appreciable than basic volcano-plutonism. It is known in a broad age interval from the Archean to the Late Proterozoic and, being part of bimodal series, is closely related in space and time to basic volcano-plutonism. Distinguished in Karelian Late Archean greenstone belts is an Early Lopian dacitic-andesitic volcanic series, associated with tonalite and plagiogranite dykes and shallow-depth intrusions, and a Late Lopian volcanic series of sodic rhyolites associated with sodic quartz porphyry dykes and shallow-depth leucocratic plagiogranite intrusions. The above volcano-plutonic associations are separated by pebble conglomerate beds, the pebbles hosting Early Lopian igneous rocks that occur at different depths.

Distinguished in Early Proterozoic crustal volcano-plutonism are also two comparable volcano-plutonic series. In Karelia, Proterozoic crustal volcano-plutonism manifested itself early in the Svecokareliides in the northern Lake Ladoga region that form the eastern end of these sequences so common in Finland and Sweden. The volcanics of the Kirjavolahti plateau-basaltic volcanic centre locally contain andesite-basalt and andesite lava flows; lava breccia, agglomerate tuffs, crystalloclastic and vitroclastic felsic ash tuffs are also encountered. Restricted to this eruption centre is a belt of tonalite and plagiogranite bodies occurring at different depths as well as compositionally comparable necks and extrusive domes that have a total length of not less than 12 km. The U-Pb age of zircons from the felsic lava is 1.99 Ga (Glebovitsky e.a., 1997). More recent (Kalevian) eruption zones exhibit an areal type of volcanism. Along with basalt flows, mapped in them are intermediate and felsic lava flows, lava breccia, agglomerate tuffs and crystalloclastic and vitroclastic felsic ash tuffs. Series of compositionally diverse dykes and subvolcanic intrusive sheets and intersecting intrusions are widespread at different depths. Plagiogranites of Kalevian volcano-plutonic association contain zircon, giving an age of 1.87 Ga. The above Late Archean and Early Proterozoic volcano-plutonic associations were found to be similar in composition and general evolution trends, high-Na associations being succeeded by K-Na associations. This is due to the fact that both rest on an Archean “diorite” protocrust which provided a source of corresponding melts.

High-K felsic volcano-plutonism is confined to linear tectonic suture zones such as post-Archean extrusive quartz porphyry domes and dykes in the Belomorian suture zone, the post-Svecokarelian Trans-Scandinavian rhyolitic-granitic volcano-plutonic belt along the suture zone between the Svecofennian and Dalslandian geoblocks. There are two Rephean volcano-plutonic association (quartz-feldspar porphyry – rapakivi granite and ongonite – topaz-bearing granite) in the belt along the southern boundary of the Fennoscandian Shield. Melts are supplied from the deep portions of the earth crust.

The complementary pattern of volcanic and plutonic series is proved by volcano-dynamic and volcano-chronological reconstructions, the genetic relations of igneous rocks and the similarity of their elemental composition.

**DISCRIMINAÇÃO LITOLÓGICA E ESTUDOS DOS MOVIMENTOS
TECTÔNICOS SOBRE AS ROCHAS DO MAGMATISMO UATUMÃ, NORTE DE
RORAIMA, ATRAVÉS DE ANÁLISES TRIDIMENSIONAIS COM
ESTÉREO – PARES SAR E HÍBRIDO (SAR X ÓPTICO)**

Tavares Jr. S.S. & Veneziani P.

*Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE. Caixa Postal 515 – 12227-010, São José dos Campos – SP,
Brasil (stelio@itid.inpe.br)*

Na parte setentrional do Cráton Amazônico, as litologias resultantes do extenso magmatismo vulcano – plutônico, de caráter ácido a intermediário e idade Paleoproterozóica são reunidas na unidade Supergrupo Uatumã. Em especial na região norte de Roraima, as rochas vulcânicas compõem o Grupo Surumu, enquanto que as plutônicas a Suite Intrusiva Saracura. Ainda são bem escassas as informações sobre os limites entre as diversas litologias do Grupo Surumu, principalmente no que diz respeito às rochas piroclásticas, as quais são de difícil distinção petrográfica, pelo menos no nível de campo, em relação às rochas dos derrames ácidos. Claras evidências indicativas de mineralizações de Mo, Cu e Sn têm sido detectadas, porém sem a definição de jazimentos expressivos. Levantamentos geológicos de mais detalhes são necessários, tanto para o aprimoramento da discriminação litológica como para o entendimento do controle tectono - estrutural regional dos derrames vulcânicos, das formas de alojamento dos corpos plutônicos e das prováveis mineralizações associadas. No entanto, sérias dificuldades condicionadas ao relevo acidentado e a densa cobertura vegetal, bem como aquelas impostas à realização de pesquisas em territórios de reservas indígenas, influenciam no desenvolvimento de trabalhos de mapeamento geológico. Diante dessas condições, o avanço das técnicas de processamento, integração de dados digitais e fotointerpretação geológica com recurso da estereoscopia sobre os produtos de sensores remotos orbitais constituem-se em meios auxiliares, que reduzem tempo e custos, na execução de estudos geológicos. A área selecionada para estudo está inserida no Domínio Tectônico Urariqüera, onde o arranjo de zonas de cisalhamento transcorrentes (zcts) E-W e WNW-ESE com outras direções secundárias, formando zonas oblíquas, são as principais estruturas deformacionais regionais. Os movimentos ao longo de tais zcts afetaram, principalmente, rochas paleoproterozóicas, de composição granítica, das suítes intrusivas Pedra Pintada e Saracura, além das vulcânicas do Grupo Surumu e das rochas sedimentares mesoproterozóicas do Supergrupo Roraima. Análises fotointerpretativas sobre os produtos integrados e através de estéreo-pares SAR (RADARSAT-1 S5D x JERS-1) e híbrido [JERS-1 x TM (4x5)] foram determinantes para a boa definição dos limites entre áreas constituídas por vulcânicas com moderadas a altas respostas gama CT e K, com áreas circunvizinhas com respostas gama CT e K relativamente mais baixas. Essa boa definição estendeu-se aos contatos tectônicos das rochas vulcânicas com as das suítes intrusivas, principalmente no estéreo – par híbrido, em razão das diferenças de tonalidades favoráveis ao realce dos limites entre essas unidades. As análises tridimensionais também foram fundamentais para a interpretação dos movimentos relativos de extensos alinhamentos E-W, WNW-ESE, NE-SW, N-S e NNW-SSE e de estruturas planares E-W e NE-SW, que conferidas com dados de campo caracterizam uma tectônica transtensional de natureza dúctil a rúptil, responsável em parte, pelos alojamentos dos corpos magmáticos e, por conseguinte das prováveis mineralizações associadas. Nas vulcânicas Surumu, que sustentam formas residuais de relevo, predominam deformações de natureza rúptil. Esses aspectos associam o magmatismo Uatumã, no norte de Roraima, a pelo menos duas fases de movimentação tectônica.

**GEOLOGIA, GEOQUÍMICA, GEOCRONOLOGIA E ISÓTOPOS DE Sm-ND
DE ROCHAS VULCÂNICAS PALEOPROTEROZÓICAS DO GRUPO UATUMÃ
OCORRENTES NA REGIÃO DE SÃO FÉLIX DO XINGU, PROVÍNCIA MINERAL
DE CARAJÁS, CRÁTON AMAZÔNICO, BRASIL**

Teixeira N.P.¹, Fernandes C.M.D.¹, Moura C.A.V.¹, Pinho S.C.V.¹, Bettencourt J.S.²

¹ Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará, Caixa Postal 1611. CEP 66075-900. Belém, Pará, Brasil. FAX: 55-91-211-1609 (noslin@ufpa.br; c_moura@ufpa.br)

² Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, Caixa Postal 11384, CEP 05422-970, São Paulo, São Paulo, Brasil. FAX: 55-11-818-4207 (jsbetten@usp.br)

As rochas vulcânicas do Grupo Uatumã, aflorantes na região de São Félix do Xingu, correspondem a um amplo vulcanismo efusivo e explosivo, evidenciado por depósitos de lavas coerentes, depósitos de fluxo piroclásticos do tipo “surge”, depósitos de fluxo piroclásticos estratificados, brechas pilomíticas maciças, ignimbritos e tufos, de composição traquibasáltica, traqui-andesito basáltica e andesito basáltica (Formação Sobreiro), riolítica e dacítica a riodacítica (Formação Iriri). Encontra-se sobreposta ao Granito Parauari (paleoproterozóico) e a unidades do embasamento arqueano retrabalhado, reunidas no Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas. Tais depósitos mostram-se associados a uma grande caldeira vulcânica principal de cerca de 25 km de diâmetro, bem como a uma outra secundária, de menor dimensão. Toda a seqüência, apresenta-se, por vezes, hidrotermalizada, em diferentes graus, sendo comuns as paragêneses a base de albita + epidoto + sericita + muscovita, sericita + muscovita + clorita + carbonato e epidoto + clorita + sericita + muscovita. As lavas da Formação Sobreiro apresentam características anorogênicas, são predominantemente metaluminosas, mostram filiação cálcio-alcálica e foram originadas em paleoambiência cratônica continental. Aquelas da Formação Iriri são predominantemente potássicas, de natureza cálcio-alcálica rica em potássio, transicionando para o campo de natureza alcálica miaskítica. Mostram características anorogênicas, tipicamente crustais, de ambiência continental e intra-placa.

Em relação a idade dos vulcanitos do Grupo Uatumã, foi inicialmente obtida pelo método Pb-Pb (em rocha total) uma idade de referência de 1875 ± 158 Ma (MSWD=5,56; $\mu_1 = 9,0 \pm 0,27$; $\mu_2 = 12,0 \pm 0,81$), envolvendo quatro amostras de andesito da Formação Sobreiro e duas da Formação Iriri. Mais recentemente, datações $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (por evaporação de Pb em zircão) indicaram uma idade de 1865 ± 5 Ma (USD=1,5) para o andesito e de 1886 ± 3 Ma (USD = 0,9) para riolito da Formação Iriri.

Dados de isótopos de Sm-Nd das Formações Sobreiro e Iriri acusaram uma idade modelo entre 3,1 Ga e 2,9 Ga, com ϵ_{Nd} (t=1865 Ma e 1888 Ma, respectivamente) variando a partir de -10,24 para o andesito e -11,49 para o riolito. Esses dados indicam que os protólitos dos vulcanitos do Grupo Uatumã tiveram um longo período de residência crustal.

CALC-ALKALINE VOLCANIC ROCK SERIES FROM A POST-COLLISIONAL, SINKING SLAB SETTING - ALBORÁN VOLCANIC PROVINCE, S SPAIN-N AFRICA

Zeck H.P.

Geological Institute, Copenhagen University, Denmark (zeck@geo.geol.ku.dk / zeck.frappier@wanadoo.fr)

Calc-alkaline magmatic rock complexes are currently related to active subduction. Study of a young volcanic rock series from the Betic-Rif shows that this need not be the case. Post-orogenic volcanics within the framework of the Alpine Betic-Rif orogen were emplaced in

the period c. 17 -2 M.a. closely following upon a c. 22-17 Ma period of rapid regional rock uplift and extensional tectonics. It is proposed that both uplift and magma production are related to a (near-) vertical, SW-NE striking, detached lithospheric plate fragment within the sub-lithospheric mantle under the Alboran Sea area. This sinking slab would represent the c.

50 m.y. earlier active, initially NW-ward dipping subduction zone of the Betic-Rif orogenic belt. The regional high-temperature regime, created by uplift of isotherms and diapiric inflow of surrounding warmer asthenospheric mantle into the widening gap above the sinking slab, promoted melting and magma production in the overlying Betic lithosphere. The Alborán volcanic province is characterized by the occurrence of several magma series formed by melting of variable source rock complexes. Lithologic variation within the magma series is controlled mainly by source complex variation and restite-melt proportioning. Magma mixing between the series has been a further diversifying factor.

Tema 2

SEQÜÊNCIAS METAVULCANO-SEDIMENTARES E MINERALIZAÇÕES ASSOCIADAS



GEOLOGIA E GEOQUÍMICA DE ROCHAS METAVULCÂNICAS MÁFICAS ARQUENAS (SUPERGRUPO ITACAIÚNAS) DA REGIÃO DE CURIONÓPOLIS-PARAUPEBAS, PROVÍNCIA METALOGENÉTICA DE CARAJÁS

Barros C.E.M. ¹ & Barbey P. ²

¹ Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitóides, Núcleo PRONEX, Belém (cadu@ufpa.br)

² Université Henri Poincaré, Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (CRPG – CNRS), Vandoeuvre-lès-Nancy, França

Na região de Curionópolis-Parauapebas, a norte e a sul do Complexo Granítico Estrela (CGE) (2763 +/- 7 Ma, Pb-Pb evaporação de zircão), afloram extensas rochas supracrustais arqueanas dentre as quais os metabasaltos são amplamente predominantes com relação a formações ferríferas bandadas, metagabros, rochas metaultramáficas, quartzitos, metapelitos e rochas cálcio-silicatadas. Estas rochas supracrustais podem ser consideradas como pertencentes ao Supergrupo Itacaiúnas (Docego 1988).

As formações ferríferas bandadas se apresentam como faixas de comprimentos quilométricos e espessuras decamétricas, delineando altos topográficos que contrastam bastante com o relevo aplainado e sustentado pelas rochas máficas. As faixas de formações ferríferas têm direção geral E-W e mergulhos subverticais, configurando o acamamento litológico regional. Três domínios podem ser identificados no âmbito destas rochas supracrustais com relação ao CGE: uma auréola externa, uma auréola interna e o domínio dos xenólitos. As rochas da auréola externa têm texturas subofíticas preservadas, mas sofreram alteração hidrotermal generalizada (metamorfismo oceânico), responsável pela transformação dos cristais de clinopiroxênio em pseudomorfos de actinolita. Finas margens de ferro-pargasita ao redor da actinolita indicam aumento de temperatura ligado ao metamorfismo termal, causado pelo CGE. A auréola interna, com quase 2 km de largura, tem rochas fortemente recristalizadas e foliadas, devido aos esforços regionais, somados à expansão lateral (ballooning) provocada pela colocação do CGE. Os anfibólios dos metabasaltos da auréola interna são ferro-pargasíticos e homogêneos. Rochas com porfiroblastos sintectônicos de granada podem ser vistas localmente. Os xenólitos de rochas metabásicas são maciços, possuem ferro-pargasita ou ainda clinopiroxênio (hedenbergita) de origem metamórfica. O metamorfismo de contato e a deformação da auréola desencadearam o fraturamento hidráulico e a formação de fraturas hidráulicas e de veios de anfibólio, plagioclásio e quartzo em metabasaltos da auréola interna e da população de xenólitos. Pequenos depósitos de ouro (ex. Serra Verde, Reis & Villas 1999) parecem estar associados a este episódio metamórfico.

Os metabasaltos estudados têm altas razões FeO/(FeO+MgO) e valores médios a altos de K₂O (0,41-0,65% a 0,98 –1,87%). As baixas concentrações de Ni (65-177 ppm), Cr (94 –357 ppm) e Co (26 - 47 ppm) e os altos teores de V (158 - 339 ppm) e Zr (23 –186 ppm) permitem igualmente compará-los aos basaltos toleíticos. Seus teores de elementos terras raras (ETR) são vinte a trinta vezes maiores do que aqueles do condrito. O fracionamento dos ETR é muito pequeno [(La/Yb)_N = 1,6 – 13,8], sendo que na maioria das amostras os padrões de ETR são quase horizontalizados. A assinatura química dos metabasaltos de Curionópolis-Parauapebas é comparável àquela dos toleítos ricos em ferro (cf. Cattel & Taylor 1990) e toleítos enriquecidos (TH2) (cf. Condie 1994) descritos em outros terrenos arqueanos do tipo greenstone belt. Diagramas baseados em elementos-traço indicam ambientes de arco de ilha, porém ambientes de cadeias meso-oceânicas e de intraplaca também são discriminados. As rochas metavulcânicas máficas de Parauapebas e Curionópolis têm evolução tectono-termal e assinatura geoquímica semelhantes àquelas das rochas do alvo Salobo (Lindenmayer et al. 1994). Isto sugere que estas rochas sejam pertencentes à mesma unidade.

OS TURMALINITOS DA FORMAÇÃO MORRO DA PEDRA PRETA, GRUPO SERRA DO ITABERABA, SÃO PAULO, BRASIL

Beljavskis P., Garda G.M., Juliani C.

Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, Rua do Lago 562, 05508-900 – São Paulo, São Paulo, Brasil (giagarda@usp.br)

Slack (1982) define turmalinito como uma rocha estratiforme-stratabound metamorfozizada, com turmalina modal excedendo 15-20%. Apesar de vários autores associarem a formação de rochas ricas em tourmalina com processos tardi-magmáticos ou com metassomatismo, isto nem sempre se aplica aos turmalinitos estratiformes-stratabound, especialmente aos não relacionados a corpos graníticos/pegmatíticos. Por seu posicionamento em diferentes níveis estratigráficos de terrenos polideformados e por preservarem estruturas sedimentares primárias, esses turmalinitos relacionam-se com processos singenéticos ou diagenéticos com alta boro (Slack *et al.* 1984). Sua ocorrência é predominante nos terrenos metamórficos do Neoproterozóico ao Paleoproterozóico (King 2000).

O Grupo Serra do Itaberaba (GSI) é constituído por uma seqüência supracrustal, cuja unidade basal é essencialmente vulcanossedimentar (Formação Morro da Pedra Preta - FMPP), que encerra ocorrências de ouro. Sobrepoem-se a ela metapelitos aluminosos e xistos ferro-manganesíferos (Formação Nhangucu) e quartzitos e quartzos xistos (Formação Pirucaia). Turmalinitos associados a metacherts, formações ferríferas e metatufos básicos da FMPP foram descritos na área Tapera Grande (Beljavskis 1988), apresentando estruturas sedimentares primárias dobradas, sendo o microbandamento marcado pela alternância de leitos quartzosos com leitos ricos em turmalina e clastos do tipo *rip up*.

O quimismo das turmalinas mostra pertencerem à série schorl-dravita, porém definindo campos distintos conforme sua associação litológica. Turmalinas dos turmalinitos associados a metatufos básicos (T-12) e metachert (LF-10, LJ-10 e F-1107) apresentam baixo Ca e Ti e elevado Na, enquanto nos associados a anfibolitos (SI-1611) as relações são inversas. As razões $Fe_{tot}/(Fe_{tot}+Mg)$ restringem-se aos intervalos 0,36-0,80 (T-12), 0,52-0,63 (LF-10, LJ-10 e F-1107) e 0,35-0,37 (SI-1611), excluindo a possibilidade de associação com depósitos de Sn-W. Esses valores correspondem a ambientes sedimentares e metamórficos submetidos à ação de soluções hidrotermais percolantes na interface sedimento-água marinha (Slack 1996). Correlacionam-se também aos episódios e ambientes de sulfetização (Garda *et al.*, este volume), ou seja: SI-1611 formou-se a partir de fluidos oriundos dos processos exalativos (fase I) e T-12, LF-10, LJ-10 e F-1107 resultaram da mistura de fluidos oriundos dos processos exalativos (fase I) com fluidos hidrotermais associados à intrusões de magmas andesíticos e dacíticos (fase II), com a FMPP em regime de bacia de retro-arco. T-12, LF-10, LJ-10 e F-1107 estão especialmente relacionados com níveis mineralizados em ouro de Tapera Grande, ao passo que SI-1611, localizado a NE, guarda características químicas de turmalinitos da zona proximal de sulfetos maciços.

Bibliografia

Beljavskis P 1988. Prospecção geoquímica experimental na ocorrência de ouro Tapera Grande – Guarulhos – SP. Dissertação de Mestrado. EPUSP, 161p.

King RJ 2000. The tourmaline group (Part 1). *Geology Today* 16(1):35-37.

Slack JR 1982. Tourmaline from Appalachian-Caledonian massive sulphide deposits and its exploration significance. *Trans. Inst. Min. Metall.* 91B:81-89.

Slack JR, Herriman N, Barnes, RG, Plimer IR 1984. Stratiform tourmalinites in metamorphic terranes and their geologic significance. *Geology* 12:713-716.

Slack, JR 1996. Tourmaline associations with hydrothermal ore deposits. In: Grew ES & Anovitz LM (Eds.)

Boron – Mineralogy, Petrology and Geochemistry. *Reviews in Mineralogy* 33:559-623.

CARACTERIZAÇÃO LITOQUÍMICA DOS BASALTOS ALMOFADADOS DA SERRA DO TAPA, SUDESTE DO PARÁ

Calado W.M. & Gorayeb P.S.S.

Centro de Geociências – UFPA (wmcaldado@ufpa.br; gorayebp@ufpa.br)

No norte do Cinturão Araguaia, nas regiões da Serra do Tapa, município de Sapucaia, sudeste do Pará e Araguacema, noroeste do Tocantins, estão expostos basaltos com marcantes estruturas almofadadas, associados com formações ferríferas bandadas, meta-cherts, silexitos ricos em hematita e/ou magnetita além de meta-peridotitos/dunitos serpentinizados, embutidos tectonicamente em rochas metassedimentares de baixo grau metamórfico, pertencentes ao Grupo Tocantins.

Na escala regional, diversos outros corpos alongados e com situação similar àqueles, dispõem-se sub-meridianamente ao longo do Cinturão Araguaia (Gorayeb 1989). Uma parte destes corpos, incluindo-se o da região de Sapucaia, ora em estudo, contém feições características de suítes ofiolíticas, que são indicativas de remanescentes de litosfera oceânica antiga (Kotschoubey et al. 1996, Gorayeb et al. 2001, Paixão & Nilson 2002). Estudos geocronológicos de evaporação de Pb em zircão em um corpo de basalto, revelou idades de aproximadamente 2,0 Ga (Gorayeb et al. 2001).

No presente trabalho três corpos principais de basaltos almofadados foram estudados na região da Serra do Tapa, e aqui são apresentados dados geológicos, petrográficos e litoquímicos preliminares e será discutido seu significado no contexto do Cinturão Araguaia.

Os basaltos definem corpos alongados preferencialmente na direção N-S com mergulhos suaves para ESE, encaixados em meta-siltitos e ardósias do Grupo Tocantins. Os contrastes morfológicos destacam colinas rochosas isoladas em extensas áreas arrasadas do vale do Rio Araguaia.

Os basaltos estão fracamente metamorfizados e a associação mineral estabilizada em fácies xisto-verde (tremolita-actinolita, clorita e epidoto), realça cor verde clara característica. Feições estruturais em almofadas são abundantes em todos os corpos. Elas apresentam formas ovaladas, pouco deformadas, com dimensões de até 1 metro, acham-se interligadas por material interalmofadas verde escuro micro a criptocristalino, e revelam o excelente estado de preservação destes basaltos. Por outro lado, em certos corpos são registrados intensa malha de vênulas contendo quartzo e epidoto, indicativo de remobilização durante os processos de tectônica e metamorfismo regional que afetou a região. Petrograficamente os basaltos são afaníticos, apresentando textura microcristalina homogênea constituída por tremolita-actinolita, epidoto e clorita e subordinadamente plagioclásio e carbonato.

Os estudos litoquímicos preliminares revelam grande homogeneidade composicional destes basaltos, com teores de SiO₂ = 49–50 %, TiO₂ ≅ 1,8, CaO ≅ 10–11 %, MgO ≅ 6%, FeOT = 10-12% e baixos teores de álcalis (Na₂O = 2,4-3 e K₂O < 0,18). Cálculos normativos indicam a presença de hiperstênio e quartzo normativos, e ausência de olivina normativa que, somados às informações dos diagramas de classificação geoquímica TAS e ACF indicam tratarem de basaltos tipicamente toleíticos com assinatura de magmatismo oceânico.

Considerando os dados de campo, petrográficas, litoquímicas e o conhecimento acumulado na literatura sobre estes corpos conclui-se que estes basaltos representam frações de uma litosfera oceânica antiga representando extrusões submarinas de um vulcanismo basáltico toleítico que foi obductada durante os processos de inversão do Cinturão Araguaia, ao longo de zonas de cavalgamento com transporte em direção ao Cráton Amazônico. Permanece em questão a idade destes corpos (paleoproterozóicos ou neoproterozóicos ?), para avançar nas propostas de modelos evolutivos para o Cinturão Araguaia.

**GEOCRONOLOGIA E EVOLUÇÃO CRUSTAL DAS ROCHAS MÁFICAS E
MINERALIZAÇÃO DO DEPÓSITO DE Cu-Au GAMELEIRA,
PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS (PA), BRASIL**

Galarza M.A. & Macambira M.J.B.

*Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso), CG-UFPA, Belém (PA), Brasil (mantoniogt@hotmail.com;
moamac@ufpa.br)*

O depósito de Cu-Au Gameleira está hospedado nas rochas do Grupo Igarapé Pojuca, pertencente ao Supergrupo Itacaiúnas, Província Mineral de Carajás (PMC), SE do Cráton Amazônico. No depósito Gameleira esse grupo está representado principalmente por rochas metavulcânicas máficas (RMV), anfibolitos, biotita xistos, formações ferríferas e/ou hidrotermalitos e cortadas por rochas intrusivas máficas (RIM), bem como, pelos granitos arqueano (2,56 Ga, Deformado Itacaiúnas) e proterozóicos (1,87 Ga - Granito Pojuca e 1,58 Ga - Leucogranito do Gameleira). Biotitização, cloritização, sulfetação, turmalinização e silicificação são os principais tipos de alteração hidrotermal. A mineralização do do depósito Gameleira ocorre principalmente em veios e vênulas que cortam aos principais tipos litológicos são calcopirita, bornita, quartzo, turmalina (composição shorlítica) e fluorita, assim como de pirita, pirrotita, molibdenita, biotita, clorita, calcita, e rara cubanita. Allanita, uraninita e apatita, além de ouro, ocorrem como minerais traço. Estudos petrográficos e geoquímicos de elementos maiores e traço desenvolvidos sobre metandesitos basálticos, quartzo dioritos e plagioclásio-quartzo-biotita xistos sugerem que as duas primeiras tenham uma fonte magmática comum. Os dados geoquímicos, em que pese a alteração hidrotermal, sugerem tratar-se de rochas toleííticas geradas possivelmente em um ambiente de rifte continental. Cristais de zircão de uma amostra de RIM (2705 ± 2 Ma), mostraram ser contemporâneos aos dos gabros do depósito Águas Claras. Datações Pb-Pb em rocha total e calcopirita de RMV indicaram idades de 2246 ± 30 Ma e 2422 ± 12 Ma, respectivamente, enquanto que lixiviados de calcopirita, idades de 2218 ± 14 Ma e 2190 ± 42 Ma. Essas idades são interpretadas como rejuvenescimento parcial ou total provocado pelas intrusões graníticas paleoproterozóicas (1,58 e 1,87 Ga) e/ou pela reativação tectônica de baixo grau metamórfico associada aos Sistemas Transcorrentes Carajás e Cinzento. As RMV e suas mineralizações devem ser contemporâneas às dos grupos Igarapé Bahia, Grão Pará e Igarapé Salobo, levando em conta as similaridades e a idade do anfibolito do Grupo Igarapé Pojuca (2,73 Ga). As composições isotópicas de Pb bastante elevadas das rochas do depósito são indicativas de minerais enriquecidos em U e Th tanto para a mineralização primária como para as remobilizadas e/ou reconcentradas em eventos posteriores, que teriam como fonte principal a crosta superior, sugerindo que a mineralização sulfetada com ouro do depósito Gameleira depositou-se em ambiente continental. Os fluidos enriquecidos em U, Th, ETR etc. provenientes das intrusões graníticas certamente afetaram os sistemas das rochas e mineralizações mascarando ou rejuvenescendo totalmente seus registros isotópicos originais. As idades-modelo T_{DM} de 3,12 e 3,33 Ga para as RMV e RIM são um pouco maiores que as obtidas para as rochas do embasamento da PMC. Os valores de $\epsilon_{Nd}(t)$ de $-0,87$ a $-3,30$ sugerem contribuição continental e magmas gerados possivelmente em um ambiente de rifte continental, como proposto para as demais seqüências vulcanossedimentares do Supergrupo Itacaiúnas. Evidências geoquímicas e tectonoestratigráficas para a região da Serra dos Carajás suportam essa hipótese.

ATIVIDADE HIDROTHERMAL NA SEQÜÊNCIA VULCANOSSEDIMENTAR FORMAÇÃO MORRO DA PEDRA PRETA, GRUPO SERRA DO ITABERABA, SÃO PAULO, BRASIL

Garda G.M.¹, Beljavskis P.¹, Juliani C.¹, Boyce A.J.²

¹ Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, Rua do Lago 562, 05508-900 – São Paulo, São Paulo, Brasil (giagarda@usp.br)

² Scottish Universities Environmental Research Centre, Rankine Avenue, East Kilbride, Glasgow G75 0QF, Escócia

O Grupo Serra do Itaberaba é uma seqüência vulcanossedimentar mesoproterozóica, constituída pela Fm. Morro da Pedra Preta (FMPP), capeada por metapelitos ricos em andalusita e xistos ferro-manganesíferos da Fm. Nhanguçu e por quartzitos e quartzo xistos da Fm. Pirucaia (Juliani 1993, Juliani & Beljavskis 1995). As vulcânicas da FMPP são predominantemente básicas, características de MOR, e na área Tapera Grande afloram metabásicas e metavulcanoclásticas básicas e intermediárias recobertas por xistos bandados finos, por vezes grafitosos, turmalinitos, formações ferríferas e rochas calciossilicáticas.

Apesar do metamorfismo em grau médio, pode-se ainda reconstituir antigas zonas de alteração hidrotermal associada à intrusão de magmas andesíticos e dacíticos na seqüência vulcanossedimentar, já em ambiente de retro-arco, às quais associam-se sulfetização e deposição de ouro. Os valores de $\delta^{34}\text{S}$ dos sulfetos formados em vários estágios de sulfetização (Garda et al., submetido) comprovam a atuação de fluidos hidrotermais em períodos sin-deposicionais e sin-metamórficos. A pirrotita do primeiro estágio de sulfetização (sin-sedimentar) foi depositada em pelitos grafitosos com ouro, na zona pelágica da bacia oceânica FMPP, para a qual os valores de $\delta^{34}\text{S}$ situam-se no intervalo $-5,47$ - $-8,7$ per mil. Estes valores são interpretados como devidos à redução bacteriana do sulfato da água marinha, porém registrando a interferência de fluidos de hidrotermais que percolaram a pilha vulcânica. Os valores de $\delta^{34}\text{S}$ da pirrotita e pirita de veios de quartzo auríferos encaixados nas vulcanoclásticas situam-se entre $+4,48$ a $+7,36$ per mil, menores para o esperado para sulfetos originados pela redução termoquímica de sulfatos marinhos do Mesoproterozóico, indicando que a circulação da água marinha na seqüência vulcânica propiciou a deposição de sulfato em profundidade, acarretando a perda de ^{34}S , e posterior lixiviação do enxofre ígneo das vulcânicas e mistura com os fluidos gerados pelas intrusões de andesitos e dacitos. Estes dados indicam que a mineralização da área deu-se inicialmente em regime de bacia de retro-arco e que o metamorfismo não provocou reequilíbrios significativos do enxofre dos sulfetos, o que pode mostrar uma importante ferramenta para prospecção de ouro e de metais de base em seqüências metavulcanossedimentares.

Bibliografia

- Garda G.M., Beljavskis P., Juliani C., Boyce A.J. Sulfur stable isotope signatures of the Morro da Pedra Preta Formation, Serra do Itaberaba Group, São Paulo State, Brazil. *Geochimica Brasiliensis* (submetido).
- Juliani C. 1993. *Geologia, petrogênese e aspectos metalogenéticos dos grupos Serra do Itaberaba e São Roque na região das Serras do Itaberaba e da Pedra Branca, NE da cidade de São Paulo, SP. IGUSP, 803 p. (Tese de Doutorado)*
- Juliani C. & Beljavskis P. 1995. Revisão da litoestratigrafia da Faixa São Roque/Serra do Itaberaba (SP). *Rev. Instituto Geológico* 16(1/2):33-58.

ISOTOPIC (U-PB AND $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) CONSTRAINTS OF THE CABAÇAL GOLD DEPOSIT, SW AMAZONIAN CRATON

Geraldes M.C. ¹, Tassinari C.C.G. ², Babinski M. ², Pinho F.E.C. ³

¹ Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro-RJ (mcgeral@usp.br)

² Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo-SP

³ Departamento de Geologia, Universidade Federal de Mato Grosso, Cuiabá-MT

The Cabaçal gold deposit is located in the SW Amazonian craton, Mato Grosso State, Brazil, where the Alto Jauru orogenic rocks (U-Pb ages from 1790 Ma to 1744 Ma) and Cachoeirinha orogenic rocks (U-Pb ages from 1580 Ma to 1520 Ma) occur. The mineralization is hosted by felsic volcanic and volcanoclastic rocks and occurs as (i) bands concordant with the mylonitic foliation, (ii) breccias, (iii) quartz-carbonate veins and (iv) disseminated. The ore is polymetallic and comprises of chalcopyrite, pyrite, marcasite, pyrrhotite, sphalerite, and minor galena, bismuth, selenides and tellurites. The mineralization is related to hydrothermal alteration and includes quartz, chlorite, carbonate, sericite and biotite.

Relatively few U-Pb ages exist from older rocks of the Alto Jauru rocks. Zircons recovered from a banded silicic volcanoclastic metasediment from the Cabaçal gold mine yielded an U-Pb age of 1758 ± 7 Ma, which we interpret as the crystallization age for the zircons; this age is probably close to the depositional time of the metasedimentary sequence. U-Pb SHRIMP data reported in the literature for individual zircons from a metavolcanic unit in the area yielded two age grouping of 1769 ± 29 Ma and 1724 ± 30 Ma. These results are consistent with volcanism and deposition at ca. 1750 Ma, and could be related to the Alto Jauru geologic evolution. The Sm-Nd T_{DM} model age of 1.87 Ga with e_{Nd} of +2.4 determined on these metasediments, indicates that its source was largely juvenile at 1750 Ma.

Detailed petrologic and geochemical investigations indicate that gold deposition is associated with metamorphic fluids migrating along regional shear zones. We have analyzed sericites from the hydrothermal zones by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method, using laser step-heating dating in single grains. One sample is from a bore hole 107m deep and yielded a plateau age of 1521.3 ± 1.3 Ma. Another sample is 36.6 m deep, and yielded a plateau age of 1510.4 ± 1.2 Ga. The same samples were dated by K-Ar method, and the ages obtained are 1643 ± 78 Ma and 1615 ± 65 Ma, respectively.

Pb-Pb model ages for the Cabaçal gold deposit reported in the literature indicate 1.7 Ga, with two sources: one more radiogenic ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ from 15.941 to 16.600 and $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ from 15.527 to 15.600) and other less radiogenic ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ from 15.650 to 15.843 and $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ from 15.318 to 15.376). Sr/Sr results have two signatures: concordant carbonate veins yielded values from 0.705 to 0.7029 and discordant carbonate veins yielded values from 0.7144 to 0.7119, also suggesting two sources or remobilization.

These studies reveal that Cabaçal gold deposit may be originated during the Alto Jauru orogen (1.79-1.74 Ga) and later on underwent to an important remobilization process. With the available data is not possible to define if these second event was related to the late evolution of the Alto Jauru orogen, recorded by the 1724 ± 30 Ma U-Pb SHRIMP age, or linked to the Cachoeirinha orogen (1.58-1.52 Ga).

O CENTRO VULCÂNICO FÉLSICO DE LAGOA DO GATO (CVLG), PORÇÃO SUL DO *GREENSTONE BELT* DO RIO ITAPICURU, BAHIA: ZONEOGRAFIA, LITOGEOQUÍMICA E POTENCIAL METALOGENÉTICO

Gomes F.C.O.¹ & Silva M.G.²

¹ CVRD (francisco.gomes@cverd.com.br)

² CPGG/UFBA

O centro vulcânico félsico de Lagoa do Gato (CVLG) localiza-se na porção sul do *greenstone belt* do Rio Itapicuru (GBRI), Bahia, cerca de 5 km a nordeste da mina de ouro de Fazenda Brasileiro (pertencente à CVRD).

Trabalhos de campo, associados a estudos petrográficos, permitiram a caracterização de um edifício plutônico-vulcânico, de natureza intermediária a félsica, o qual exibe, de sul para norte, a seguinte zoneografia; (i) uma fácies plutônica, constituída de rochas de composição tonalítica a granodiorítica; (ii) uma fácies subvulcânica, com predomínio de rochas quartzo dioríticas, porfiríticas; (iii) uma fácies vulcânica, com lavas andesíticas a riodacíticas; (iv) uma fácies vulcanoclástica, com tufos e aglomerados andesíticos a riodacíticos; e, (v), na porção mais ao norte, uma fácies vulcânica epiclástica, com conglomerados, arenitos e pelitos, exibindo estruturas sedimentares primárias indicativas de uma natureza turbidítica.

Os dados litogeoquímicos revelam uma filiação magmática cálcio-alcalina para as rochas das diferentes fácies do CVLG, similarmente aos resultados anteriormente obtidos nas rochas dos centros vulcânicos félsicos de Fazenda Canto (CVFC), também na porção sul do GBRI, e o de Maria Preta (CVMP), na porção centro-norte do terreno granito-greenstone. Esse magmatismo cálcio-alcálico revela um ambiente de arco, relacionado a uma tectônica de subducção, nessa porção sul do *greenstone*. À exemplo do que foi observado no CVMP e no CVFC, as características geoquímicas dessas rochas são indicativas de um arco de margem continental, tipo Andino.

O principal depósito aurífero do GBRI (Fazenda Brasileiro) encontra-se associado a rochas gabróicas toleíticas. Entretanto, outros depósitos auríferos encontram-se presentes neste terreno granito-*greenstone*, associados às rochas cálcio-alcálicas, à exemplo dos depósitos de Fazenda Canto e de Fazenda Maria Preta. Muito embora estes depósitos tenham, até o momento, sido considerados como de importância secundária no contexto do GBRI, vale ressaltar que os mesmos apresentam fortes similaridades com depósitos de classe mundial, hospedados em rochas cálcio-alcálicas, de terrenos granito-*greenstone* paleoproterozóicos, portanto cronocorrelatos ao GBRI. Dentre os exemplos mais marcantes, destacam-se os depósitos auríferos do cinturão de Ashanti, situados em *greenstone belts* paleoproterozóicos de Gana, no cráton oeste-africano (Abouchami et al. 1990) e os depósitos de Omai, no *greenstone belt* Barama-Mazaruni, cráton da Guiana (Voicu et al. 1990). A existência de tais depósitos de classe mundial, associados a centros vulcânicos félsicos de *greenstone belts* paleoproterozóicos (fortemente similares aos do GBRI), abre perspectivas para a descoberta de novos alvos potenciais para ouro nos centros vulcânicos félsicos do GBRI (com destaque para o CVLG) e aponta para necessidade de uma re-avaliação dos depósitos auríferos, atualmente inativos, de Fazenda Maria Preta e de Fazenda Canto.

Bibliografia

- Abouchami W., Boher M., Michard A., Albarede F. 1990. A major 2.1 Ga event of mafic magmatism in West Africa – An early stage of crustal accretion. *J. Geophys. Res.* 95, B11, 17605-17629.
- Voicu G., Bardoux M., Jebrak M., Crépeau R. 1999. Structural, Mineralogical and Geochemical Studies of the Paleoproterozoic Omai Gold Deposit, Guyana. *Econ. Geol.* Vol.94, pp. 1277 – 1304

ROCHAS METAVULCÂNICAS FÉLSICAS DO GRUPO GURUPI: EVIDÊNCIA DE MAGMATISMO OROGÊNICO JUVENIL PALEOPROTEROZÓICO NO CINTURÃO GURUPI

Klein E.L.¹ & Moura C.A.V.²

¹ CPRM-Belém (eklein@amazon.com.br)

² Universidade Federal do Pará

O Cinturão Gurupi é uma estrutura alongada segundo NW-SE que margeia a borda sul-sudoeste do Cráton São Luís. Sua evolução tem sido discutida como sendo policíclica ou monocíclica e atribuída ao Paleo e/ou Neoproterozóico. É constituído por seqüências metavulcano-sedimentares, às quais se intercalam gnaisses, quartzitos de fácies anfibolito, granitóides metaluminosos retrabalhados tectonicamente e, nas quais intruíram granitóides peraluminosos. Gnaisses e granitóides apresentam idades entre 2,00 e 2,16 Ga, com idades modelo variáveis, de Paleoproterozóicas a Arqueanas, e apenas um granitóide peraluminoso, possui idade de cristalização de 0,55 Ga.

Rochas vulcânicas félsicas de composição predominantemente dacítica afloram especialmente na borda norte do cinturão, próximo ao seu limite com o Cráton São Luís. Ocorrem intercaladas com rochas metassedimentares, formando a seqüência metavulcano-sedimentar de fácies xisto verde do Grupo Gurupi, e em vários locais são hospedeiras de mineralizações auríferas epigenéticas. Essa zona limítrofe é também caracterizada por intensa deformação em regime transcorrente, associada à Zona de Cisalhamento Tentugal, que afetou sobremaneira as rochas, conferindo-lhes estruturas xistosas a miloníticas.

Estudo geocronológico das rochas metavulcânicas, realizado por evaporação de Pb em monocristais de zircão, revelou idades mínimas de cristalização entre 2148 a 2160 Ma. Esse intervalo de idades é similar ao encontrado para os granitóides cálcico-alcalinos metaluminosos do Cráton São Luís, relacionados a ambiente de subducção/arcs magmáticos.

Dados isotópicos Sm-Nd em duas amostras revelaram idades modelo (T_{DM}) de 2,28 Ga e 2,20 Ga, com $\epsilon Nd(t)$ de, respectivamente, 2,43 e 3,29. Esses valores de ϵNd são compatíveis com os estimados para o manto empobrecido na época da cristalização dessas rochas. Esse fato, aliado à proximidade entre as idades de cristalização e modelo das rochas metavulcânicas, sugere que as mesmas derivam de protólitos mantélicos, sem envolvimento, pelo menos significativo, de componentes crustais em sua geração, constituindo, assim, magmatismo de caráter juvenil. Esse mesmo comportamento é apresentado pelas rochas metavulcânicas birrimianas no Cráton Oeste-Africano, às quais as rochas do Grupo Gurupi são correlacionadas. Naquele continente, um extenso e intenso evento de geração de crosta continental juvenil foi caracterizado por volta de 2,1-2,2 Ga.

O conjunto de dados geocronológicos das rochas do Cinturão Gurupi sugere geração de crosta continental em torno de 2,16 Ga e retrabalhamento, pelo menos parcial, dessa crosta, e também de crosta mais antiga (sugerida pela presença de cristais herdados de zircão e de idades modelo maiores) por volta de 2,05 Ga. A associação (intercalação) entre rochas vulcânicas félsicas e sedimentares detríticas (principalmente pelíticas), a composição dacítica das rochas vulcânicas, a presença de granitóides peraluminosos intrusivos, o posicionamento das seqüências nas proximidades de extensos batólitos possivelmente relacionados a subducção, e as condições de metamorfismo e deformação são compatíveis com ambientes orogênicos acrescionários/colisionais, cuja paleogeografia encontra-se ainda por ser decifrada, e que se relacionam com a aglutinação do continente Atlântica.

GEOCROLOGIA U-PB EM ZIRCÃO DE ROCHAS VULCÂNICAS DA FORMAÇÃO CARAJÁS, ESTADO DO PARÁ

Krymsky R.S.¹, Macambira J.B.², Macambira M.J.B.¹

¹ *LGI/DGP/Centro de Geociências – UFPA (moamac@ufpa.br)*

² *DGL/Centro de Geociências – UFPA*

A idade de deposição da formação ferrífera bandada (BIF) da Formação Carajás (Grupo Grão Pará – GGP), Província Mineral de Carajás, pode ser definida usando-se as idades das rochas ígneas associadas. A unidade basal do GGP é a Formação Parauapebas (basaltos e riolitos) que é coberta pelas formações Carajás e Águas Claras, essa última composta por rochas sedimentares. Um corpo lenticular de rocha vulcânica saprolitizada, concordante (sill?) com o acamamento das BIFs da base da Formação Carajás, foi amostrado na Mina de ferro N4E. Essa rocha apresenta numerosos cristais euédricos de quartzo e feldspato, imersos numa matriz composta por hematita e caulinita. De acordo com a classificação morfológica de zircão de Pupin (1976), o mineral cristalizou em meio quente, relativamente seco, de provável composição traquítica.

Os cristais de zircão da amostra analisada são prismáticos (elongação 2,4), com seção retangular ou quadrática, são bipiramidais, transparentes, brilhantes, róseos, sem zoneamento, contendo inclusões esféricas pretas. As análises U-Pb de frações multigrãos de zircão foram feitas no Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso) da UFPA. A metodologia de análise U-Pb foi baseada em Krogh (1973), com modificações. As frações de zircão foram dissolvidas em bomba PARR durante 24 horas em estufa com temperatura de 245°C. U e Pb foram separados em colunas com 50 µl de resina AG 1x8 200-400 mesh em meio HCl. Para a determinação dos teores de U e Pb por diluição isotópica foi usado traçador 235U-208Pb.

As primeiras análises mostraram razões 206Pb/204Pb baixas (60-300), por isso foram feitas novas análises com lixiviação em mistura dos ácidos concentrados HF + HNO₃ (30 min., 100°C) e depois em HCl (30 min, 100°C). Após a lixiviação os cristais ficaram incolores e sem inclusões pretas e a razão 206Pb/204Pb aumentou para valores entre 500 e 5.000, mostrando uma lixiviação efetiva do chumbo comum. Os resultados da análise U-Pb de 7 pontos analíticos definiram uma discórdia U-Pb com uma idade de 2.751±4 Ma, e idades 207Pb/206Pb variando entre 2.730 e 2.752 Ma. A idade de 2.751±4 Ma, interpretada como a idade de cristalização da rocha vulcânica, é muito similar às idades obtidas pelo método de evaporação Pb-Pb (2.757±18 Ma, Macambira et al. 1996) e U-Pb através da microsonda iônica SHRIMP-II (2.743±11 Ma, Trendall et al., 1998), determinadas anteriormente para a mesma amostra. Ela é também similar à idade U-Pb em zircão (2.759±2 Ma, Machado et al. 1991) calculada para as vulcânicas félsicas da Formação Parauapebas.

Embora a natureza do corpo amostrado e suas relações de campo não estejam claramente definidas devido ao avançado grau de alteração das rochas, nossos resultados estão em acordo com as conclusões apresentadas por Macambira et al. (1996), que propõem um curto intervalo para a deposição da Formação Parauapebas e BIFs da Formação Carajás. Essa última, de acordo com nossos dados, estaria em torno de 2.751±4 Ma.

A idade de 2.747±1 Ma obtida para rochas vulcânicas do Grupo Igarapé Bahia (Galarza et al. 2001) também é muito próxima, evidenciando que as manifestações vulcânicas devem pertencer a um mesmo evento magmático, sincrônico à deposição das BIFs da Formação Carajás.

IDADE DO VULCANISMO ASSOCIADO AO GRUPO ARAXÁ E ARCO MAGMÁTICO DE GOIÁS NA REGIÃO DE ANICUNS-GO

Laux J.H.^{1,2}, Pimentel M.M.¹, Dantas E.L.¹, Armstrong R.³, Armele A.^{1,4}

¹ Laboratório de Geocronologia, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília

² Bolsista CNPq (lauxjh@unb.br)

³ Research School of Earth Sciences, Australian National University, Canberra

⁴ Bolsista CNPq/PIBIC

A seqüência vulcano-sedimentar exposta na região de Anicuns, em Goiás, é dividida em duas unidades: a mais antiga, classicamente interpretada como a continuação do *greenstone belt* da Serra de Santa Rita (Goiás Velho), e a outra, mais jovem, correlacionada ao Grupo Araxá. Trabalhos mais recentes baseados em dados de isotópicos de Sm-Nd em rochas metavulcânicas associadas às duas unidades têm mostrado que as estas podem ser de mesma idade e correlacionadas ao Arco Magmático de Goiás. Neste trabalho serão apresentados resultados U-Pb, SHRIMP e convencional, de rochas metavulcânicas das duas unidades.

A unidade interpretada como a continuação do *greenstone belt* da Serra de Santa Rita, denominada de Seqüência Anicuns Itaberaí, está constituída por uma unidade tufácea formada por metatufos de composição andesítica a dacítica, formações ferríferas e metapelitos, e uma unidade química representada por metacherts e, subordinadamente, calcários, com intercalações de metaritimitos e lentes de rochas vulcânicas básicas e ultrabásicas. Geoquimicamente as rochas metavulcânicas são similares a rochas relacionadas a ambientes de arco de ilha e margens continentais ativas. Todas as amostras analisadas apresentam idade modelo T_{DM} ao redor de 1.0 Ga, equivalentes às idades encontradas nas rochas do Arco Magmático de Goiás. Cristais de zircão de uma amostra de anfibolito (metagabro(?)) foram analisados pelo método U-Pb por diluição isotópica, e apresentam resultados preliminares ao redor de 860 Ma.

A unidade equivalente ao Grupo Araxá, denominada de Seqüência do Córrego da Boa Esperança, está constituída por metassedimentos pelíticos e psamíticos com intercalação de anfibolitos. Os metassedimentos são muscovita-quartzo xistos, com intercalações de níveis grafitosos, contendo também albita, granada, turmalina, biotita, magnetita, estaurólita e cianita. Os anfibolitos e anfibólio xistos são de composição intermediária a básica, provavelmente derivados de dioritos, gabros, andesitos e basaltos. As rochas metavulcânicas são interpretadas como relacionadas a série cálcio-alcalina e toleítica, gerados em ambiente de arco de ilha ou margem continental ativa. Todas as amostras analisadas também apresentam idade modelo T_{DM} próxima a 1.0 Ga, semelhantes às encontradas nas rochas do Arco Magmático de Goiás. Cristais de zircão de um anfibólio xisto (metabasalto(?)), foram analisados pelo método SHRIMP e apresentam uma idade de cristalização de 886 ± 5 Ma.

As rochas analisadas das duas seqüências apresentam idades equivalentes dentro do erro analíticos dos dois métodos, representando rochas geradas dentro do contexto do Arco Magmático de Goiás. Os $\epsilon_{Nd(T)}$ das rochas das duas seqüências são positivos, ao redor de +5, confirmando a possibilidades destas rochas pertencerem a arcos de ilhas oceânicas.

POSSIBLE MESOPROTEROZOIC TRANSITION FROM CONTINENTAL RIFT TO OCEAN BASIN: THE CASE OF THE JUSCELÂNDIA SEQUENCE, GOIÁS

Moraes R. ¹, Fuck R.A. ², Pimentel M.M. ², Gioia S.M.C.L. ², Hollanda M.H.B.M. ², Armstrong R. ³

¹ Universidade Federal do Rio de Janeiro, Departamento de Geologia, Ilha do Fundão, Rio de Janeiro, RJ, 21949-900 (moraes@geologia.ufrrj.br)

² Universidade de Brasília, Instituto de Geociências, 70910-900 Brasília

³ Australian National University, Research School of Earth Sciences, Canberra, ACT 0200

The volcano-sedimentary Juscelândia sequence is tectonically juxtaposed to the mafic-ultramafic layered Barro Alto Complex, in a situation similar to that displayed by the Indaianópolis and Palmeirópolis sequences in relation to the Niquelândia and Cana Brava complexes, respectively. Through isotopic data obtained in the last years, it has been demonstrated that the age of amphibolite facies metamorphism that affected rocks of these volcano-sedimentary sequences is the same as the ca. 780 Ma granulite metamorphism recorded in the neighboring layered complexes. However, age of volcanism and sedimentation of these sequences is largely unknown, as is their tectonic setting.

From the bottom upwards, the Juscelândia sequence is constituted of fine to medium grained amphibolite with intercalated metachert; biotite gneiss with fine to medium-grained amphibolite; pelitic schist with amphibolite intercalations; biotite-muscovite gneiss; and fine-grained amphibolite with metachert lenses. The volcanic rocks (amphibolite and felsic gneiss) form a bimodal volcanic sequence.

U-Pb SHRIMP data on zircon of a biotite-muscovite gneiss sample from Barra Bonita creek display a very complex pattern: 7 points are grouped on the concordia at 1277 ± 15 Ma, interpreted as the age of felsic volcanism; 6 spots, apparently inherited cores, spread over the diagram, pointing to an upper intercept around 2000-2200 Ma, in accordance with Sm-Nd model ages; a single point plots close to the concordia at 745 ± 10 Ma, probably the age of metamorphism. Zircon analyses of a biotite gneiss from Ponte Alta creek resulted in a series of spots close to the concordia, with calculated age of 1263 ± 15 Ma, interpreted as the crystallization age of the granite protolith.

The gneisses present granitic composition, with enrichment in LILE and light REE, and Sr, P and Ti negative anomalies in chondrite normalized trace elements diagrams; ϵ_{Nd} (calculated to 1.27 Ga) varies between -2.75 and -3.92 . T_{DM} Sm-Nd model ages vary between 1.80 e 2.12 Ga. The lower and intermediate amphibolites present enrichment in light REE, negative Eu anomaly and ϵ_{Nd} (calculated to 1.27 Ga) between $+2.83$ and $+5.42$, whereas upper amphibolites present ϵ_{Nd} between $+5.72$ and $+6.00$ and flat REE pattern. Amphibolite model ages present an interesting and geologically meaningful pattern, varying between 1.0 and 1.7 Ga and presenting an inverse correlation with Sm/Nd ratios. Upper amphibolites present the highest values of ϵ_{Nd} and Sm/Nd, lower model ages and are geochemically similar to N-MORB. Intermediate and lower amphibolites present lower ϵ_{Nd} , older model ages and are similar to T or P-MORB. This is interpreted as the result of variable degrees of crustal contamination, prominent in the intermediate and lower amphibolites and inexistent in the upper amphibolites. The suggested scenario is basaltic volcanism initially overlying a rifted and stretched continental lithosphere, later on progressing into an oceanic environment. We therefore suggest that the Juscelândia bimodal volcanism and sedimentation took place in an extensional setting representing the transition between continental rift and the opening of an ocean basin, during Mesoproterozoic times, around 1.27 Ga.

ISÓTOPOS ESTÁVEIS DE ROCHAS DE PALEOSSISTEMAS HIDROTERMAIS OCEÂNICOS MESOPROTEROZÓICOS DO GRUPO SERRA DO ITABERABA, SP

Pérez-Aguilar A., Juliani C., Monteiro L.V.S., Bettencourt J.S.

Instituto de Geociências – USP, Rua do Lago, 562, São Paulo, SP, 05508-900, Tel: 011-30913999 (aperez@usp.br)

A Formação basal Morro da Pedra Preta do Grupo Serra do Itaberaba (~ 1,6 Ga) é representada por uma seqüência meta-vulcanossedimentar com metabasitos de afinidade química N-MORB, à qual se sobrepõe a Formação Nhanguçu, constituída essencialmente por metapelitos ferro-manganesíferos. Este grupo foi metamorfoisado no grau médio, em regime barroviano. Na Formação Morro da Pedra Preta foram reconhecidas zonas de alteração propilítica, associadas a paleossistemas hidrotermais oceânicos, relacionadas à intrusão de corpos de andesitos, gerados em um sistema de retro- ou intra-arco que sucedeu ao estágio expansivo da evolução do Grupo Serra do Itaberaba.

O mapeamento detalhado das rochas hidrotermalizadas básicas, intermediárias e ácidas, tanto de origem ígnea como vulcanoclástica, associadas aos paleossistemas hidrotermais, permitiram a distinção de diferentes fácies de alteração, podendo ser separadas rochas incipientemente alteradas, da zona de transição, menos intensamente alteradas e mais intensamente alteradas. Associados às zonas de alteração hidrotermal são também encontrados granada-hornblenda anfíbolitos, cummingtonita-granada-clorita xistos, metaclorititos, marunditos (rochas formadas, em essência, por corindon + margarita ± rutilo ± muscovita ± plagioclásio ± turmalina), rochas potassificadas (biotíticas) e rochas carbonatizadas (metabasitos calciossilicáticos).

No conjunto dos metabasitos ígneos não alterados e alterados hidrotermalmente, os valores de $\delta^{18}\text{O}$ (SMOW) variam entre 5,9 e 11,8‰. Nas rochas metaintermediárias ígneas alteradas os valores de $\delta^{18}\text{O}$ variam entre 14,1 e 17,6‰ e na maioria das rochas metaintermediárias vulcanoclásticas alteradas entre 15,3 e 17,8‰. Observa-se um padrão de alteração semelhante àquele presente nas encaixantes situadas ao redor de zonas mineralizadas em sufetos maciços do *tipo Kuroko*, onde ocorre um enriquecimento progressivo nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ nas encaixantes e um empobrecimento progressivo das rochas em $\delta^{18}\text{O}$ em direção à zona mineralizada.

Estes dados indicam que houve preservação, pelo menos parcial, da assinatura isotópica original dos sistemas hidrotermais. As grandes anomalias positivas de $\delta^{18}\text{O}$ observadas refletem, possivelmente, uma longa duração destes sistemas hidrotermais oceânicos, e seriam, neste contexto, causadas pela descarga de fluidos quentes, provenientes de partes mais profundas do sistema hidrotermal, em ambiente semelhante ao observado nos campos atuais dos *white-smokers* de bacias de retro-arco. Neste contexto, as zonas de *black-smokers* podem corresponder aos meta-sedimentos metalíferos, especialmente os sulfetados, que ocorrem na interface entre as formações Morro da Pedra Preta e Nhanguçu, onde, potencialmente, podem ser encontrados depósitos de metais de base e de ouro.

CARACTERIZAÇÃO PRELIMINAR DA SEQUÊNCIA VULCÂNICA BÁSICA A INTERMEDIÁRIA AREINHAS, REGIÃO DE MONTE DO CARMO-TO

Quaresma E.C.¹ & Kotschoubey B.²

¹ Curso de Geologia / C G / UFPA (erikaquaresma@bol.com.br)

² Departamento de Geoquímica e Petrologia / CG / UFPA (basile@ufpa.br)

A cerca de 10 km a sudeste da cidade de Monte do Carmo (TO), no vale do rio Areinhas, aflora uma seqüência de rochas vulcânicas básicas a intermediárias, até agora não descrita. Com espessura estimada em várias centenas de metros, essas rochas apresentam, via de regra, uma intensa alteração hidrotermal. Normalmente maciços, os vulcanitos exibem localmente estiramento ou leve foliação, em resposta ao cisalhamento de direção geral NNE/SSW que afetou toda a região no final do Brasiliano. O contato com os quartzitos do Grupo Natividade, a NW, e com os arcósios com intercalações basálticas da Formação Monte do Carmo, a SE, é tectônico e se dá por falhas subverticais.

Os andesitos exibem coloração cinza e são afaníticos a microporfíricos. Ao microscópio mostram uma textura microgranular a microbrechóide (piroclástica ?) e eventual laminação. São compostos principalmente de plagioclásio sericitizado e actinolita, sendo K-feldspato, biotita alterada e quartzo subordinados. Clorita, epidoto, titanita e carbonato encontram-se em proporções variadas. Os baixos teores de SiO₂ (< 56 %) e os elevados teores de MgO (4,1 a 4,6 %) caracterizam estas rochas como próximas dos andesitos basálticos.

Os basaltos possuem cor esverdeada e são normalmente afaníticos ou faneríticos de granulação muito fina e exibem textura intergranular a intersertal. Tipos faneríticos de granulação média e porfíricos são raros. As rochas compõem-se de hornblenda, actinolita, plagioclásio sericitizado, clorita, epidoto, titanita e traços de quartzo. Nos tipos porfíricos os fenocristais são invariavelmente de anfibólio. Entre os basaltos foram identificados tipos subalcalinos e álcali-basaltos. Uma das rochas analisadas revelou um teor muito elevado de MgO (17,5 %), mostrando uma tendência picrítica. Contudo, a semelhança entre os padrões de distribuição dos ETR das diferentes rochas estudadas indica tratar-se de uma seqüência única.

O quimismo dessas rochas revela um quadro petrológico complexo. Os basaltos subalcalinos apresentam um caráter toleítico a cálcico-alcálico e uma eventual assinatura de assoalho oceânico. Os basaltos alcalinos apontam para um ambiente oceânico intraplaca. Os andesitos, por sua vez, apresentam caráter francamente cálcico-alcálico e orogênico. O ambiente geotectônico de formação dessa seqüência foi mais provavelmente de arco de ilhas ou de margem continental ativa. A subducção de placa oceânica é sugerida pelo enriquecimento em elementos incompatíveis móveis de todas as rochas analisadas. As assinaturas OFB ou intraplaca foram provavelmente herdadas da crosta oceânica. A alteração hidrotermal parece ter sido precoce e sub-aquosa.

Descarta-se, por ora, qualquer relação genética com o Grupo Natividade, formado em condições de *rift* intracontinental e com a Formação Monte do Carmo, depositada em ambiente de *rift* em via de oceanização e provavelmente mais recente. A seqüência Areinhas pode estar relacionada com as rochas vulcânicas ácidas da seqüência Fazenda Santa Rosa, que aflora amplamente a norte de Monte do Carmo. Datada do Paleoproterozóico, esta seqüência corresponderia a um magmatismo ácido de arco vulcânico e/ou margem continental ativa. Neste caso, a seqüência Areinhas, constituiria a base de um espesso pacote vulcânico orogênico, produto de subducção ocorrida durante o evento Transamazônico na borda oeste do Maciço Mediano de Goiás. Estudos petrológicos e geocronológicos em andamento deverão esclarecer melhor esta questão.

IDADES DE ROCHAS METAVULCÂNICAS FÉLSICAS DO SUDESTE DO ESCUDO DAS GUIANAS

Rosa-Costa L.T.¹, Macambira E.M.B. I, Vasquez M.L.¹, Lafon J.M. 3, Ricci P.S.F.¹

¹ CPRM-Serviço Geológico do Brasil, Belém (ltravassos@amazon.com.br)

³ Laboratório de Geologia Isotópica Pará-Iso, Centro de Geociências, UFPA

No sudeste do Escudo das Guianas foram individualizados (Ricci et al. 2001) terrenos tectônicos de idades arqueana (Terreno Antigo Cupixi-Tartarugal Grande - TACTG e Cinturão Jari - CJ) e paleoproterozóica (Orógeno Carecuru-Paru - OCP). Estes terrenos são articulados através de zonas de cisalhamento transcorrentes NW-SE, que controlam grandes cinturões de supracrustais, representados pelos grupos Vila Nova (limite entre CJ e TACTG) e Ipitanga (limite entre CJ e OCP). Adicionalmente, seqüências supracrustais similares, em conteúdo litológico e grau metamórfico, ocorrem como faixas alongadas, posicionadas em porções interiores aos terrenos tectônicos.

As seqüências metavulcano-sedimentares são constituídas essencialmente por rochas metavulcânicas, dominando as máficas sobre as ultramáficas e félsicas, e por rochas metassedimentares de origem químico-exalativa, principalmente formações ferríferas bandadas fácies óxido, e clástica, representadas por quartzitos e xistos metapelíticos e metapsamíticos. Estão metamorfasadas na transição xisto verde-anfibolito e apresentam, em sua maioria, foliação penetrativa, embora tipos menos deformados sejam registrados em menor proporção.

Duas rochas metavulcânicas félsicas foram datadas pelo método de evaporação de Pb em monocristais de zircão, no laboratório Pará-Iso, da UFPA. A primeira consiste em um metadacito com deformação incipiente, pertencente ao Grupo Vila Nova, localizado no limite entre dois terrenos arqueanos (CJ e TACTG). A segunda representa um metariolito milonitizado, posicionado no terreno paleoproterozóico OCP, entretanto, próximo a um núcleo granulítico arqueano, contido neste terreno, e ao seu limite com o CJ. No metadacito cinco cristais forneceram uma idade de 2050 ± 2 Ma (2σ) nas etapas de mais alta temperatura, a qual é interpretada como a idade mínima de cristalização do protólito ígneo. Um cristal apresentou um componente de Pb herdado com idade mínima de 2,11 Ga. No metariolito nove cristais de zircão foram analisados, fornecendo idades arqueanas (entre 2480 ± 11 Ma e 2618 ± 7 Ma) e paleoproterozóicas (2071 ± 15 Ma e 2151 ± 3 Ma), o que impossibilitou a determinação da idade de cristalização da rocha vulcânica. No entanto, admite-se que a cristalização desta rocha tenha ocorrido no Paleoproterozóico e as idades arqueanas podem ter sido produzidas por componentes de Pb herdado, visto a proximidade da seqüência com domínios arqueanos.

Seqüências metavulcano-sedimentares similares são descritas em diversos setores do Escudo das Guianas. Na porção setentrional do escudo, os dados geocronológicos disponíveis apontam para uma evolução paleoproterozóica, entre 2,1 e 2,2 Ga (Gibbs & Olszewski 1982, Gruau et al. 1985), durante a Orogenia Transamazônica. Entretanto, naquele setor, estas seqüências foram estabelecidas em embasamento conhecido paleoproterozóico, enquanto que na região enfocada neste estudo ocorrem também associadas a embasamento arqueano, a exemplo do Grupo Ipitanga, que apresenta idades modelo Sm/Nd entre 2,19 e 2,26 Ga (Faraco 1997). A idade Pb-Pb de 2,05 Ga obtida no metadacito do Grupo Vila Nova pode indicar uma evolução tardi-Transamazônica, ou, alternativamente, registrar um evento magmático mais jovem na região, vinculado apenas espacialmente àquela seqüência metavulcano-sedimentar.

EVOLUÇÃO TECTONO-TERMAL DAS ROCHAS METAVULCANO-SEDIMENTARES ENCAIXANTES DO GRANITO SERRA DO RABO, PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS

Sardinha A.S. & Barros C.E.M.

Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitóides, Núcleo PRONEX, Belém (sardinha@ufpa.br)

Na região da Serra do Rabo, situada próximo à extremidade leste da Falha Carajás, afloram rochas metavulcano-sedimentares, as quais são cortadas pelos granitos Serra do Rabo e Planalto. A idade U-Pb em zircão do Granito Serra do Rabo (GSR) é de $2743 \pm 1,6$ Ma (Sardinha et al. 2001).

Nas seqüências supracrustais predominam rochas metabásicas (RMB), às quais se intercalam formações ferríferas, metapelitos, metarenitos e quartzo-muscovita-xistos do Supergrupo Itacaiúnas (Docege 1988). Dentre as RMB foram individualizadas as seguintes texturas: 1) subofítica preservada; 2) transicional (textura subofítica com início do desenvolvimento de uma foliação); 3) nematoblástica (S1). Os tipos 2 e 3 são mais comuns nas proximidades do GSR. As rochas do tipo 1 apresentam associação mineral indicativa de metamorfismo de fácies xisto verde. Os cristais de clinopiroxênio originais ocorrem como pseudomorfos de actinolita. Isto indica que estas rochas foram inicialmente submetidas a metamorfismo (M0) estático, provavelmente do tipo submarino.

Nas rochas dos tipos 1 e 2 os anfibólios actinolíticos começam a apresentar bordas de hornblenda verde azulado, o que permite estabelecer uma fase de metamorfismo de contato (M1), ao qual está relacionado o desenvolvimento da foliação (S1) nas RMB próximas ao contato com o GSR. Isto evidencia os efeitos de metamorfismo termal provocado pelo GSR em suas rochas encaixantes. A presença desta xistosidade nestes locais poderia ser explicada pela colocação final do GSR, por meio de mecanismos de inchamento (*ballooning*). Isto seria uma resposta à criação de auréolas tectono-termais dúcteis (Barros et al. 2001) somados a esforços compressivos que atuaram na região entre 2,76 e 2,74 Ga (Pinheiro & Holdsworth 2000). O tamanho reduzido da auréola de contato reflete a pequena dimensão do GSR.

A presença de rochas metassedimentares com forte xistosidade subvertical, situadas entre os dois stocks do GSR, parece traduzir a somatória de esforços de inchamento dos dois corpos com esforços regionais de natureza compressiva atuantes naquele momento ($\sim 2,74$ Ga), confirmando a natureza sintectônica do GSR. O fato de as RMB terem sido metamorfisadas em condições de fácies xisto verde, previamente à colocação do GSR, sugere um comportamento inicial rúptil das rochas encaixantes. Isto poderia ser um critério para sugerir um nível raso de colocação do GSR.

Veios de anfibólio observados em RMB da auréola de contato poderiam ser explicados pelo desencadeamento de reações de desidratação durante o metamorfismo de contato (M1) sobre assembléias mineralógicas previamente hidratadas. Nestas condições, as reações de desidratação induziriam a produção contínua de fluidos, provocando aumentos da pressão de fluido, fraturamento hidráulico e venulação nas rochas supracrustais.

As características litológicas e a evolução tectono-termal das RMB encaixantes do GSR se assemelham muito àquelas das rochas encaixantes do Complexo Granítico Estrela, situado a noroeste do GSR. Isto sugere que estas rochas supracrustais pertençam à mesma unidade litoestratigráfica (Supergrupo Itacaiúnas). A evolução tectono-termal destas rochas comprova a importância dos granitos sintectônicos na história geológica arqueana da Província Mineral de Carajás.

MINERALIZAÇÕES AURÍFERAS RELACIONADAS A VULCANISMO EM PITANGUI, MG

Scarpelli W.

(wiscar@attglobal.net)

A 100 km a noroeste de Belo Horizonte, uma extensão do *greenstone* do Quadrilátero Ferrífero apresenta 4 centros de mineralização aurífera relacionados a um episódio de vulcanismo e situados ao longo de um lineamento de 5 km de extensão. Na área, a base do *greenstone* é formada por clorita-anfibólio xistos e níveis de formações ferríferas silicáticas, os quais estão capeados por anfibolitos, aparecendo no topo uma sequência de metapiroclásticas de granulação média cobertas lateralmente por metaturbiditos bandados. Considera-se que as piroclásticas formaram-se em ambiente de caldeira, sendo os turbiditos depositados nos flancos do edifício vulcânico. A sudoeste da área há uma intrusão de granito, possivelmente relacionada à mineralização. Estruturalmente, todos os corpos auríferos estendem-se em profundidade para leste-sudeste.

Em Pontal, a noroeste, a mineralização ocorre nas metapiroclásticas, que no local contém fragmentos de dacitos, de xistos e blocos de origem explosiva quase mono-minerálicos, de composição silícica ou de sulfetos. Nas zonas mais mineralizadas há feixes de fraturas subparalelas preenchidas por sílica e carbonatos finos em estrutura massiva, com 5 a 10% de pirita, arsenopirita e pirita, às vezes com massas de quartzo grosseiro, bertierita e antimônio nativo. As piroclásticas estão intensamente carbonatadas e apresentam disseminações de pirrotita, estando também silicificadas próximo aos trechos de maiores teores. Os setores melhor mineralizados ocupam área de 700 x 70 m.

Em Faina, a 1,5 km a sudeste de Pontal, a mineralização ocorre em anfibolitos, na forma de veios estruturados como filões-em-sela, concordantes com as dobras da encaixante. Os veios têm extensão máxima de 200 m, são bem bandados e são compostos por sílica, carbonato e arsenopirita, em granulação fina, ocorrendo também pirita e pirrotita. Os contatos dos veios com os anfibolitos são bruscos e os anfibolitos apresentam carbonatação apenas na zona de contato com os veios.

Em Satinoco, a 3 km a sudeste de Pontal, a mineralização formou delgados veios de quartzo e carbonatos finos, com arsenopirita, pirita e pirrotita, cortando anfibólio xistos e formações ferríferas silicáticas. Os veios em xistos lembram os de Pontal, mas de menores dimensões, enquanto que os em formação ferrífera são muito pequenos, de pouca expressão. A alteração hidrotermal carbonática é muito maior nos xistos que nas formações ferríferas.

Em Turmalina, a 4,5 km a sudeste de Pontal, a mineralização ocorre em metaturbiditos metamorfisados em quartzo-biotita-sericita xistos de granulação fina. Aparece como nível singelo de espessura métrica, contínuo por 500 m, rico em quartzo e arsenopirita, com pirita e pirrotita. Não há carbonatos nem qualquer sinal de alteração hidrotermal. A ausência de carbonatos sugere deposição a profundidades maiores de 200-300 m, abaixo das quais não há deposição de carbonatos em ambiente marinho. (O nome Turmalina vem de uma ocorrência de um veio de quartzo-turmalina independente da mineralização.)

As ocorrências são interpretadas como sendo aproximadamente contemporâneas entre si. Pontal tem características de mineralização epigenética hidrotermal vulcanogênica, na própria caldeira vulcânica. As soluções penetraram também pelas rochas da margem do vulcão, onde formaram os depósitos epigenéticos de Faina e Satinoco. Parte das soluções que chegaram à superfície formaram o depósito singenético sedimentar de Turmalina, em ambiente aquático aberto, a profundidades maiores que 300 m.

(Mais detalhes em *Auriferous mineralization at Pitangui, Minas Gerais*; C. Frizzo, V. Takai e W. Scarpelli, pag. 579-583 de *Brazil Gold'91*, ed. E.A. Ladeira, A.A. Balkema, 1991)

Tema 3

MAGMATISMO ASSOCIADO COM BACIAS
FANEROZÓICAS E SUA INFLUÊNCIA NOS
DEPÓSITOS MINERAIS E PETROLÍFEROS



INFLUÊNCIA DAS INTRUSÕES ÍGNEAS NOS FOLHELHOS DEVONIANOS DA BACIA DO AMAZONAS

Alves D.B.¹ & Rodrigues R.²

¹PETROBRAS/CENPES, Rio de Janeiro - RJ (daisy@cenpes.petrobras.com.br)

²UERJ, Rio de Janeiro (RJ).

Diversas mudanças mineralógicas são introduzidas nas rochas adjacentes a corpos ígneos intrusivos, em resposta ao gradiente térmico que se forma entre o magma aquecido e as rochas hospedeiras, relativamente frias, constituindo auréolas de metamorfismo de contato. A extensão deste fenômeno depende de diversos fatores: mineralogia das rochas encaixantes, espessura e temperatura da intrusiva, profundidade em que se deu a intrusão, composição dos fluidos disponíveis, entre outros. Os folhelhos devonianos da Bacia do Amazonas mostram auréolas metamórficas bem definidas, o que justificou o presente estudo.

Os folhelhos avaliados são provenientes das formações Maecuru (ambiente flúvio-deltaico), Ererê (nerítico), Barreirinha (marinho anóxico) e Curiri (glácio-marinho) da porção oriental da bacia (antiga Bacia do Baixo Amazonas). Foram empregadas amostras de testemunho e de calha provenientes de poços exploratórios perfurados na região pela PETROBRAS. Estes folhelhos foram analisados quanto à composição dos argilominerais da fração < 2µm, quanto ao teor de carbono orgânico total e o índice de coloração de esporos (ICE) (antigo índice de alteração térmica da matéria orgânica).

De um modo geral, os argilominerais identificados nestes folhelhos são: illita, interestratificados illita-esmectita, caulinita e clorita. A presença de interestratificados regulares (com mais de 65 % do componente illita) e os valores do ICE indicam que as rochas analisadas encontram-se dentro de estágio de maturação elevado, compatível com a presença de gás e condensado.

Apesar de estar presente em quantidades significativas em praticamente todos os folhelhos, a clorita não foi identificada na seção basal radioativa da Formação Barreirinha, a qual é caracterizada por teores mais elevados de carbono orgânico, e se constitui na melhor seqüência geradora de petróleo da bacia. O desaparecimento deste mineral nesta seção resulta da ação de processos sin-sedimentares associados ao fenômeno de anoxia, que promove a remobilização do ferro para a formação de pirita. Assim, promove um aumento concomitante dos teores da caulinita e do interestratificado illita-esmectita.

O calor emanado do corpo intrusivo promove a vaporização da água dos poros das rochas encaixantes ocasionando a sua desidratação e descarbonização, o que pôde ser visualizado pela diminuição progressiva dos teores de carbono orgânico e dos minerais expansivos nas proximidades dos corpos intrusivos. Ao mesmo tempo, observa-se a transformação gradativa da caulinita em pirofilita e dos interestratificados illita-esmectita em paragonita. Estima-se que a temperatura de formação da pirofilita seja da ordem de 300 °C, todavia sua formação depende de pressão parcial de água adequada. A paragonita seria formada a temperatura mais elevada, possivelmente em torno de 400 °C. A espessura da auréola de metamorfismo de contato é, pelo menos, equivalente à espessura dos corpos intrusivos. No entanto, estes valores são proporcionalmente maiores nos locais com maior densidade de intrusões.

SOLEIRAS DE DIABÁSIO DA BACIA DO SOLIMÕES

Alves D.B. ¹, Mizusaki A.M.P. ², Wanderley Filho J.R. ³

¹PETROBRAS/CENPES, Rio de Janeiro - RJ (daisy@cenpes.petrobras.com.br)

²IG-UFRGS, Porto Alegre - RS

³PETROBRAS/E&P-AM, Belém - PA

As rochas sedimentares permocarboníferas da Bacia do Solimões encontram-se intrudidas por diques e soleiras de rochas ígneas básicas de idade Neotriássica. Três grupos de soleiras espessas, de caráter hipoabissal, se destacam nas seções sísmicas e foram atravessados por poços exploratórios. Da base para o topo, estes grupos de soleiras foram denominados operacionalmente de: terceira, segunda e primeira soleiras. Sob os pontos de vista textural e composicional, as “soleiras” são formadas por diabásios, havendo predomínio de olivina-diabásios. A composição mineralógica inclui: plagioclásio, piroxênio (augita), anfibólio (tremolita, actinolita, hornblenda), olivina, biotita, epidoto, clorita, serpentina e opacos. Variações texturais observadas em amostras de testemunho indicam diferentes condições de resfriamento do magma. O conteúdo geoquímico dos elementos maiores, menores, traços e terras raras de amostras de calha evidencia a existência de zoneamento geoquímico ao longo da espessura de cada uma das três “soleiras”, possivelmente relacionado à distribuição do conteúdo mineral (tanto fases principais quanto acessórias) ao longo dos corpos ígneos.

Quanto ao teor de SiO₂, as rochas são básicas a intermediárias. Em relação ao teor de álcalis, são rochas de natureza toleítica a subalcalina. No diagrama do total de álcalis x sílica, os resultados se restringem aos campos dos basaltos e dos andesitos basálticos.

As características do contexto tectônico regional vigente não são bem diferenciadas por intermédio dos diagramas geoquímicos de discriminação tectonomagmática, indicando uma grande complexidade do comportamento das variáveis envolvidas. Nos diagramas Zr-Th-Nb e Th-Hf-Nb, as rochas analisadas foram classificadas como basaltos de margem de placa destrutiva. No diagrama Fe-Mg-Al, elas se distribuem pelos campos dos basaltos continentais e dos de cordilheira e fundo oceânico. No diagrama Ti-Mn-P, elas se estendem pelos campos dos basaltos de cordilheira meso-oceânica e dos toleitos de arco de ilha. No diagrama Nb-Zr-Y, elas se concentram no campo dos basaltos de arco vulcânico. Nos diagramas baseados no elemento Ti, os resultados analíticos separam-se em pelo menos dois domínios distintos, sugerindo variações composicionais na câmara magmática.

De um modo geral, as três “soleiras” possuem uma boa continuidade lateral ao longo da bacia, todavia podem mudar bruscamente de nível estratigráfico, ocasionando os “saltos de soleira” e dificultando a correlação dos diversos corpos quando se faz uso apenas dos perfis compostos dos poços e da sísmica. A 3a “soleira” pode ser individualizada através da magnitude dos teores absolutos de Cr e do seu padrão de distribuição ao longo da espessura, o que possibilita o seu rastreamento mais seguro. Visto o papel importante desta “soleira” na geração de hidrocarbonetos, tais resultados geoquímicos diminuem os riscos exploratórios na região.

**O METAMORFISMO DE CONTATO DE SOLEIRAS DE DIABÁSIO
EM FOLHELHOS DA FORMAÇÃO LONGÁ NA REGIÃO DE SÃO FÉLIX DO PIAUÍ,
BACIA DO PARNAÍBA, NORDESTE DO BRASIL**

*Barros C.E.M., Angélica R.S., Góes A.M., Pinheiro R.V.L., Truckenbrodt W., Sousa M.M.
Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará (cadu@ufpa.br)*

A região de São Félix do Piauí, nordeste do Estado do Piauí (Bacia do Parnaíba), tem sido palco de trabalhos de cartografia, no âmbito da disciplina Estágio de Campo I do Curso de Geologia da Universidade Federal do Pará.

Em uma área de aproximadamente 30 quilômetros quadrados afloram folhelhos da Formação Longá (Devoniano Superior-Carbonífero Inferior) e também arenitos e siltitos das formações Poti (Carbonífero Inferior) e Piauí (Carbonífero Superior). Os depósitos da Formação Longá ocorrem na parte sul da área em pacotes relativamente espessos (~ 35 metros) e caracterizam-se por coloração cinza escuro e pela presença de laminação plano-paralela bem desenvolvida, a qual mostra mergulhos subhorizontais. Esta laminação marcante dá à rocha uma boa fissibilidade. Níveis delgados e descontínuos de arenitos muito finos a silticos podem estar intercalados aos folhelhos apresentando acamamentos ondulado e lenticular. Estas rochas sedimentares são intrudidos por alguns diques de diabásio e por uma soleira de diabásio/gabro. Os diques apresentam direção preferencial NW, estando muito provavelmente controlados pelo Lineamento Marajó-Parnaíba (Góes et al. 1990). Pequena movimentação inversa parece ter ocorrido nas camadas de arenitos e folhelhos sotopostas à soleira de diabásio. Nas proximidades do contato com estas rochas sedimentares são identificados diabásios de granulação muito fina, ao passo que nas porções mais internas da soleira são vistos microgabros e gabros. A colocação de magma máfico de alta temperatura promoveu efeitos de metamorfismo de contato nos folhelhos da Formação Longá. Estes efeitos termais são representados pelo endurecimento da rocha e pela modificação da sua coloração, a qual passa de um cinza escuro para tonalidades de cinza claro ou bege. Estas transformações manifestam-se ao longo de uma espessura de 0,5-1,0 metros. Os folhelhos, nestas partes endurecidas, tornam-se menos porosos, mais compactos e conseqüentemente perdem sua fissibilidade. Na escala microscópica, os efeitos termais são representados pelo desenvolvimento localizado de finos agregados radiais de biotita. Em geral, a textura microscópica da rocha é relativamente bem preservada. Análises por difração de raios-X (Método do Pó), em rocha total, indicam a presença de quartzo, albíta e feldspato potássico, em proporções variáveis e, localmente clorita, ilita, flogopita e muscovita. O aquecimento de pacotes de folhelhos ricos em matéria orgânica merece no futuro ser investigado no que diz respeito à possível produção de gás natural. A presença de albíta em folhelhos situados em contatos com soleiras de diabásio/microgabro parece evidenciar processos hidrotermais. Na região de Pedro II (Piauí), em condições geológicas semelhantes, ocorrências de opala (Gomes 2002) se associam muitas vezes à albíta. Ainda que isoladas, ocorrências de opala na região de São Félix do Piauí (Lima & Leite 1978), pela semelhança do contexto geológico, merecem ser futuramente pesquisadas.

CORRÊNCIAS DE PETRÓLEO RELACIONADAS A ROCHAS MAGMÁTICAS FANEROZÓICAS

Eiras J.E.¹ & Wanderley Filho J.R.²

¹ UFPA/ANP (eiras@ufpa.br)

² PETROBRÁS

Durante muito tempo, a presença de rochas magmáticas no interior de bacias sedimentares foi vista como um empecilho à ocorrência de petróleo e à pesquisa petrolífera. Acreditava-se que as intrusões e extrusões de material magmático nas bacias sedimentares destruíam a matéria orgânica e o petróleo previamente gerado, além de obliterar os poros das rochas-reservatório. Acreditava-se também que a tectônica distensiva associada ao magmatismo abriria as trapas, causando remobilização e conseqüente perda do petróleo existente. Sabe-se que derrames de basalto e diques e soleiras de diabásio deterioram a qualidade das seções sísmicas porque causam perda do sinal, formação de múltiplas e divergência esférica, e podem prejudicar a interpretação dos dados pela formação de falsas estruturas devido ao efeito de *pull-up*. Por outro lado, os fatores positivos do magmatismo, em alguns casos, chegam a superar esses problemas. Estudos recentes têm mostrado que as rochas magmáticas podem ser favoráveis à ocorrência de petróleo. Elas podem contribuir como fonte extra de calor para geração de petróleo em bacias rasas e frias, ou como rochas-reservatório e selante, na ausência de elementos convencionais. Podem também ser úteis como marcos regionais na correlação estratigráfica e datação das rochas sedimentares, como nos casos das cinzas vulcânicas. Além disso, os terremotos associados aos eventos tectônicos distensivos que favorecem a ascensão do magma podem gerar correntes de turbidez para formar reservatórios turbidíticos ou formar dutos para a migração e trapas estruturais para o aprisionamento do petróleo. Vários exemplos mundiais vêm mostrando a importância das rochas magmáticas na geração e acumulação de petróleo e vêm ajudando em novas descobertas. A Bacia de Liaohe, um *rift* terciário situado na República Popular da China, contém cerca de 1.000 metros de derrames de basalto toleítico extrudidos em 4 episódios de atividade vulcânica e 12 fases de erupção, que atuam como rocha-reservatório e selante. O calor emanado desses corpos foi responsável pela geração precoce de petróleo nessa área. Na Bacia do Tacutu, na Guiana, houve produção inicial de 409 barris de óleo acumulado no basalto jurássico Apoteri. A Bacia de Neuquén, na Argentina, é rica em exemplos de petróleo associado a rochas magmáticas terciárias, com destaque para os campos de El Trapial, Loma las Yeguas e Chihuido de la Sierra Negra. O campo El Trapial é o segundo maior campo de óleo argentino. Produz atualmente cerca de 55.000 barris de óleo por dia e a produção acumulada em nove anos chega a 130 milhões de barris de óleo. A produção provém de arenitos cretáceos estruturados por diques e soleiras (lacólitos) de diabásio. Secundariamente, há acumulação de óleo nas próprias intrusivas fraturadas. No Brasil também há vários exemplos. Nos campos de Badejo e Linguado, situados na Bacia de Campos, há ocorrência de óleo em fraturas no basalto Cabiúnas. O volume de óleo equivalente *in place* é estimado em 68 milhões de barris. Há exemplos de capeamento de gás por diabásio no campo de Barra Bonita, Bacia do Paraná, e na área de Capinzal, Bacia do Parnaíba, bem como ocorrência de óleo no campo de Agulha, Bacia Potiguar, em turbiditos canalizados em meio aos derrames do basalto Macau. O exemplo brasileiro mais marcante dessa relação magmatismo-petróleo é o caso da Bacia do Solimões, onde hoje a Petrobras produz diariamente cerca de 57.000 barris de óleo e 6 milhões de metros cúbicos de gás. O resultado de uma modelagem geoquímica feita recentemente confirmou que a transformação da matéria orgânica em óleo e gás ocorreu devido ao efeito térmico do diabásio triássico Penatecaua. O volume *in place* de óleo equivalente é de quase 900 milhões de barris. Este exemplo talvez seja um caso único no mundo de quantidades tão grandes de petróleo formadas por efeito térmico de rochas magmáticas, mas novas descobertas poderão ocorrer.

RECONSTRUÇÃO PALEOMAGNÉTICA E A RELAÇÃO ENTRE A PROVÍNCIA MAGMÁTICA DO PARANÁ E A PLUMA DE TRISTÃO DA CUNHA

Ernesto M.

Departamento de Geofísica, IAG/USP; Rua do Matão 1226, 05508-090 São Paulo, SP, Brasil (marcia@iag.usp.br)

Reconstruções paleogeográficas baseadas em pólos paleomagnéticos obtidos da formação Serra Geral (Bacia do Paraná) e de outras rochas vulcânicas do Cretáceo Superior e Inferior da América do Sul demonstram que a pluma de Tristão da Cunha (TC), normalmente associada à gênese dos basaltos da Província Magmática do Paraná (PMP), localizava-se a cerca de 1000 km ao sul da Província, na época da erupção dos magmas (133-132 Ma). Mesmo considerando a pluma com diâmetro de 2000 km, como proposto na literatura, a PMP estaria fora da área de influência da pluma.

Assumindo o modelo de pluma móvel, no qual a pluma não representa um ponto fixo no manto, e considerando a zona de baixa velocidade, identificada na porção norte da PMP, como a pluma “fóssil” (~20° ao norte da atual localização de TC), a pluma teria migrado para sul a uma taxa de ~40 mm/ano, no intervalo 133-80 Ma, sem contudo, ter deixado seu traço norte-sul na borda da placa Sulamericana, como seria esperado. A partir de 80 Ma até o presente, a pluma teria permanecido fixa, deixando o traço correspondente às cadeias de Walvis e de Rio Grande, respectivamente, do lado africano e do lado sulamericano. Entretanto, a origem e o significado tectônico da elevação de Rio Grande é discutível, e não há consenso de que represente traço de pluma. Além do mais, na sua porção oeste, foi registrada a presença de rochas alcalinas eocênicas (47 Ma) sobrepostas ao basalto toleítico do assoalho oceânico com idade de 85 Ma. O traço mais antigo deixado por TC na crosta oceânica data de 113 Ma, próximo da plataforma continental africana, correspondendo ao início da construção de Walvis.

Observando-se os deslocamentos da placa Sulamericana desde o Jurássico, uma alternativa ao modelo de pluma do manto, como fonte de calor para formação da PMP, é apresentada com base nas anomalias de geóide e que refletem anomalias térmicas de longa duração identificadas no manto através de tomografia sísmica.

ASTHENOSPHERE REPLACING LITHOSPHERE AS SOURCE OF CENOZOIC ALKALINE BASALTS IN NORTHEASTERN BRAZIL

Hollanda M.H.B.M. ¹, Pimentel M.M. ¹, Oliveira D.C. ², Jardim de Sá E.F. ³

¹ Institute of Geosciences/University of Brasília - Brasília DF, 70910-900, Brazil (hollanda@unb.br)

² PETROBRAS/UN RN-CE/ATEX/ABIG - Natal RGN, 59064-100, Brazil

³ Department of Geology – CCET/Federal University of Rio Grande do Norte State - Natal RGN, 59072-970, Brazil

Sr and Nd isotopic compositions as well as trace element concentrations have been determined on a suite of tertiary alkaline basalts (Macau volcanism) from northeastern Brazil, with purpose of investigating their geochemical and isotopic characteristics and the nature of their mantle source(s). Such combined isotopic and geochemical study is instrumental to investigate the geodynamic evolution of the lithospheric mantle beneath a region which, perhaps, constitutes a unique geologic setting for understanding the petrogenesis of temporally distinct continental basalts in northeast Brazil.

Ca. 30 samples from plugs, necks and small occurrences of the Macau alkaline basalts were investigated for Sr and Nd isotopic compositions, and some them were selected for trace element analyses. As a whole, they are silica under-saturated, ranging from 39 to 49.7 % wt. Two distinct groups emerge from the major element compositions: the low-SiO₂ (tephrites) and high-SiO₂ (basanites and basalts) groups. They also differ in their Al, Mg, Ca, K and P oxide contents, which are higher in the low-SiO₂ basalts, except for Al₂O₃ and K₂O. All basalts are primitive (mg# 62-79, mostly ≥ 68).

General enrichment relative to chondrite in large ion lithophile (LIL), light rare-earth (LRE) and high field strength (HFS) element groups is conspicuous in all spidergram patterns. Differences in percentage of partial melting from a common source could explain the steeper sloping REE patterns for the low-SiO₂ (La/YbCN ca. 32 to 41) when compared with those for the high-SiO₂ (La/YbCN ca. 11 to 21) basalts. The HREE contents are quite uniform in the two groups (YbCN = 7.2 to 7.9), whereas LREE contents are reasonably variable (LaCN = 110 to 290), suggesting that fractionation is controlled by enrichment in LREE rather than depletion in HREE. REE modelling points that some samples were produced by low (~5 %) and others by high (10-20 %) degrees of partial melting of a metasomatically enriched garnet-bearing peridotite.

A prominent feature is the inverse correlation between initial ϵ Nd and ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, depicted by the scatter of the compositions along the mantle array. The ϵ Nd values exhibit variation from -4.4 to +4.7, values quite comparable to those from oceanic island basalts. The ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr range between 0.70571 and 0.70322.

Comparison of the Sr-Nd isotopic compositions of the alkaline basalts with those of mesozoic tholeiitic basalts occurring in the same region indicates that they likely shared the same enriched (EM) mantle source, which is believed to be lithospheric mantle modified by a EM-type component resulting from interaction between a delaminated, older lithosphere and either mantle plume or small-scale convection cells. Additionally, the Sr-Nd isotopic compositions clearly reflect a compositional continuum that extends largely from EM towards HIMU (and perhaps DM) compositions, suggesting a progressive decreasing of the effects of the lithospheric component with time. This one allow us to infer the effective replacing of a depleted (asthenospheric) component which must be younger than the pre-existing lithospheric source, accounting for the noteworthy anti-correlation between TDM model ages and ϵ Nd values.

MINERAIS DE INTERESSE GEMOLÓGICO EM ROCHAS VULCÂNICAS DO SUL DO BRASIL - FORMAÇÃO SERRA GERAL, BACIA DO PARANÁ

Juchem P.L.¹, Brum T.M.M.¹, Chodur N.L.², Frank H.T.³, Fischer A.C.¹

¹ Lab. Gemologia, Depto. de Mineralogia e Petrologia, IGEO/UFRGS (labogem@ufrgs.br)

² Departamento de Geologia, UFPR

³ Museu Luiz Englert, Depto. de Mineralogia e Petrologia, IGEO/UFRGS

Extensos depósitos de ágata e ametista em geodos nas rochas vulcânicas da Formação Serra Geral são conhecidos no Rio Grande do Sul desde o século XIX, estando esses minerais entre os primeiros materiais gemológicos exportados pelo Brasil. A exploração iniciou por volta de 1840 na região entre os municípios de Lajeado e Soledade, com grandes quantidades de ágata sendo enviadas à Alemanha, onde as jazidas se exauriam. Nessa região se instalaram as primeiras indústrias de beneficiamento de ágata e ametista, sendo hoje Soledade o maior centro de beneficiamento e comércio desses minerais no RS.

A jazida de ágata do município de Salto do Jacuí é considerada hoje a maior do planeta, ocupando uma área de aproximadamente 50 km² onde existem mais de 150 garimpos. Nessa região a topografia é sustentada por um derrame dacítico inalterado, ocorrendo geodos mineralizados em um derrame inferior, de composição basáltica a andesítica e totalmente alterado. Os geodos são arredondados a ovóides, com dimensões médias entre 20 e 50 cm, estando em geral totalmente preenchidos por ágata e/ou quartzo e opala (branca e azul). A ágata pode ocorrer na forma maciça (calcedônia) ou apresentar bandas paralelas e/ou concêntricas, além de exibir padrões complexos de deposição. Ao microscópio, observa-se que esse material é constituído de microcristais de quartzo fino e quartzo fibroso com alongação negativa. As cores mais comuns são o cinza, cinza azulado, azul claro, castanho, vermelho, branco e preto. Opala de fogo pode ocorrer nessa região, preenchendo fraturas em basaltos ou em geodos.

A principal jazida de ametista, considerada a maior do planeta nesse tipo de depósito, está situada na região N-NW do RS, denominada de Alto Uruguai, destacando-se os municípios de Planalto e Ametista do Sul como os maiores produtores. Em uma área de aproximadamente 300 km², existem mais de 350 garimpos onde os geodos mineralizados são extraídos de um basalto inalterado. A ametista ocorre associada a ágata e quartzo incolor preenchendo parcialmente geodos métricos com formas cilíndricas. Pode ocorrer quartzo róseo associado, além de calcita, gipsita (selenita) e barita como fases tardias, todos como minerais euédricos aproveitados economicamente como gemas ornamentais e de coleção. Rochas brechadas cimentadas por calcedônia e ágata, são denominadas no comércio de jaspe e utilizadas para confecção de objetos ornamentais.

No SW do PR, na região do município de Chopinzinho, estão sendo extraídos cristais de ametista de geodos decimétricos, que tratados termicamente produzem citrino de excelente qualidade. As características geológicas e mineralógicas desse depósito, semelhantes às do Alto Uruguai e ocorrências do mesmo tipo no W de SC, sugerem a existência de um extenso Distrito Mineral cuja origem pode estar relacionada a um mesmo evento geológico.

Exemplares de zeolitas (estilbita, mordenita, heulandita, escolecita, laumontita, epistilbita, chabasita, analcima, stellerita e levyna), associadas a apofilita e por vezes calcita e quartzo, ocorrem em cavidades em basaltos na região entre Morro Reuter e Santa Cruz do Sul, no RS. Ocorrências semelhantes são registradas em vulcânicas ácidas entre Canela e São Francisco de Paula, no RS e em Treze Tílias, em SC. São minerais de grande beleza e relativamente raros, ainda pouco conhecidos e explorados comercialmente.

MODELAMENTO SÍSMICO POR DIFERENÇAS FINITAS NUM MODELO REPRESENTATIVO DA GEOLOGIA DA BACIA DO SOLIMÕES

Lima C.C.A.¹, Garabito G.¹, Eiras J.F.²

¹ UFPA (charleslima@bol.com.br)

² UFPA/ANP (eiras@ufpa.br)

Muitas dificuldades são encontradas na exploração do petróleo da região amazônica, sendo as soleiras de diabásio, na maioria dos casos, uma importante vilã, embora já se conheçam reservas importantes de hidrocarbonetos onde o papel da ação de eventos magmáticos como o das soleiras foi crucial no processo de maturação da matéria orgânica. As soleiras de diabásio atingiram praticamente todas as nossas bacias fanerozóicas, com destaque para as bacias do Amazonas e Solimões, onde tal evento, registrado como penatecaua, é atribuído à abertura do Atlântico Equatorial no juro-triássico e foi responsável pela injeção de centenas de milhares de quilômetros cúbicos de material magmático nestas bacias. O fato de tais soleiras serem freqüentes na região amazônica dificulta a exploração sísmica, pois o diabásio perturba o sinal, gera múltiplas e divergência esférica, aumentando o risco exploratório nestas áreas. No presente trabalho será apresentado um modelamento geofísico utilizando-se da técnica de diferenças finitas, baseado numa seção sísmica 3D em tempo da PETROBRAS, localizada na Bacia do Solimões. Um modelo geológico em profundidade, interpretado da seção sísmica, dará suporte ao modelo geofísico. Como resultado, serão produzidos dados sísmicos com cobertura múltipla e dados sísmicos de poço, que serão utilizados para testar diferentes métodos de processamento sísmico visando obter um melhor imageamento das estruturas geológicas deste tipo de ambiente.

Ar – Ar GEOCHRONOLOGY OF VOLCANIC ROCKS OF THE CABO MAGMATIC PROVINCE (CMP) – PERNAMBUCO BASIN

Lima Filho M.L. ¹ & Szatmari P. ²

¹ LAGESE/DGEO (*mfff@ufpe.br*)

² PETROBRAS/CENPES

The Cabo Magmatic Province (CMP) is located in the Pernambuco Basin (Northeastern Brazil). This basin extending from the south of the Pernambuco Lineament to the Maragogi-Barreiros High, and has its origin and geologic history closely related to the latest tectonic efforts which resulted in the opening of the southern portion of the Atlantic Ocean and the consequent separation between South America and Africa. South of this lineament the Pernambuco Basin formed, with several individual small grabens within it.

Chiefly in Albian time an intense alkaline to intermediate volcanism affected the area. Dykes, plugs, sills and flows occur, whereas the rock types are represented by basalt, andesite, trachyte, rhyolites and the well-known Cabo de Santo Agostinho Granite. Ignimbrites and volcanoclastic are also frequently found. These rocks are called the Ipojuca Suite (Filho 1988).

The stratigraphic position of these igneous rocks are controversial. Isotopic ages (Rb/Sr or K/Ar) range from $135,0 \pm 0,7$ m.a (Legrand & Figueredo Filho 1979) to $89,4 \pm 11,8$ m.a (Gava et al. 1983). A other controversial is your genesis, i.e, Sial (1974) suggested the Ascension hot-spot, but some authors think that this processes could be related the Sta. Helena plume, that was under the present Cameroon Gulf between 100 and 120 m.a.

The data presented (Table 1) in this work led to conclude probably has a tectonic control in the volcanism distribution. Near the basin border faults (NE-SW) and Pernambuco Lineament (E-W), the volcanism is predominantly acid. While to center basin, it become basic to transicional. In subsurface is observed an acid assemblage in the base, than the top. The Cupe Basin have the yonger ages of the basin around 100,26 m.a (St. Aleixo Island) and 100,69 Basalt (Sibiró). The Piedade Graben have old ages around 102,91 m.a (Rhyolites Algodois); 102,06 (basalt Diamar) and 103.13 m.a (PPP trachyt).

Tabela 1 - New datas Ar-Ar of the CMP

Outcrop	Coordinates	Composition	Age (ma)
33	280550/9078815	Basalt	102,06+- 0,32
89	269490/9053900	Basalt	100,69 +- 0,57
117	272690/9067105	Ignimbrit	110,65 +- 1,25
195	285550/9075835	Granite	111,16 +- 1,27
196	285995/9081530	Trachyte	103,13 +- 0,63
197		Rhyolites	100,26 +- ,63

AS FONTES DO MANTO ENVOLVIDAS NA GÊNESE DAS ROCHAS BASÁLTICAS DA PROVÍNCIA MAGMÁTICA DO PARANÁ: IMPLICAÇÕES GEODINÂMICAS

Marques L.S.

Departamento de Geofísica, IAG/USP; Rua do Matão 1226, 05508-090 São Paulo, SP, Brasil (leila@iag.usp.br)

A Província Magmática do Paraná é constituída por uma grande sucessão de derrames e rochas intrusivas, que ocorrem como sills e diques, predominantemente de natureza básica e caracterizados por basaltos toleíticos e andesi-basaltos toleíticos. Datações $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ indicam que a fase principal da atividade ígnea extrusiva concentrou-se há cerca de 133-132 Ma, enquanto os episódios intrusivos correspondem às últimas manifestações do magmatismo, especialmente no que se refere à colocação dos enxames de diques de Ponta Grossa (131-129 Ma), Santos-Rio de Janeiro (133-129; 125-120 Ma) e Florianópolis (129-119 Ma).

As características geoquímicas e isotópicas dos derrames e diques toleíticos, com $\text{SiO}_2 < 55\%$ e $\text{MgO} > 4\%$, são muito distintas daquelas dos basaltos do tipo N-MORB e das rochas alcalinas primitivas de Tristão da Cunha, evidenciando que não houve uma participação significativa de manto astenosférico na gênese das rochas da Província Magmática do Paraná. Além disso, a similaridade geoquímica dos diques costeiros com os derrames, que são cerca de 10 Ma mais antigos, mostra que não houve uma mudança composicional significativa ao longo do tempo, conforme previsto nos modelos que propõem que o magmatismo é resultante da fusão de manto astenosférico empobrecido, causada por processos distensivos relacionados à abertura do Atlântico Sul.

Os dados geoquímicos e isotópicos dos derrames e diques indicam, no entanto, que o processo de fusão parcial ocorreu primordialmente em manto litosférico subcontinental. O envolvimento de uma fonte heterogênea enriquecida é requerido para explicar a regionalização geoquímica observada na Província Magmática do Paraná, onde rochas intrusivas e extrusivas com $\text{TiO}_2 < 2\%$ predominam na parte sul, enquanto aquelas com $\text{TiO}_2 \geq 2\%$ são mais abundantes na região norte.

A forte semelhança geoquímica e isotópica das rochas basálticas, contendo alto titânio, da Província Magmática do Paraná e das cadeias submarinas Walvis (sítio 525A) e Rio Grande (516F) indica o envolvimento de uma mesma fonte mantélica (componente EMI) na gênese desses basaltos. A participação do componente EMI na gênese de basaltos de certas ilhas e cadeias submarinas é interpretada como sendo fragmentos de manto subcontinental, desmembrados no processo de ruptura de continentes, os quais foram remobilizados em processos de fusão parcial posteriores.

CARACTERÍSTICAS PETROLÓGICAS DOS BASALTOS DA BORDA NORDESTE DA BACIA DO PARNAÍBA E SUAS RELAÇÕES COM FORMAÇÃO MOSQUITO

Martins G. ¹, Branco R.M.G.C. ¹, Castro D.L. ¹, Oliveira D.C. ²

¹ DG/UFC (guttenberg-martins@mailcity.com)

² PETROBRÁS/UN-RN/CE

A Bacia do Parnaíba reúne duas suítes de rochas basálticas: Formação Mosquito — derrames e diques de idade triássica a jurássica encontrados na porção ocidental da bacia (região de Porto Franco-MA); e Formação Sardinha — diques e *sills* de idade cretácica aflorantes na borda oriental da bacia. Recentemente foram reconhecidas novas ocorrências na borda nordeste da bacia: a) derrames basálticos localizados nas cidades de Esperantina, Luzilândia e Matias Olímpio (norte do Piauí), b) *Sills* máficos aflorantes nos arredores da cidade de D. Pedro II e c) os conjuntos de diques de direção NW-SE localizados entre as cidades de Campo Maior (PI) e José de Freitas (PI). Este artigo discute as principais características petroquímicas dos basaltos da borda nordeste da Bacia do Parnaíba como também enfatiza as possíveis correlações com outras rochas magmáticas mesozóicas da porção ocidental desta bacia. Em termos petrográficos, as amostras são classificadas como microgabros finos a grosseiros, levemente porfiríticos, portadoras de fenocristais e/ou microfenocristais de piroxênios (augita, augita sub-cálcica e pigeonita), plagioclásios (An₆₀₋₄₀) e minerais opacos (magnetita e ilmenita), e raros fenocristais de olivina. Em termos normativos, as amostras mostram uma evolução no campo dos basaltos toleíticos saturados com derivação tardia em baixas pressões (hiperstênio-basalto-quartzo-toleítico), refletindo uma extração de uma assembléia gabrótica. As amostras foram classificadas como basaltos toleíticos e andesi-basaltos (diagramas TAS e R1-R2) com marcante tendência à natureza toleítica. Analisando as variações químicas nota-se que o processo de diferenciação foi acompanhado pelo suave fracionamento de Sr. As variações entre elementos fortemente incompatíveis nos líquidos basálticos (p. ex., Zr/Rb, Zr/Nb, Zr/Y) indicam também que o processo de cristalização fracionada demonstra-se insuficiente para explicar os teores de elementos traços determinados nas amostras coletadas. Uma das características marcantes destas amostras é a similaridade dos teores de TiO₂, Zr e Rb com os basaltos da Formação Mosquito. Neste sentido, a correlação entre os teores de K₂O com a razão Rb/Sr para os basaltos estudados e os das formações Mosquito e Sardinha demonstra qualitativamente: 1) uma correlação positiva entre os conteúdos de K₂O e a razão Rb/Sr entre os basaltos de alto TiO₂, na qual as razões de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr não aumentam consideravelmente, indicando que a contaminação com materiais da crosta superior não afetou fortemente estas amostras; e 2) entre os basaltos de baixo TiO₂, as razões ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr crescem de 0,7065 a 0,7096 com aumento da razão Rb/Sr em patamares de K₂O em torno 1,2 % p.p., e mg# variando entre 0,52 a 0,64. A tendência observada sugere que o processo de contaminação crustal com materiais da crosta superior influenciou variavelmente nas características químicas e isotópicas destas amostras. Por fim, basaltos da borda nordeste da Bacia do Parnaíba constituem uma suíte vulcânica formada por produtos básicos a básicos evoluídos, submetido a uma extração gabrótica e afetados variavelmente por contaminação com materiais da crosta; e em termos petroquímicos, podem ser comparados com os basaltos empobrecidos em TiO₂ e em elementos incompatíveis da porção ocidental desta bacia (Formação Mosquito).

MAGMATISMO CRETÁCICO NA BACIA DE PERNAMBUCO, NE DO BRASIL

Nascimento M.A.L.^{1,2}, Souza Z.S.^{1,2,3}, Lima Filho M.F.⁴

¹ Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica – UFRN (marcos@geologia.ufrn.br)

² ANP/PRH-22

³ Pesquisador do CNPq

⁴ Pós-Graduação em Geociências (UFPE)

A Província Magmática do Cabo (PMC), situada no litoral sul de Pernambuco, de idade albiana-aptiana (100-110 Ma, Lima Filho 2001, Roteiro Excur., 8o Simp. Nac. Est. Tect., Recife) está relacionada ao estágio rifte da Bacia de Pernambuco (BP). A PMC consiste de traquitos, riolitos, rochas piroclásticas (ignimbritos e tufos), basaltos e álcali-feldspato granito (Granito do Cabo), ocorrendo como diques, derrames, soleiras, plugs ou corpos semi-circulares. Relações de campo e dados ⁴⁰Ar-³⁹Ar da literatura (Lima Filho 2001) mostram que as rochas magmáticas definem pulsos sucessivos, os mais antigos representados por ignimbritos e pelo Granito do Cabo (110 Ma), e os mais jovens por basaltos, traquitos e riolitos (103-100 Ma). A BP é composta pelas formações Cabo, basal (conglomerados, arenitos e folhelhos), Estiva (calcários e argilitos) e, no topo, Algodois (conglomerados, arenitos e folhelhos). Observações de contatos sugerem a contemporaneidade dos pulsos magmáticos mais antigos com as rochas sedimentares da Formação Cabo.

Os traquitos contêm fenocristais de feldspatos, imersos em uma matriz fina, com micrólitos de albita. Ocorrem, ainda, aegirina-augita, opacos, titanita, zircão e biotita. Os riolitos possuem fenocristais de quartzo e feldspatos, além de raros biotita, zircão, titanita e apatita. Petrograficamente, o Granito do Cabo assemelha-se aos riolitos, tendo ainda, riebeckita-arfvedsonita como máfico importante e abundante textura granofírica. Os ignimbritos têm textura eutaxítica, (alinhamento de fragmentos placóides de vidro vulcânico). Possuem fragmentos milimétricos de gnaisses e granitos do embasamento, além de basalto, riolito, biotita, plagioclásio, microclina, quartzo e zircão. Os basaltos portam micrólitos e fenocristais de plagioclásio e proporções subordinadas de augita, olivina, opacos e apatita.

Geoquimicamente, essas rochas são enriquecidas em álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > 8\%$), Zr (391 a 1350 ppm), Nb (105-382 ppm) e Y (49-757 ppm). A dispersão de Al_2O_3 , Fe_2O_3 e CaO sugerem que os traquitos-traquiandesitos, os riolitos e o Granito do Cabo seguem linhas de diferenciação distintas, apesar de os termos mais evoluídos (mais ricos em silício) de riolitos e do Granito do Cabo se superporem. Os três óxidos referidos, além de TiO_2 e P_2O_5 , decrescem com a diferenciação, sugerindo o fracionamento de plagioclásio, Ca-piroxênio, magnetita, titanita e apatita. Por outro lado, Na_2O e K_2O mostram um comportamento oposto, aumentando com a diferenciação nos traquitos-traquiandesitos e riolitos, refletindo o aumento em álcalis no final da diferenciação. Os elementos traços corroboram esta separação, e permitem confirmar evoluções petrogenéticas distintas de traquitos-traquiandesitos em comparação a riolitos e ao Granito do Cabo. Este último e os riolitos distinguem-se, a nível de detalhe, pelo comportamento compatível de Y, Nb e Th. Os ETR mostram-se enriquecidos nos termos leves (La_N/Yb_N de 4,69 a 58,41), com forte anomalia negativa de Eu nos ignimbritos, no Granito do Cabo e nos riolitos (Eu/Eu^* de 0,09 a 0,16).

O conjunto de características petrográficas e geoquímicas da PMC sugerem interpretá-la como proveniente de magmas alcalinos gerados na base da crosta inferior ou manto astenosférico e posicionados em alto nível crustal. A forma de ocorrência, as texturas microscópicas e os padrões de elementos terras raras das rochas estudadas são similares àqueles de suites magmáticas anorogênicas da Nigéria e do rifte do leste africano.

DINÂMICA DA INTERAÇÃO DE LAVAS E AREIAS - FORMAÇÃO SERRA GERAL - TORRES, RS, BRASIL

Petry K. ¹, Almeida D.P.M. ¹, Zerfass H. ², Danieli C. ¹

¹ Universidade do Vale do Rio dos Sinos (UNISINOS), Av. Unisinos, 950 - Cristo Rei - São Leopoldo - RS - Brasil
(petry@euler.unisinos.br)

² Universidade Federal do Rio Grande do Sul - UFRGS

O presente trabalho enfoca o contato entre derrames basálticos e arenitos intrápicos da base da Formação Serra Geral (ou, em parte, topo da Formação Botucatu), na região de Torres, Rio Grande do Sul. A Formação Serra Geral, topo da seqüência da Bacia do Paraná no sul do Brasil, representa um dos maiores eventos de vulcanismo fissural do mundo. Associados à ruptura do megacontinente de Gondwana e à formação do Oceano Atlântico, os derrames predominantemente basálticos que a constituem datam do Cretáceo Inferior. Estratigraficamente foi definida por White em 1908, sendo posicionada no então Grupo São Bento, que também incluía as formações Santa Maria e Botucatu, anteriores à Formação Serra Geral, e a Formação Caiuá, depositada sobre os derrames. A presença de lentes de arenito intertrápicas nos derrames sugere que as condições desérticas que deram origem aos arenitos eólicos da Formação Botucatu subjacente perduraram durante a extrusão das lavas, o que evidencia uma íntima relação entre estas duas unidades. Em uma tentativa de contribuir ao elucidamento desta relação, foi elaborada uma série de seções verticais, em uma área de pouco mais de 0,5 km², a fim de estabelecer as unidades ali presentes e suas relações espaciais e estratigráficas. Distinguiram-se três grandes unidades: derrames, arenitos e brechas. Os derrames, presentes em todas as seções, representam a litologia mais abundante, com pacotes que podem atingir mais de 20 metros de espessura. Em geral, são encontrados no topo dos morros, e nas porções inferiores somente quando há registro de mais de um derrame. Petrograficamente, são caracterizados por textura porfirítica com matriz ofítica a subofítica. Os fenocristais são de clinopiroxênio, plagioclásio e raros feldspatos alcalinos, que aparecem também como parte da matriz, junto com minerais opacos e vidro. O arenito aparece sob a forma de lentes não muito espessas (até 3 m) nos extremos norte e sul da área, além das ocorrências em diques clásticos. Trata-se de um arenito fino, bem selecionado, quartzoso com grãos de microclínio e plagioclásio, empacotamento normal a fechado e cimentado por óxido de ferro (precoce), sílica, albita e carbonato. Associados aos derrames, em suas porções mais centrais, os diques clásticos de arenito apresentam espessuras que variam desde alguns milímetros até cerca de 10 cm, e são bastante regulares, formando planos quase perfeitos. A única evidência de reação no contato do arenito com o basalto é uma pequena auréola (1 mm) de coloração mais escura, que não foi reconhecida microscopicamente. As brechas aparecem em praticamente todas as seções, sob a forma de camadas ou como bolsões, por vezes interligados por diques clásticos irregulares, dentro da rocha vulcânica do topo dos derrames; tem matriz arenítica formada por clastos de quartzo, microclínio e plagioclásio que se apresentam esféricos, arredondados e bem selecionados, unidos por contatos pontuais a flutuantes em um cimento de carbonato, podendo ocorrer *iron coating*, enquanto que os clastos de rocha vulcânica amigdaloidal presentes têm tamanho médio de cerca de 3 cm, são angulosos e com formas irregulares, estão totalmente alterados e, microscopicamente, identifica-se óxido de ferro, lâminas de plagioclásio e estruturas de fluxo. Ainda que não se perceba reação de fusão no contato, feições plásticas dentro da brecha e no contato desta com os derrames sugerem uma íntima relação destas unidades. Assim, propõe-se que a brecha representaria a frente dos derrames, onde houve a mistura da lava com a areia disponível. O arenito deposita-se sobre a brecha, por processos eólicos, tornando-se o responsável pelo preenchimento de disjunções nos basaltos (diques clásticos).

A SEQUENCIA VULCANO-SEDIMENTAR TERCIÁRIA DE BOA VISTA E AS MINAS DE BENTONITAS ASSOCIADAS

Petta R.A.¹ & Barbosa R.V.N.²

¹ Departamento de Geologia UFRN-Natal-RN (petta@geologia.ufrn.br)

² Geologia e Mineração CEFET/RN (rogerio@eol.com.br)

Recentemente foram estabelecidas na área da Bacia Vulcano-sedimentar de Boa Vista (PB) três novas características geológicas: (i) a ocorrência de uma unidade de fluxos basálticos cuja posição estratigráfica foi recentemente redefinida, implicando na descoberta de novas ocorrências de bentonitas, (ii) a classificação destes novos depósitos em dois tipos de associações e, (iii) estruturas de *pillow* lavas e *pillow* brechas e outras características vulcânicas bem preservadas, e pela primeira vez descritas no vulcanismo terciário do Nordeste de Brasil. Este artigo apresenta os resultados destas novas investigações geológicas, discutindo as implicações geo-econômicas depois da nova seqüência estratigráfica, dando ênfase aos aspectos da relação estratigráfica regional com os eventos vulcânicos da bacia.

A relação destes novos níveis de basaltos e seu ordenamento estratigráfico em relação à sucessão vulcano-sedimentar é muito importante, porque abaixo da unidade de basaltos, até então não se admitia a ocorrência de depósitos de bentonitas. A partir de pesquisas embasadas em uma extensa campanha de furos de sondagens e em correlações estratigráficas e reavaliação de jazidas “chaves” como Canudo, Bravo e Juá, novos depósitos de bentonita foram detectados em áreas já pesquisadas anteriormente, e apresentadas como negativas. Neste estudo discute-se a qualidade destes novos depósitos e suas implicações geo-econômicas, com a definição de parâmetros estabelecidos com base nas relações estruturais e geológicas, e que poderão ser utilizados tanto como guias para a localização de novos depósitos, como formas de uma melhor exploração dos que se encontram em exploração.

Foi proposta a divisão destes depósitos de acordo com seu tipo de substrato, classificando-os em “*Depósitos de substrato gnáissico-migmatítico*” (DSGM) para aqueles depositados diretamente sobre as rochas gnáissicas do embasamento, e “*Depósitos de substrato basáltico*” (DSB), para os depósitos que repousam sobre rochas basálticas terciárias. Os depósitos do tipo DSGM correspondem às cavas da região do Bravo, de Pedra de Fogo, e Pedra d’Água e sua seqüência inicia-se por sedimentos clásticos arenosos a conglomeráticos (base), sobreposto pelo pacote argiloso bentonítico, com espessura média de 5 metros, com exceção a cava do Bravo, onde a espessura chega a atingir mais de 30m. Os depósitos do tipo DSB são encontrados na parte leste da área da Mineração Lages, na área de Canudo e na área do Juá. Apresentam um substrato constituído por derrames de olivina-basalto intensamente alterado, vesicular, cinza azulado e com vesículas preenchidas por zeólitas ou calcitas. O pacote sedimentar às vezes inicia-se (base) por sedimentos clásticos arenosos e conglomeráticos passando bruscamente para argilas com tonalidade marrom, creme e esverdeada, maciça, homogênea, localmente porcelanizadas. Característica deste tipo de bacia são as camadas e lentes com expressiva continuidade lateral de sílex esbranquiçado. O pacote argiloso mostra espessura de até 21m ficando a média na faixa dos 5m. Em direção ao topo pode aparecer uma camada de até 4,5m de sedimentos clásticos arenosos a conglomeráticos. Sobreposto a estes sedimentos pode estar presente um derrame de basalto afanítico, com até 6m de espessura ou um grumossolo escuro com seixos e fragmentos de basalto, quartzo e sílex.

GEOQUÍMICA DO VULCANISMO BÁSICO TERCIÁRIO DA BACIA DE BOA VISTA (PB)

Petta R.A.¹, Barbosa R.V.N.², Campos T.F.C.¹

¹ Departamento de Geologia UFRN-Natal-RN (petta@geologia.ufrn.br)

² Geologia e Mineração CEFET/RN (rogerio@eol.com.br)

A área de estudo está localizada no estado da Paraíba, entre a sede do município de Boa Vista e os acidentes geográficos da Serra do Bravo e da Serra do Monte. No contexto geológico encontra-se inserida na Província Borborema, sobre a faixa dobrada Pajeú-Paraíba, mais especificamente na região denominada de Domínio da Zona Transversal (DZT). Esta formação vulcano-sedimentar, embora de caráter restrito foi sempre considerada como depositada em paleodepressões ligadas à deformação do embasamento, porém nossos estudos comprovaram que na realidade trata-se de pequenas bacias estruturadas sobre uma seqüência de pequenas falhas reativadas, constituindo um semi-graben segmentado, formado de pequenas sub-bacias, que se desenvolveram sobre uma antiga zona de cisalhamento de direção NE-SW. Novas observações permitiram identificar a ocorrência de dois eventos vulcânicos, ocorrendo no início e no final da seqüência Boa Vista, e que foram denominadas de *Unidade Basáltica Inferior* e *Unidade Basáltica Superior*.

O derrame de lavas da *Unidade Inferior* está parcialmente alterado, o que não permite um bom enfoque geoquímico. Ocorre em porções dispersas pela área, que só aparecem nas cavas mais profundas. As rochas da *Unidade Superior* formam uma extensa planície regional extravasando a área da Bacia e com maior comprimento segundo a direção E-W. Ocorrem sob a forma de rochas piroclásticas, intrusões, e derrames aéreos e sub-aquáticos. Pode ser classificada como um basalto olivínico vesicular, de granulação fina a finíssima. Nestes derrames foram descritos tipos efusivos, vítreos, afaníticos, comumente vesiculares a pumáceos, bem como variedades piroclásticas (lapilitos). Petrograficamente, o basalto superior apresenta-se com textura ofítica, microporfirítica, com micropórfiros de labradorita e olivina embebidos numa mesóstase formada por augita, apatita e magnetita. Os cristais de labradorita mostram-se entrecruzados por cristais intersticiais de olivina e augita. Aparecem ainda cristais de titano-magnetita, óxidos de ferro e algum vidro.

Toda a bacia é corta por diques doleríticos com a mesma composição petrográfica dos derrames basálticos. Estas feições subvulcânicas juntamente com outras evidências de campo observadas principalmente na encosta norte da Serra do Monte e em trincheiras abertas nas cavas das minas com ocorrência dos derrames basálticos, sugerem uma atividade vulcânica do tipo fissural em um ambiente que associa uma tectônica rúptil com a extrusão de lavas básicas, aliada a grande fluidez desse material.

No diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971) os basaltos das unidades inferior e superior distribuem-se ao longo da linha de evolução das rochas cálcio-alcalinas, enquanto os diques de dolerito caem no campo toleítico. Sucedendo o mesmo nos diagramas álcali total e $\text{FeO}_{\text{Total}}/\text{MgO}$ versus SiO_2 . A variação dos teores de Ti, Zr, Y, Nb e Sr destas rochas basálticas e doleríticas identifica-se com as dos basaltos intraplacas, considerando a classificação sugerida por Pearce & Cann (1973) e Pearce & Norry (1979). Geoquimicamente, estes dados correspondem com a situação geológica existente na Bacia de Boa Vista, isto é, a formação desta bacia deu-se em condições de um vulcanismo continental.

MINERALIZAÇÕES ASSOCIADAS A INTRUSÕES DE DIABÁSIO NA BACIA DO AMAZONAS

Rezende N.G.A.M. & Macambira E.A.B.
CPRM (nelio@cprm-be.gov.br)

Diversas ocorrências minerais registradas na Bacia Sedimentar do Amazonas estão diretamente vinculadas com soleiras e diques de diabásio que se intrudiram no Mesozóico. As mais conhecidas são as ocorrências de Pb, Zn e Ba, próximas à cidade de Alenquer; Pb, Zn, Cu e Ba, com anomalias de F e Ag no Igarapé Xituba, município de Aveiro e U, Mo e Terras Raras nas circunvizinhanças de Monte Alegre, todas no Pará. Nesses casos, antes que uma fonte de metais de interesse, o diabásio funcionou como agente de reconcentração, uma vez que durante seu *emplacement* provocou o rompimento do equilíbrio físico-químico do sistema encaixante, constituído por rochas sedimentares (calcários e folhelhos) enriquecidas nesses metais ou, até mesmo, portadoras de mineralização disseminada.

Em Alenquer, a concentração metálica ocorre no contato de diabásio com carbonatos da Formação Itaituba.

No Igarapé Xituba, a mineralização concentra-se em zonas de falhas e fraturas em soleira de diabásio encaixada na Formação Nova Olinda.

Em Monte Alegre, as mineralizações ocorrem em brechas de falhas que têm como encaixantes folhelhos pretos das formações Barreirinha e Ererê. Essas ocorrências já foram alvo de múltiplas avaliações para definir seu potencial de aproveitamento econômico. Uma integração de estudos de superfície, em poços e trincheiras, com estudos geoquímicos de amostras de calha de sondagens profundas (>3.000m), constataram o enriquecimento em U, Mo e terras raras nos folhelhos encaixantes e permitiram um modelamento do fenômeno da reconcentração metálica nas zonas de falhas. Embora com teores elevados, o volume de minério é pequeno e os corpos mineralizados descontínuos o que, aliado a uma complexidade mineralógica, praticamente inviabiliza atualmente sua exploração.

Há outros registros de sulfetos que também merecem referências. No Igarapé Salobre, na rodovia Transamazônica, há ocorrência de pirita, calcopirita e arsenopirita em brechas silicosas de zonas de falha. Na região do rio Tapajós, nas imediações da localidade de Monte Cristo, nas bacias dos igarapés Baixa Fria, Jacundá, Santa Clara, Açu e Batatal, foram registradas significativas anomalias geoquímicas de Pb, Zn, Ag, Cd, Mo, F, Au e U. Nesses prospectos tem-se soleiras de diabásio intrudidas nas formações Nova Olinda e Itaituba. Há, ainda, registros de até 1 ppm de Au em amostras do Diabásio Penatecaua, e 0,35 ppm desse metal em amostra de sedimentos de corrente de área que drena aquele corpo básico.

A ocorrência de pirofilita em subsuperfície, no flanco sul da bacia (poços 2-IB-1-PA, 2-BC-1 PA e 2-XU-1-PA, da Petrobras), na auréola de contato entre diabásio e folhelhos da Formação Barreirinha dá origem a inúmeros prospectos em áreas nas quais esse condicionamento geológico pode ser reproduzido nas faixas de afloramento. Esse contexto merece ainda ser investigado nas bacias do Parnaíba e do Paraná. Nessa última, com mais ênfase, por sua proximidade a pólos de maior desenvolvimento industrial.

O potencial aproveitamento de diabásio como rocha ornamental é outro campo a ser investigado. Estudos preliminares, com diabásio porfírico em amostras do flanco norte (Monte Alegre/PA), indicaram perspectivas nesse sentido. O uso como brita e como material de pavimentação são outras possibilidades econômicas.

IMPORTÂNCIA ESTRATIGRÁFICA E ECONÔMICA DO MAGMATISMO MESOZÓICO NA BACIA DO PARNAÍBA

Rezende N.G.A.M.¹, Costa M.L.¹, Angélica R.S.²

¹CPRM (nelior@amazon.com.br)

²UFPA

No Mesozóico, a Bacia do Parnaíba foi afetada por um magmatismo básico representado por inúmeras soleiras de diabásio e extensos derrames de basalto. Um ponto de focal importância desses magmatitos é sua contribuição ao ordenamento estratigráfico da seqüência mesozóica. O empilhamento tradicionalmente adotado para essa seqüência é algo como que um quebra-cabeça onde algumas peças não se encaixam direito. A ausência de registros fossilíferos na Formação Corda, na porção oeste da bacia, impossibilita uma correlação precisa entre esse segmento e arenitos fluviais e eólicos atribuídos a essa unidade na porção mais central da bacia. O empilhamento estratigráfico tradicional adota, então, como balizador principal, as relações espaciais entre os basaltos e os arenitos, mas assenta-se no equívoco de considerar a existência de dois eventos vulcânicos: um no Triássico (Formação Mosquito) e outro no Cretáceo Inferior (Formação Sardinha). Datações geocronológicas em mais de 50 amostras de basaltos e diabásios da bacia revelam que o magmatismo foi um evento intermitente que pulsou ao longo de pelo menos 100 milhões de anos (215 a 114 Ma.), a intervalos de até 10 milhões de anos. Um estudo sustentado em relações de campo e correlações com poços perfurados na prospecção de petróleo, além do conteúdo mineralógico diferenciado, indica que a Formação Corda, bem caracterizada na parte oeste da bacia, depositou-se sobre os últimos derrames de basalto, no Cretáceo Inferior. A seqüência fluvial e eólica, da porção central, lateralmente associada à Formação Pastos Bons, e intrudida por diabásios, é comprovadamente mais antiga e requer uma designação específica.

Mineralizações associadas a rochas básicas não-diferenciadas composicionalmente e intrudidas em seqüências sedimentares são bastante conhecidas na literatura geológica. Na Bacia do Parnaíba essa vinculação é bem patente em uma diversificada gama de registros. Em algumas dessas acumulações o potencial valor econômico reside na própria rocha, como é o caso de basaltos e diabásios para produção de brita, e dos basaltos contendo amígdalas preenchidas por zeolitas, calcita e calcedônia, oferecendo exemplares de rara beleza e cobiçados por colecionadores. Em outro contexto é sintomática a participação das intrusivas como agentes influenciadores de recursos minerais econômicos (exemplificado pelas importantes ocorrências de opala, e pelo aproveitamento na construção civil, em pisos e pavimentação de ruas, de arenitos “cozidos”) ou como promotores de reconcentrações metálicas, dando origem a ocorrência de sulfetos e barita. Os basaltos, como rocha-fonte de depósitos sedimentares, tiveram ainda influência direta na geração de zeolitas e de argilas passíveis de uso industrial como bentonitas. Exposições didáticas de zonas de extravasamento de basalto, cortando seqüências de arenito, podem ser exploradas em programas de geoturismo (ou ecoturismo), complementando os belos aspectos cênicos da paisagem na porção oeste da bacia. Os solos derivados da decomposição dessas rochas básicas constituem a “terra roxa” e são de boa fertilidade para uso agrícola. Espessos pacotes caulíníticos, de saprolitos de basalto, merecem ser investigados para emprego na indústria de cerâmica vermelha. Há referência a prováveis corpos kimberlíticos de idade mesozóica, responsáveis pela ocorrência de diamantes na bacia.

RESERVATÓRIOS NÃO-CONVENCIONAIS DE HIDROCARBONETOS – EXEMPLOS EM ROCHAS VULCÂNICAS

Roisenberg A.¹, Mizusaki A.M.P.¹, Borba A.W.²

¹Instituto de Geociências - UFRGS (ari.roisenberg@ufrgs.br)

²Programa de Pós-Graduação em Geociências - UFRGS

Rochas sedimentares são consideradas como os reservatórios convencionais de hidrocarbonetos. Rochas ígneas ou metamórficas podem se constituir em reservatórios não-convencionais de óleo e gás, caracterizados por porosidade e permeabilidade irregulares, resultantes de fraturas, clivagens e cavidades originadas por dissolução.

Em rochas vulcânicas, especialmente sob forma de derrames, juntas de contração, zonas vesiculadas e estruturas relacionadas a processos tectônicos de natureza rúptil podem se constituir num sistema permo-poroso localmente efetivo para processos de migração e armazenamento de hidrocarbonetos. Este fato se torna particularmente importante, pois os pacotes vulcânicos podem atingir espessuras da ordem de milhares de metros. Em corpos hipabissais, como soleiras e diques, onde a abertura destas estruturas pode ser menor devido à pressão de confinamento exercida pelas camadas sobrepostas, as juntas de contração podem apresentar uma potencialidade menor para armazenamento.

Além destas estruturas, zonas vesiculadas registradas tanto no topo como na base de derrames quando em contato com sedimentos úmidos e pouco consolidados podem se constituir igualmente em intervalos porosos com razoável potencial para o armazenamento de hidrocarbonetos. Deve-se ressaltar que, além da porosidade, estas zonas também possuem permeabilidade, em virtude da presença de uma rede de microfraturas interconectando as vesículas.

Um exemplo da ocorrência de hidrocarbonetos em reservatórios não-convencionais em rochas vulcânicas foi descrito por Mizusaki (1986) para o Campo de Badejo, Bacia de Campos (RJ). Os indícios de hidrocarbonetos associam-se a fraturas inclinadas (observadas em testemunhos de sondagem), cuja abertura permitiu o recobrimento de suas paredes por cristais euédricos de calcita com até 1 cm de diâmetro. Contribuem igualmente para a capacidade de armazenamento de óleo as zonas vesiculadas e a microporosidade presente na matriz vítrea dos basaltos.

Da mesma forma, os derrames basálticos da Formação Serra Geral (Cretáceo inferior, Bacia do Paraná) permitem a construção de modelos de reservatórios não-convencionais. Juntas de contração, fraturas tectônicas, zonas vesiculadas próximas ao contato com depósitos eólicos, arenitos intertrapas e diques alimentadores do vulcanismo são estruturas que facilitam a atuação dos mecanismos de migração e acumulação de hidrocarbonetos em pacotes de rochas vulcânicas.

Bibliografia

Mizusaki A.M.P. 1986. *Rochas ígneo-básicas do Neocomiano da Bacia de Campos – caracterização e comportamento como reservatório de hidrocarbonetos*. UFRJ, 104p. (Dissertação de Mestrado)

ARQUITETURA SÍSMICA E TIPOS PETROLÓGICOS DE ROCHAS ÍGNEAS DA BACIA DE SANTOS

Souza R.S.¹ & Cupertino J.A.²

¹ PETROBRAS/CENPES (schiffer@cenpes.petrobras.com.br)

² PETROBRAS/UN-EXP (jacgeo@petrobras.com.br)

A Bacia de Santos teve uma complexa evolução tectônica e magmática. Uma intensa atividade ígnea extrusiva e intrusiva afetou a bacia durante o Mesozóico e o Cenozóico, a exemplo do que ocorria na região emersa correspondente às regiões das serras Geral, do Mar e da Mantiqueira.

O presente trabalho é um estudo integrado sísmica-perfil-rocha cujo objetivo é mostrar que a geometria e a relação temporal dos refletores, o padrão dos perfis de radioatividade, resistividade e velocidade, e as características petrográficas das rochas ígneas intrabaciais são essenciais para o entendimento da natureza e dos processos geológicos associados com a sua formação. Além disso, a compreensão dos processos magmáticos intrabaciais são importantes para a calibração do modelo térmico e de geração e migração de petróleo.

A área de estudo situa-se na região centro-norte da Bacia de Santos, próxima ao Arco de Cabo Frio, limite geológico entre as bacias de Santos e Campos.

No intervalo entre o Cretáceo Superior e o Terciário dois grandes eventos magmáticos são reconhecidos: Cenomaniano (80/90 Ma) e Eoceno (40/60 Ma). O primeiro, toleítico a intermediário, forma pequenos derrames tabulares localizados enquanto que o mais recente, traquítico a alcalino, tende a ser mais explosivo, construindo cones vulcânicos visíveis na escala sísmica.

As linhas sísmicas mostram anomalias de amplitude com geometria tabular concordante com os refletores associados, que podem ser seguidas por distâncias que variam de 1 a 3 km. Algumas destas anomalias estão aparentemente conectadas a diques alimentadores, enquanto em outras não se identifica essa associação.

A análise petrográfica de amostras de calha das rochas representativas destas anomalias mostrou tratarem-se de rochas com textura e composição variadas. Esses intervalos são compostos por espessos pacotes de hialoclastitos, lavas extremamente vesiculadas, provavelmente extrusivas em um corpo de água relativamente raso (< 300 m de profundidade) ou por rochas ígneas basálticas de granulação média a grossa, hemi- a holocristalinos com textura microfanerítica, compostas por plagioclásio, anfibólio, piroxênio e minerais opacos. Fragmentos com matriz afanítica e com vesículas são raros. Rochas com granulação mais grossa podem indicar centro de derrames ou mesmo diques ou *sills* com características intrusivas.

Este estudo conclui que um estudo integrado envolvendo sísmica, análise de perfis e análises petrológicas é fundamental para o entendimento do modelo de evolução geológica da Bacia de Santos e dos processos magmáticos a ela associados.

GEOQUÍMICA DO VULCANISMO TERCIÁRIO NA BACIA DE BOA VISTA / PB

Souza Z.S.^{1,2,3}, Nascimento M.A.L.^{1,2}, Barbosa R.V.N.⁴

¹Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica / UFRN (zorano@geologia.ufrn.br)

²ANP / PRH-22

³Pesquisador do CNPq

⁴ Centro Federal de Educação Tecnológica / RN

A Bacia de Boa Vista (BBV), de idade Terciária, localiza-se 60 km a SW de Campina Grande (PB), no interior da Zona Transversal (ZT), e contém os principais depósitos de bentonita do Brasil. Nesta bacia, um pacote de pelitos finos (argilas bentoníticas, em parte fossilíferas – troncos de madeira silicificada) encontra-se sotoposto a arenitos médios a grossos, de ambiente fluvial, o conjunto intercalado entre duas seqüências vulcânicas. A mais antiga, na base do pacote sedimentar e contato direto com o embasamento precambriano, é representada por basaltos e traquitos alterados. As vulcânicas mais jovens, sobrepostas ao pacote sedimentar, compõem-se de basaltos maciços a almofadados (incluindo tipos brechados), e estendem-se por cerca de 10 km na direção leste – oeste, na borda norte do maciço granítico Serra do Monte.

Este trabalho refere-se a dados litogeoquímicos de 11 amostras de basaltos. Estes têm granulação fina a média, com matriz preservada ou fortemente palagonitizada, fenocristais de olivina (comumente com bordas de reabsorção), clinopiroxênio (augita) e plagioclásio. Podem mostrar texturas glomeroporfirítica, intersetal, subofítica, ramificada, pilotaxítica, hialofítica e variolítica (preenchimento de carbonato). No diagrama TAS, são rochas subalcalinas, pobres em K_2O , classificando-se como basaltos a andesitos basálticos. Possuem teores de SiO_2 de 50,2 a 53,3%, número de magnésio ($\#Mg$) = 50,5-60,2, total de álcalis entre 2,22-3,84 ($Na_2O/K_2O = 3,6-7,2$), TiO_2 (1,8-3,2%), e com espectros de elementos terras raras (ETR) enriquecidos nos termos leves ($La_N/Yb_N = 14-36$), praticamente sem anomalia de európio ($Eu/Eu^* = 0,89-1,04$) e com baixo Yb_N (1,2-5,1). Diagramas tipo Harker, considerando $\#Mg$ como índice de diferenciação, sugerem o fracionamento de plagioclásio, magnetita, olivina e clinopiroxênio.

Gráficos discriminantes envolvendo óxidos e elementos traços, e o modo de ocorrência dos mesmos, demonstram um ambiente continental para esses basaltos. Comparados a basaltos da região de Lages – Cerro Corá – São Tomé / RN, descritos na literatura, os basaltos de Boa Vista são mais saturados em sílica, classificando-se como ferro toleítos no diagrama catiônico de Jensen, via de regra contêm quartzo normativo (0,5 a 8,4%) e possuem menores valores de $\#Mg$, TiO_2 , P_2O_5 , Ba, Rb, Sr, Zr, Nb e Yb_N . Modelamentos de ETR sugerem um manto enriquecido, do tipo lherzolito com 3 a 6% de granada como fonte dos magmas basálticos de Boa Vista. O contexto geológico e tectônico de ocorrência destas rochas requer o enraizamento de zonas de cisalhamentos na ZT atingindo grandes profundidades no manto superior.

EVIDÊNCIAS DA PASSAGEM DA BACIA DE CAMPOS (RJ) POR SOBRE “HOT SPOT” E SUAS IMPLICAÇÕES NA EXPLORAÇÃO DE HIDROCARBONETOS

Thomaz Filho A., Cesero P., Leão J. G.

Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro – UERJ (thomaz@uerj.br)

Desde o final dos anos noventa, alguns docentes da Faculdade de Geologia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro têm proposto uma provável continuidade das manifestações de um mesmo *hot spot* entre o Alinhamento de Rochas Alcalinas Poços de Caldas-Cabo Frio (RJ) e a Cadeia Vitória-Trindade, esta já ao longo da crosta oceânica. Evidências geológicas, geomorfológicas e geocronológica foram analisadas para consubstanciar tal proposição. O movimento da placa sul-americana por sobre o “hot spot”, ao longo da trajetória de Poços de Caldas a Cabo-Frio, fez com que o *hot spot* chegasse ao limite leste do continente, ou seja, no litoral do Estado do Rio de Janeiro, no Eoceno. Nessa época, há registros da ocorrência de inúmeros eventos tectônicos e magmáticos que subsidiam uma provável rotação, no sentido horário, do continente sul-americano. Esse movimento teria deslocado as manifestações vulcânicas do *hot spot* de Cabo Frio (RJ) para o limite oeste da Cadeia Vitória-Trindade. Dentre esses registros podem ser citados: os importantes vulcanismos eocênicos da Plataforma de Cabo Frio e do Arquipélago de Abrolhos; a formação das bacias tafrogênicas do sudeste brasileiro; as pronunciadas discordâncias sedimentares eocênicas e/ou o magmatismo contemporâneo observados nas seqüências sedimentares das bacias marginais do sudeste brasileiro; a pronunciada inflexão para sudoeste do limite oeste da Cadeia Vitória-Trindade; e ao alinhamento, na direção nordeste, dos campos de petróleo da Bacia de Campos, ao longo de um caminho coincidente com o provável deslocamento do continente sul-americano por sobre o *hot spot*.

Mapeamentos mais recentes de anomalias gravimétricas do fundo oceânico e das áreas continentais adjacentes têm oferecido outras importantes evidências de que tal movimentação, no sentido horário do continente sul-americano, teria efetivamente ocorrido. Aqui se incluem: as pronunciadas inclinações para sudoeste das falhas transformantes do assoalho oceânico, na medida em que se aproximam da plataforma continental do sudeste brasileiro; e as direções, no sentido sudeste, das falhas de transferência identificadas nas bacias de Campos e Santos, diferenciando-as do sentido preferencialmente leste-oeste das falhas transformantes a elas associadas no início de sua formação. Na realidade, não há um alinhamento entre as zonas de transferência e as zonas de fraturas oceânicas e isso poderia ser explicado por uma rotação no sentido horário das falhas de transferência durante a tectônica eocênica.

Uma faixa de anomalias gravimétricas positivas, com 80 a 150 km de largura, encontra-se a aproximadamente 300 km afastada do litoral do Estado do Rio de Janeiro. Essa faixa se dispõe no sentido nordeste-sudoeste e coincide com as áreas que podem ser interpretadas como sendo de rochas vulcânicas.

O presente trabalho trás novas evidências da provável passagem de um *hot spot* por sob a Bacia de Campos. Sua trajetória coincide com o alinhamento nordeste dos campos de petróleo da bacia, o que teria ocorrido no Eoceno e, assim, contemporâneo com os processos de geração, migração e acumulação de petróleo na bacia.

ANOMALIAS TÉRMICAS REGIONAIS NO MANTO: FONTE DE CALOR PARA A GERAÇÃO DE PROVÍNCIAS MAGMÁTICAS

Ussami N. & Molina E.C.

Departamento de Geofísica do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da USP

(naomi@iag.usp.br)

Dados geoquímicos de grandes províncias basálticas, como a do Paraná por exemplo, estão em desacordo com a idéia de plumas geradas no manto inferior como fonte dos derrames. A questão que permanece aberta é a da fonte de calor capaz de produzir grandes quantidades de magmas pela fusão do manto litosférico.

Uma fonte alternativa para a geração de derrames basálticos continentais e magmatismo intraplaca recorrente pode ser inferida a partir de dados geofísicos do manto mais profundo, ou seja, a partir de evidências de uma anomalia térmica de longa duração no manto. Informações sobre atividade de pluma sob os pontos quentes (“hotspots”) têm sido investigadas utilizando dados sísmicos. Especialmente para o manto mais profundo, modelos de distribuição de velocidades baseados em dados de tomografia sísmica utilizando tanto ondas S como P tiveram a resolução global melhorada na última década.

Outra fonte de informação sobre o estado térmico do interior da Terra é o geóide. O modelo EGM96 tem resolução lateral de 50-60 km, expandindo-se o modelo até 360°. As anomalias do geóide residuais do Atlântico Sul, incluindo as placas litosféricas da América do Sul e África, mostram correlação com as mais importantes feições tectônicas e províncias magmáticas. Duas importantes anomalias positivas de grande comprimento de onda são observadas no Atlântico Sul. A primeira anomalia (anomalia 1) cruza a dorsal meso-oceânica na direção NW-SE e inclui os pontos quentes de Ascensão e Santa Helena bem como Walvis Ridge. A segunda anomalia (anomalia 2) estende-se do sul do Brasil à Elevação do Rio Grande e conecta-se com o sistema de dorsal da Antártica. A extensão destas anomalias indica que suas fontes estão localizadas no manto. Para melhor definir a profundidade da causa destas anomalias comparou-se o mapa do geóide com o modelo sísmico P1200. Estas duas anomalias do geóide têm correlação com uma região onde as anomalias de velocidades das ondas P se estendem de 165-210 km a 660-710 km de profundidade. Para regiões mais profundas, as anomalias de velocidade desaparecem. A reconstituição das paleoposições das placas da América do Sul e África mostra que a região da atual província magmática do Paraná encontrava-se entre 180 e 130 Ma sobre a atual posição das anomalias do geóide e de velocidade (anomalia 1) e a Elevação do Rio Grande, há 80 Ma atingiu a região onde hoje se encontra a anomalia 2 e permanece sobre ela desde então. A permanência da placa sobre estas regiões termicamente anômalas no manto, por longos períodos (> 30 Ma) pode ser a fonte de calor que produziu a fusão do manto litosférico nestas duas regiões.

REGISTRO GEOFÍSICO DOS EVENTOS MAGMÁTICOS DO CRETÁCEO SUPERIOR NA LITOSFERA DO SE DO BRASIL

*Vitorello I., Bologna M.S., Padilha A.L., Pádua M.B., Subba Rao P.B.V.
DGE-INPE-MCT (icaro@dge.inpe.br)*

Análises preliminares de dados de indução eletromagnética (métodos magnetotelúrico e GDS) coletados entre a borda nordeste da Bacia do Paraná, o sul do cráton do São Francisco e a costa Atlântica sugerem um importante controle do mecanismo de condução elétrica por processos associados aos eventos magmáticos que ocorreram nessa região, principalmente durante o Cretáceo Superior. As características geolétricas de longo período (maiores profundidades) indicam um acoplamento, pelo menos desde o Cretáceo e possivelmente desde o Proterozóico, entre a crosta inferior e o manto superior, os quais apresentam uma mesma direção preferencial NW-SE de condução elétrica. A interpretação sugerida é que essa direção marcaria, no Cretáceo, a difusão de prótons de hidrogênio na estrutura da olivina, preferencialmente ao longo do eixo [100] que estaria posicionado perpendicularmente a um evento colisional anterior (Transamazônico ?) de direção NE-SW. Dados de período mais curto mostram a presença de um importante condutor na crosta média, com forte anisotropia em direções que variam desde E-W na Borda da Bacia do Paraná, até NS no oeste e sudoeste do cráton do São Francisco. A condução estaria dominada pela direção de conexão elétrica de sólidos (grafite, sulfetos) e fluídos hipersalinos precipitados em fraturas e falhas reabertas por descompressão durante o soerguimento do Alto do Paranaíba. A direção E-W apresenta-se em posição oblíqua a direção da colisão anterior, porém, a direção NS coincide com um suposto rifte associado as lavas kamafugíticas da Formação Mata da Corda. Os dados também mostram regiões de grande condutância a grandes profundidades, coincidentes com a ocorrência, na superfície, dos complexos alcalinos-carbonatíticos. A presença de fortes condutores que se aproximam da superfície nessas regiões sugere que os mecanismos de condução seriam predominantemente geoquímicos, não estando necessariamente atrelados a algum resquício termal.

ARENITOS INTERTRÁPICOS; FORMAÇÃO BOTUCATU OU DEPÓSITOS SEDIMENTARES VULCANOGÊNICOS SERRA GERAL?

Wildner W., Lopes R.C., Freitas M.A.

Serviço Geológico do Brasil - CPRM, Porto Alegre, RS/Brasil (wwildner@portoweb.com.br)

A Bacia do Paraná, posicionada sobre a Plataforma Sul-Americana, recobre uma área de aproximadamente $1.6 \times 10^6 \text{Km}^2$. A evolução desta bacia pode ser entendida em quatro episódios evolutivos (Almeida, 1981), cada um característico de um ciclo tectono-sedimentar completo (Sloss, 1963). Os dois primeiros relacionados a sedimentação em uma bacia sinforme subsidente, e os dois últimos correspondendo a fases de soerguimento e extrusão de grande quantidade de lavas toleíticas relacionadas ao intumescimento da crosta. Cerca de 730.000km^2 da parcela brasileira desta Bacia estão recobertos pela Formação Botucatu e derrames relacionados ao Magmatismo Serra Geral, porção que atinge cerca de 1700m de espessura junto ao depocentro. Este período de evolução, iniciado por um importante evento tectônico no Cretácio Inferior (reativação extensional Wealdiana de Almeida, 1966) produziu uma espessa sucessão vulcânica intercalada a depósitos sedimentares, encerrada com a quebra do Gondwâna e abertura do Atlântico Sul, e que são o enfoque deste trabalho.

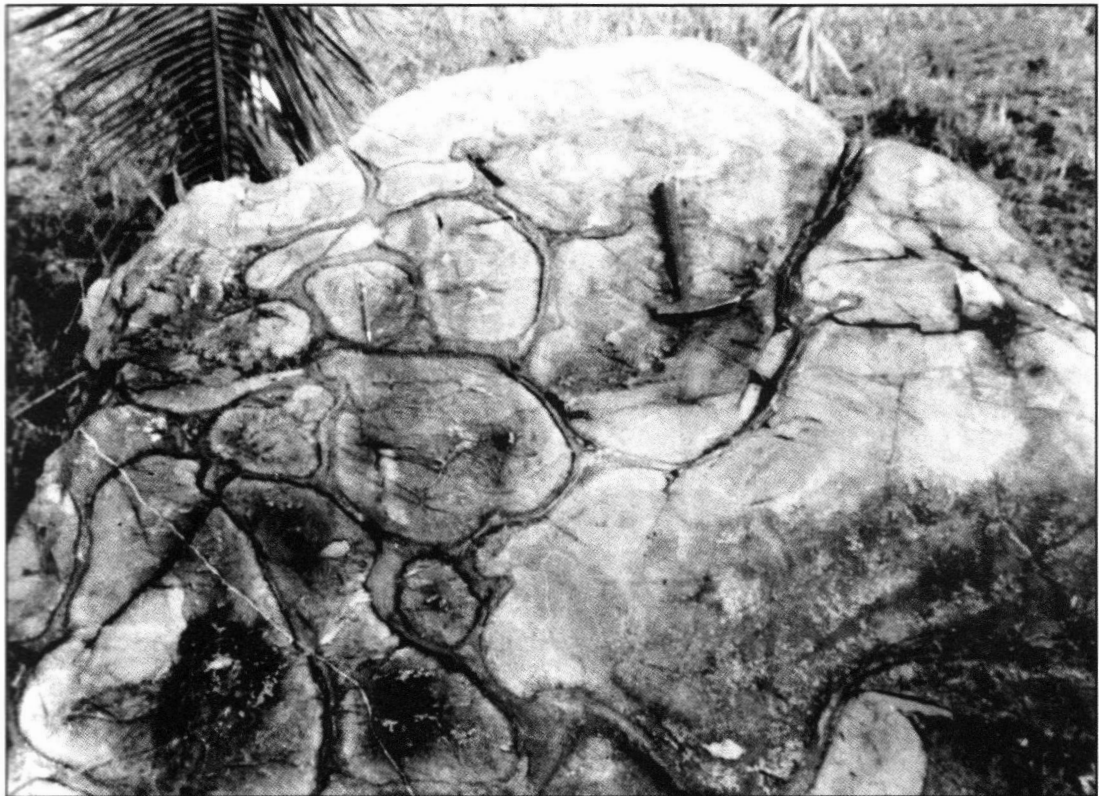
O conjunto Botucatu-Serra Geral posiciona-se entre duas discordâncias regionais, sendo denominado de Superseqüência Gondwânica III (Milani, 1997). O contato entre os arenitos e as lavas sobrepostas ocorre de forma transicional, onde o campo de dunas eólicas foi gradativamente soterrado pelos sucessivos derrames de lava, até que viu-se definitivamente finalizada a manutenção e desenvolvimento do sistema desértico (Scherer, 2002). Apesar do inquestionável encerramento do sistema eólico, identificam-se horizontes sedimentares métricos a decamétricos intercalados com a seqüência de lavas, caracterizando uma sedimentação vulcanogênica contemporânea ao magmatismo e desvinculada do sistema desértico recém encerrado.

A presença de interdigitações de unidades de basaltos com horizontes sedimentares desvinculados dos intertrápicos Botucatu, ocorre nas porções média a superior do vulcanismo Serra Geral. Os horizontes sedimentares ocupam irregularidade paleotopográficas geradas pela erosão da superfície dos derrames, desenvolvendo formas de canais, rugosidades e horizontes de paleossolo, com espessuras que variam entre 0,5m a cerca de 25 metro de espessura. Litologicamente encontram-se arenitos finos e siltitos avermelhados, que conformam finas camadas intercaladas a níveis conglomeráticos. Os litoclastos são arredondados, constituídos predominantemente por fragmentos de basaltos e/ou vidros vulcânicos, normalmente vesiculares e imersos em matriz fração areia., variam entre 0,5 a 10cm de diâmetro e desenvolvem um incipiente acamadamento gradacional, localmente identifica-se estratificação cruzada de pequeno porte. Provavelmente estes sedimentos vulcanogênicos estejam relacionados a depósitos de leques aluviais e fluviais.

As relações de campo envolvem episódios de alteração, erosão transporte, deposição e pedogênese sobre fluxos de lavas, estando localizadas em diferentes posições do pacote vulcânico, como na região de Várzea do Cedro onde identifica-se uma superfície erosiva entre os basaltos da base (Tipo Gramado) e os riodacitos de topo (Tipo Caxias), Iraí, São Miguel do Oeste, Cordilheira Alta, que variam sua posição entre espessuras de lava de 350 e 1400 metros. Estes horizontes de *não vulcanismo* podem auxiliar na interpretação do intervalo de tempo que separa sucessivos fluxos, na estimativa de duração do evento vulcânico, como suporte para dados geocronológicos, na definição da estratigrafia do Magmatismo Serra Geral, além de materializar hiatus significativos ocorridos durante tal evento.

Tema 4

ASSOCIAÇÕES ALCALINAS, LAMPROFÍRICAS E
KIMBERLÍTICAS E MINÉRIOS ASSOCIADOS



**INITIAL IMPACT OF THE TRINDADE PLUME, GOIÁS,
REVEALED BY SEISMIC TOMOGRAPHY?**

Assumpção M.¹, Escalante C.^{1,2}, Schimmel M.³

¹ *IAG - USP, Sao Paulo, Brazil (marcelo@iag.usp.br)*

² *Now at Dept. of Geological Sciences, Brown University, USA*

³ *CSIC, Barcelona, Spain*

The alkaline provinces of Iporá (IP), in Goiás, and Alto Paranaíba (APIP), which are some of the most voluminous mafic potassic provinces of the world, were emplaced into the Brasília belt around 90-80 Ma. Their origins are controversial. Some interpret these magmatisms as an end-stage of the Paraná basin volcanism, which was initially related to a possible (?) Tristan da Cunha superplume. On the other hand, reconstructions of plate motions suggest that, at ~85 Ma years ago, the location of Iporá Province coincided with the position of the present-day Trindade Plume. This coincidence led to the hypothesis that most (if not all) Late Cretaceous volcanism around the northern border of the Paraná basin was caused by the impact of a Trindade Plume beneath Iporá, but simultaneously affecting an area up to about 500 km radius including APIP. Our upper mantle seismic tomography results, using more than 7000 relative P-wave arrival times recorded at broadband stations deployed at 55 sites in SE and Central Brazil during 1992-2001, reveal the presence of a strong low-velocity anomaly beneath the Iporá Province at upper mantle depths (100 to 300 ? km) suggesting a fossil remnant of the Trindade Plume. Additionally, upper mantle seismic velocity anomalies at about 150-200 km depth, probably indicate variations of lithospheric thickness. Both IP and APIP areas have lower P-wave velocities which may indicate thinner lithosphere. This is in excellent agreement with earlier hypothesis that IP and APIP volcanisms were caused by the interaction of the Trindade plume head with the lithospheric mantle in areas of thinner lithosphere. Our results confirm the usual working hypothesis that plume material tends to deflect from thick cratonic roots and accumulate in areas of thinner lithosphere. This stresses the importance of pre-existing asthenosphere/lithosphere topography to understand intraplate volcanism.

(Work was supported by FAPESP and CNPq grants)

CARACTERÍSTICAS GERAIS DO QUIMISMO MINERAL ASSOCIADO AO MAGMATISMO KIMBERLÍTICO NA BACIA SEDIMENTAR DO PARNAÍBA

Castelo Branco R.M.G. ¹, Martins G. ², Oliveira D.C. ³, Castro D.L. ⁴

¹LGPSR/DEGEO/UFC (*mariano@ufc.br*)

²DEGEO/UFC

³PETROBRÁS E&P RNCR

⁴LGPSR/DEGEO/UFC

O Período Juro-cretácico na Bacia do Parnaíba foi caracterizado por uma importante atividade vulcânica. Estas manifestações estão representadas pelos derrames basálticos da Formação Mosquito e pelos corpos intrusivos da Formação Sardinha. Ainda neste período, pipes kimberlíticos foram posicionados na borda sul e no NW da Bacia, os quais foram cartografados com auxílio de produtos de sensoriamento remoto, levantamentos aerogeofísicos e de geofísica terrestre. As principais regiões de ocorrências destes corpos são Gilbués, Apicuns, Largo e Alto Turiaçu. Neste trabalho serão apresentados e discutidos de forma preliminar os dados de química mineral de brechas kimberlíticas e de nódulos de granada-peridotito de amostras de alguns corpos, como também sua forma de ocorrência. O magmatismo kimberlítico no domínio sedimentar em questão está representado por uma atividade em forma de chaminé ou pipe vulcânico que pode acontecer sob a forma de enxames. A dimensão das intrusões não ultrapassa 1,5 km, em superfície. Diferentemente de outros corpos kimberlíticos encontrados no mundo, aqueles da Bacia do Parnaíba são caracterizados por um forte estágio de alteração. No geral, tratam-se de brechas vulcânicas compostas de fragmentos arredondados, que foram classificados em essenciais, acessórios e esporádicos. Assim, entre os essenciais, são encontrados fragmentos alterados e serpentinizados de olivinas e piroxênios, granadas vermelhas, minerais opacos e micas. Os fragmentos acessórios são aqueles correspondentes a fragmentos diversos de rochas ultrabásicas alteradas, dispersos na matriz kimberlítica. Aos fragmentos esporádicos estão associados diversos minerais e litologias das rochas sedimentares encaixantes dos pipes. Os nódulos ultrabásicos presentes em algumas intrusões estão representados principalmente por peridotitos (Iherzolitos a granada) de textura granular e cizalhada, na qual a primeira variedade domina substancialmente. Em geral, estes xenólitos são constituídos de 5 fases (cpx, opx, ol, sp, gr) formando, exceto para a granada, agregados dispersos numa matriz escura. As granadas presentes nas brechas kimberlíticas são ricas em Mg e Cr, semelhantes a outras de origem análoga existentes no mundo. De modo similar aos piroxênios as granadas apresentam um trend do pólo Mg para Ca-Fe. São ricas em Mg e pobres em Ca, com uma ampla variação no conteúdo em FeO. Raramente, as granadas são ricas em CaO. Inúmeros diagramas de fases, de correlações e razões foram construídos para as fases minerais presentes nas brechas e nos nódulos peridotíticos. Os piroxênios analisados pertencem a uma suíte rica em Cr, poucos se situam no campo dos ortopiroxênios. As olivinas analisadas estão presentes sob a forma de cristais reliquiares e exclusivamente nos nódulos. Mostram uma importante variação na razão Mg#, inclusive mais elevada do que aquelas associadas ao manto primitivo. Os teores em Ca podem ser considerados elevados. Outras informações interpretativas permitem situar estas olivinas no campo das olivinas mantélicas. Os espinélios (Cr# vs Fe#) presentes estão situados nos campos típicos correspondentes aos kimberlitos e nódulos. É possível que os espinélios analisados representem uma variação de composição do manto litosférico nas regiões estudadas

TRAQUITOS PERALCALINOS SUBVULCÂNICOS NA ZONA TRANSVERSAL, PROVÍNCIA BORBOREMA, NE BRASIL: OS DIQUES MANAÍRA-PRINCESA IZABEL**Valderez Pinto Ferreira, Alcides Nóbrega Sial e Ricardo José Ribeiro Pessôa**NEG-LABISE, Depto. de Geologia, Universidade Federal de Pernambuco, C.P. 7852, Recife, PE, 50732-970. valderez@npd.ufpe.br

Entre as poucas ocorrências de diques de rochas alcalinas na província Borborema, nordeste do Brasil, destaca-se o enxame de diques na região entre Manaíra, Princesa Izabel e Tavares, no limite entre Pernambuco e Paraíba. O conjunto de diques é formado por mais de cinquenta traquitos e sienitos subvulcânicos, que afloram subparalelamente cruzando o limite proposto entre os terrenos tectonoestratigráficos Cachoeirinha-Salgueiro e Alto Pajeú. Os diques são estreitos, com cerca de 10 m de largura e comprimento variável alcançando até 2 km, orientados NE-SW paralelos às principais zonas de cisalhamento da região, localmente mostrando bandas estreitas (~1m) de metamorfismo de contato nas rochas encaixantes. São rochas que apresentam variedade textural e petrográfica muito grande, mas são mineralogicamente simples, consistindo de feldspato potássico e minerais máficos, entre eles aegirina e ferro richterita a richterita (que na maioria das vezes ocorre substituindo clinopiroxênio ao longo das margens ou clivagens e fraturas). São rochas saturadas em sílica, com susceptibilidade magnética baixa (média $0,22 \times 10^{-3}$ SI), potássicas a ultrapotássicas ($7,2 < K_2O < 12,1$), caracterizadas por Ba alto (2000-5800ppm), e razões La/Nb (1,3 a 5,4) muito altas, típicas de rochas ultrapotássicas máficas derivadas de manto enriquecido em elementos incompatíveis. Os valores de ϵNd para essas rochas são entre -1 a -4 e $T_{DM} = 1,38$ Ga, compatível com fusão parcial de uma fonte mantélica (ou crosta inferior) ligada ao evento de rifting para granitóides cálcio-alcalinos Brasileiros que intrudem o terreno Cachoeirinha-Salgueiro como proposto por diversos autores. O valor de δO^{18} em rocha total de um enclave máfico é baixo (+6,7%) compatível com valores mantélicos.

Valores de δO^{18} em rocha total determinados de valores em piroxênios são altos para rochas derivadas do manto, variando de +7,9 a +9,0‰ e aumentam de leste para oeste, sugerindo graus diferentes de contaminação com fluido de temperatura alta, compatível com o posicionamento em nível crustal alto no final do evento Brasileiro, quando os terrenos já se encontravam amalgamados.

GEOQUÍMICA ISOTÓPICA Sr-Nd-Pb E QUÍMICA MINERAL DE MINETE E OLIVINA MINETE DO COMPLEXO INTRUSIVO LAVRAS DO SUL, RS: REGISTROS DO MANTO LITOSFÉRICO METASSOMATIZADO

Gastal M.C.P.¹ & Lafon J.M.²

¹ Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica, IGEO/UFRGS (maria.gastal@ufrgs.br)

² Laboratório de Geologia Isotópica - CG/UFPA

Minete e olivina minete do Complexo Intrusivo Lavras do Sul-CILS são derivados do manto litosférico metassomatizado como revelado pelos dados geoquímicos de rocha (RT), minerais e isótopos de Sr-Nd-Pb. A composição de olivina e piroxênio de microxenólitos (1 mm a 2 cm) de glimeritos e clinopiroxenitos, presentes no ol-minete, corroboram tal hipótese. O ol-minete é uma rocha básica magnesian (Mg* 62), enquanto o minete é ultrabásico, menos magnesian (Mg* 53) e potássico. Os valores de Cr e Ni são elevados no ol-minete (440 e 240 ppm) e decrescem para o minete (190 e 90 ppm), de modo que as diferenças no conteúdo de sílica são atribuídas à abundância de flogopita. Ambos exibem conteúdos elevados de ETR, LIL e HFSE, anomalias negativas de Nb (La/N \approx 2-3) e razões isotópicas Sr-Nd-Pb similares, sendo o minete mais enriquecido em elementos incompatíveis-EI (Ba, Nb, Y, Th e ETRL). Os valores de TDM(Nd) e ϵ Nd(594 Ma) são muito similares ao de granitóides do CILS, respectivamente 1,4-1,5 Ga e -2 a -4, e as razões isotópicas (RT) $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ levemente mais elevadas (15,7 e 40-42). Em diagrama de correlação isotópica Sr-Nd, os minetes e granitóides do CILS formam trend desviado da linha mantélica, indicando a participação de dois componentes do manto na geração do complexo: um pobre em EI e com alta razão Sm/Nd, similar a uma fonte DMM de idade brasileira; e outro rico em EI, com baixa razão Sm/Nd e maior tempo de residência. O minete é composto por fenocristais de Cr-diopsídio (Mg* 85-88), Ti-flogopita rica em Ba (Mg* 80-83) e pseudomorfo de olivina, envoltos por matriz fina a microcristalina de composição feldspática. Comparados a resultados experimentais, os líquidos residuais equivaleriam a traquitos (T de 900° C-800 °C), passando a riolitos com o decréscimo da T (\leq 600 °C). A presença de bolsões mais evoluídos (vogesito e traquito), representando segregações de líquidos residuais, permite indicar que o magma minete equivale ao líquido parental de granitos alcalinos do CILS. No ol-minete, os fenocristais de olivina (Fo86-91) são abundantes, e a matriz hipohialina é composta por microfenocristais de Cr-diopsídio (Mg* 84-89), Ti-flogopita rica em Ba (Mg* 70-76) e olivina (Fo86-89). Os K_{ds}^{ol-liq} [Mg-Fe] para olivina (0,29-0,36), e a composição do Cr-diopsídio em equilíbrio com o líquido ol-minete indicam cristalização a P variáveis de 1 a 22 kbars e $T \approx$ 1300 °C. Macrocristais de olivina (Fo84-86), com textura protoclástica e baias de corrosão, diferem da olivina cognata pelos valores mais baixos de Ni, Mg, Ca, Al e Cr e elevados de Fe, o que sugere que representam xenocristais oriundos de peridotitos metassomatizados. Nos xenólitos, a composição da olivina é similar a de macrocristais, porém mais ferrosa (Fo77), enquanto clinopiroxênio e mica exibem composições diversificadas, com grãos intersticiais similares aos da rocha. Em grãos subédricos, predomina a augita (Mg* 81-89) com menor conteúdo de Cr, Ti e Al, e mais elevado de Fe e Mg, enquanto o diopsídio (Mg* 76-77), com valores elevados de Ti, Al e Fe e baixos de Cr e Mg, é mais restrito. Tais contrastes composicionais descartam que os xenólitos sejam cumulados, e indicam efeitos diversificados de fusão parcial (augita) e metassomatismo (diopsídio) em fragmentos heterogêneos do manto litosférico. No geral, as variações na composição da rocha e minerais dos dois tipos de minetes permitem relacioná-los geneticamente, e as diferenças seriam atribuídas a graus distintos de fusão parcial e/ou ao efeito de fracionamento polibárico. É possível sugerir também que os magmas relacionados à evolução do CILS derivaram de manto litosférico heterogêneo por mecanismos de fusão seletiva (*vein-plus-wall-rock melting mechanism*) e, neste caso, o magma ol-minete seria representativo de fusão parcial de porções metassomatizadas, no mínimo, da interface spinélio/granada lherzolito (\approx 20 kbars).

ON THE OCCURRENCE OF PEPERITE-LIKE ROCKS IN THE ÁGUAS EMENDADAS KAMAFUGITIC DIATREMES, GO, BRAZIL

Junqueira-Brod T.C. 1, Brod J.A. 2, Gaspar J.C. 2

¹ *UnB/CNPq (tcjbrod@unb.br)*

² *UnB*

Peperites are rocks formed by the interaction between hot magma and contemporaneous sediments. They are indicative of sedimentary processes occurring simultaneously to the magmatism. Such rocks are not easily found and identified in old volcanic successions.

Rocks composed of rounded quartz grains mixed with kamafugitic material are commonly associated with diatremes in the Águas Emendadas region. They occur mainly as lobes coming from the main magma body and entering the surrounding sandstone. The lobes are usually irregular in shape, but some tabular bodies lacking preferred orientation are also observed.

The sandstone, originally a redish to pink friable rock, acquires a mottled aspect, with fader patches, and is thermally affected by the magma injection, recrystallising close to the contact. The original planar bedding is lost and a breccia-like structure develops. Locally, pieces of kamafugitic breccia are found immersed in a matrix which resembles the original sandstone. However, a closer inspection under the microscope shows that such matrix consists of quartz grains cemented by devitrified kamafugitic glass.

Rarely, mixtures of glass and former sedimentary quartz are found as fragments within the diatreme breccias, mostly close to the limits of the intrusion. In this case they are normally darker than those found in the lobes and further enriched in the magmatic component.

The usage of the name peperite has been recommended in the genetic sense, i.e. to designate deposits formed by disintegration and mingling of hot magma with contemporaneous, unconsolidated or poorly consolidated, typically wet sediments. As such, the term would not strictly apply to the rocks described in this work, since they were produced by injection of Cretaceous kamafugitic magmas into sandstones belonging to the older (Paleozoic) Aquidauana Group. Despite the fact that the rocks involved are not coeval, all other features, both field and microscopic, conform to the descriptions of peperite elsewhere, and we believe that the mechanical processes involved in the genesis of peperite-like rocks from Águas Emendadas were similar to those leading to peperite genesis.

Regardless of strict nomenclature requirements, such peperite-like mixtures have not previously been reported from the region, but appear to be relatively common. Particularly, it should be noted that the occurrence of irregular lobes extending from the diatremes into the country sandstone implies that pressure within the conduit, at the time of emplacement, exceeded confining pressure. Ultimately, the pressure gradient, coupled with high country-rock porosity would have lead to the mechanical failure of the sandstone, and the mingling of the rapidly cooling, outward moving magma with individualised quartz sandgrains.

TEXTURAL EVIDENCE FOR MAGMA MIXING IN CRETACEOUS KAMAFUGITIC LAVAS, DYKES AND JUVENILE FRAGMENTS FROM SOUTHERN GOIÁS, BRAZIL

*Junqueira-Brod T.C.*¹, *Brod J.A.*², *Gaspar J.C.*²

¹ *UnB/CNPq (tcjbrod@unb.br)*

² *UnB*

In central Brazil, cretaceous kamafugites of the Southern Goiás Alkaline Province intrude both the precambrian basement and the phanerozoic sediments in the northeast margin of the Paraná Basin. The province is characterised by the dominance of plutonic bodies in the north, whilst the south is dominated by lavas, and the central portion is occupied mainly by diatremes.

Coherent volcanic rocks crop out as lava flows, dykes, plugs or as metric pockets inside the diatremes. They vary from aphanitic to strongly porphyritic, where the main phenocryst phases are diopside, olivine and subordinate leucite and phlogopite, immersed in a groundmass composed essentially of olivine, diopside, kalsilite, leucite, phlogopite, perovskite and titanomagnetite. These rocks have kamafugitic affinity and can be classified as mafurite or ugandite depending on the proportions of essential minerals. Vesicles of variable size, usually infilled by carbonate and zeolites, are very common, ranging from 0 to about 70 volume %. Juvenile fragments present in the diatreme breccias have the same petrographic characteristics as the coherent rocks.

A striking feature of these kamafugites is the regular presence, both in outcrop and in thin sections, of amoeboid inclusions of a darker rock-type. These vary in size from a few millimetres to centimetres, and have the same mineralogy as the host rock, but a finer grain size and higher modal abundance of pyroxene, olivine and perovskite microphenocrysts. Although the amoeboid shapes are the most common, elongate inclusions, patches or even stripes are also found, especially in juvenile fragments in diatremes, or in lavas and dykes showing significant flow orientation and banding. The inclusions provide compelling textural evidence for magma mixing events during the formation of both the coherent and pyroclastic kamafugites.

Cognate xenoliths in lavas and dykes range in size from millimetres to a few centimetres. They are normally much richer in phenocrysts than the enclosing lava and show different degrees of crystallinity. Cognate fragments are interpreted as having originated in the magma chamber, later remobilised by the ascending magma. They are comparable with autoliths, since they represent fragmented solid to semi-solid (crystal mush) material from the magma chamber. Xenoliths of cumulate alkaline rocks such as pyroxenites and dunites are also present

The occurrence of cognate fragments and the preserved magma mingling textures imply the existence of a relatively shallow magma chamber prior to the eruption. They also suggest that the magma mixing episodes happened shortly before emplacement of the diatremes, dykes and lavas. In fact, this may well be considered as a plausible triggering mechanism for magma disruption and diatreme formation.

O MAGMATISMO KAMAFUGÍTICO EM MAICURU E SEU AMBIENTE TECTÔNICO

Lemos R.L.¹ & Gaspar J.C.²

¹ Depto. Geoquímica e Petrologia - CG - UFPA (rlemos@ufpa.br)

² Depto. Mineralogia e Petrologia - IG - UnB

O Complexo de Maicuru está localizado no Cráton Amazônico, no limite das províncias Amazônia Central e Maroni-Itacaiunas e às proximidades da Bacia Paleozóica do Amazonas. Esse complexo acha-se encaixado em granitos e gnaisses dessas províncias.

Os dados de sondagem, petrográficos, químicos (minerais e rochas) e geocronológicos revelaram que o complexo é constituído, predominantemente, de clinopiroxenitos alcalinos (natureza kamafugítica) de idade Pré-cambriana superior (612 Ma). Mostraram, também, que pequenos corpos de carbonatitos e foscoritos, este último de ocorrência bem mais restrita, cortam esses clinopiroxenitos, principalmente na porção central do complexo, assim como os transformam metassomaticamente, às proximidades de seus contatos.

Foi possível definir a presença, em Maicuru, de duas variedades de clinopiroxenitos alcalinos. Um dos tipos denominado de clinopiroxenito a diopsídio (Cptd), mais abundante, apresenta uma granulação variando entre média e muito grossa. O outro tipo, designado de clinopiroxenito a diopsídio sódico (Cptds), aparece nos bordos do complexo, exibindo uma granulação de fina a média. Este último clinopiroxenito pode ocorrer, por vezes, associado com sienito. Ambos clinopiroxenitos alcalinos, em realidade, são constituídos por uma série de corpos, com formas não bem definidas, cortados por um grande número de diques, também de clinopiroxenito alcalino, do mesmo tipo dos corpos que eles cortam. Os testemunhos de sondagem não permitiram saber se os corpos, acima referidos, consistem de: 1) múltiplas intrusões (stocks) que ascenderam através de alguns condutos (um próximo ao outro); 2) múltiplas injeções através de um mesmo conduto, com cristalização a partir dos bordos do conduto, formando uma série de lentes e corpos concêntricos. Todos esses clinopiroxenitos exibem texturas indicativas de cristalização rápida e in situ a partir de magmas com moderado a alto sub-resfriamento.

O Complexo de Maicuru está situado na interseção da Falha Barreirinha com uma zona de fraqueza na crosta continental (geosutura), situada no limite das províncias Amazônia Central e Maroni-Itacaiunas. A falha Barreirinha faz parte do Sistema de Faturamento Jarí-Falsino, o qual corta uma grande extensão do Cráton Amazônico. Essas antigas zonas de fraquezas serviram como uma espécie de conduto para a periódica ascensão de magmas alcalino-ultramáficos.

A tectônica distensiva, que atuou no Cráton Amazônico, no final do Proterozóico, foi importante não só para gerar, no manto superior, o magma kamafugítico por fusão parcial (descompressão), como também em manter aberta as zonas de fraqueza, por onde esse magma ascendeu. Essa tectônica foi, igualmente, responsável pelo rifteamento do Cráton Amazônico, a partir do qual evoluiu a Bacia do Rio Amazonas. A atuação da tectônica distensiva propiciou a ascensão (alta velocidade) de magmas kamafugíticos através da crosta, que por sua vez cristalizaram rapidamente, em consequência da perda de voláteis (motivada por uma brusca mudança na velocidade de ascensão do magma) e/ou temperatura, formando assim as diversas intrusões (ou injeções) em Maicuru.

A idade do magmatismo kamafugítico em Maicuru (612 Ma), corresponde ao magmatismo que ocorreu no final do evento termotectônico Brasileiro, que vem sendo identificado em várias regiões do país. A presença de um corpo de piroxenito alcalino (Piroxenito Cuminá), recoberto discordantemente pelos sedimentos da Bacia do Amazonas, bem como as recentemente descritas ocorrências de rochas de filiação alcalino-ultramáfica potássica em Monte Alegre e Medicilândia, sugerem que o magmatismo alcalino-ultramáfico na Amazônia foi mais abrangente do que se conhecia.

FONÓLITOS E TRAQUITOS DO MUNICÍPIO DE POTIRAGUÁ, SUL DO ESTADO DA BAHIA

Menezes R.C.L.¹, Rosa M.L.S.¹, Conceição H.¹, Marques L.S.², Marinho M.M.¹

¹ IG-UFBA (menezesrita@hotmail.com)

² IAG-USP

A Província Alcalina do Sul do Estado da Bahia (PASEBA) é constituída por cerca de duas dezenas de maciços alcalinos e uma quantidade e variedade expressiva de diques alcalinos que testemunham os diferentes estágios de evolução dos magmas responsáveis pelo magmatismo da PASEBA. Esta província é correlacionada ao Neoproterozóico e os dados isotópicos Pb-Pb e U-Pb atualmente disponíveis (730-690 Ma) indicam que o início da colocação destes magmas alcalinos se processou antes da colisão brasileira Araçuaí, em um regime anorogênico em estrutura de rift.

No município de Potiraguá, localizado na parte sul da PASEBA, ocorrem vários stocks de nefelina-álcali-feldspato-sienitos e os maciços Nefelina-Sienítico Rio Pardo e Álcali-feldspato-Sienítico Araras. Os estudos realizados nesta região permitiram igualmente identificar a existência de rochas vulcânicas e subvulcânicas sob a forma de diques básicos, fonolíticos, tinguáticos e lamprofíricos. Este trabalho apresenta dados petrográficos e litogeoquímicos de diques diferenciados.

Diferentemente dos diques básicos que se encontram bem distribuídos no setor estudado, os diques alcalinos foram somente encontrados em duas regiões: a noroeste e nordeste da cidade de Potiraguá. Eles são corpos subverticais, intrusivos em rochas gnáissico-migmatíticas arqueanas, com espessuras não superiores a 6 m e que aparentemente têm suas colocações controladas pela direção NW-SE do sistema de falhas Planalto-Potiraguá. São rochas de cor cinza claro, afaníticas, com textura porfirítica marcada pela presença de fenocristais tabulares de specularita (até 3 cm), sanidina (até 2 mm) e aglomerados de fluorita roxa. A presença da hematita precoce é interpretada como resultado da alta fugacidade de oxigênio destes magmas. Ao exame microscópico identificou-se a presença de texturas traquítica e pilotáxica cuja direção da orientação coincide com a mudança da tonalidade observada macroscopicamente nas amostras, traduzindo a expressão do fluxo magmático. Na matriz afanítica existe, além dos micrólitos de feldspato alcalino e de óxidos, cristais tardios de cancrinita e pistacita.

As análises químicas obtidas nestas rochas revelaram a presença de diques fonolíticos e traquíticos, existindo predominância dos fonolíticos. Estas rochas apresentaram conteúdos de: SiO₂ entre 56 e 62%, Al₂O₃ entre 19 e 23%, Na₂O entre 3,7 e 10%, Na₂O/K₂O entre 0,4 e 2; Rb entre 34 e 248 ppm; Zr entre 133 e 2158 ppm; Nb entre 60 e 441 ppm; Hf < 8 e 45 ppm; F entre 140 e 1400 ppm, Cl entre < 20 e 306 ppm e CO₂ entre 0,3 e 0,1%.

As rochas fonolíticas apresentam conteúdos expressivos de nefelina normativa (16-19 %) podendo ser correlacionadas ao magmatismo responsável pelos stocks e maciços nefelina-sieníticos (p.ex. Rio Pardo), enquanto que os traquitos ao magmatismo álcali-feldspato-sienítico (p.ex. Araras). Os resultados obtidos nesta pesquisa indicam a presença de dois tipos de magmas alcalinos (subssaturado e supersaturado em SiO₂) presentes neste setor da PASEBA.

(Contribuição no 138 do Grupo de Petrologia Aplicada à Pesquisa Mineral, CPGG/UFBA)

VULCANISMO ANKARAMÍTICO NO PARQUE PALEONTOLÓGICO DE SÃO JOSÉ DE ITABORAÍ – ITABORAÍ – RJ – BRASIL: SUAS CARACTERÍSTICAS E POTENCIAL PARA INVESTIGAÇÕES CIÊNTÍFICAS

Nunes Júnior E. ¹ & Góes M.H.B. ²

¹ D.G./I.A./ UFRuralRJ (everaldonunes@yahoo.com.br)

² L.G.A./D.G./I.A./ UFRuralRJ (lga@ufrj.com.br)

O parque paleontológico de São José de Itaboraí, criado há pouco mais de seis anos, é uma área muito autêntica para fins científicos. Trata-se de uma bacia calcárea continental, inserida num dos compartimentos do *rift* continental do sudeste brasileiro, e estruturado localmente em hemi-gráben. Em seu preenchimento sedimentar, temos seqüências litoestratigráficas carbonáticas, de idades paleocênicas e seqüências terrígenas superiores pós-eocênicas, ambas preservam diferentes paleofaunas características da era Cenozóica. São associadas também, feições de cimentação hidrotermal, encontradas basicamente em duas regiões da bacia de Itaboraí: uma a Sul, na zona de falha de São José e a outra a norte, próximos ao derrame de lava ankaramítica. Foram marcantes na geohistória da bacia, a atuação de campos de paleotensões regionais, a partir da reativação de zonas de cisalhamentos pré-existentes do *rift* regional e afetados por paleotensões locais, através de extensões contemporâneas, geradoras de microfalhas direcionais que afetam o preenchimento da bacia. Não sendo bastante, em sua evolução, uma gama de fatores neo-tectônicos estão associados. Começando pelas manifestações magmáticas alcalinas regionais anteriores (Cretáceo Superior) plutônicas e vulcânicas características desse segmento regional do gráben da Guanabara, e atuações concomitantes ao preenchimento da bacia (Paleoceno ao Eoceno). Fazem parte da história neotectônica local, a presença notável do vulcanismo ankaramítico, relacionados a uma fase extensiva, eocênica. Devido a eventos de resurgência no local, desse magmatismo básico-alcalino regional, fato consolidado, pelo derrame ankaramítico, sob a forma de lavas almofadadas, datados de 52 Ma (Riccomini & Rodrigues Francisco 1992). Essas estruturas tem a forma de “travessieiros” ou elipses, que são encontradas de formas isoladas ou coalescentes formando uma estrutura semelhante a “cachos de uvas”. As ocorrências na forma de almofadas, se dispõem internamente de forma fibro-radiada, ou então somente as partes mais externas das almofadas tem essa configuração (Klein & Valença 1984). Seu dique alimentador é visível e apresenta direção N45°E, extensão de 150 m comprimento por 10 m de largura. Sua situação estratigráfica quanto a discordância que separa as seqüências paleocênicas com a seqüência terrígena superior ainda não foram devidamente comprovadas. A importância científica dos efeitos do vulcanismo ankaramítico, nos depósitos da bacia relativa ao parque paleontológico de São José de Itaboraí, são representados por implicações de ordens: estruturais, sedimentares, paleontológicas. O primeiro é confirmado pelos altos mergulhos das camadas, sendo resultados de movimentações rápidas de blocos, relacionados com imposições das câmaras magmáticas e aos espasmos efusivos observados. O segundo pelos seus efeitos nos sedimentos, podem ser observados pelo enegrecimento dos calcários cinzas das encaixantes e silicificação nestes sedimentos. E o terceiro efeito relaciona-se a presença da carbonização de restos vegetais, localizados nos sedimentos.

O conjunto diversificado e complexo de estruturas (falhas, fraturas transversais, muitas vezes preenchidas por brechas e silicificações), são persistentes na bacia de Itaboraí e revelam o resultado da predominância de esforços tectônicos direcionais (*strike-slip*), esse é afirmado, pela zona de cisalhamento principal (falha de São José), pela forma elíptica da bacia, e sua estruturação em hemi-gráben. A conjuntura de caracteres apresentados, consolidam a referida área com de alto potencial científico e de importância mundial.

DIQUES E ENCLAVES LAMPROFÍRICOS ASSOCIADOS AO MACIÇO SIENÍTICO CARA SUJA (SW-BAHIA)

Paim M.M.¹, Plá Cid J.², Rosa M.L.S.¹, Conceição H.¹, Nardi L.V.S.²

¹ IG-UFBA

² IG-UFRGS (*herbet@cpgg.ufba.br*)

A associação entre sienitos e lamprófiro tem se mostrado freqüente e vários exemplos têm sido descritos desde o Arqueano até Fanerozóico, sendo normalmente relacionadas a terrenos portadores de mineralizações de Au e Cu. No Brasil são descritos minettes neoproterozóicos associados a sienitos nas regiões Sul e Sudeste, e no Estado da Bahia os lamprófiro estão associados a intrusões sieníticas alcalino-potássicas colocadas após o pico da orogenia transamazônica (2.150 Ma). Em todos estes corpos, sienitos e lamprófiro têm sido considerados co-magmáticos. Este estudo trata dos diques e dos enclaves lamprofíricos presentes no Maciço Sienítico Cara Suja (MSCS), que se localiza na região sudoeste do Estado da Bahia. O MSCS é constituído por álcali-feldspato-sienitos, quartzo-sienitos, granitos e uma grande variedade de diques e enclaves. Os diques de lamprófiro são corpos com grande continuidade lateral e com pequenas espessuras (< 50 cm) e encontram-se localizados preferencialmente nas bordas do maciço ou intrusivos nos metassedimentos da seqüência greenstone encaixante. Estes minettes têm grandes fenocristais de biotita, glômeros de anfibólio, biotita e apatita imersos numa matriz fina e rica em feldspato alcalino, apatita acicular, anfibólio, micas e óxidos. Eventualmente ocorrem xenocristais arredondados de feldspato alcalino. Alguns diques com quantidades expressivas de xenocristais de feldspato dos sienitos encaixantes são considerados produtos híbridos. Os enclaves máficos porfiríticos e de granulação fina ocorrem aleatoriamente distribuídos no interior do MSCS. Eles exibem formas redondas ou elípticas (até 1m de diâmetro) e encontram-se orientados segundo a direção de fluxo magmático. O quimismo dos minerais máficos dos diques e dos enclaves são similares e exibem evidências das mesmas condições de re-equilíbrio oxidante. Os anfibólios são Mg-hornblendas pobres em Al e Ti e têm sua formação a partir da desestabilização do clinopiroxênio. As micas são Mg-biotitas e flogopitas ricas em F. As evoluções químicas apresentadas para os minerais máficos dos diques e enclaves se alinham com aquela desenhada pelos minerais dos sienitos, indicando cogeneticidade entre estes diferentes tipos de rochas. Os minettes e enclaves lamprofíricos são rochas básicas a intermediárias (52 a 58 % SiO₂) e seus conteúdos de Cr e Ni são variáveis (até 300 ppm e 175 ppm, respectivamente) são menores que os usuais descritos para minettes. Os diferentes diagramas litogeoquímicos confeccionados apontam que estas rochas constituem os membros menos diferenciados de uma evolução continua que inclui os sienitos e granitos do MSCS. Estes lamprófiro têm os maiores conteúdos de Ba do MSCS e apresentam as maiores razões K₂O/Na₂O que se correlacionam positivamente ao conteúdo de MgO. A cogeneticidade entre os lamprófiro e os sienitos é igualmente sugerida pelos paralelismos dos espectros observados em diagramas multielementares (ETR e Spiderdiagramas). Nos spiderdiagramas são constantes os vales pronunciados em Nb, Ti e P indicando tratar-se de magma orogênico. Os dados petrográfico e o quimismo dos minerais e rochas apontam para a hipótese de que um magma de natureza lamprofírica (minette) seja o responsável pela geração das diferentes litologias encontradas do MSCS. Os modelamentos litogeoquímicos realizados mostram ser possível produzir, a partir de composições próximas aos dos minettes analisados, os sienitos (fracionando principalmente biotita + clinopiroxênio) e, posteriormente, os granitos (num fracionamento dominado pelo feldspato alcalino + hornblenda ± oligoclásio). Contudo, vários dos enclaves estudados só podem ser explicados como resultado da interação entre o magma lamprofírico e sienítico.

(Contribuição no 137 do Grupo de Petrologia Aplicada à Pesquisa Mineral, CPGG/UFBA)

BRECCIA PIPES AND EXPLOSIVE MAGMATIC ACTIVITY IN THE CATALÃO I ALKALINE-CARBONATITE COMPLEX, GOIÁS, BRAZIL

Ribeiro C.C.¹, Brod J.A.², Petrinovic I.A.³, Gaspar J.C.⁴, Junqueira-Brod T.C.⁴

¹Ultrafertil S.A./UnB (carloscordeiro@fosfertil-ultrafertil.com.br)

²UnB

³Univ. de Salta / CONICET, Argentina

⁴UnB/CNPq

This work describes the occurrence of products of explosive magmatic activity and turbulent flow structures in the Lagoa Seca area of the Catalão I carbonatite complex, Goiás State, Brazil. Catalão I, together with several other carbonatite-bearing plutonic complexes, and with volcanic/hypabissal kamafugites, kimberlites and lamproites, forms the Late Cretaceous Alto Paranaíba Igneous Province, a group of ultrapotassic alkaline rocks emplaced into the Neoproterozoic Brasília Fold Belt, in Southern Goiás and Western Minas Gerais states. The complex consists of igneous silicate rocks (dunite, clinopyroxenite) and carbonatites (sovite, beforosite, with associated foscorite and nelsonite). Extensive carbonatite metasomatism converted the ultramafic rocks into widespread phlogopitites.

In the Lagoa Seca area of the complex, lacustrine sediments overlie discordantly a unit of horizontally-layered alkaline rocks composed of a basal apatitite overlain by layers of monazite, ilmenite and clay. This magmatic unit is about 20 metre thick and contains cylinder-shaped pipes with elliptical cross-section, limited at the top by the discordance and at the bottom by foscorites and carbonatites.

The pipes occur in a variety of shapes and orientations, and their infilling ranges from coarse- to fine-grained. In some cases, the upper part of the pipe is typically filled with coarse-grained breccia, containing fragments of alkaline rocks and of the immediate country rocks. The lower part of these pipes is dominated by fine-grained material, showing structures typical of diluted flows, such as cross-bedding and coarsening-upward bedding.

The flow dynamics within the pipes was variable, ranging from high-density (solid/gas ratio >1) to diluted, highly fragmented flows. Of special interest is the recognition of cross-bedding and graded-bedding in confined deposits. Such features suggest that explosive activity and magma fragmentation took place within the magma chamber, and that movement of particles occurred under turbulent, surge-like flow regime. This requires that magma pressure exceeded lithostatic pressure, which is consistent with estimates of intrusion depth and volatile content. The rocks and structures described in this work seem to represent an extreme case where surge-like deposits formed in a conduit or even inside the magma chamber itself, implying that surge formation processes may developed at a pressure higher than atmospheric.

A ASSOCIAÇÃO PALEOPROTEROZÓICA SIENITO-LAMPRÓFIRO NO NORDESTE DO ESTADO DA BAHIA

Rios D.C.¹, Conceição H.¹, Plá Cid J.², Davis D.W.³, Rosa M.L.S.¹, McReath I.⁴

¹ Instituto de Geociências, CPGG, UFBA (debora@cpgg.ufba.br; herbet@cpgg.ufba.br)

² Universidade Federal do Rio Grande do Sul

³ Royal Ontario Museum – Canadá

⁴ Universidade de São Paulo

Na porção nordeste do Estado da Bahia, o Cráton do São Francisco é representado pelos terrenos granito-greenstone do Núcleo Serrinha (NSer). Este núcleo Arqueano-Paleoproterozóico é constituído por rochas gnáissico-migmatíticas arqueanas (~3,15 Ga) que servem de embasamento para seqüências vulcano-sedimentares (Grupo Capim: 2,6-2,7 Ga e Greenstone Belt do Rio Itapicuru: 2,1-2,2 Ga) e para os plutonismos cálcio-alcálico (3,1 e 2,15 Ga), shoshonítico (2,07-2,10 Ga) e sienítico (2,08-2,10 Ga). Os terrenos do NSer são o mais importante produtor de ouro da Bahia, sendo nesta região igualmente descritas importantes ocorrências de sulfetos e diamantes. É neste contexto geológico que ocorre a associação sienito-lamprófiro.

As rochas sieníticas do NSer caracterizam-se por formarem pequenos stocks (< 30 km²), de formatos ovais e natureza tardi a pós-tectônica. Estes maciços são representados por três plutões sieníticos: Morro do Afonso (PSMA), Agulhas-Bananas e Serra do Pintado, que se limitam a ocorrerem na porção sudoeste do núcleo. Neles ocorrem rochas sieníticas faneríticas média-grossa, além de termos álcali-feldspáticos ortocumuláticos. Estas rochas são alcalino-potássicas com termos ultrapotássicos, metaluminosas, saturadas em sílica, enriquecidas em LILE e ETRL e com baixos conteúdos de Nb e Ti.

No PSMA foram identificados filões máficos e ultramáficos caracterizados como lamprófiro (voguesitos e minettes). Posteriormente, estudos realizados em região situada a poucos quilômetros a nordeste do PSMA, foi descrita a presença de associação sienito-lamprófiro na mina de ouro de Maria Preta. No PSMA os lamprófiro ocorrem como diques sin-plutônicos ou enclaves, apresentam natureza ultrapotássica, e são ainda mais enriquecidas em LILE e ETRL que os sienitos encaixantes. No outros corpos sieníticos do NSer rochas lamprófiro, com características litogeoquímicas similares, ocorrem sob a forma de enclaves máficos.

As razões isotópicas nos sistemas Rb-Sr e Sm-Nd encontradas nas rochas estudadas ($0,702 < \text{Sri} < 0,704$; $0,5097 < \text{Ndi} < 0,5098$) descartam uma contaminação significativa da crosta continental nestes magmas. O fato das idades modelo destes sienitos estarem compreendidas entre um estreito espaço de tempo (2,56 a 2,58 Ga) é aqui interpretado como a idade da fertilização do manto responsável pela geração destes magmas enriquecidos em elementos incompatíveis.

As observações de campo, associadas aos estudos mineralógicos, isotópicos e às semelhanças encontradas entre elementos traços nas rochas sieníticas e lamprófiro apontam para a existência de um magma único responsável por suas cristalizações. Esta associação genética minettes/sienitos é relatada por diversos autores e tem importantes conotações econômicas, em especial face às características lamprófiro observadas nos termos menos evoluídas do conjunto do PSMA. Este magma é tido como de origem mantélica relacionada com subducção.

(Contribuição no 139 do Grupo de Petrologia Aplicada à Pesquisa Mineral, CPGG/UFBA)

OS DIFERENTES TIPOS DE VULCANISMO PROTEROZÓICO DE DIAMANTINA, MINAS GERAIS

Silva R.R. ¹ & Bortolini E. ²

¹ Centro de Pesquisas Professor Manoel Teixeira da Costa/IGC/UFMG; Av. Antônio Carlos no. 6627, Campus Universitário Pampulha. 31270-901, Pampulha, Belo Horizonte/Minas Gerais (geologiasilva@ig.com.br)

² Departamento de Geologia/IGC/UFMG

Desde o final do século XIX, tem sido reportado que determinados sericita filitos de idade proterozóica são as fontes primárias dos diamantes de Diamantina. Entretanto, devido às semelhanças litológicas, os sericita filitos foram confundidos com os filitos hematíticos, rochas não-diamantíferas. Este resumo pretende contribuir apresentando critérios geológicos distintivos para cada grupo de rochas. Os filitos hematíticos extrudiram durante a deposição da Sequência São João da Chapada (~1,7 Ga), e por esta razão são interpretadas como mais velhos que os sericita filitos diamantíferos. Os filitos hematíticos ocorrem na forma de derrames tabulares com poucas dezenas de metros de espessura média, posicionados de forma concordante com o acamamento sedimentar. São constituídos predominantemente por hematita filitos, intercalados com clorita filitos em todas as escalas. Esporadicamente ocorrem cloritóide-fels. A composição química dos filitos hematíticos é ultrabásica. São muito altos os teores de Fe total, Al e K e são baixos os valores de Na e Ca. Como já interpretado anteriormente, os filitos hematíticos representam o resultado de transformações químicas complexas a partir de basaltos continentais. Inicialmente os protólitos basálticos foram quimicamente alterados por processos intempéricos, com lixiviação dos elementos móveis. Os sericita filitos diamantíferos ocorrem na forma de enxame de diques verticais e como corpos intrusivos maiores, provavelmente representando caldeiras com até 1000 m de diâmetro. São constituídos basicamente por sericita filitos, associados em todas as escalas com hematita filitos. Ocorrem filitos com textura reliquiar porfirítica e textura de brecha vulcânica autolítica. Os sericita filitos são predominantemente de composição básica, com teores muito altos de Fe total, Al e K e valores baixos de Na e Ca. Chama a atenção os valores extremamente altos de Ba, comumente maiores que 1000 ppm. Os sericita filitos extrudiram no mesmo intervalo de tempo em que ocorreu a progradação dos metaconglomerados diamantíferos Sopa (~1.4 Ga?). Processos de intemperismo químico causaram o enriquecimento de Al, Fe total e K nos protólitos, através da lixiviação seletiva de Si, Ca, Na e Mg nos protólitos originais. Posteriormente, durante a Orogênese Brasileira, os protólitos intemperizados foram transformados em sericita filitos. Provavelmente os protólitos dos sericita filitos são lamproítos mineralizados (neste simpósio).

OS SERICITA FILITOS DIAMANTÍFEROS DE DIAMANTINA, MINAS GERAIS

Silva R.R.¹ & Bortolini E.²

¹ Centro de Pesquisas Professor Manoel Teixeira da Costa/IGC/UFMG; Av. Antônio Carlos no. 6627, Campus Universitário Pampulha. 31270-901, Pampulha, Belo Horizonte/Minas Gerais (geologiasilva@ig.com.br)

² Departamento de Geologia/IGC/UFMG

Desde o final do século XIX, tem sido reportado que determinados sericita filitos de idade proterozóica são as fontes primárias dos diamantes de Diamantina. Geólogos expressivos como O. Derby, L.J. Moraes, D. Guimarães, O. Barbosa, entre outros, descreveram detalhadamente a geologia das áreas de diversos garimpos, nos quais estes curiosos filitos foram explorados para diamante. Com o objetivo de dar continuidade aos trabalhos iniciados por estes autores, objetivou-se a caracterização geológica preliminar dos sericita filitos e no estudo dos seus prováveis protólitos. Os sericita filitos diamantíferos são muito diferentes dos filitos hematíticos, que são estéreis em diamantes, além de representar um evento vulcânico distinto (neste simpósio). Os sericita filitos diamantíferos ocorrem preenchendo diques verticais de direção predominantes norte-sul, cortando os metaconglomerados Sopa. Os diques são em geral pouco espessos, com até 30 metros de espessura máxima observada. Os filitos ocorrem ainda constituindo caldeiras vulcânicas, circulares em mapa. Possuem perfil vertical com a forma típica de taça de champanhe. Foram identificados dois corpos. O maior corpo identificado possui comprimento de 2,3 km, largura de 900 m e profundidade estimada de 300 m. A forma externa deste corpo sugere a existência de duas caldeiras. O corpo menor é circular com diâmetro de 800 m. Foram observadas brechas vulcânicas autolíticas, típicas de fácies de crateras. Nesta rocha, bordos quelíticos milimétricos, compostos por hematita, envolvem as porções claras. Pseudomorfos ou nódulos centimétricos de hematita conferem à rocha uma textura porfirítica. Usualmente estes pseudomorfos possuem seção basal hexagonal bem desenvolvida e provavelmente representam cristais primários de flogopita. As rochas predominantes são sericita filitos, associados em todas as escalas com hematita filitos. Os sericita filitos são basicamente compostos por sericita, muscovita e hematita. Minerais acessórios incluem turmalina, zircão, apatita, magnetita e granada. Dois tipos de granadas foram concentrados e identificadas por difratometria de raios-x: espessartita e knorringita (G10). Quartzo ocorre de forma esporádica. Os sericita filitos do maior corpo são pobres em SiO₂ (39,72 %), com altos valores de K₂O (8,95 %), Al₂O₃ (25,6 %) e Fe total (FeO+Fe₂O₃=17,15 %) e baixos valores de NaO (0,06 %) e CaO (0,01 %). Os dados coletados nos levam a interpretar que, durante a etapa vulcânica, os protólitos foram quimicamente intemperizados, o que causou a lixiviação dos elementos móveis. Isto acarretou o enriquecimento relativo de Al e Fe total e o empobrecimento relativo de Si, Ca e Na nos protólitos vulcânicos. Os altos valores de K observados devem ser interpretados como uma característica química do magma original e/ou ainda podem ser o resultado da falta de cobertura vegetal. Durante a Orogenia Brasileira, os protólitos intemperizados foram deformados e metamorfisados em condições de facies xisto verde baixa e então transformados em sericita filitos. A etapa vulcânica iniciou-se com a fase explosiva e a construção das caldeiras. Prosseguiu com a fase de injeção de magma, caracterizado pelo desenvolvimento do enxame de diques e também pela injeção de magma no núcleo das caldeiras. A etapa vulcânica ocorreu em sincronia com a progradação dos metaconglomerados diamantíferos Sopa. Provavelmente, os protólitos dos sericita filitos são lamproítos.

CARACTERIZAÇÃO DOS LAMPRÓFIROS DA PROVÍNCIA TAPAJÓS

Vasquez, M.L. & Ricci, P. S. F.

CPRM - Serviço Geológico do Brasil, Belém – PA (vasquez@interconnect.com.br)

Os lamprófios que ocorrem na Província Tapajós foram inicialmente descritos em um projeto de mapeamento geológico desenvolvido pelo IDESP (Instituto de Desenvolvimento Econômico e Social do Estado do Pará) na segunda metade da década de 1970. Posteriormente, em um outro projeto executado CPRM - Serviço Geológico do Brasil, novas ocorrências dessas rochas lamproíricas e subvulcânicas andesíticas foram identificadas.

Neste trabalho pretende-se fazer uma caracterização petrográfica e geoquímica destes lamprófios e andesitos e a partir de alguns resultados preliminares discutir a importância dessa associação peculiar na evolução da Província Tapajós.

O Lamprófiro Jamanxim, designação do projeto do IDESP, ocorre como diques com 0,3 a 2 m de espessura, estendendo-se no máximo a algumas dezenas de metros comprimento e geralmente orientados segundo ENE-WSW e NNE-SSW. Estes diques foram intrudidos em quase todos os corpos rochosos paleoproterozóicos (2,1-1,87 Ga) dessa região, exceto nas coberturas plataformais proterozóicas (< 1,87 Ga e > 1,78 Ga). A ocorrência na forma de derrames intercalados nas rochas vulcânicas félsicas de 1,88 Ga não foi comprovada.

São lamprófios portadores de fenocristais de augita, hornblenda, biotita e plagioclásio, em uma matriz microgranular ou afanítica composta por micrólitos de plagioclásio, actinolita, clorita, biotita, opacos alguns com feldspato alcalino. Estes podem ser classificados ao microscópio como vogesitos e espersartitos e kersantitos, mas conforme a classificação TAS correspondem a basaltos e shoshonitos.

A CPRM mapeou na região ocorrências de outras rochas subvulcânicas básicas a intermediárias, o Andesito Joel/Mamoal. Esses diques andesíticos apresentam dimensões, orientações e relações temporais com as rochas encaixantes semelhante aos corpos lamproíricos. No entanto, esses andesitos pórfiros e afíricos, que quimicamente (TAS) correspondem a traquibasaltos potássicos, traquiandesitos basálticos e latitos, não possuem uma assinatura shoshonítica bem definida como os lamprófios.

Os diques andesíticos e lamproíricos da Província Tapajós marcam os últimos pulsos de magmas máficos posicionados em níveis crustais rasos, respectivamente de afinidade cálcio-alcalina de alto K e shoshonítica, associados ao magmatismo félsico de ca. 1,88 Ga. Este evento vulcano-plutônico (Iriri/Maloquinha) na literatura é frequentemente relacionado ao magmatismo Uatumã, que vem tendo seu conceito revisto ultimamente.

Existem duas ocorrências de mineralizações auríferas (garimpos Joel e Mamoal) associadas aos diques andesíticos intrusivos em plútons graníticos da Suíte Maloquinha, mas ainda não foram registradas ocorrências associadas aos diques lamproíricos. No entanto, por tratarem-se lamprófios do clã cálcio-alcalino podem apresentar potencial metalogenético para ouro.

Tema 5

ESTRUTURAS E TEXTURAS DE ROCHAS VULCÂNICAS



ESTRUTURAS E TEXTURAS DE VULCÂNICAS E VULCANOCLÁSTICAS ÁCIDAS RELACIONADAS A *ASH FLOW CALDERAS* PALEOPROTEROZÓICAS NA PROVÍNCIA AURÍFERA DO TAPAJÓS

Corrêa-Silva R.H.¹, Juliani C.¹, Freitas F.C.¹, Silva J.M.¹, Almeida T.I.R.¹, Teixeira N.²

¹ Instituto de Geociências -USP (rafaelhc@usp.br)

² Universidade Federal do Pará-UFPA

Na região do Rio Tapajós ocorre uma série de domos e vents vulcânicos associados a estruturas circulares e falhas radiais associadas a grandes depressões semi-circulares. Os cones vulcânicos estão relativamente bem preservados e são constituídos por derrames de andesito e riolito porfirítico na base, capeados por intercalações de riolitos, ignimbritos, brechas coignimbríticas, tufos, tufos de cristais, tufitos, arenito vulcânico epiclástico e leitos de *chert*. Todo o conjunto é cortado por granitóides, stocks e diques pórfiros e dacitos, geneticamente relacionados às vulcânicas. Em imagens do JERS e do LANDSAT as estruturas mais marcantes do sistema vulcano-plutônico são altos topográficos coniformes à linguiformes, localmente arranjadas de forma circular, concêntricas e associadas a falhas e fraturas radiais e anelares, dispostas predominantemente nas bordas das grandes depressões topográficas semi-circulares. Estas depressões são dezenas de vezes maiores que os vents nela incluídos, caracterizando uma caldeira de fluxo de cinzas (*ash flow calderas*), de idade paleoproterozóica. No centro da caldeira ocorre uma estrutura interpretada como um domo vulcânico com *vents* associados, o que pode ser indicativo de ressurgência magmática. Nas bordas e no centro dos vents distribuem-se corpos de brechas hidrotermais com forma de cálice assimétrico, geradas por atividade vulcânica explosiva.

Nas rochas sedimentares pode-se ainda reconhecer acamamento plano-paralelo, localmente com dobras convolutas, e leitos de tufos e tufos de cristais em contato gradacional, ou de brechas coignimbríticas, riolitos e ignimbritos em contato brusco ou erosivo. São também freqüentes laminações plano-paralelas, comumente com dobras convolutas, nos tufos, tufos de cristais, tufitos e ignimbritos. Nos tufos soldados e nos tufos de cristais destaca-se a textura eutaxítica, marcada pela compactação e estiramento de fragmentos vítreos e de púmice, gerando os *fiammes*, e, nas vulcanoclásticas, texturas de devitrificação e palagonitização são comuns. As brechas coignimbríticas têm texturas semelhantes a depósitos gerados por corrida de lama, como orientação da matriz por fluxo, sutil granodecrêscencia ascendente e dobras convolutas, mas a intercalação deste litotipo com tufos ignimbríticos e sedimentos permite interpretar a interação de um assoalho piroclástico erosivo e de alta energia, com sedimentos inconsolidados. Nos tufos de cristais o soldamento da matriz é bem evidente, assim como a presença de vesículas e de cristais com pouco arredondamento, composicionalmente homogêneos, o que permite interpretar origem por transporte piroclástico, típicos de colapso de caldeiras, onde ocorre uma rápida descompressão e ebulição da fase magmática volátil, provocando a erupção explosiva de magmas altamente cristalizados. Textura perlítica ocorre tipicamente em leitos de *chert*, dada por esférulas de calcedônia com bandas concêntricas e núcleo composto por argilo-minerais.

O reconhecimento destas texturas e estruturas associadas às vulcânicas e vulcanoclásticas ácidas, juntamente com as feições topográficas e com as formas de ocorrência e a distribuição estratigráfica das unidades, permitem interpretar que, pelo menos parte do vulcanismo paleoproterozóico no Tapajós associa-se ao desenvolvimento de *ash flow calderas*, em sistemas vulcanogênicos comumente associados a *rifts* em bacias de retro-arco.

ASPECTOS ESTRUTURAIS/TEXTURAIS DO MAGMATISMO BASÁLTICO ALCALINO DO GRÁBEN JAIBARAS-NW CEARÁ

Gorayeb P.S.S. & Nascimento R.S.

Centro de Geociências - Universidade Federal do Pará (gorayebp@ufpa.br; rosemery@ige.unicamp.br)

No Gráben Jaibaras, região noroeste da Província Borborema (Noroeste do Estado do Ceará), sucessões de derrames de basaltos alcalinos, riolitos e depósitos vulcanoclásticos pertencentes à Suite Parapui, acham-se intercalados a arenitos arcosianos do Grupo Jaibaras, afetados por incipiente metamorfismo. Esta suíte vulcânica de idade provável do final do Neoproterozóico, representa um importante evento de magmatismo alcalino que guarda registros de atividades vulcânicas extrusiva e explosiva relacionados à tectônica extensional de instalação da Bacia de Jaibaras (Gorayeb et al. 1993, Gorayeb & Nascimento 1997, Nascimento 2000).

As investigações de campo e os estudos petrográficos, revelaram uma riqueza de estruturas e texturas relacionadas a estes processos magmáticos, que são apresentados nesta oportunidade com o intuito de contribuir com o conhecimento dos ambientes vulcânicos do País.

No geral, destacam texturas porfiríticas, seriadas, afíricas e amigdaloidais. As texturas amigdaloidais demarcam zonas superiores dos derrames e são relacionadas à expansão e aprisionamento de gases. As amígdalas, individualmente, desenham formas subcirculares, alongadas ou irregulares, preenchidas por clorita, zeólitas, prenhita, epidoto, carbonato e quartzo, que desenham zonas internas com hábitos radiais. Texturas porfiríticas são marcadas por fenocristais euédricos de labradorita/andesina e raramente olivina e clinopiroxênio que encontram-se envolvidos em matriz intergranular, intersertal ou vitrofírica. Os fenocristais são indicativos das fases precoces de cristalização do magma em ambiente intratélúrico. Fenocristais com aspecto “esponjoso”, cujos buracos, reentrâncias e engolfamentos são ocupados pela matriz vítrea, contendo micrólitos aciculares de plagioclásio, caracterizam texturas tipo **peneira**, e são interpretados como reabsorções parciais (corrosão magmática) devido a desequilíbrios durante a ascensão do magma. Texturas de resfriamento ultra-rápido (“congelamento”), com nucleação múltipla, são registradas nas rochas basálticas ricas em componentes vítreos. As texturas tipo **rabo de andorinha** são definidas por cristaltos e micrólitos aciculares de plagioclásio com terminações afiladas ou ramificadas em segmentos duplos. As texturas **esqueletais** são frequentes nos basaltos e são definidas por cristais aciculares ou prismáticos de olivina, titanogita e ilmenita, aleatoriamente mergulhados em matriz rica em vidro. Feições de fluxo magmático estão presentes tanto nos basaltos quanto nos riolitos, e são caracterizadas por texturas pilotaxíticas marcadas por forte orientação de ripas de plagioclásio e eutaxíticas definidas por aleitamento milimétrico a centimétrico marcado por alternâncias de cor, granulometria, cristalinidade e composição. As estruturas/texturas documentadas nas rochas vulcanoclásticas são expressas por aleitamentos plano-paralelos ou cruzados e brechas de topo ou base de derrames. Depósitos piroclásticos formam estruturas aleatórias de impacto de ejetólitos com bombas e lúpillis de basaltos oxidados mergulhados em matriz areno-tufacea e cinzas, com estruturas de degaseificação. A análise textural das rochas vulcânicas permitiu caracterizar quatro estágios de evolução do magmatismo da Suite Parapui: 1) Cristalização precoce em ambiente intratélúrico (alta temperatura à pressão confinante) em condições de resfriamento lento que gerou as fases fenocristais (plagioclásios mais cálcicos, olivinas e clinopiroxênios); 2) Estágio de ascensão do magma, causando desequilíbrio termal e composicional e gerando reações entre o magma e as fases minerais precoces levando à corrosão magmática parcial dos cristais; 3) Consolidação final do magma em condições extremas de resfriamento ultra-rápido das lavas em ambiente superficial com forte gradiente térmico; e 4) Atividade explosiva em condições sub-aéreas, concentrados em centros eruptivos.

TEXTURAS E ESTRUTURAS VULCÂNICAS PRESERVADAS EM ROCHAS DE MÉDIO GRAU METAMÓRFICO DO GRUPO SERRA DO ITABERABA (SP) E SEU USO NA RECONSTITUIÇÃO DO PALEOAMBIENTE

Juliani C., Pérez-Aguilar A., Garda G.M., Beljavskis P., Monteiro L.V.S., Benevides T.
Instituto de Geociências-USP (cjuliani@usp.br)

A preservação das texturas e estruturas em vulcânicas, vulcanoclásticas e sedimentares depende fortemente do grau metamórfico e da taxa de deformação e recristalização da rocha, sendo, em geral, raras nos terrenos de médio a alto grau.

O Grupo Serra do Itaberaba (SP) é constituído por uma seqüência metavulcano-sedimentar mesoproterozóica, polimetamórfica, com metamorfismo alcançando até 640 oC e cerca de 6,8 kbar no primeiro evento tectono-metamórfico. Apesar da intensidade do metamorfismo e da intensa transposição tectônica, podem ainda ser reconhecidas relíquias de *pillow* lavas, brechas e aglomerados vulcânicos, brechas soldadas e tufos autoclásticos basálticos e andesíticos, por vezes com fragmentos líticos preservando ainda bordas de resfriamento, bem como *pillow breccias*, lúpili-tufos e tufos cineríticos. Dentre as rochas metavulcanoclásticas destaca-se a presença de meta-hialoclastitos, constituídos por fragmentos de vidro vulcânico totalmente substituídos por agregados granoblásticos de epidoto, com dimensões que excedem os vitroclastos originais, dispersos em tufos básicos finos, laminados a bandados. A origem vítrea dos fragmentos é definida pela presença inclusões finíssimas de minerais opacos no epidoto, com formas externas côncavas e por superfícies internas concêntricas análogas a superfícies de palagonitização. Intrusões e derrames de andesitos a riódacitos foram também identificados no topo da seqüência basáltica, com brechas e aglomerados vulcânicos nas porções proximais, e tufos bandados a laminados nas partes distais. As relíquias das texturas permitem a identificação de brechas e tufos autoclásticos e de hialoclastitos originais, formados pelo resfriamento rápido e fragmentação da superfície dos derrames, além de rochas piroclásticas, com alguns ejetólitos deformando tufos e formações ferríferas. Mas, sobretudo, o reconhecimento das texturas ígneas e vulcanoclásticas originais permitiu a distinção dos metamorfitos mais transformados derivados das lavas básicas e intermediárias das vulcanoclásticas, possibilitando a reconstituição faciológica das vulcânicas e vulcanoclásticas, e a identificação das áreas de intrusão dos magmas intermediários e de ejeção das vulcanoclásticas, às quais associam-se zonas de alteração hidrotermal de fundo oceânico. Estes sistemas hidrotermais fósseis são formados por zonas de cloritização e de propilitização que resultaram, ao metamorfismo de grau médio, em anfíbolitos com cordierita, granada, cummingtonita, grunerita, gedrita e antofilita, além de zonas de silicificação, carbonatização e de alteração argílica avançada, estas com a formação de marunditos (rochas com margarita ou sericita, corindon e rutilo). As zonas de alteração argílica associam-se a intrusões de rochas intermediárias, sobre as quais formaram-se metaexalitos sulfetados ou ferríferos. O reconhecimento das relíquias das texturas vulcanoclásticas permitem, juntamente com a geoquímica das rochas, caracterizar a evolução da bacia oceânica para um ambiente de back-arc, com intrusão de andesitos e riódacitos, que propiciaram o estabelecimento de zonas de alteração hidrotermal semelhantes às verificadas em alterações de fundo oceânico, análogas às associadas a *white- e black-smokers* ou de ambientes relacionados à evolução de arcos de ilhas vulcânicas, com sistemas hidrotermais como os verificados nos depósitos minerais do tipo Kuroko.

AS FEIÇÕES TEXTURAIS DE CRISTALIZAÇÃO RÁPIDA NOS CLINOPIROXENITOS DO COMPLEXO CARBONATÍTICO DE MAICURU

Lemos R.L.¹ & Gaspar J.C.²

¹ Depto. Geoquímica e Petrologia, Centro de Geociências - UFPa (rlemos@ufpa.br)

² Depto. Mineralogia e Petrologia, Instituto de Geociências - UnB

O Complexo Carbonatítico de Maicuru está situado no Cráton Amazônico, no limite das províncias Amazônia Central e Maroni-Itacaiunas, e consiste, predominantemente, de clinopiroxenitos. São dois os tipos de clinopiroxenitos presentes em Maicuru. O mais abundante, aqui denominado de clinopiroxenito a diopsídio (Cpt_d), tem uma cor preta ou cinza (por vezes, com tonalidades esverdeadas), granulação variando entre muito grossa e média. O outro tipo, designado de clinopiroxenito a diopsídio sódico (Cpt_{ds}), aparece nos bordos do complexo, exibindo uma coloração verde, granulação de média a fina.

Cada um desses dois tipos de clinopiroxenito é composto por uma série de corpos, igualmente, de clinopiroxenitos, que diferem entre si, não só do ponto de vista textural, como também mineralógico. Os dados de sondagem não permitiram definir se esses corpos correspondem a uma: a) sucessão de intrusões (múltiplas intrusões), na forma de pequenos stocks, os quais teriam utilizado alguns poucos condutos, um próximo ao outro; b) seqüência de injeções, de magmas kamafugíticos, através de um mesmo conduto (*stock zonado*). Esses corpos são cortados por um grande número de diques de clinopiroxenito da mesma natureza do clinopiroxenito que eles cortam. Alguns desses diques consistem de varias injeções, de magmas ultrabásicos, através de um mesmo conduto (diques múltiplos). Os dados químicos (minerais e rochas) indicam uma natureza kamafugítica para o magmatismo ultrabásico em Maicuru.

Feições texturais indicativas de cristalização rápida e *in situ*, a partir de magmas kamafugíticos, apresentando um moderado a alto sub-resfriamento, têm sido observadas tanto nos Cptd, quanto nos Cptds. Entre essas feições destacam-se: 1) cristais dendríticos ou esqueléticos de clinopiroxênio, perovskita, titanita e titanomagnetita; 2) cristais extremamente achatados (tabulares) de clinopiroxênio; 3) variações nos tamanhos e hábitos dos cristais desses minerais; 4) núcleos de perovskita envolvidos por cristais (ou cristal) de titanita ou de uma segunda geração de perovskita (textura em coroa); 5) intercrescimentos dos tipos “micrográficos” e “gráficos” de perovskita na titanita.

A grande interrogação com relação à cristalização dos clinopiroxenitos é desvendar o que levou o magma kamafugítico a uma condição de moderado a alto sub-resfriamento e, conseqüentemente, a sua cristalização rápida e *in situ*. Processos possíveis de gerar essa condição são: a) perda de calor para rochas encaixantes; b) saída de voláteis (CO₂ e H₂O); c) supersaturação; d) mistura de dois ou mais magmas kamafugíticos com diferentes temperaturas.

Os dados texturais, estruturais, mineralógicos e composicionais sugerem que não foi a atuação de um mecanismo isoladamente, que ocasionou a cristalização rápida no stock e dique. Neste último tipo de corpo a cristalização rápida foi motivada, principalmente, pela saída dos voláteis (quase todo CO₂ e parte da H₂O) e supersaturação (em conseqüência da suspensão na cristalização do piroxênio provocada pela despolimerização, quando da saída do CO₂) do magma kamafugítico apresentando um progressivo aumento no teor de H₂O, com uma menor participação da perda de calor. No *stock* a perda de calor foi mais efetiva na formação das feições texturais de cristalização rápida que no dique. Contudo, a saída dos voláteis, naquele tipo de corpo, foi o fator mais importante na formação dessas feições. Temos, também, observado que a mistura de magma no conduto tem, algumas vezes, acentuado o valor do sub-resfriamento no stock.

MEMBRO RODEIO VELHO DA BACIA DO CAMAQUÃ, RS: IDENTIFICAÇÃO DE ESTRUTURAS VULCÂNICAS ORDOVICIANAS

Lima E.F.¹, Liz J.D.², Sommer C.A.², Mallmann G.², Borba A.W.², Gonçalves C.R.H.³, Wildner W.⁴

¹ CPGq/PRONEX/IG/UFRGS (evandro.lima@vortex.ufrgs.br)

² PPGGEO/IG/UFRGS

³ BIC/CNPq/IG/UFRGS

⁴ CPRM/SUREG-PA

O Alogrupo Guaritas (470 ± 19 Ma) é constituído por sistemas de leques aluviais, deltas, dunas e interdunas, além de rochas básicas a intermediárias, extremamente vesiculadas, pertencentes ao Membro Rodeio Velho. Estes sistemas representam a última unidade alostratigráfica preservada da Bacia do Camaquã, RS. Neste resumo são descritas estruturas vulcânicas do Membro Rodeio Velho encontradas nas regiões de Lavras do Sul e Minas do Camaquã. Na primeira, os vulcanitos ocorrem como manifestações efusivas subaéreas, sobrepostas às rochas sedimentares do Alogrupo Santa Bárbara (≈ 559 -540 Ma). Dominam derrames basálticos bastante alterados, por vezes ricos em xenólitos de rochas sedimentares estratificadas, acompanhados de lavas em corda (*pahoehoe*) e tubos. Os derrames são lenticulares, medindo entre 0,5 e 2,0 m de espessura, contendo tubos métricos nas porções distais. Nas porções de topo dos derrames identificou-se *pipes* estreitos indicativos de uma elevada atividade de voláteis. Localizadamente, observa-se feições de *degassing pipes*, geralmente encontradas em depósitos piroclásticos, típicos de sistemas com elevada permeabilidade. Estas estruturas são marcadas por feições circulares, castanho-avermelhadas, indicativas da alteração da rocha pela ação acentuada dos voláteis. Nos tubos de lava a concentração dos voláteis no teto determinou a deformação da superfície externa dos tubos, gerando padrões de intumescências, acompanhados de pequenas depressões semicirculares, provavelmente originadas pelo rompimento da crosta externa e conseqüente liberação dos gases. Outra feição externa nos fluxos inflados é o padrão de *cracks* curvilíneos, indicativos do sentido de fluxo. O desenvolvimento de crostas superficiais dos derrames foi responsável pela construção de túneis, sob os quais fluíam lavas mais jovens, gerando uma aparente inversão estratigráfica da seqüência vulcânica. Na outra área estudada, localizada nas proximidades das Minas do Camaquã, as rochas do Membro Rodeio Velho ocorrem como intrusões básicas, bastante alteradas, em arenitos da base da Aloformação Guaritas. Diversas feições estudadas sugerem a interação entre magma e sedimentos molhados ou de intrusões básicas em arenitos parcialmente litificados e saturadas em água. Em afloramento observa-se uma nítida interação entre a fração ígnea e a sedimentar, que diminui em direção ao topo da intrusão, onde blocos de arenitos preservam as estruturas primárias. No corte perpendicular a intrusão observa-se a presença de estruturas tipo *pillow*, definindo feições do tipo *multiple-rind*, comuns em *pillowed sills*. A superposição de lobos, comum em *pillows* subaquosas, não é observada, sendo comum na área estudada a presença de material sedimentar entre as *pillows*. Estruturas do tipo *pillow* são, em geral, relacionadas a ambientes subaquosos, porém, como no caso estudado, pode-se também considerar uma origem a partir de intrusões rasas em rochas sedimentares ou sedimentos saturados em água, conforme também documentado em outras áreas, como na Península de Shimane (SW do Japão) e Unalaska Island (Alaska).

HISTÓRIA GEOLÓGICA DE VÊNUS: CONHECIMENTO ATUAL

Marcello E.P.

I.G., S.M.A., S.P. (pierremarcello@ig.com.br)

Sob o título acima foram sintetizados em um trabalho, dados científicos sobre a evolução geológica do planeta Vênus a partir de trabalhos diversos, em revistas especializadas. Apesar de ter sido a antiga União Soviética o primeiro país a enviar uma nave espacial que se aproximou de Vênus (*Venera 1*, em 1961) e outra que primeiramente aterrissou sobre aquele planeta (*Venera 7*, em 1970), foram os E.U.A. (*Pioneer Venus 1*, NASA, 1978) o país que iniciou o mapeamento geológico de sua superfície com a utilização de radar. Somente com os conhecimentos advindos da *Maggellan Mission* (NASA, E.U.A., 1989-1991) que portava o SAR (*Synthetic Aperture Radar*), o qual produziu imagens com resolução de 300 m, conseguiu-se uma interpretação em nível global da evolução geológica do planeta. Surgiram então dois pontos de vista, que tentam explicar tal evolução, ambos baseados em observações estratigráficas. Alexander T. Basilevsky et al. (1998 - *J. Geophys. Res.*, 103, 8531-8544), avaliam que, a história geológica de Vênus baseada em análise foto-geológica de imagens, registra somente os últimos 10-20 % da história total do planeta porque os sinais morfológicos do tempo pré-Fortuniano não estão preservados. Sugere que, a parte observável da história estratigráfica do planeta foi dominada por duas características-chave que estão em contraste com a história geológica de período comparável, da Terra, (aproximadamente o Fanerozóico) quando os processos geodinâmicos globais foram dominados pela tectônica de placas: 1- Vênus não mostra sinais de tectônica de placas. Em vez disso, o ambiente tectônico global passou de uma dominação inicial de compressão para tensão, depois novamente compressão e finalmente tensão, com declínio da densidade de estruturas de deformação. 2- Iniciando neste período sobre Vênus, o vulcanismo formador de planos, ocorreu em uma porcentagem comparável ao vulcanismo extrusivo nas escarpas oceânicas ocorrido na Terra, no mesmo período. Nas últimas centenas de milhões de anos Vênus foi dominado pelo vulcanismo associado a *rift*, com porcentagem de produção comparável ou um pouco menor, à produção do vulcanismo interplacas na Terra. Segundo Larson R.L. (1994 - *Geology*, 19, 547-550) e Coffin & Eldholm (1991 - *Rev. Geophys.* 32, 1-36) o componente de vulcanismo que predominou sobre a Terra, durante este tempo foi o extrusivo de escarpas do fundo do mar, caracterizado por ser algo variável, mas, geralmente estável em escala global. Vulcanismo de zona de subducção e de interplacas desempenham papel secundário. Só durante curtos intervalos de tempo o vulcanismo interplacas produziu grandes províncias ígneas e dominou a porcentagem de produção na Terra. No início do mesmo período, Vênus caracterizou-se por vulcanismo formando planos em uma proporção comparável ao vulcanismo de escarpas oceânicas, mas em estilo muito diferente, não associado à tectônica de placas. John E. Guest & Ellen R. Stofan (1999 - *Icarus*, 139, 55-66) discordam do que chamam de história direcional no sentido sugerido por Basilevsky, de uma seqüência de épocas, cada uma representada por um processo diferente, tectônico ou vulcânico, em uma escala global. Apresentam um novo ponto de vista também com fundamento estratigráfico, e afirmam que existe evidência de um não direcionalismo nos registros estratigráficos de Vênus isto é, o mesmo processo operou repetidamente, pelo menos em algumas áreas, formando a superfície atual. E concluem que, Vênus pode ter evoluído de maneira semelhante a Terra com uma história não direcional, mas, modificada por eventos direcionais, tais como crateramento por impactos (asteróides e cometas) e, possivelmente, a formação de platôs de terras altas como Ishtar e Aphrodite.

VULCANISMO NO PLANETA VÊNUS: CONHECIMENTO ATUAL

Marcello E.P.

I.G., S.M.A., S.P. (pierremarcello@ig.com.br)

Este trabalho sintetiza os conhecimentos divulgados por revistas científicas recentes. Eles constituem os resultados de estudos realizados sobre os dados obtidos pelo satélite colocado em órbita ao redor de Vênus pela *Magellan Mission*, NASA, E.U.A., 1989-1991. Foi realizado um mapeamento geológico global do planeta, com o equipamento SAR (*Synthetic Aperture Radar*) que produziu imagens com resolução de 300 m. Constatou-se que Vênus é vulcânica, e é também o planeta do sistema solar que possui o maior número de vulcões. Acima de 1600 vulcões de grande porte foram mapeados, e os especialistas avaliam que devem existir entre grandes e pequenos, mais de um milhão. Em decorrência, ocorrem centenas de campos de derrames de lava (lava *flow field*) chamados “grandes” (com área de 50.000 Km² até algumas centenas de milhares de km²). Lancaster et al. (1995 – *Icarus*, 118, 69-86) classificaram os campos de derrames de lava em 5 tipos, conforme suas morfologias: 1-em lençol, 2-de transição e 3-digitais, que podem ser: em avental, em leque ou sub paralelos. O trabalho atual, completo, apresenta desenhos ilustrativos dos diversos tipos de derrames. Quanto às texturas da superfície, Lancaster et al. (1995) concluíram que a maioria dos grandes campos de derrames de lavas apresenta superfícies relativamente planas com rugosidades comparáveis às das lavas tipo pahoehoe até às das lavas tipo aa. As superfícies mais altas dos derrames incluem também materiais do tipo escória (*clinkers*), que foram também documentados na Terra, em Columbia River (E.U.A.) por diversos autores. Portanto a faixa das texturas de superfícies possíveis é consistente com as observadas para as maiores unidades, nas províncias de derrames basálticos na Terra. Admitem que os derrames tipo digitais se formaram a partir de fontes centralizadas, com fluxos limitados e resfriamento muito discreto; e que os derrames tipo lençol se formaram a partir de volumes maciços de lava, mas com número de erupções limitadas e a partir de sistemas de fissuras laterais extensas, sobre terrenos essencialmente planos. Ellen R. Stofen et al. (2001 – *Icarus*, 152, 75-95), estudando os vulcões denominados Montes Sif, Gula e Kunapipi, concluíram pela similaridade de muitas de suas características com os vulcões da Terra. Sua história parece ser comparável às histórias dos vulcões das ilhas Galápagos e do Monte Etna na Ilha Sicília, com derrames de lava feitos pelo cume, mais frequentes e mais curtos, e com erupções menos frequentes e maiores, pelos flancos. Também as morfologias dos seus derrames podem ser comparáveis aos derrames existentes na Terra. Entretanto, alguns aspectos morfológicos desses vulcões diferem significativamente dos vulcões da Terra, como a falta de inclinações íngremes em Vênus, responsável pelo seu comportamento não havaiano, como a falta de setores colapsados nos três vulcões e falta de rachaduras nos cumes de Sif e Kunapipi. Outra diferença significativa é o volume muito maior dos campos de derrames em Vênus do que na Terra, apesar das semelhanças nas morfologias nos dois planetas. Os vulcões em Vênus são maiores, em geral, por causa da falta de movimento de placas. Modelos recentes idealizados para tentar explicar a evolução vulcânica de Vênus levaram a dois tipos finais: o direcional (A.T. Basilevsky & J. W. Head 1998 - *J. Geophys. Res.*, 103, 8531-8544), e o não direcional (J. E. Guest & E. R. Stofan 1999 – *Icarus*, 139, 56-66). Estudando estratigraficamente os aglomerados (*clusters*) de pequenos vulcões sobre Vênus, Elizabeth A. Addington (2001 – *Icarus*, 149, 16-36) testou o modelo direcional e concluiu que muitas construções vulcânicas pequenas dos clusters são posteriores ao estabelecimento dos chamados planos regionais, os quais são derrames largamente espalhados com arestas rugosas e, portanto, consistentes com o modelo de evolução vulcânica não direcional no qual as pequenas construções de lavas representam um processo global que ocorre localmente através da história recente de Vênus.

RIOLITOS NEOPROTEROZÓICOS PÓS-COLISIONAIS NA ÁREA DO SANTUÁRIO, SUL DO BRASIL: LITOQUÍMICA, QUÍMICA MINERAL E ORIGEM DAS HETEROGENEIDADES TEXTURAIS

Matos D.F.¹, Lima E.F.², Sommer C.A.², Nardi L.V.S.², Liz J.D.¹, Figueiredo A.M.G.³, Pierosan R.⁴, Waichel B.L.⁵

¹ PPGGEO-UFRGS

² IG-UFRGS (evandro.lima@vortex.ufrgs.br)

³ IPEN/CNEN-SP

⁴ IC-IG-UFRGS

⁵ UNIOESTE-PR

O estudo de um corpo riolítico hipabissal da Aloformação Acampamento Velho (~580 Ma), na região do Santuário, Vila Nova do Sul-RS, definiu padrões texturais distintos em uma mesma intrusão. A investigação sobre a origem destas heterogeneidades aponta como fatores principais para o desenvolvimento de texturas hemicristalina e microcristalina as variações químicas locais e a atuação de voláteis ao longo de redes de microfaturas durante a cristalização, diferente do grupo esferulítico, cuja origem deve estar relacionada a processos de desvitrificação em alta temperatura (≈ 700 °C). Dados de química mineral indicam composições do tipo sanidina para o feldspato alcalino, uma natureza sódico-cálcica para os anfibólios, classificados como ferrowinchita e ferrobarroisita, e composições do tipo magnetita titanífera e ilmenita para os minerais opacos. O uso de pares de óxidos como geotermômetros indicam temperaturas de cristalização da ordem de 850 °C-886 °C. A associação mineral encontrada é típica de riolitos alcalinos de afinidade comendítica. Geoquimicamente os riolitos da região do Santuário podem ser classificados como do tipo alta sílica, sendo os valores do índice agpáítico concentrados no limite entre sistemas metaluminosos e peralcalinos. A afinidade alcalina comendítica, quando comparada a pantellerítica, é expressa pelos conteúdos mais baixos de FeO^t, MnO, Na₂O e TiO₂ e mais elevados de Al₂O₃, CaO e MgO, aliada a um baixo percentual de mineralogia máfica sódico-cálcica. Os dados de ETR dos riolitos da região do Santuário indicam uma elevada concentração e um moderado fracionamento de ETRL em relação ETRP, sendo os padrões de ETR semelhantes aos de outras associações alcalinas pós-orogênicas. Os padrões geoquímicos em diagrama multi-elementar, normalizados pelo padrão ORG, sugerem uma herança mantélica com contribuição crustal para a origem dos riolitos estudados. Os dados litoquímicos e de química mineral permitem caracterizar este episódio vulcânico como representante de um magmatismo ácido alcalino saturado em sílica, comendítico, de caráter pós-orogênico, marcando provavelmente as últimas manifestações magmáticas relacionadas ao ciclo Brasileiro no Escudo Sul-rio-grandense.

VARIAÇÕES TEXTURAIS DO MAGMATISMO SERRA GERAL

Sander A. & Wildner W.

Serviço Geológico do Brasil – CPRM, Porto Alegre, RS/Brasil (geologia@portoweb.com.br)

O magmatismo da Serra Geral compreende uma espessa seqüência vulcano-plutônica com até 1.500 m de espessura, recobrando uma área de 1.2x10⁶ km², onde predominam derrames toleíticos de basaltos, riolacitos e riolitos e quantidades subordinadas de andesitos, com inúmeras intrusões na forma de diques e sills. Localmente ocorrem composições picríticas. Os diferentes processos magmáticos atuando em composições ácidos a ultrabásicas resultaram em uma grande variedade textural. Destas texturas foram escolhidas aquelas de maior significado petrogenético e beleza divididas em dois grupos: i) texturas de resfriamento rápido e ii) texturas de resfriamento lento.

i) Texturas de resfriamento rápido:

As litologias de resfriamento rápido mostram texturas **afaníticas** a **microfaneríticas**, com ou sem **microfenocristais**. Ocorrem horizontes **vitrofiricos** com fraturas **perlíticas**, *pitchstones* e nas rochas com matriz **hialocristalina afanítica** destacam-se os **fenocristais**, **microfenocristais**, **crístálitos** e **esferulitos**.

Os **fenocristais** ocorrem **isolados** ou **glomeroporfiríticos** e são de plagioclásio, dois clinopiroxênios e subordinadamente K-feldspato e olivina, em geral euédricos a subédricos. Frequentemente apresentam texturas **quench** como: plagioclásio com terminações em **rabo de andorinha**, plagioclásio **esqueletal (em forma de “G”)**, **cristais ocos** de apatita, ilmenita e rutilo **acicular e esqueletal**. Estes minerais podem estar arrançados em **esferulitos** constituídos de agulhas muito finas fibrorradiadas ou como longos e curvos cristais de plagioclásio e clinopiroxênio **branching**. Feições de reabsorção estão preservadas em plagioclásio sieve. Os fenocristais podem mostrar **texturas de corrosão**, ocasionalmente com a destruição parcial do mineral formando **cristais esqueletais**. Os crístálitos constituintes da matriz são de plagioclásio e clinopiroxênio, podem ser **isótropos** ou **orientados** pelo fluxo da lava.

Ocorrem **xenólitos** de sedimentos: arenitos e pelitos. Os arenitos costumam desenvolver **textura granoblástica isogranular** sem transformações minerais devido a sua composição ortoquartzítica. Já os pelitos mostram uma exuberante paragênese metamórfica com o desenvolvimento de **fibrolita ou silimanita nematoblásticas** onde o metamorfismo de contato foi mais intenso.

Localmente foram identificados depósitos piroclásticos representados por tufos vítreos ricos em **shards cuspidados e tabulares**.

ii) Texturas de resfriamento lento:

O resfriamento lento das intrusões, porções centrais dos derrames e diques e *sills* e está marcado pelas texturas **intergranular**, **intersertal**, **ofítica** e **subofítica**. Os arranjos **intergranulares** e **subofíticos** são formados por plagioclásio e dois clinopiroxênios (augita/pigeonita). São comuns os **intercrescimentos simplectíticos** entre clinopiroxênio e plagioclásio, entre quartzo e feldspatos e entre o clinopiroxênio e opacos. A **zonação** em cristais de plagioclásio e clinopiroxênio ocorre com frequência. Nas rochas ultrabásicas destacam-se as texturas **cumuláticas** como: **heteradacumulados** com megacristais de clinopiroxênio contendo inúmeras inclusões de olivina euédrica com a fase residual de plagioclásio e **adacumulados** nos **horizontes anortosíticos**.

BRECHAS DO SISTEMA VULCÂNICO DO DEPÓSITO DE ESTANHO DE BOM FUTURO (RO)

Souza V.S.¹ & Botelho N.F.²

¹ Departamento de Geociências da Universidade do Amazonas e Doutorando do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (vdss@unb.br)

² Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (nilsonfb@unb.br)

O depósito de estanho de Bom Futuro é um dos principais representantes da Província Estanífera de Rondônia e é formado por um sistema do tipo vulcano-plutônico encaixado em rochas do Complexo Jamari. O sistema vulcânico ocupa a área central do depósito, denominada Serra do Bom Futuro, local onde ocorrem brechas, diques de albita-granito, riolitos, traquitos e pegmatitos, com a cassiterita associada a um sistema anelar de veios de quartzo-topázio. O sistema plutônico está localizado a cerca de 500 m a nordeste da Serra do Bom Futuro, local onde ocorre um *stock* granítico semi-circular constituído por biotita granito nas bordas e albita granito no centro, estando a cassiterita associada a zonas e bolsões de *greisens*.

As brechas do sistema vulcânico Bom Futuro são de natureza vulcânica, plutônica e hidrotermal. A brecha vulcânica é o tipo mais comum e ocupa a área central do depósito, compondo um *pipe* de geometria cilíndrica a cônica, formado por fragmentos e matacões de rochas do Complexo Jamari, cimentados por uma matriz fina a afanítica de composição riolítica a topázio riolítica. A brecha plutônica é formada por fragmentos das paredes das rochas encaixantes, parcialmente assimilados durante o alojamento dos diques de albita granito. Quando este alojamento ocorre ao longo do corpo de brecha vulcânica em formato de *pipe*, promove uma rebrechação dessa rocha encaixante. A brecha hidrotermal está associada ao sistema de veios de quartzo-topázio, sendo composta por fragmentos de rochas do Complexo Jamari, brechas vulcânica, riolito, topázio riolito e albita granito, cimentados por uma matriz composta por agregados heterogranulares de quartzo e topázio.

A brecha vulcânica é produto do alojamento em subsuperfície de um magma ácido e residual, rico em voláteis (H₂O, F, Cl) e elementos incompatíveis (Sn, W, Rb, Li), o qual promove um super aquecimento e eleva o ponto crítico da água das águas subsuperficiais, dando início a um processo do tipo freatomagmático. Tal processo favorece o relaxamento da pressão acumulada, através da brechação das paredes de rochas encaixantes, gerando espaços para fuga dos voláteis e desestabilizando a estrutura brechada. Esta brechação ocorre em uma área arquetetada por falhas e fraturas, produzindo uma estrutura na forma de *pipe*, a qual sofre um posterior colapso, gerando um conjunto de fraturas anelares e radiais. Estas fraturas são percoladas por um pequeno volume de magma, os quais formarão os vários diques, e por grande volume de fluidos hidrotemais, responsáveis pela formação dos veios. Ao longo dos veios, a pressão hidráulica gerada pelo fluxo de fluidos em regime extensional, provoca o rompimento das paredes de rochas encaixantes, gerando novas brechas, alteração hidrotermal e estruturas tipo stockworks. Caso o desenvolvimento do sistema de veios ocorra ao longo da estrutura brechada em forma de *pipe*, essa rocha será submetida a rebrechação. As brechas hidrotermais representam assim, os últimos pulsos ou ciclos de gerações brechas no sistema vulcano-plutônico do depósito de estanho de Bom Futuro.

O EDIFÍCIO VULCÂNICO CABUGI, TERCIÁRIO DO RIO GRANDE DO NORTE

Souza Z.S.^{1,2,3}, Paiva H.S.^{2,4}, Silveira F.V.^{1,5}

¹ Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica / UFRN

² ANP / PRH-22

³ Pesquisador do CNPq (zorano@geologia.ufrn.br)

⁴ Curso de Geologia / UFRN

⁵ Doutorando do PPGG, Bolsista da CAPES

O vulcanismo Cenozóico nos Estados do RN e PB, denominado regionalmente Formação Macau, tem sido usado como um marcador cronoestratigráfico e tectônico de seqüências cretácicas (Bacia Potiguar) e terciárias (Formação Serra do Martins). São descritas ocorrências na forma de diques, plugs, necks, soleiras e pequenos derrames (Sial 1976 - Rev. Bras. Geoc., 6: 1-14).

Este trabalho relata dados relativos ao Pico do Cabugi (Lajes – Angicos / RN), um dos exemplos mais conhecidos dos corpos vulcânicos Terciários, com recente datação ⁴⁰Ar-³⁹Ar de 24 Ma (Araújo et al. 2001 - 19º Simp. Geol. NE, *Resumos*, p.260-261). Ele resultou da integração de informações de campo (mapeamento geológico na escala 1:10.000, coleta de parâmetros estruturais e de amostras), de gabinete (interpretação de fotografias aéreas e imagens de satélite Landsat 5TM) e de laboratório (descrição petrográfica e textural de seções delgadas de rochas).

O Pico do Cabugi se destaca geomorfologicamente na região pela sua forma tridimensional cônica (vértice voltado para cima), atingindo cota máxima de 590 m, em contraste com a planície adjacente com cotas em torno de 170 m. As unidades encaixantes são gnaisses tonalíticos, plútons graníticos e pegmatitos, cujas superfícies plano-lineares precambrianas, em geral de baixo ângulo, são truncadas pelas rochas vulcânicas. O mapeamento do edifício Cabugi permitiu distinguir as seguintes unidades: 1) uma porção central preservada (basalto 1), *in situ*, com diâmetro de 150-200 m, representando o verdadeiro neck vulcânico, com disjunções colunares com eixo E-W e mergulho fraco (5-10°) para leste; 2) a NE da unidade 1, ocorre uma área de basaltos com disjunções colunares de mergulho médio a forte (40 a 65°) para NE e ENE, de textura mais grossa (basalto 2), com freqüentes xenólitos de peridotito, gnaisse, granito, pegmatito e do basalto observado na porção central; 3) uma porção intermediária mais ou menos circular, contornando as duas primeiras unidades, com diâmetro de cerca de 700 m, formando um patamar topograficamente mais baixo do que a parte central, composta de blocos desmoronados de basalto 1; 4) uma porção externa, de geometria irregular, representada por blocos predominantes de basalto 2 sobrepostos a gnaisses soerguidos; 5) diques e stockworks de microgabros, de direção NNE, ainda não reportados na literatura disponível.

Um dos resultados importantes da pesquisa foi o reconhecimento de duas gerações de basaltos (1 e 2 acima), comprovados por relações de inclusão e diferenças petrográfica e texturais. O basalto 1 (mais antigo), é homogêneo, de textura fina a média, com fenocristais de olivina e clinopiroxênio. O basalto 2 (mais jovem) é heterogêneo, com freqüentes xenocristais de olivina e xenólitos mm a cm de basalto 1, peridotito, gnaisse, quartzo e pegmatito; o alinhamento de xenólitos e a extinção ondulante em olivina e clinopiroxênio revelam um estágio de fluxo viscoso (ou transporte violento na ascensão?) do magma basáltico 2. O prosseguimento da pesquisa incluirá o refinamento da descrição textural e petrográfica de basaltos (1 e 2) e microgabros para datação por ⁴⁰Ar-³⁹Ar, visando posicionar temporalmente os diversos pulsos de magmas basálticos na região estudada.

TEXTURAS E ESTRUTURAS DOS LAGOS DE LAVA SERRA GERAL

Wildner, W.; Sander, A.; Romanini, S. J.

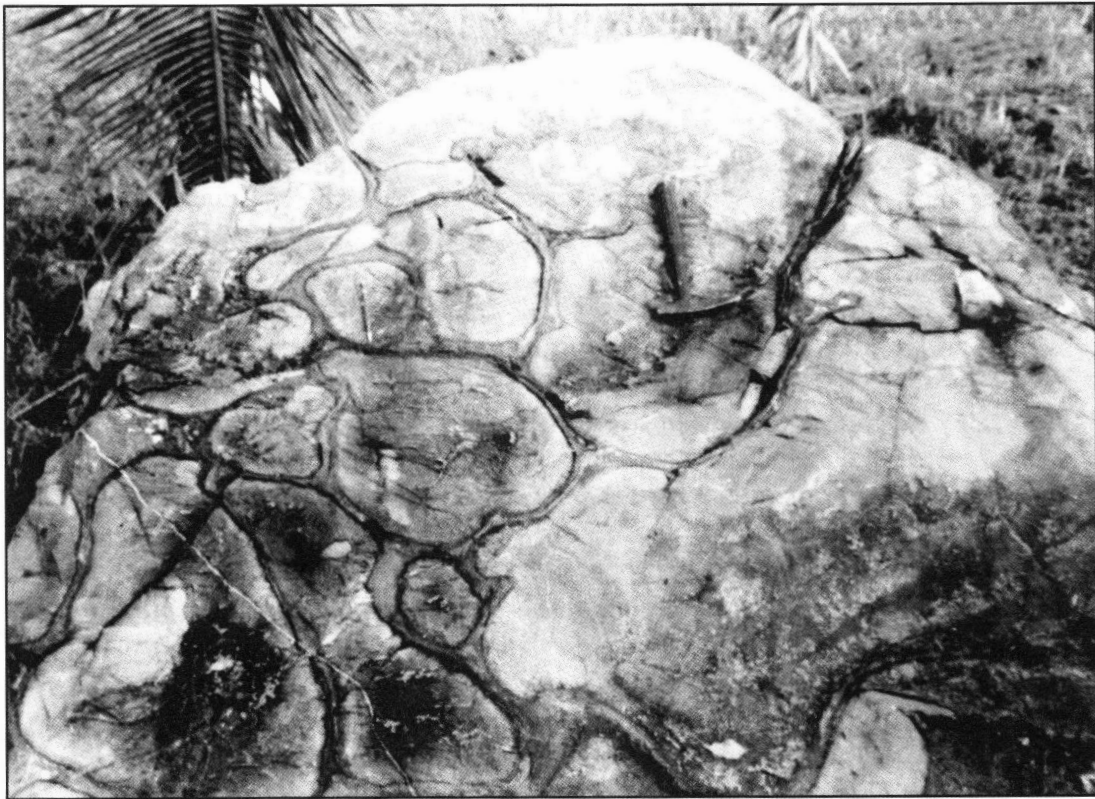
Serviço Geológico do Brasil - CPRM, Porto Alegre, RS/Brasil (wwildner@portoweb.com.br)

A Bacia do Paraná recobre uma área de 1,6x10⁶ km² e sua evolução deu-se em quatro episódios evolutivos, característicos de ciclos tectono-sedimentares completos. Os dois primeiros relacionados a uma bacia sinforme subsidente e os últimos a fases de soerguimento e extrusão de grande quantidade de lavas toleíticas relacionadas ao Magmatismo Serra Geral.

Este magmatismo representa um dos maiores eventos vulcânicos fissurais subaéreos do mundo, recobrando uma área com cerca de 710.000 km², onde predominam amplamente as rochas efusivas, que geram uma grande variedade de texturas e estruturas vulcânicas. Os depósitos estão relacionados à categoria dos horizontes magmáticos coerentes, cuja organização está ligada a reologia dos magmas, aos processos de emplacamento e trajetória de cristalização, compondo um conjunto de estruturas que podem ser sumariadas como: **1- Lagos de lava**- em ambientes distensivos o fluxo de magma não é canalizado, ocorrendo na forma de lagos que preenchem uma paleotopografia pré-existente. Os primeiros preenchem zonas de interdunas e vales relacionados ao deserto de Botucatu, enquanto que os subseqüentes apresentam superposições **tabulares** ou relacionadas a **superfícies de erosão**. **2- Horizontes vesiculares** - voláteis exsolvidos a partir do emplacamento migram para a superfície ficando trapeados na borda externa da lava. Exceção é feita aos horizontes inferiores onde a rápida perda de calor para o substrato gera um horizonte vesicular, onde são comuns as vesículas do **tipo pipe**. **3- Derrames holohialinos (pitchstone)** - a temperatura mais baixa dos magmas ácidos, associado a pequena espessura e conseqüente resfriamento rápido, gera depósitos holohialinos, aonde são comuns as **fraturas conchoidais** e/ou **perlíticas**. **4- Foliações e dobras de fluxo**- são comuns em derrames de magmas silicosos, onde o fluxo se inicia de forma laminar e, a medida que aumenta a viscosidade, inicia-se a formação de texturas de **fluxo laminar** e **dobras assimétricas**, normalmente apertadas e sem raiz. **5- Juntas**- concomitantemente ao resfriamento ocorre a perda de volume e conseqüente contração do magma, com o desenvolvimento de juntas perpendiculares a direção de maior perda de calor, de forma que próximo ao topo e base são normais as **juntas tabulares** enquanto que na porção central predominam **juntas verticais** formando um conjunto de **blocos colunares prismáticos**. O comportamento isótropo faz com que o calor se dissipe homogeneamente gerando um **padrão pseudo-hexagonal**. **6- Auto brechas de base** em substrato de sedimentos inconsolidados faz com que a ação de carga e arrasto resulte numa rocha híbrida constituída por fragmentos de lava imersos em matriz de areia, formando peperitos, ou contendo blocos de arenito em matriz vulcânica. **7- Auto brechas de topo**- Após a formação do lago e cristalização da carapaça externa, caso haja novo aporte de magma, este ocasiona o rompimento da carapaça gerando um agregado de fragmentos arredondados imersos em matriz de composição similar. **8- Diques de areia** - em derrames de lavas sobre horizontes sedimentares é comum a presença de diques de areia, que preenchem fraturas pseudo-hexagonais. **9- Áreas de degassificação**- megablocos fluidizados pelo aporte de fluidos que atravessam o derrame. **10- Jig-saw-fit**- termos riolíticos, nos estágios finais da cristalização, podem fragmentar-se em ângulo, onde os pedaço estão justapostos. **11- Texturas de recarga**- o *input* de novo magma dentro de um lago de lavas em cristalização, gera horizontes vesiculares recorrentes no topo dos derrames, imprimindo um aspecto bandado, por vezes acamadado, aos depósitos.

Tema 6

VULCANISMO PÓS-COLISIONAL DO CICLO BRASILIANO



**PETROGRAFIA, GEOQUÍMICA E ISOTOPIA DAS ROCHAS VULCÂNICAS
E INTRUSIVAS DO PONTAL FORT (ILHA GREENWHICH) E PENÍNSULA FILDES
(ILHA REI GEORGE), ILHAS SHETLAND DO SUL, ANTÁRTICA**

Almeida D.P.M.¹, Machado A.², Hansen M.A.F.¹, Chemale Jr. F.², Fensterseifer H.C.¹, Petry K.¹

¹ UNISINOS (*pilar@euler.unisinos.br*)

² UFRGS

Rochas ígneas da Península Fildes, localizada na porção SW da ilha Rei George, e do Pontal Fort, na região Oeste da ilha Greenwhich, ambas integrantes do arquipélago Shetland do Sul, foram estudadas. As rochas extrusivas que ocorrem na Península Fildes e Pontal Fort correspondem, petrograficamente, a andesitos basálticos e andesitos respectivamente, as quais manifestam-se como derrames e de maneira subvulcânica. As intrusivas, de composição diorítica a granítica, são cogenéticas às vulcânicas. As relações de campo e os padrões geoquímicos indicam que o vulcanismo precedeu ao plutonismo. Todas as rochas apresentam características geoquímicas e isotópicas similares, o que sugere a relação co-genética entre todas elas. Nas rochas vulcânicas, o comportamento dos elementos traço imóveis, tais como Zr, Ce, ETR e Y é similar para as duas regiões. Nas rochas intrusivas, o comportamento destes elementos corresponde aos termos mais evoluídos. Os altos conteúdos de LILE em relação aos HFSE, em ambas regiões, sugerem um provável metassomatismo da fonte mantélica, com a transferência dos LILE da placa litosférica e/ou sedimentos do assoalho oceânico (Machado et al. 1998), ou um significativo fracionamento dos elementos de HFSE, abundantes durante a fase inicial do magma. O enriquecimento de ETRL em relação aos ETRP é provavelmente devido à fusão parcial do manto, com as razões de La/YbN sugerindo uma fraca migração de nordeste (Península Fildes) para sudoeste (Pontal Fort) durante a evolução deste evento magmático, o que pode ser devido a diferenças no mergulho da placa subductante. As razões de Eu/Sm superiores de 0,244 sugerem diferenciação a pequena profundidade e a correlação negativa de La versus Cr nas rochas do Pontal Fort sugere que os conteúdos de ETR foram controlados pelo fracionamento dos clinopiroxênios. Todas as rochas mostram uma afinidade cálcio-alcálica, por vezes com tendência toleítica (em algumas amostras da Península Fildes), que apontam a subducção como fator participante na geração das mesmas, com anomalias negativas de Zr, Ti, P e Nb, as quais podem ser atribuídas à presença de uma fase residual com rutilo, titanita, apatita, ilmenita ou perovskita durante a fusão parcial, sendo típicas de ambientes de arco de ilha, tendo posicionado-se no Eoceno inferior. Para ambas regiões, as razões iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,7033 a 0,7038), $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0,5128 e 0,5129) bem como os valores positivos de e_{Nd} (+4,61 a + 7,3), indicam uma fonte mantélica do tipo MORB- Pacífico juvenil para o magma, o qual sofreu pouca ou nenhuma assimilação crustal. Considerando-se os dados petrográficos, geoquímicos e isotópicos, conclui-se que as rochas vulcânicas e intrusivas do Pontal Fort e da Península Fildes são contemporâneas e provavelmente co-genéticas, com o **magma** manifestando-se inicialmente de maneira extrusiva e posteriormente intrusiva, representando uma suíte cálcico-alcálica com tendência toleítica gerada através de fusão parcial de um manto tipo MORB- Pacífico em um ambiente geodinâmico de arco de ilhas.

**CARACTERIZAÇÃO E POSICIONAMENTO DO VULCANISMO
ACAMPAMENTO VELHO (NEOPROTEROZÓICO III) E DO MAGMATISMO RODEIO
VELHO (MESO-ORDOVICIANO) NA BACIA DO CAMAQUÃ, RS, BRASIL**

Almeida D.P.M.¹, Zerfass H.², Lopes R.C.³, Basei M.⁴, Petry K.¹

¹ UNISINOS (*pilar@euler.unisinos.br*)

² UFRGS

³ CPRM/UNISINOS

⁴ IGc-USP

A Bacia do Camaquã foi desenvolvida durante as fases finais da orogênese brasileira no Escudo Sul-Riograndense, sendo preenchida por sucessões vulcano-sedimentares cujos melhores exemplos são o Vulcanismo Acampamento Velho com idades Rb/Sr de 545 Ma - 546 Ma (Almeida et al. 1996) e U/Pb em zircão de 573 Ma (Chemale Jr. 2000) e o Magmatismo Rodeio Velho (470 Ma, Hartmann 1998), ambos de caráter alcalino. Os resultados aqui apresentados são frutos de estudos nas regiões sul da folha de Passo do Salsinho (SH.22-Y-A-V-3 MI-2996/3) e norte da folha Arroio Santa Bárbara (SH.22-Y-A-IV-2 MI-2995/2), para o vulcanismo Acampamento Velho, e regiões sul da folha Arroio Santa Bárbara (SH.22-Y-A-IV-2 MI-2995/2), Arroio Carajá (SH.22-Y-A-IV-4 MI-2995/4) e Minas do Camaquã (SH.22-Y-A-V-3 MI-1996/3), para o magmatismo Rodeio Velho. O vulcanismo Acampamento Velho corresponde a um evento bimodal, constituído na sua base por uma seqüência de derrames basalto andesíticos e subordinadamente andesitos (Associação Máfica Inferior - AMI), seguida de uma seqüência riolítica composta por lapilitos, tufo, tufo soldados e derrames no topo (Associação Félsica Superior - AFS) e recobertas, em discordância erosiva, por ortoconglomerados e arenitos (Aloformação Santa Fé) e ritmitos (Aloformação Lanceiros). Dados geoquímicos indicam que as litologias das duas associações são cogenéticas, com padrões moderadamente alcalino a alcalino. A AMI representaria os primeiros diferenciados de um magma básico hidratado e as rochas da AFS, este mesmo magma, evoluído, após intensa contaminação crustal. A participação crustal na geração do vulcanismo ácido Acampamento Velho, encontra suporte nos valores de eNd atuais bastante negativos (-8 a -20). Adicionalmente, as idades modelos obtidas sugerem uma crosta mesoproterozóica como principal contribuinte para sua geração. Considerando as idades conhecidas (545 Ma - 573 Ma), o posicionamento estratigráfico, dados petrográficos e resultados geoquímicos obtidos, este evento vulcânico deve estar relacionado a processos extensionais que teriam permitindo a ascensão do magma bimodal. Esta tectônica estaria associada e precederia a colisão das placas continentais Kalahari e Rio de La Plata. Magmatismo Rodeio Velho petrograficamente corresponde a andesitos, basaltos sub-alcalinos, basaltos alcalinos e traquiandesitos, os quais posicionaram-se como derrames, depósitos piroclásticos estratificados e intrusões. Este evento ocorreu após a deposição da Aloformação Pedra Pintada e antes da deposição da Aloformação Varzinha. Dados geoquímicos e isotópicos sugerem que estas rochas, de caráter alcalino, se formaram a partir de um magma que sofreu contaminação crustal ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7075$). A cristalização fracionada deve ter sido o mecanismo fundamental de controle das relações mútuas entre as rochas. Considerando a idade e o quimismo do magmatismo Rodeio Velho, este teria características intraplaca (extensional) ocorrido após a colisão das placas continentais de Rio de La Plata (com o microcontinente Encantadas incorporado) e Kalahari.

O SISTEMA VULCANO-PLUTÔNICO DE SUBSIDÊNCIA REPRESENTADO PELO COMPLEXO INTRUSIVO LAVRAS DO SUL, RS

Gastal M.C.P.¹, Ferreira F.J.F.², Lafon J.M.³, Rolim S.B.A.⁴, Fialho C.F.², Fernandes G.A.⁵

¹ Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica, IGEO/UFRGS (maria.gastal @ufrgs.br)

² Laboratório de Pesquisas em Geofísica Aplicada, DEGEOL/UFPR

³ Laboratório de Geologia Isotópica, Pará-Iso/UFPA

⁴ Departamento de Geodésia, IGEO/UFRGS

⁵ IC/FAPERGS, Departamento de Mineralogia e Petrologia, IGEO/UFRGS

O Complexo Intrusivo Lavras do Sul-CILS possui forma levemente afunilada em profundidade (*wedge-shaped plutons*), e sua formação ocorreu em, pelo menos, duas etapas num curto intervalo de tempo (601-594 Ma). O posicionamento do complexo intrusivo foi controlado por estruturas frágeis de direção NE-SW, NNW-SSE e WNW-ESE, relacionadas aos dois principais sistemas de falhas da região (NE-SW e NW-SE). O CILS é um *pluton* ligeiramente alongado segundo a direção NS em planta, com dimensões de 12 por 18 km. Em profundidade, exhibe porção superior tabular, e quatro raízes profundas sob o corpo granítico situado a sul. Ao norte, ocorrem monzonitos, quartzo monzonitos e monzodioritos, que são relativamente mais antigos (601-599 Ma). Esta porção representa uma estrutura do tipo *cone-sheet*, cujo contato norte é marcado por anomalia magnética semicircular bem característica, em superfície, e abundância de diques intermediários. Nesta região, ocorre também anomalia magnética dipolar de grande amplitude (> 90 nT), que se desloca para sul e afunila em profundidade. O corpo principal do CILS é uma intrusão granítica ressurgente, posicionada após período de subsidência de caldeira. O limite dessa estrutura é sugerido por gradientes magnético e gravimétrico ao longo dos contatos NE, E e SE. O corpo principal é constituído por três conjuntos de granitos de afinidades distintas – shoshonítica e alcalina, aparentemente contemporâneos (~594 Ma). Todos se classificam como granitos da série magnetita, exibindo valores de susceptibilidade magnética aparente entre 4 e 10x10⁻³ SI, com maiores altos exibidos pelos tipos alcalinos. Na porção central, ocorrem granodioritos circundados por monzo e sienogranitos híbridos, todos de afinidade shoshonítica. Nos primeiros, a diversidade de texturas se deve à atividade mais intensa da fase fluida magmática, e nos tipos híbridos à mistura com magmas básicos. Os tipos alcalinos, pertita granitos e sienogranitos, formam corpos semicirculares ou pequenos stocks na periferia do corpo principal. Os primeiros predominam a nordeste, e estão sobre a principal raiz do CILS em profundidade. Os sienogranitos alcalinos ocorrem a sul, situando-se próximo de ocorrência de corpo básico em profundidade sugerido por anomalia magnética dipolar de grande amplitude (> 90 nT). Nestas imediações, ocorrem diques de minete e olivina minete nos granitos híbridos, dispostos segundo um conjugado de direção WNW-ESE. Outro corpo básico, em profundidade, é também sugerido por anomalia magnética de menor amplitude. Situa-se no limite nordeste do CILS, na região do contato dos granitos com monzodioritos. Os últimos exibem características geoquímicas e isotópicas (Sr-Nd-Pb), que permitem correlacioná-los aos minetes. Isto sugere que as duas anomalias magnéticas situadas no limite do corpo granítico representem intrusões básicas em profundidade, de composições similares e posicionadas em diferentes estágios da ressurgência pós-colapso. A derivação dos granitos alcalinos a partir de magma minete é indicada pela petrografia, isótopos e química mineral. Os dados isotópicos Sr-Nd-Pb, para granitóides e minetes do CILS, revelam a participação de magmas básicos derivados de dois componentes do manto litosférico: um com alta razão Sm/Nd formado durante o evento de subducção do Ciclo Brasileiro Precoce (900-750 Ma), e outro com baixa razão Sm/Nd e maior tempo de residência. O conjunto de informações permite assim sugerir que a diversidade de magmas básicos ocorreu durante a ressurgência pós-colapso, sendo responsável pela mudança na afinidade dos granitos.

GEOQUÍMICA ISOTÓPICA Sm-Nd E A GÊNESE DOS MAGMAS DURANTE O CICLO BRASILIANO NO ESCUDO SUL-RIOGRANDENSE

Gastal M.C.P.¹, Lafon J.M.², Hartmann L.A.¹, Koester E.³

¹ *Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica, IGEO/UFRGS (maria.gastal @ufrgs.br)*

² *Laboratório de Geologia Isotópica, Pará-Iso/UFPa*

³ *Laboratório de Geologia Isotópica, IGEO/UFRGS)*

Os eventos de produção de magmas no final do Neoproterozóico foram investigados no Escudo Sul-riograndense com base nos padrões de evolução isotópica do Nd. Foram compilados dados isotópicos de diversos granitóides, e de vulcânicas e rochas básico-intermediárias associadas. Estas rochas ocorrem à leste no Cinturão colisional Dom Feliciano, e a oeste na borda do Craton Rio de la Plata (Bloco Taquarembó) e Cinturão acrescionário Vila Nova (Bloco São Gabriel). Dois principais períodos de atividade tectono-magmática do Ciclo Brasileiro são reconhecidos nas duas regiões. Correspondem às orogêneses São Gabriel (800-700 Ma) e Dom Feliciano (630-550 Ma). As características isotópicas dos prováveis reservatórios mantélicos e crustais são avaliadas com base em unidades geológicas regionais. Gnaisses e granulitos paleoproterozóicos e neoarqueanos são considerados segmentos da crosta continental cratônica, e o enxame de diques Uruguai de idade Paleoproterozóica é representativo de um manto que foi metassomatizado durante o Ciclo Transamazônico. Os basaltos toleíticos cretáceos da Província Magmática Paraná e rochas alcalinas associadas (130-100 Ma) também foram considerados. Como não houve outro evento tectono-magmático de escala regional entre os dois principais eventos magmáticos que afetaram esta região no Neoproterozóico e Cretáceo, a composição das rochas básicas mais jovens (~130 Ma) deve traduzir a litosfera subcontinental do final do Ciclo Brasileiro. Inúmeros são os processos intracrustais que podem fracionar a razão Sm/Nd. Apesar disto, os padrões de evolução isotópica do Nd para este conjunto de rochas permitem algumas considerações petrogenéticas importantes. As rochas relacionadas ao evento de subducção do Ciclo Brasileiro Precoce (~750 Ma), no oeste, mostram padrões coerentes. Para estas rochas, variações nas razões Sm/Nd sugerem dois extremos para a composição da provável litosfera subcontinental produzida durante esta orogênese, respectivamente componentes empobrecidos e enriquecidos em elementos incompatíveis. No leste, rochas de idade equivalente (~800 Ma) podem ser produto de fusão parcial tanto de segmentos da crosta pré-brasiliana ou de mistura manto-crosta, incluindo magmas derivados de um manto extraído e modificado em eventos anteriores. Os granitóides pós-colisionais (630-600 Ma), da região leste, exibem padrões de evolução do Nd similares aos granitóides de 800 Ma, permitindo sugerir gênese parecida. No entanto, valores mais elevados de ϵ_{Nd}^t requerem também a contribuição de componente com maior razão Sm/Nd e menor tempo de residência, que pode ser o manto litosférico gerado na subducção do Ciclo Brasileiro Precoce. Para os granitos sin-transcorrentes, valores anômalos da idade $T_{DM}(Nd)$ e razões Sm/Nd distintas poderiam ser atribuídos a condições de desequilíbrio durante processos de fusão parcial rápida e relacionados à transcorrência. No oeste, os granitos e vulcânicas pós-colisionais constituem dois conjuntos distintos em idade e gênese. As rochas mais antigas do Ciclo Brasileiro Tardio (605-581 Ma) exibem padrões de evolução do Nd consistentes com mistura de dois componentes do manto litosférico. Um componente tem alta razão Sm/Nd e foi gerado durante a subducção Brasileira, e outro com baixa razão Sm/Nd e maior tempo de residência. Granitos e vulcânicas de evento mais jovem deste ciclo (575-550 Ma) tiveram a participação importante de componentes de uma crosta neoarqueana ou mais antiga. A comparação dos padrões de evolução do Nd para as rochas geradas no Ciclo Brasileiro Tardio revela evoluções distintas no tempo, nas duas regiões do Escudo, que devem estar refletindo ambientes tectônicos e processos de geração de magmas distintos. No oeste, a contribuição de componentes crustais é maior em rochas mais jovens, enquanto no leste há evidências isotópicas do Nd de evolução no sentido oposto.

BIMODAL CAMBRIAN MAGMATISM IN THE CENTRAL TECTONIC DOMAIN OF THE BORBOREMA PROVINCE, NE BRAZIL AND ITS TECTONIC SIGNIFICANCE

Guimarães I.P.^{1,2} & Silva Filho A.F.^{1,2}

¹ Departamento de Geologia – CTG – UFPE (ignez@npd.ufpe.br)

² Bolsista CNPq

Sub-volcanic rocks occur as dyke swarms in the Central Tectonic Domain (CTD) of the Borborema Province. They comprise bimodal magmatism, comagmatic with the Prata Granitic Complex, showing Rb-Sr age of 512 ± 30 Ma and A-type post-orogenic extension signature. Small A-type granitic plutons in the area, have U-Pb zircon ages of ~ 540 Ma.

The mafic rocks are diabase and norite. The diabases occur as dykes cutting the gneisse-migmatite and also, as enclaves partially mixed with the Prata granitic. The norites occur only as enclave within the Prata Complex. To avoid geochemical contributions from the Prata granites, only diabases from the dykes were analyzed.

The mafic rocks show SiO_2 ranging from 48 % to 53 % and $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ ratios > 1 . When compared to the norites, the diabases are K_2O - Ba- Sr- Rb- LREE rich, MgO- poor (4,0–5,0 %) have higher $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial ratios (0.706462 – 0.707727) and negative values of ϵ_{Nd} (520 Ma) (-14.95 a -11.48), suggesting that they were originated from a metasomatized lithospheric mantle. The norites show a significant range in their chemical and isotopic compositions, reflecting interactions with the Prata granitic magma. The less “contaminated” samples are LILE-poor and MgO- rich (7 %-8 %), show positive values of ϵ_{Nd} (520 Ma) ($\sim +4.7$), suggesting an asthenospheric mantle source. The HFSE content are similar to those recorded in WPB.

The spidergram patterns for both norite and diabase are similar to those of volcanic mafic rocks from continental rift environment.

The felsic rocks (rhyolite and rhyodacite) show negative values of ϵ_{Nd} (520 Ma) (- 18,42 to -10,8) and ϵ_{Sr} (520 Ma) (-18), and low Ba, Sr and Eu contents. A granulitic source, from which magmas Ba-, Sr-, Rb- and Eu-rich had previously been extracted, could be the source of these rocks. High-K calcalkaline and shoshonitic granitoids with age 580-590 Ma are widespread in the Borborema Province. The residue left after their extractions, could be the granulitic source required as the source of the felsic volcanic rocks.

Field evidences that magma mingling processes involving diabase, rhyodacite and the A-type post-orogenic extension related granites had occurred, suggest that the subvolcanic bimodal magmatism has a crystallization age of 512 ± 30 Ma. The studied magmatism is contemporaneous with the deposition of small sedimentary basin from north and central Tectonic Domain of the Borborema Province and also, to the event of rifting related to the break up that took place separating Laurentia and Baltica from Gondwana.

**GEOQUÍMICA, QUÍMICA MINERAL E POTENCIALIDADE
METALOGENÉTICA DAS ROCHAS HIPABISSAIS DA ASSOCIAÇÃO SHOSHONÍTICA
DE LAVRAS DO SUL, RS: ESTUDO DE UM CASO**

Liz J.D.¹, Lima E.F.², Hartmann L.A.², Sommer C.A.¹, Pierosan R.³, Gonçalves C.R.H.³, Alexandre F.M.³

¹ PPGGEO/IG/UFRGS (*danielliz@hotmail.com*)

² CPGq/PRONEX/IG/UFRGS

³ BIC/CNPq/IG/UFRGS

O estudo detalhado de um corpo subvulcânico com cerca de 3 km de comprimento por 500 m de largura, aflorante na região de Lavras do Sul, permitiu identificar a coexistência de diferentes pulsos magmáticos, possivelmente, em uma câmara magmática rasa. Estas litologias fazem parte da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul (592 Ma), pertencente a porção basal do Alogruppo Bom Jardim. As rochas monzoníticas representam diferenciados de magmas parentais traquiandesíticos amplamente registradas na região de Lavras do Sul. Novas recargas de magmas traquiandesíticos e traquidacíticos originaram uma rocha composta, caracterizada pelo desenvolvimento de um mosaico afanítico, envolvendo porções traquidacíticas avermelhadas e traquiandesíticas acinzentadas. Na porção mais central do corpo observa-se um dique com textura afanítica, vesiculada, classificada como uma autobrecha dacítica rica em púmices, shards e bolhas, constituintes, em geral, interpretados como exclusivos de rochas piroclásticas. A elevada atividade de fluidos registrada nestas rochas é evidenciada pela presença de uma sulfetação tardi-magmática, onde predomina piritita associada a calcopirita e arsenopirita. Nas análises de química mineral dos sulfetos da autobrecha dacítica e composta, pode-se constatar que as piritas possuem zonações irregulares marcadas por conteúdos variáveis de arsênio, além de conteúdos de ouro da ordem de 1800 ppm. As análises das calcopiritas indicam concentrações consideráveis de ouro, atingindo em torno de 1200 ppm. Estudos com microscopia eletrônica de varredura (MEV) permitiram a identificação de grãos de ouro livre e prata nativa envolvidos por silicatos ricos em cloro, indicativos de complexos ricos neste ânion. Tetraedrita e esfalerita foram também identificadas nas zonas sulfetadas. O uso de geotermometria em arsenopiritas (percentagem atômica de As versus temperatura) sugerem que a sulfetação ocorreu em torno de 430 °C. Dados de litoquímica e de química mineral das rochas monzoníticas confirmam a afinidade shoshonítica do sistema, típicos da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul, com teores de $K_2O > Na_2O - 2$, acompanhados de conteúdos elevados de Rb, Ba e Sr. O padrão geoquímico da autobrecha dacítica é interpretado como uma modificação do padrão original pela supersaturação de voláteis, com a lixiviação de LILE, exceto Ba que fixou-se como barita. Os dados obtidos permitem sugerir preliminarmente que sistemas monzoníticos em condições hipabissais ricos em voláteis são sítios preferenciais para mineralizações sulfetadas ricas em ouro.

COMPARTIMENTAÇÃO GEOTECTÔNICA DEDUZIDA PELO VULCANISMO DO LESTE PARANAENSE E CATARINENSE

Lopes O.F.

Universidade Federal do Paraná – Departamento de Geologia – Curitiba – PR (omar@ufpr.br)

I) INTRODUÇÃO: Vários autores estabeleceram interpretações relacionando a principais litologias ou blocos crustais do Leste Paranaense, alguns de passagem e compondo a geologia dos principais acessos a área, outros detalhando mais uma região e menos outra, resultando sempre numerosas dúvidas sobre a interpretação do todo. Está implícito que as unidades mais antigas sejam interpretadas mais precariamente e serão apenas citadas aqui mas o vulcanismo parece ser, de toda a área, o primeiro episódio correlacionável à tectônica de placas e sobre ele desenvolveremos este enfoque.

II) COMPLEXOS ANTIGOS: O Complexo Granulítico de S. Catarina constitui um septo alongado que prolonga-se, para N/NE, atravessando o Paraná de maneira regular e contínua. Na Serra do Mar foram produzidos granitos e xistos em associação a zonas de cisalhamento, com exemplos correlacionáveis entre o Paraná, Namíbia e Angola (Granitos Morro Inglês/Kusieb). Os migmatitos que afloram na região de Bocaiúva do Sul-PR prolongam-se sob a cobertura Açungui e derivam de granitos em ultra-metamorfismo. As fácies graníticas situadas a norte de Piên-PR. são fruto de fatiamentos de meios plásticos, sem a obliteração da memória de cristalização das várias fácies. Enfim, em uma dinâmica essencialmente interna, magmática ou metamórfica, localmente ocorreram episódios efusivos restritos, tais como os ultra-mafitos de Piên.

III) TECTÔNICA DE PLACAS: Neste contexto é portanto especulativo falar em placas, micro-placas, etc. e consideramos os fenômenos apenas como responsáveis pelo efeito progressivo de cratonização regional. Muito localmente ocorreram contextos particulares tais como o Grupo Açungui, a Fm. Camarinha, a Faixa Itaiacoca, com mares epicontinentais de deposição, culminando com um preenchimento de grandes calhas produzidas pela evolução de sistemas de falhas. Já no Precambriano terminal e até o início do Paleozóico teve início o vulcanismo da Associação Vulcânica Campo Alegre/Guaratubinha (AVCAG) e do que denominaremos Associação Vulcânica Castro (AVC), já em um contexto definido de tectônica de placas, onde as associações vulcânicas, ocidentais representaram a fusão de placas subductadas do bloco oriental (africano) com uma zona de subducção na área da própria Serra do Mar, culminando mais tarde em uma inversão, passando de uma zona colisional para a área distensional, tal como ocorre hoje no Atlântico como um todo. Enquanto isso, o Paleozóico sediava a deposição de sedimentos argilo-arenosos, acentuando a capacidade regional de produzir resposta, como subsidência dos sedimentos, o que se encontra na origem do processo de inversão geotectônica (de colisional para distensional). A zona colisional inverteu-se em algum momento antes do Mesozóico e a separação que se seguiu culminou com a efusão dos basaltos da Bacia Paraná/Etendeka, bem como dos Basaltos Mosquito (Triássico Médio) e Sardinha (Cretáceo Inf.).

IV) HIATO VULCÂNICO: Portanto o vulcanismo da AVCAG e da AVC representa um momento importante da evolução geotectônica do Leste Paranaense, quando preencheu um hiato entre o magmatismo e a tectônica precambrianos da Serra do Mar (tectonicamente reativado no Terciário) e a franca abertura do Atlântico. Resta a questão: quanto tempo durou o período de subducção e vulcanismo que produziu as duas associações? Resposta a esta questão dependerá do estabelecimento de uma varredura tal em amostras vulcânicas datadas, que permita estabelecer os limites temporais reais de duração dos eventos.

CORRELAÇÃO ENTRE A ASSOCIAÇÃO VULCÂNICA CAMPO ALEGRE/GUARATUBINHA E A ASSOCIAÇÃO VULCÂNICA CASTRO – PR/SC

Lopes O.F.

Universidade Federal do Paraná – Departamento de Geologia – Curitiba – PR (omar@ufpr.br)

I) INTRODUÇÃO: Uma numerosa série de dados sugere a correlação entre a Assoc. Vulcânica Castro (AVC) e a Assoc. Vulcânica Campo Alegre/Guaratubinha(AVCAG), ambas no Paraná e na porção Norte de Santa Catarina, à saber: idade, quimismo, contexto estrutural e natureza litológica; trataremos das similaridades mas também das especificidades de cada área, procurando contextualizar as unidades em um ambiente geotectônico definido, o que ainda não dispomos para a porção oriental do Paraná e de Santa Catarina (Lopes 2002 neste simpósio).

II) COLISÃOxDISTENSÃO: A AVCAG e a AVC, constituíram arcos magmáticos produzidos pela delaminação e subducção do tipo intra-continental sob a crosta sílica, do bloco oriental, incluindo litologias plásticas de granitos, granulitos e migmatitos, de idades variando do Arqueano ao Proterozóico Superior. Neste modelo a AVC representa uma unidade ligeiramente mais recente que a AVCAG, produzida pelo avanço, em profundidade, da crosta subductada. Quanto ao quimismo, ambas os blocos exibem um caráter proeminentemente ácido sendo, em ambos os casos, muito comuns lavas riolíticas e facies ignimbríticas, o que atesta o excesso de sílica no magma de origem e sugere uma fusão de rochas ricas em sílica, de tipos análogos aos que hoje são descritas como clastos dos debris flows em ambas as associações. Magmas de quimismo intermediário ou básico são subordinados em ambas associações, representados por andesítos e, ainda mais restritos, por basaltos (Vulcão Tabatinga).

III) CONTEXTOESTRUTURAL: O quadro estrutural regional é dotado de estruturas antigas, de direção NE/SW, truncadas por falhas de direção NW e a intersecção destes *trends* sendo responsável pela *mise-em-place* das sequências vulcânicas e pela restrição areal das seqüências de vulcanitos originais. Ocorre um mega-vulcão na AVCAG associado a 16 vulcões menores enquanto na AVC os centros efusivos, embora numerosos são de pequeno porte e superimpostos uns aos outros. A instabilidade tectônica das áreas vulcânicas, resultando em subsidência local dos vulcanitos (principalmente nos bordos dos complexos vulcânicos) sugere, erroneamente, a noção de bacia de deposição dos vulcanitos pois tanto a AVCAG quanto os vulcano-sedimentos da AVC exibem um marcante soerguimento topográfico ao centro de suas “bacias” sendo no primeiro caso aflorante os granulitos do substrato vulcânico em cotas 200 m mais altas que os sedimentos basais da periferia da AVCAG. Neste contexto é desnecessário frisar que a noção de empilhamento estratigráfico regional é irreal e a extrema rarefação de datações de rochas, bem como de afloramentos, não permite criar “estratigrafias” específicas de cada edifício vulcânico.

IV) CONCLUSÕES: Correlacionar as duas unidades, distantes de 200 km, é possível em razão da multiplicidade de aspectos comuns a ambas sendo que a subordinação areal da AVC reforça a sua posição distal da zona colisional. Estamos iniciando o levantamento de dados da Geologia Virtual denunciada pela natureza litológica dos clastos contidos em *debris flows* da AVC, comparando-os com os estudos similarmente desenvolvidos na AVCAG. Os dados já analisados sugerem uma infra-estrutura comum para ambas as unidades, que são as litologias do próprio compartimento subductado.

CENOZOIC EXTENSIONAL TECTONICS IN THE KING GEORGE AND NELSON ISLANDS, NORTHERN ANTARCTIC PENINSULA

Luft Jr J.L.¹, Machado A.², Chemale Jr F.², Lima E.F.²

¹*Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves 9500, Porto Alegre-RS, CEP 91501-970, Brasil (joao.luft@ufrgs.br)*

²*Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul*

The Antarctic Peninsula (AP) records a complex tectonic evolution where are registered Paleozoic to Mesozoic orogenic cycles related to the Gondwanides orogen, and extensional periods linked with Gondwana breakup in the Jurassic, South Shetland Archipelago (SSa) arc volcanism in the Paleogene, and Scotia Plate formation in the Neogene. The last two extensional periods are recorded in the King George and Nelson Islands, northern portion of the AP, and were responsible by the present distribution of plates in the South Atlantic. Both islands have a well preserved Paleocene volcano-sedimentary cover called Fildes Peninsula Group - FPG - (Zheng & Liu 1990) composed by agglomerates, tuffaceous sandstone and dacitic lavas intruded by andesitic and basaltic sub-volcanic bodies of Eocene ages (Byong-Know & Yong-Joo 1991). This unit is formed by sub-horizontal layers oriented N16°W/23°NE, deposited, tilted and hardly hydrothermalized under an extensional regime in a Paleocene back-arc basin of SSa. The FPG is highly controlled and tectonized by ruptile structures as simple, filled and shear fractures as well as normal faults and basic dykes. The absence of metamorphism, shortening structures and wide predominance of tensional fracture sets filled with hydrothermal minerals reinforce the brittle character of the deformation attesting the shallow crustal level of the studied rocks. In the Fildes Peninsula, southernmost King George Island, two structural patterns of filled and simple fractures are present: WNW-ESE and NNE-SSW with sub-vertical dips. Dykes are wide observed along the peninsula and are intimately related with the WNW-ESE tensional fractures, showing a compatible orientation: N77°E/86SE. Shear fractures are restricted to the Northern Heights of the Peninsula where are observed conjugate of dextral fractures with N27°E/85°NW and N10°W/80°SW. On the same manner, in the Stansbury Peninsula, northern of Nelson Island, both filled and simple fractures have good correspondence with the structures observed in the Fildes Peninsula. The filled fractures show two main orientations: NW-SE/87°-45° and NE-SW/80°; as well as the simple fractures which indicate two patterns in this Peninsula: NW-SE/86° to 70° and NNE-SSW. Thus, two theoretical horizontal strain ellipses can be suggested from the pattern of ruptil structures above described. The first corresponds to the Paleogenic extensional process (back-arc basin) related to the generation of SSa by convergence between Phoenix/Drake Plate beneath Antarctic Plate around E-W vector. This event is recorded in both peninsulas through WNW-ESE simple and filled fractures, conjugate of dextral shear fractures, N80°E-trending dykes and WNW-ESE aligned sub-volcanic bodies. The second ellipse is materialized by occurrence of ca. NE-SW trending structures as: NNE-SSW and NE-SW simple, filled fractures present in both Peninsulas, and by N70°E-trending Late-Tertiary/Quaternary dykes of Fildes Peninsula. The last ellipsoid is here vinculated with the generation of Quaternary Bransfield, Prince Gustav and Larsen fan-like rifts.

CARACTERIZAÇÃO GEOMORFOLÓGICA DO GRUPO CASTRO – PR E SUA APLICAÇÃO NA IDENTIFICAÇÃO DAS ROCHAS VULCANOCLÁSTICAS

Mendes I.S. & Vasconcellos E.M.G.

Departamento de Geologia – Universidade Federal do Paraná (irarubi@ig.com.br)

O projeto “Análise Faciológica das Seqüências Vulcanoclásticas do Grupo Castro-PR” iniciou-se como sub-programa de um projeto maior intitulado “Províncias Mineraias do Cinturão Ribeira no Sul do Brasil: análise metalogenética e modelos exploratórios”, que teve início no segundo semestre de 1996, e envolveu o Departamento de Geologia da UFPR com o apoio do PADCT. O Grupo Castro corresponde a uma bacia vulcano-sedimentar molássica, formada por associações de rochas ígneas ácidas e intermediárias com rochas vulcanoclásticas intercaladas a seqüências sedimentares, aflorante na porção centro-leste do Estado do Paraná, abrangendo parte dos municípios de Castro e Piraí do Sul. Segundo Moro et al. (1994) o Grupo está inserido no contexto do sistema Brasileiro de dobramentos Ribeira, limitado a oeste por sedimentos Ordovicianos da Bacia do Paraná e a leste pelos granitos cambrianos Serra do Carambeí e Joaquim Murinho, pelo Complexo Granítico Cunhaporanga e por quartzitos e xistos da Serra das Pedras. O projeto foi desenvolvido em várias etapas, envolvendo atividades e métodos de trabalho diversos. Em uma fase inicial fez-se um levantamento bibliográfico, trabalhos de campo e descrições petrográficas e posterior identificação das litologias (riolitos, riolitos fluidais, traquitos, quartzo-traquitos, ignimbritos, brechas vulcânicas, tufos e lópilis), caracterizando um vulcanismo tipo pliniano ou freato pliniano, com vulcões formando domos ou caldeiras associados a derrames de lavas riolíticas e andesíticas reconhecendo-se uma diferenciação magmática, desde tipos intermediários a ácidos associados a um intenso hidrotermalismo. Em uma segunda fase realizou-se a interpretação de mapas aerogeofísicos de anomalias magnéticas, contagem total, urânio, tório e potássio. Estes mapas interpretados e associados as litologias identificadas, ajudam a delimitar os possíveis contatos entre as mesmas, que evidenciam a menor ou maior concentração destes elementos. As fases seguintes consistiram em uma classificação da drenagem e construção do modelo digital do terreno. Apesar das feições vulcânicas terem sido muito erodidas, com descrições petrográficas (macroscópicas e microscópicas) foi possível fazer a identificação das litologias. O relevo atual encontra-se aplainado pela erosão, com extensas planícies aluviais e morros suavemente ondulados. A classificação da drenagem também foi de grande valia para localização das rochas identificadas devido ao intemperismo diferenciado de cada litologia. O Grupo Castro possui um padrão de drenagem básico modificado, que vai do subdendrítico até circular e semicircular caracterizando as estruturas geológicas tais como: domos, caldeiras e condutos vulcânicos, padrões de rios fornecem informações estruturais, tipo de rocha, condições hidráulicas ou mudanças geomorfológicas. A construção do modelo digital do terreno mostra uma visão geral das feições de relevo.

**RELAÇÃO MAGMATISMO-HIDROTHERMALISMO NOS ANDES
PATAGÔNICOS; EXEMPLOS DOS DEPÓSITOS MINERAIS CERRO BAYO
E LA FERROCARRILERA, ARGENTINA**

Rolando A.P.¹, Macambira M.J.B.¹, Hartmann L.A.², Etcheverry R.O.³, Fernández R.R.³

¹ Laboratório Pará-Iso, UFPA, Belém, PA (rolando@ufpa.br; moamac@ufpa.br)

² Instituto de Geociências, UFRGS, Porto Alegre, RS (leo.hartmann@ufrgs.br)

³ INREMI, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, UNLP, La Plata, Argentina (inremi@infovia.com.ar)

Depósitos polimetálicos (Pb, Zn, Cu, Au, Ag) do tipo epitermal de baixa sulfetação concentram-se na borda leste dos Andes Patagônicos entre os paralelos 42° e 48° S, na zona de fronteira Argentina-Chile. A idade dos depósitos minerais está compreendida entre o Neojurássico e Paleocretáceo, e as rochas encaixantes predominantes são seqüências vulcanogênicas do mesmo intervalo de tempo. O Batólito Patagônico, típico de arco andino é um corpo contínuo alongado no sentido N-S com uma extensão de cerca de 1200 km e 150 km de largura e aflora imediatamente a oeste da faixa mineralizada. Ele é composto de rochas graníticas com idades variando entre 180 a 10 Ma.

Na borda leste da cordilheira Patagônica desenvolveu-se uma seqüência vulcânica e sedimentar desde o Neojurássico ao final do Paleocretáceo. A Formação Lago La Plata é o vulcanismo mais antigo (155-140 Ma) e a encaixante do prospecto mineral Cerro Bayo, localizado ao sul do Lago Fontana (45° S). Nas proximidades das zonas hidrotermalizadas de Cerro Bayo afloram dacitos pórfiros datados em 145 ± 2 Ma (U-Pb em zircão) que possivelmente provocaram o hidrotermalismo. No Neocomiano (140-120 Ma) se instalou nesta região uma bacia de trás-arco com a predominância de pelitos e arenitos, com magmatismo-hidrotermalismo pouco expressivo. No intervalo de 120 a 90 Ma desenvolveu-se o vulcanismo do Grupo Divisadero, cujas rochas andesíticas formam as encaixantes da Mina La Ferrocarrilera, localizada a 20 km a oeste do prospecto Cerro Bayo.

Existe uma coincidência entre as razões isotópicas de Pb das rochas graníticas e dos minerais hidrotermais. Os isótopos de Pb superpõem-se em torno de 18,52 para $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, 15,63 para $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e 38,45 para $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. No entanto, as rochas vulcânicas encaixantes das mineralizações apresentam valores distintos para as razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (18,95) e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (39,00).

O prospecto mineral Cerro Bayo foi datado pelo método Rb-Sr em minerais em 126 ± 6 Ma. Essa idade coincide com a formação da bacia sedimentar e pode ser interpretada como resultado do rejuvenescimento isotópico parcial provocado pelo vulcanismo do Grupo Divisadero, ou por um pulso do Batólito Patagônico. As razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniciais das rochas graníticas, vulcânicas cretáceas e minerais hidrotermais são diferentes e possivelmente os fluidos hidrotermais foram contaminados a caminho de sua deposição. É o caso do depósito La Ferrocarrilera, que apresenta uma idade Rb-Sr em minerais de 114 ± 4 Ma com uma razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial de 0,7090. Como as vulcânicas encaixantes da mineralização têm $\text{Sri} = 0,7058$, as seqüências sedimentares da bacia trás-arco que estão abaixo delas, devem ser as responsáveis pelo aumento da relação Sri. Em síntese, o Batólito Patagônico, em dois de seus estágios de formação (145 e 114 Ma) possivelmente provocou o hidrotermalismo, além de ser a fonte dos metais dos depósitos minerais estudados.

GONDWANIC ORE DEPOSITS FROM THE SAN RAFAEL MASSIF, ARGENTINA

Rubinstein N.¹, Carpio F.², Mallimacci H.²

¹ *Departamento de Geología, Universidad de Buenos Aires (nora@gl.fcen.uba.ar)*

² *SEGEMAR, Delegación Mendoza (segemar_mza@lanet.com.ar)*

The southern portion of South America formed part of the Gondwana by Paleozoic times. From the Carboniferous to the Triassic there was an active magmatic arc in its west margin. During the Early Permian, the San Rafael orogenic phase, which is related to the eastward migration of the arc, took place. Volcanism started together with this deformation phase and finished in the Lower Triassic. Two different suites can be distinguished within this volcanic sequence called Choiyoi Group. The early permian suite (Lower Section) consisting of andesites and dacitic to rhyolitic ignimbrites which geochemical characteristic point out to a subduction tectonic setting (Kleiman 1999). The early permian – early triassic suite (Upper Section), composed by rhyolitic ignimbrites and lava flows, dacitic to rhyolitic subvolcanics and alkalic basaltic andesites, has transitional geochemical characteristics between subduction and continental intraplate conditions (Kleiman 1999). Therefore, the Choiyoi Group shows a transition between a compressive tectonic regime to a progressive extensional regime that finishes with a rifting magmatism for the Middle Triassic (Kleiman 1999).

Choiyoi Group outcrops are widespread in the San Rafael Massif, province of Mendoza, where the main ore deposits are genetically associated to this gondwanic magmatism. The transition between a magmatic arc to a rift tectonic setting during this magmatic cycle determine different mineralization styles. Linked to the subduction setting from the Lower Section of Choiyoi Group there are Cu-(Mo) porphyry type deposits as Infiernillo, La Chilca, San Pedro and Tres Hermanos Hill (Carpio et al. 2001). They are genetically related to dacitic to rhyolitic porphyries with potassic alteration surrounded by phyllic and propylitic alteration halos developed in the country rock. Within the alteration zone, mesothermal to epithermal polymetallic veins, mainly with galena mineralization crop out.

Related to the intraplate magmatism of the Choiyoi Group Upper Section there are Mo porphyry type deposits as Germán and Elsiren (Carpio et al. 2001). They are quartz - molibdenite veins with phyllic alteration halos which are emplaced in rhyolitic epizonal intrusions with potassic alteration. Fluorite and manganese vein systems, exclusively hosted by rocks of the Upper Section, are regionally distributed; scarce quartz – galena veins crop out not very far from Elsiren deposit. This style of mineralization was interpreted as a Climax type model. Also hosted by the Upper Section there is an epithermal low sulphidation adularia – sericite type deposit, probably related to a caldera structure (Carpio et al. 2002).

References

- Carpio F., Mallimacci H., Rubinstein N., Salvarredi J., Sepúlveda E., Centeno R., Rosas M., Vargas D. 2001. Metalogenia del Bloque de San Rafael, Mendoza. *Serie Contribuciones Técnicas, Recursos Minerales, N°20*. Servicio Geológico Minero Argentino. Buenos Aires, 74 pg.
- Kleiman L.E. 1999. Mineralogía y petrología del volcanismo permo-triásico y triásico del Bloque de San Rafael en el área de Sierra Pintada, provincia de Mendoza, y su relación con las mineralizaciones de uranio. *Memoria de Tesis Doctoral*. Universidad de Buenos Aires, 286 p. Unpublished.

CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA DO VULCANISMO NEOPROTEROZÓICO DO PLATÔ DA RAMADA, PORÇÃO OESTE DO ESCUDO SUL-RIO-GRANDENSE

Sommer C.A.¹, Lima E.F.², Nardi L.V.S.², Liz J.D.¹, Pierosan R.³, Waichel B.L.⁴

¹ CPGEO/IG/UFRGS (casommer@sinos.net)

² CPGq/PRONEX/IG/UFRGS

³ IG/UFRGS

⁴ UNIOESTE - PR

No Platô da Ramada, porção oeste do Escudo Sul-rio-grandense, extremo sul do Brasil, afloram vulcanitos neoproterozóicos pós-colisionais do Ciclo Brasileiro/Pan-Africano de afinidade shoshonítica (600 Ma) a alcalina sódica saturada à supersaturada em sílica (573 +/-18 Ma). O platô é constituído na sua base por um pequeno volume de lavas básicas de afinidade shoshonítica, seguido por uma seqüência de rochas vulcânicas e hipabissais relacionáveis a série alcalina sódica saturada em sílica ou toleítica continental. Nesta associação, correlacionável a Aloformação Acampamento Velho, predomina uma seqüência ácida representada por fluxos piroclásticos seguidos de lavas e intrusões. Lavas de composição básica ocorrem intercaladas predominantemente no topo da seqüência ácida, enquanto diques básicos cortam as unidades basais. As lavas básicas shoshoníticas ocupam no TAS o campo das rochas alcalinas saturadas em sílica (traquiandesitos basálticos a shoshonitos), com $K_2O > Na_2O-2$ e razões K_2O/Na_2O próximas a unidade. Outras características geoquímicas, como o baixo TiO_2 , CaO e P_2O_5 , os conteúdos relativamente elevados de Al_2O_3 , Rb, Ba, Sr e terras raras leves (ETRL), associados a teores moderados de elementos litófilos de alto potencial iônico, atestam a afinidade shoshonítica desta associação. As rochas vulcânicas e hipabissais de afinidade alcalina sódica ocupam no TAS os campos das rochas alcalinas saturadas em sílica, com características transicionais entre as séries alcalina sódica e toleítica continental. Composicionalmente este magmatismo é bimodal, com os termos mais básicos ocupando o campo dos basaltos havaiíticos e mugearitos, enquanto que os mais diferenciados ocupam predominantemente o campo dos riolitos. A natureza sódica é marcada pelos valores de $Na_2O - 2 \geq K_2O$, sendo a tendência toleítica sugerida pelo enriquecimento relativo de ferro nas rochas básicas mais jovens. Apesar da ocorrência de rochas riolíticas peralcalinas ($IAGP > 1$; $Zr > 500$ ppm), o magmatismo desta associação possui um caráter predominantemente metaluminoso, desde os termos mais básicos até os mais diferenciados, coerentes com a mineralogia máfica cálcico-sódica. Pode-se identificar dois magmas composicionalmente distintos, tanto nos termos básicos, quanto nos ácidos: um magma baixo P e Ti e outro com alto P e Ti. As rochas básicas baixo P (0,20 % peso) e Ti (1,73 – 1,81% peso) com valores baixos de Ba (178-241 ppm), Nb (6-7 ppm), Y (24-22 ppm) e Zr (140-130 ppm) em relação as alto P e Ti com teores de Ba (498-562 ppm), Nb (14-16 ppm), Y (32-38 ppm) e Zr (184-293 ppm). As rochas ácidas baixo P e Ti, apresentam valores maiores para Rb (200-300 ppm), Nb (> 50 ppm) e Y (>70 ppm), em relação as rochas alto P e Ti (Rb: 50-200 ppm), (Nb < 50 ppm), Y (20-70 ppm). As características do magmatismo alcalino sódico do Platô da Ramada sugerem uma evolução a partir de mais de um tipo de magma parental, originados por variações composicionais no manto ou por diferentes graus de fusão de uma mesma fonte previamente afetada por subducção. Esta característica alcalina é atenuada nas unidades de topo do Platô, onde o caráter toleítico é mais acentuado. Os padrões litoquímicos observados no Platô da Ramada são semelhantes aos observados na Bacia de Campo Alegre e Platô do Taquarembó, ambos do sul do Brasil, e Snowdonia em North Wales (Grã-Bretanha), sendo estes exemplos típicos do magmatismo moderadamente alcalino de ambientes pós-colisionais.

ORGANIZAÇÃO ESTRATIGRÁFICA DA ALOFORMAÇÃO ACAMPAMENTO VELHO NO PLATÔ DA RAMADA, REGIÃO DE VILA NOVA DO SUL, RS

Sommer C.A.¹, Lima E.F.², Nardi L.V.S.², Liz J.D.¹, Pierosan R.³, Waichel B.L.⁴

¹ CPGEIO/IG/UFRGS (casommer@sinos.net)

² CPGq/PRONEX/IG/UFRGS

³ IG/UFRGS

⁴ UNIOESTE - PR

A Aloformação Acampamento Velho corresponde ao vulcanismo predominantemente ácido Neoproterozóico III (573 ± 18 Ma), presente na Bacia do Camaquã, e associado ao início da estabilização do Ciclo Brasileiro no Escudo Sul-rio-grandense. Esta unidade tem suas melhores exposições na região de Caçapava do Sul e nos platôs do Taquarembó e da Ramada. Este último possui dimensões de 24 km (E-W) por 12 km (N-S), tendo como embasamento as rochas sedimentares do Alogrupo Maricá e os vulcanitos básicos a intermediários da Aloformação Hilário. As primeiras manifestações vulcânicas são marcadas por rochas piroclásticas de fluxo e seguidas de lavas ácidas e corpos hipabissais riolíticos a traquíticos. Diques básicos cortam a fração piroclástica, observando-se também lavas básicas aflorantes a leste do platô, que podem corresponder a manifestações contemporâneas a fração ácida de topo. Os depósitos piroclásticos de fluxo possuem uma fácies proximal representada por brechas co-ignimbríticas, ricas em blocos e lópilis, classificados como juvenis e acidentais. Esta fácies grada lateralmente para ignimbritos ricos em litoclastos e púmices de dimensões predominantemente lapilítica, além de cristaloclastos e vitroclastos. Pode-se individualizar dois tipos principais de ignimbritos: um lenticulítico e outro rico em cristais. O primeiro, que domina percentualmente, possui uma matriz tufácea a lapilítica, cuja soldagem salienta uma textura eutaxítica, conferindo a rocha um aspecto lenticular. Axiolitos e esferulitos são as feições típicas de devitrificação em alta temperatura, ocorrendo principalmente nos fragmentos de púmices. Em algumas porções de topo dos ignimbritos feições típicas de escape de gases (*degassing pipes*) são preservadas. Estas são representadas por estruturas semicirculares a circulares centimétricas, preenchidas por material argiloso, muitas vezes gradando para uma zona brechada. *Degassing pipes* desenvolvem-se pelo intenso escape dos gases, aprisionados especialmente na fração púmice e entre os fragmentos, durante o resfriamento do depósito. O outro tipo de ignimbrito, que ocorre sobre os lenticulitos, possui geometria tabular com cerca de 30 cm de espessura, caracteriza-se pelo elevado conteúdo de cristaloclastos (50 % a 60 %). Os cristaloclastos são K-feldspatos e quartzo, envolvidos por púmices e vitroclastos, além de raros litoclastos conatos e acidentais, desenvolvendo uma incipiente textura eutaxítica. A elevada concentração de cristais em depósitos piroclásticos pode estar relacionada a erupções de sistemas altamente cristalizados ou ao fracionamento físico durante a movimentação do fluxo. Estes depósitos piroclásticos são sucedidos por riolitos e traquitos, que foram extravasados ao longo de zonas de fraturas, onde possuem uma foliação subvertical, gradando lateralmente para zonas autobrechadas subhorizontalizadas até atingir um padrão horizontal foliado a maciço. A natureza maciça a autobrechada das lavas ao longo das zonas de alimentação atestam o colapso destas estruturas. Os dados obtidos permitem sugerir que o regime fissural subaéreo foi responsável pela construção do Platô da Ramada, sendo os fluxos piroclásticos ácidos as primeiras manifestações, seguidas de derrames ácidos e básicos.

ESTRATIGRAFIA E GEOQUÍMICA DOS VULCANITOS FÉLSICOS DA BACIA DE CAMPO ALEGRE, SC

Waichel B.L.¹, Sommer C.A.³, Lima E.F.², Nardi L.V.S.², Liz J.D.³, Matos D.F.³

¹ UNIOESTE-PR (breno@unioeste.br)

² CPGq/PRONEX/IG/UFRGS

³ CPGEO/IG/UFRGS

Estudos realizados na Bacia de Campo Alegre, localizada na porção norte do Escudo Catarinense, permitiram a organização estratigráfica das rochas vulcânicas e epiclásticas em três conjuntos distintos: Seqüência Efusiva Inferior (SEI), Seqüência Intermediária (SI) e Seqüência Efusiva Superior (SES). A SEI é constituída na base por basaltos e traquitos na porção superior, sucedida por siltitos e depósitos vulcanoclásticos da SI, que é sobreposta por traquitos, traquidacitos, efusivas e intrusivas riolíticas da SES. Os traquitos da SEI ocorrem como derrames maciços, originalmente vítreos ou hemicristalinos, cuja desvitrificação em alta temperatura foi responsável pela geração de esferulitos, textura micropoiuquilitica e uma matriz microcristalina. Na base e parte frontal dos derrames foi identificada uma fácies autoclástica, caracterizada pela presença de autoclastos afaníticos envolvidos por uma matriz marcada por estruturas de fluxo. Geoquimicamente os traquitos da SEI são caracterizados por alto Ba (1700-2200 ppm), Rb (130-170 ppm), Nb (30-37 ppm) e Sr (220-340 ppm) e por conteúdos de Zr da ordem de 500 ppm. A SI marca inicialmente interrupções dos processos vulcânicos, onde domina a sedimentação subaquosa fina a média com contribuição da área fonte vulcânica. Esta unidade sedimentar é sucedida por depósitos vulcanoclásticos intercalados com depósitos epiclásticos. Os traquitos da SES apresentam pouca variação estrutural e textural, são maciços, com matriz afanítica e baixa percentagem de fenocristais de feldspato alcalino (2-5 %). Estes vulcanitos caracterizam-se por altos teores de Zr (557-1045 ppm) aliados a conteúdos mais baixos de Ba (147-982 ppm), Rb (83-116 ppm), Nb (15-29 ppm) e Sr (23-78 ppm) em relação aos traquitos da SEI. Os conteúdos de HFSE e LIL dos traquitos da SEI e SES assemelham-se aos de traquitos relacionados a riftes continentais, com exceção do Nb cujos teores são inferiores, podendo esta característica estar relacionada a fontes mantélicas modificadas por subducção. Os derrames riolíticos da SES possuem uma ampla variedade de estruturas de fluxo magmático, especialmente foliações e dobras, além de feições relacionadas a processos de autobrechação. A foliação, em geral, é contínua, milimétrica a submilimétrica, destacada por variações no grau de cristalinidade e na cor. Estes riolitos possuem teores de Zr (107-182 ppm), Nb (9-19 ppm), Y (33-42 ppm), Ga (16-22 ppm), Ba (609-923 ppm) e Sr (30-60 ppm) semelhantes aos de rochas cálcico-alcálicas ou alcálicas metaluminosas. As intrusões riolíticas tardias diferem geoquimicamente da fração efusiva pelos altos teores de Zr (1000-2500 ppm), Nb (24-67 ppm), Y (66-255 ppm) e Ga (25-29 ppm), aliados a baixos teores de Ba (131-134 ppm) e Sr (15-25 ppm), sendo esta assinatura geoquímica típica de rochas de afinidade alcalina a peralcalina. Os padrões geoquímicos dos vulcanitos da Bacia de Campo Alegre assemelham-se aos encontrados nos platôs do Taquarembó e Ramada no Rio Grande do Sul, podendo-se sugerir que o vulcanismo neoproterozóico pós-colisional é marcado por associações especiais de vulcanitos de afinidade alcalina metaluminosa e vulcanitos tipicamente alcálicos a peralcalinos. Estes padrões geoquímicos sugerem uma identidade tanto para as fontes como para os processos magmáticos envolvidos na geração dos vulcanitos ácidos do Rio Grande do Sul e Santa Catarina.

ROTEIRO DA EXCURSÃO

(FIELD TRIP GUIDE)



GENERAL INFORMATION ON THE FIELD TRIP TO THE PITINGA MINE

Costi H.T.¹ & Dall'Agnol R.²

¹ Museu Paraense Emílio Goeldi, Belém, Pará (tulio@museu-goeldi.br)

² Universidade Federal do Pará, Centro de Geociências, Belém, Pará (robdal@ufpa.br)

A brief historical review of the Pitinga Mine

The first evidence of cassiterite-bearing alluvial deposits in the Pitinga region was recorded in 1978. The cassiterite mineralization was found during a regional mapping project executed by CPRM (Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais), which final report was published in 1979 (Veiga Jr. et al. 1979). At that time, the rights for the exploration of the area have been claimed by a company subsidiary of the Paranapanema Group, which had started the follow-up and stream sediment sampling along the main creeks of the Água Boa pluton in the end of 1978. In 1980 was opened the first airstrip, allowing the access of C-47-type airplanes to the area. In the first legs, the airplane brings disassembled parts of a small concentration plant, starting up the mining of the tin-rich alluvial deposits of the Água Boa pluton.

In 1982 it was started the opening of the road linking Pitinga to the BR-174 highway, to the west. During the opening of the road, large tin-rich alluvial deposits associated to the Madeira pluton were discovered. This discovery launched an extensive geological survey in the whole region. The detailed mapping and close spaced soil sampling led to the discovery of tin-mineralization associated with the albite granite facies of the Madeira pluton. At that time, Pitinga become the largest tin-mine of Brazil.

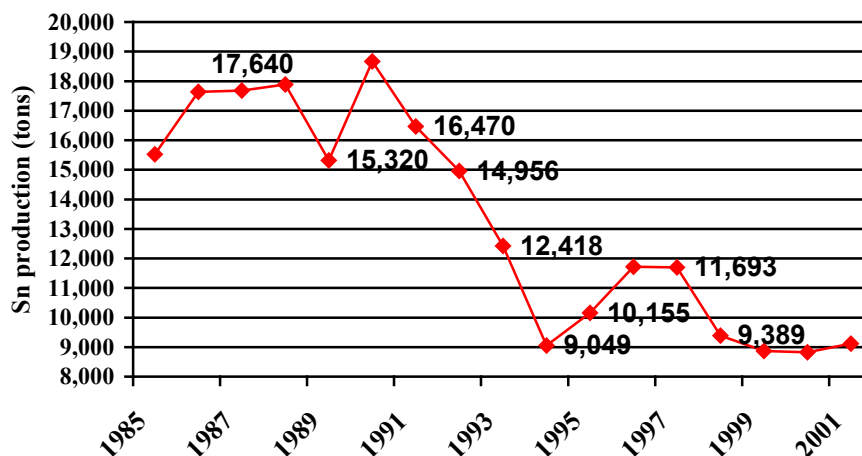


Fig. 1. Historical tin production of the Pitinga mine.

After the peak production in 1990, when the mining of the tin-rich saprolitic cover developed over the albite granite started, the tin production has continually declined. The main reason was the almost complete exhaustion of the largest, heavy mineralized alluvial deposits. Today, when even the saprolitic cover is almost over, the main tin production comes from the mining of coarse-grained tailing deposits. Actually, besides tin, the Pitinga mine also produces Nb and Ta concentrates.

A General View on the Geology of the Pitinga Province

1. Introduction and Geological setting

The Pitinga Province is located in the southern part of the Guiana Shield (Almeida et al. 1981, Gibbs & Barron 1983) in the Central Amazonian province, near the Tapajós-Parima Province of the Amazonian Craton (Fig. 2, modified from Santos et al. 2000). Both provinces are characterized by widespread occurrence of calc-alkaline granites and acid volcanic rocks of the Uatumã Supergroup, which are intruded by A-type rapakivi granites (Dall'Agnol et al. 1999). The geochronological data for this region point to crustal evolution starting in the Paleoproterozoic (the Transamazonian cycle at 2100 ± 100 Ma), and lasting until the Mesoproterozoic.

The Pitinga Province and the Rondônia Province in the southwestern region of the Central Brazil shield are the two main tin metallogenic provinces of the Amazonian Craton (Bettencourt et al. 1995, Dall'Agnol et al. 1999). The Pitinga mine is the principal tin-producer of Brazil. Tin-deposits are related to Proterozoic A-type granites that intruded felsic volcanic rocks of the Iricoumé Group (Horbe et al. 1991, Costi et al. 2000, Fig. 3). In the Pitinga mine, both Iricoumé Group (Uatumã Supergroup) and tin-mineralized A-type granites are well exposed and mapped, providing an important area to be visited for all those interested in this type of geological setting.

2. Geology of the Pitinga Province

The geology of the Pitinga region is depicted in Fig. 1 (Costi et al. 2000). The oldest rocks identified are the calc-alkaline granitoids of the Água Branca Suite. They occur in the southwestern part of the area in contact with the Iricoumé Group. Because of dense forest cover and a limited number of outcrops, their contact relationships were not fully observed.

The main geologic units in the Pitinga region are the volcanic rocks of the Iricoumé Group, intruded by five A-type granitic plutons, named Madeira, Água Boa, Europa, Simão and Bom Futuro (Horbe et al. 1991). These granites are followed in the stratigraphy by clastic sediments and pyroclastic sheets of the Urupi Formation and a set of hypabyssal tholeiitic sills and dykes of the Quarenta Ilhas Formation. The alkaline diabases and basalts of the Seringa Formation, with presumed ages around 1100 Ma (Veiga Jr. et al. 1979), are the youngest magmatic rocks identified in this area.

The Iricoumé Group is composed of rhyolites, rhyodacites, quartz trachytes, and ignimbrites with similar compositions. These felsic volcanic rocks show generally strong brittle deformation, with the development of narrow fractures filled by epidote, chlorite, carbonates, and quartz. They commonly show rounded enclaves and globules of porphyritic, mafic volcanic rocks, suggesting mixing/mingling processes in depth.

The field relationships between the Iricoumé Group and the Madeira granite are well exposed in quarries along the road that links Pitinga to Manaus. Contact relationships between the volcanic sequence and the Água Boa granite were observed in the northern part of the pluton. The contacts are normally sharp and centimeter to meter-size enclaves of the volcanic rocks are found in the granites.

3. Geology of the Madeira and Água Boa plutons

The Madeira and Água Boa plutons (Fig. 4) are the carriers of the tin-mineralization exploited in Pitinga and have been studied in detail (Macambira et al. 1987, Daoud 1988, Horbe et al. 1991, Lenharo 1998, Costi 2000, Costi et al. 2000).

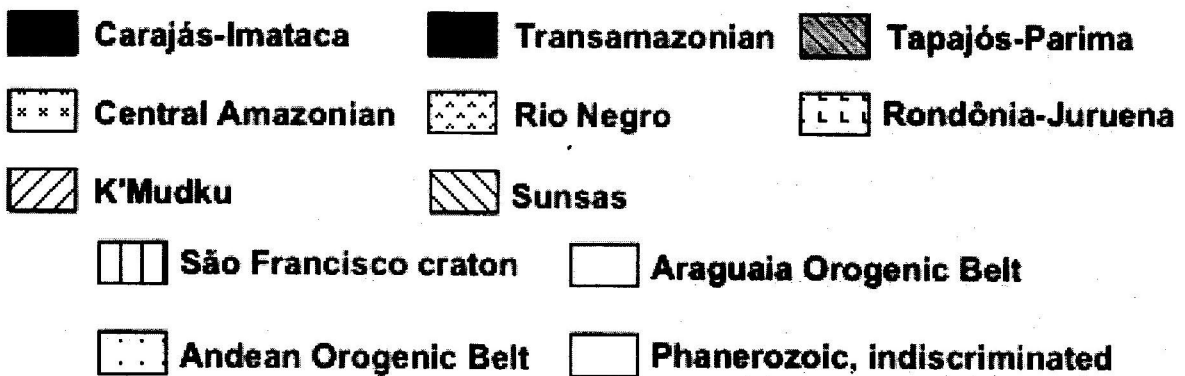
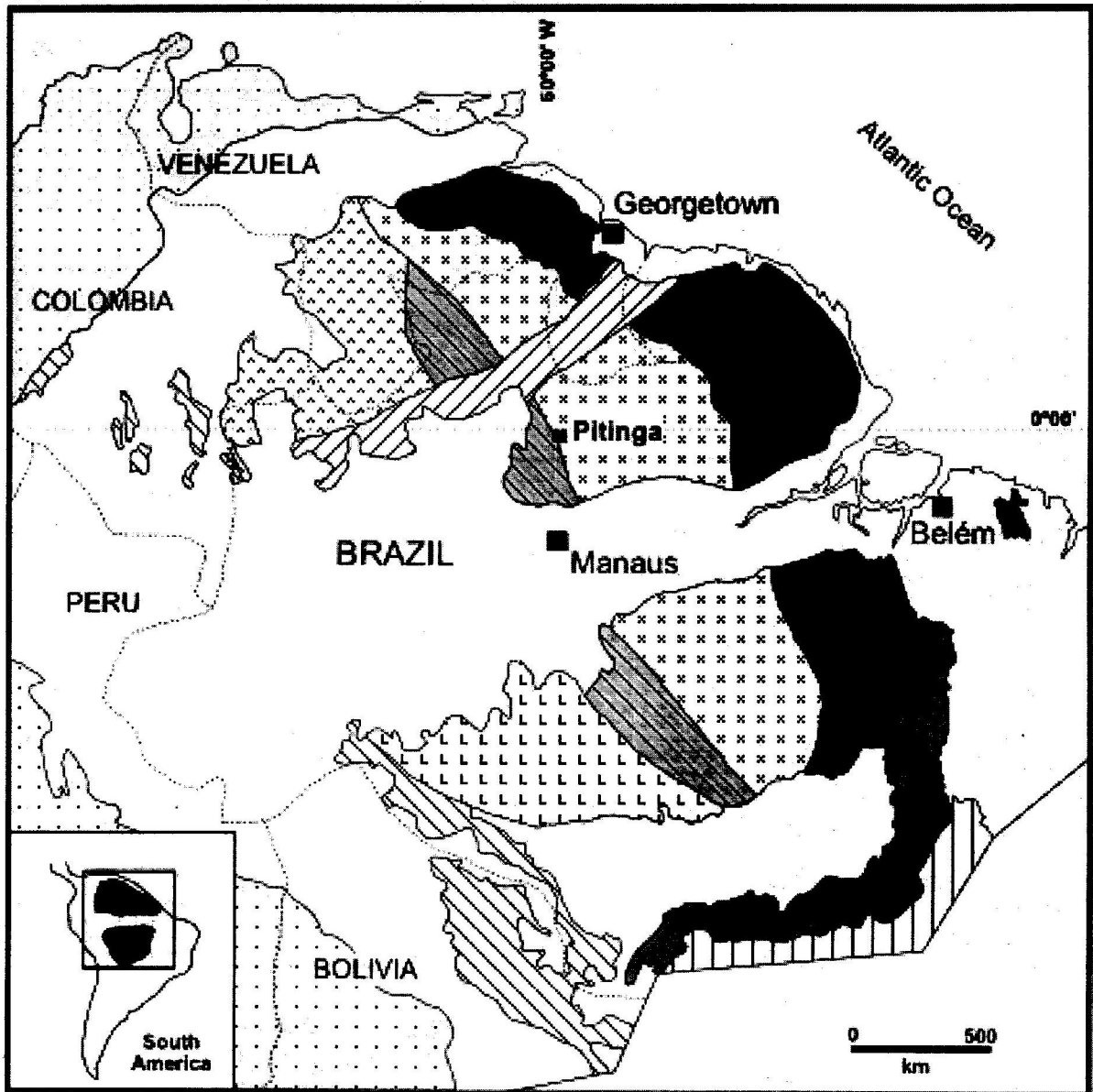


Figure 2. Geochronological Provinces of Northern Brazil (Santos et al. 2000).

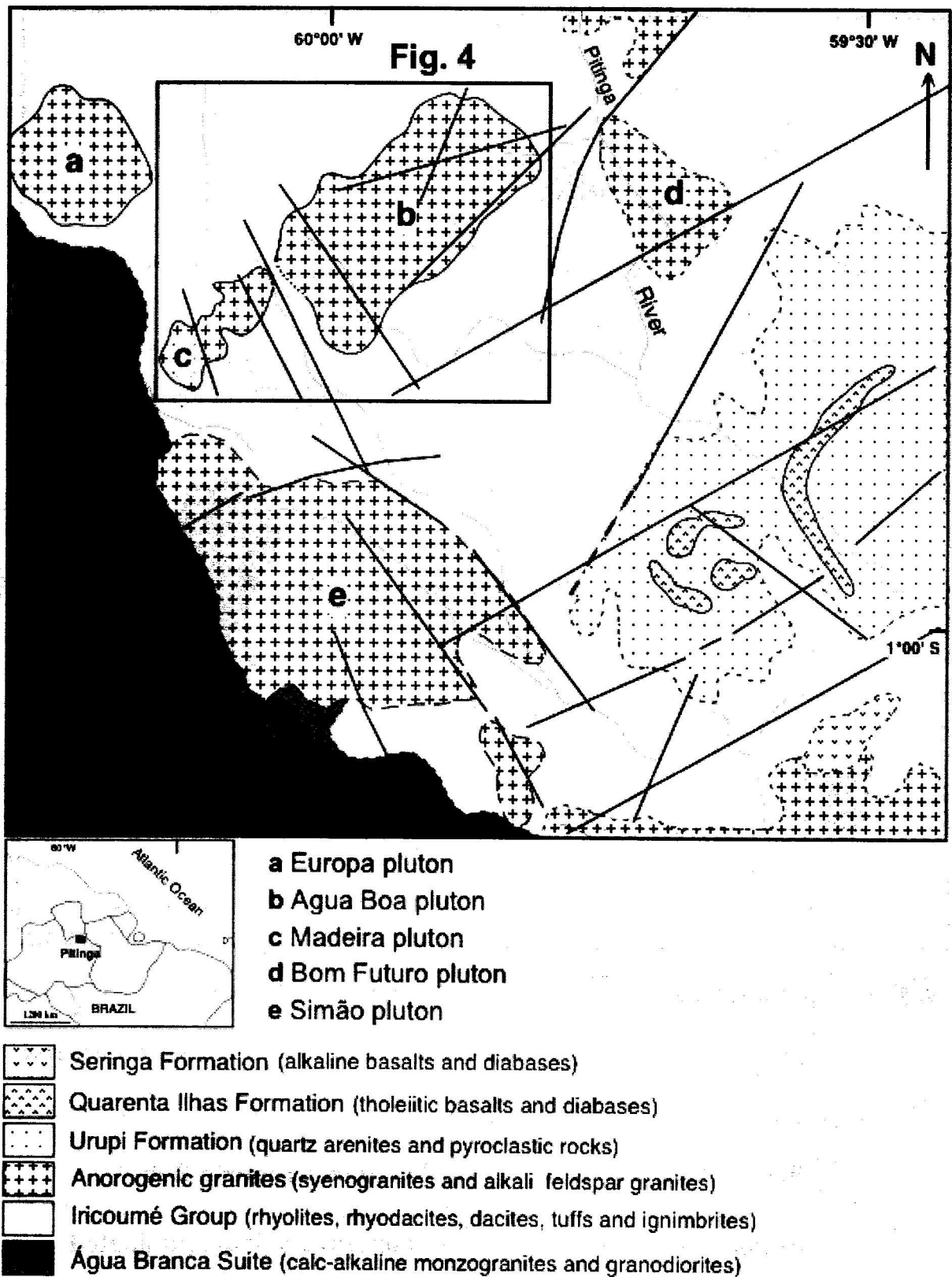


Fig. 3. Regional geological map of the Pitinga Province (modified from Costi et al. 2000).

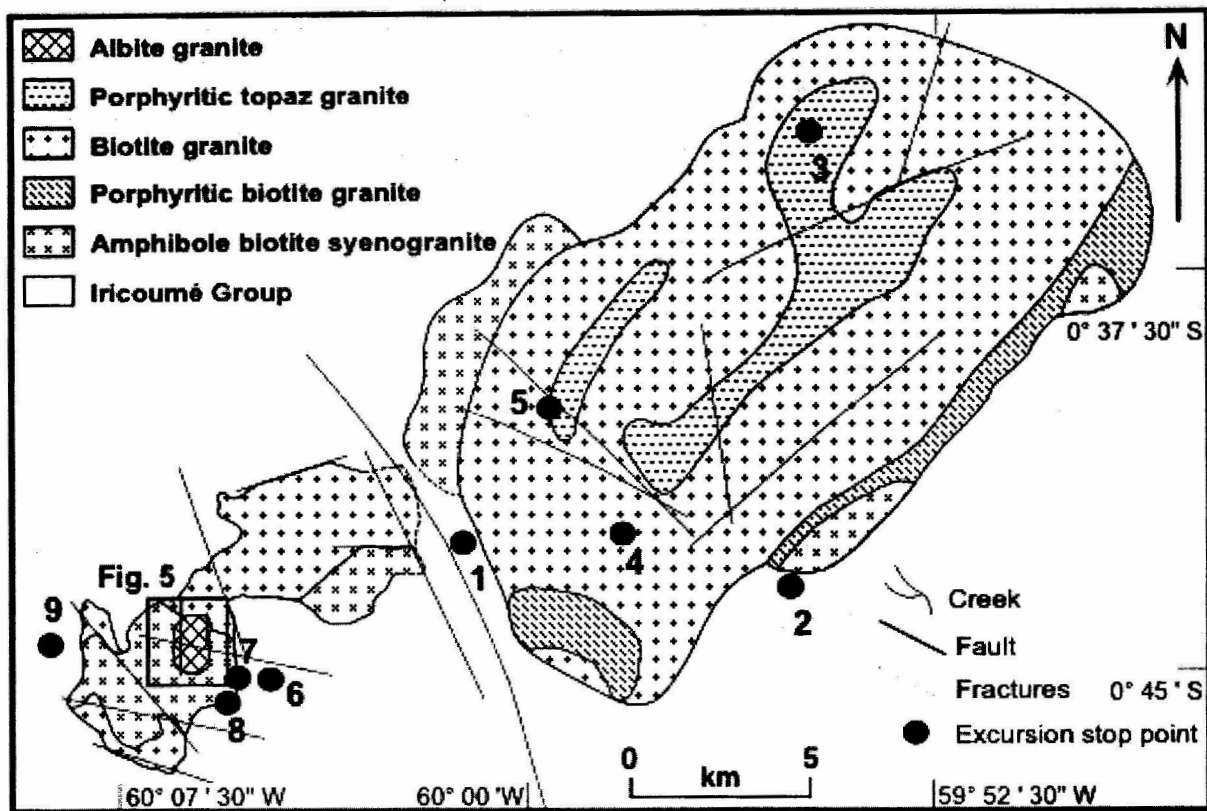


Figure 4. Geological map of Madeira and Água Boa plutons (modified from Costi et al. 2000).

The Água Boa pluton is elongated in the NE-SW direction and is composed of four facies (Daoud 1988, Lenharo 1998). Field evidence indicates that the early facies is a coarse-grained pyterlitic amphibole biotite syenogranite, known as the rapakivi facies. It is followed successively by a fine-grained porphyritic biotite syenogranite, a coarse- to medium-grained biotite alkali feldspar granite, and topaz-bearing porphyritic granite. The primary tin-mineralization in the Água Boa pluton is associated with greisen (Daoud 1988, Borges et al. 1996) and episyenites (Costi et al. 2002), but only alluvial cassiterite deposits have been exploited (Daoud 1988).

The Madeira Pluton facies are similar to those of the Água Boa pluton (Horbe et al. 1991). A metaluminous, porphyritic amphibole biotite syenogranite, commonly showing rapakivi texture, is the first facies to crystallize. A peraluminous, equigranular, and medium-grained biotite alkali feldspar granite intrude the rapakivi facies. Both these facies are cut by a near circular-shaped stock, with a diameter of ca. 2-km.

This stock (Fig. 5) was mapped at detailed scale and covered by an extensive drilling program by the mining staff. The stock is a sheet-like intrusion formed by a lower layer of porphyritic hypersolvus alkali feldspar granite and an upper layer of albite granite. The latter is composed by a magmatic peralkaline cryolite-bearing core facies surrounded by an autometasomatic, peraluminous, fluorite-bearing border facies (Costi et al. 2000). The core facies passes into the border facies along interfingered transitional zones. The porphyritic hypersolvus alkali feldspar granite shows euhedral quartz and alkali feldspar phenocrysts in a fine-grained matrix composed of quartz, alkali feldspar, biotite, fluorite, opaques and rare riebeckite and pyrochlore.

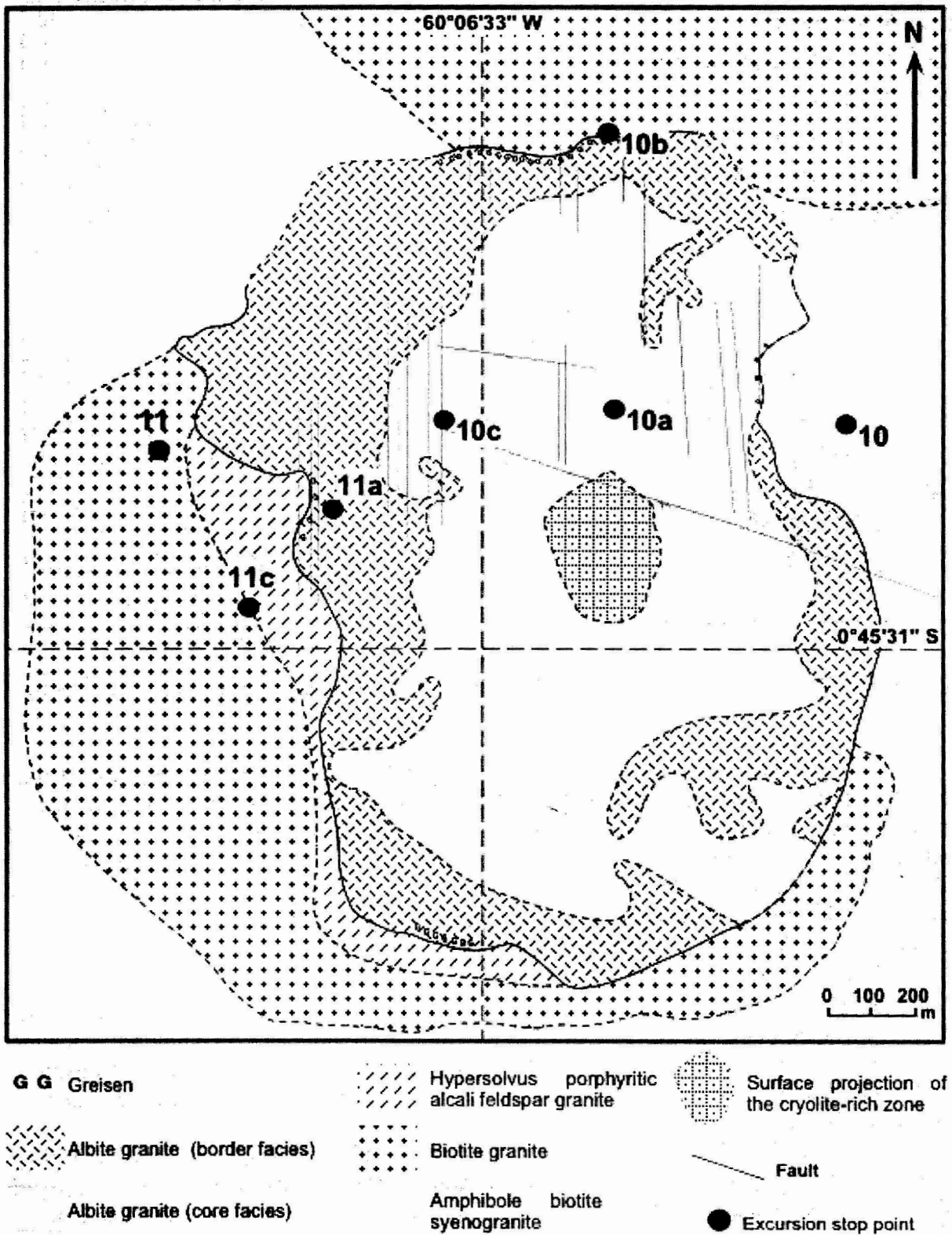


Figure 5. Geological map of the albite granite (modified from Costi et al. 2000).

The porphyritic hypersolvus alkali feldspar granite is exposed in the western border of the stock, and extends underneath the albite granite, as observed in drill cores and outcrops. The contacts between the porphyritic hypersolvus alkali feldspar granite and the albite granite were observed in drill cores and outcrops. In the drill cores, the core facies of the albite granite displays sinuous or interfingered contacts with the hypersolvus granite. Along the contact zone, evidence of partial resorption of the gray hypersolvus granite was observed. Additional evidence of interaction between both “magmas” is given by the presence of perthitic xenocrysts of alkali feldspars from the porphyritic hypersolvus granite included in the albite granite. In some places, the alkali feldspar phenocrysts of the hypersolvus granite are corroded and cryolite occurs filling the cavities. The contact is commonly marked by thin bands of leucogranites and the hypersolvus granite becomes clearly enriched in zircon, a feature related to the albite granite. At the surface, the observed contact involves only the border facies of the albite granite. The contact relationships are similar to those described in drill holes and there are fragments of the hypersolvus granite included in the albite granite. However, along the contact the hypersolvus granite displays a red brick color and is intensely altered, showing evidence of albitization and/or episyenitization (Costi et al. 2000). This suggests that the solutions responsible by the metasomatic processes that generated the border facies also affected the hypersolvus granite. Obviously, the hypersolvus granite and the albite granite were only partially crystallized when they were juxtaposed, indicating a short time span between the emplacement and crystallization of both facies.

The albite granite is in contact with the rapakivi and biotite granite facies in the eastern, northeastern, north and northwestern sectors of the stock. The contacts, exposed after the mining of the tin-rich saprolitic cover of the albite granite, are generally marked by the presence of the border facies. The contacts are sharp, dipping between 25° to 40° outward from the center of the stock. A greisen or a 2 to 3 m-thick zone of alternation of pegmatites and greisen (stockscheider) has generally developed at the top of the albite granite. The hanging-wall granite shows minor alteration and the development of narrow fractures filled by greisen or chlorite ± quartz ± galena ± fluorite.

A cryolite deposit formed by pods and thick veins of this mineral intercalated with the core albite granite facies was identified around 100 m below the present surface of the albite granite sheet. Coarse-grained quartz and perthitic feldspar and meter-thick layers of massive lithium-iron mica are associated with the cryolite veins. They are particularly abundant on the top and along the flanks of the deposit. These features suggest that pegmatitic processes (Costi & Dall’Agnol 1999) controlled the origin of the massive cryolite and associated rocks. The cryolite deposit is divided in two zones by an irregular sheet of the hypersolvus granite, which is strongly albitized and alternates with the albite granite core facies. The hypersolvus granite is also found under the base of the cryolite deposit. In the deepest zones reached by the drill cores, the hypersolvus granite is generally followed by a fine-grained porphyritic rock, probably a volcanic rock related to the Iricoumé Group.

4. Summary of the Geochronological Data for the Pitinga Province

Table 1 - Geochronological Data of volcanic and granitic rocks of the Pitinga Province

Rock	Age	Method	Ref.
Iricoumé Group			
Rhyolite	1888 ± 3 Ma	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ¹	Costi <i>et al.</i> (2000)
Madeira Pluton			
Amph biot syenogranite rapakivi	1824 ± 2 Ma	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ¹	Costi <i>et al.</i> (2000)
Biotite granite	1822 ± 1 Ma	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ¹	Costi <i>et al.</i> (2000)
Porphyritic hypersolvus granite	1818 ± 2 Ma	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ¹	Costi <i>et al.</i> (2000)
Água Boa Pluton			
Amph biot syenogranite rapakivi	1789 ± 10 Ma	U-Pb ²	Lenharo (1998)
Porphyritic topaz granite	1815 ± 10 Ma	U-Pb ²	Lenharo (1998)
Greisen	1783 ± 5.2 Ma	Ar-Ar ³	Lenharo (1998)

¹ ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb double-filament zircon evaporation

² SHRIMP II ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb

³ Ar-Ar in micas

References

- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1981. Brazilian structural Provinces: an introduction: *Earth Sciences Reviews*, 17: 1-29.
- Costi H.T. 2000. *Petrologia de granitos alcalinos com alto Flúor mineralizados em metais raros: o exemplo do albita-granito da mina Pitinga, Amazonas, Brasil*. Unpubl. Doctorate thesis, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Brazil, 345 p.
- Costi H.T. & Dall'Agnol R. 1999. Aspectos da geologia e petrografia do albita-granito da mina Pitinga, Amazonas, Brasil. VI SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, Boletim de Resumos Expandidos, Manaus, 531-534.
- Costi H.T., Dall'Agnol R., Moura, C.A.V. 2000. Geology and Pb-Pb geochronology of Paleoproterozoic volcanic and granitic rocks of the Pitinga Province, Amazonian craton, northern Brazil. *International Geology Review*, 42: 832-849.
- Costi H.T., Dall'Agnol R., Borges R.M.K., Minuzzi O.R.R., Teixeira J.T. 2002. Tin-Bearing Sodic Episyenites Associated with the Proterozoic, A-Type Água Boa Granite, Pitinga Mine, Amazonian Craton, Brazil. *Gondwana Research*, 5 (2): 435-451.
- Dall'Agnol R., Costi H.T., Leite A.A.S., Magalhães M.S., Teixeira N.P. 1999. Rapakivi granites from Brazil and adjacent areas. *Precambrian Research*, 95: 9-39.
- Daoud W.K. 1988. *Granitos estaníferos de Pitinga, Amazonas: contexto geológico e depósitos minerais associados*. MsC Thesis, Universidade de Brasília, Brasília, 194 pp.
- Gibbs A.K. & Barron C.N. 1983. The Guiana Shield reviewed: *Episodes*, 2: 7-14.
- Horbe M.A., Horbe A.M.C., Costi H.T., Teixeira J.T. 1991. Geochemical characteristics of cryolite-tin-bearing granites from the Pitinga Mine, northwestern Brazil - A review: *Journal of Geochemical Exploration*, 40: 227-249.
- Lenharo S.L.R. 1998. *Evolução magmática e modelo metalogenético dos granitos mineralizados da região de Pitinga, Amazonas, Brasil*: Unpubl. Doctorate thesis, Escola Politécnica da Universidade de São Paulo, Brazil, 290 p.
- Macambira M.J.B., Teixeira J.T., Daoud W.K., Costi H.T. 1987. Geochemistry, mineralization and age of tin-bearing granites from Pitinga, northwestern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 17: 562-570.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.F., Groves D.I., McNaughton N.J., Fletcher I. 2000. A new understanding of the Provinces of the Amazon Craton Based on Integration of Field Mapping and U-Pb and Sm-Nd Geochronology. *Gondwana Research*, 3 (4): 453-488.
- Veiga Jr. J.P., Nunes A.C.B., Fernandes A.S., Amaral J.E., Pessoa M.R., Cruz S.A.S. 1979. *Projeto Sulfetos de Uatumã - relatório final: DNPM/CPRM, Manaus, 7 vols.*

FIELD TRIP PROGRAM TO THE PITINGA MINE

Field trip leaders:

Hilton Tulio Costi - Museu Paraense Emílio Goeldi

José Maximino T. M. Ferron (**Max**) - Mineração Taboca S.A. (Paranapanema Group)

Orlando R. R. Minuzzi - Mineração Taboca S.A. (Paranapanema Group)

Roberto Dall'Agnol - Universidade Federal do Pará

Day One (Friday, November, 15, 2002) – bus trip from Manaus to Pitinga

10:00 a.m.: the bus leaves Manaus running to North, by the BR-174 highway, a paved, well-preserved road. Along the road, large cuts expose Paleozoic sedimentary formations of the Amazon Basin.

11:30 a.m. – arriving in the city of Presidente Figueiredo (BR-174, Km 107). Stop for lunch at the Cachoeiras Restaurant, close to a nice waterfall in arenites of the Paleozoic Trombetas Formation.

12:30 p.m. – back to the road, still running to the North. Parts of the road are in bad conditions.

3:30 p.m. – the bus will leave the BR-174 highway (Km 250) and take the access to Pitinga, nearly 60 km to the East, by an unpaved road.

5:30 p.m. – arriving at the Pitinga village. Accommodation at the Kitarrá Hotel

6:00 – 6:30 p.m. – welcoming presentation of the Pitinga Project by the mining staff (Max and Orlando)

Day Two (Saturday, November, 16, 2002)

Part of this day will be dedicated to visit outcrops of the volcanic rocks of the Iricoumé Group and to the observation of its field relationships with the Água Boa and Madeira plutons. The other part of the day will be spent in the observation of representative outcrops of the granitic facies of the Água Boa pluton. Please, do not forget hats and sunscreen. A small umbrella may be useful under the intense sunlight.

7:00 a.m. - The bus leaves the Kitarrá Hotel and takes the road to the Água Boa pluton, to the East.

Stop 1 – southwestern border of the Água Boa pluton.

In this stop will be visited a waterfall with nearly 4 meters high in the Caetitu creek. The outcrop consists in fractured, grayish or brownish, fine-grained, porphyritic rhyolite. The rock is massive and shows scattered vesicles filled up by quartz, chlorite, and epidote. This is the more frequent type of volcanic rock in the Pitinga region, being observed along the borders of the Água Boa and Madeira plutons.

Stop 2 – southeastern border of the Água Boa pluton.

Close to the margin of the road, crossing the Paraíso creek occurs a quarry of fine-grained, grayish ash-flow tuff (ignimbrite). The tuff is of rhyolitic composition and moderately welded, showing a sharp flowing structure.

Approximately 1 Km to the north occurs an outcrop of amphibole biotite syenogranite with rapakivi texture, which is the earliest facies of the Água Boa pluton. In the weathered profile cut by the road, it includes a rounded enclave of altered pyroclastic rock. This is interpreted as an evidence of the intrusion of the Água Boa pluton in the volcanic country rocks.

Stop 3 – northeastern sector of the Água Boa pluton.

In the third stop of the day, it will be observed the more evolved facies of the Água Boa pluton, named porphyritic topaz granite by Lenharo (1998). The outcrop is found in the left margin of the Serra creek, in the northernmost portion of the Água Boa pluton. The rock is light gray, massive porphyritic granite, with phenocrysts of K-feldspar in a fine- to medium-grained quartz-feldspathic groundmass. The rock is moderately fractured, showing fractures filled by quartz, chlorite, and sericite.

Stop 4 – southern sector of the Água Boa pluton.

In this point will be visited an outcrop of the biotite granite facies of the Água Boa pluton. The outcrop occurs at the Perdigoto creek, where the granite forms a smooth rapid along the course of the creek. The rock is a massive, equigranular, medium-grained, light red biotite granite. It is composed essentially of K-feldspar and quartz, with subordinated amounts of sodic oligoclase (less than 10%). The biotite is the only mafic phase recorded in this facies. In outcrops along the road, close to this point, the biotite granite shows rare fine-grained, dark, enclaves or xenoliths. The enclaves or xenoliths are rounded, small, and sharply outlined within the biotite granite.

Stop 5 – eastern sector of the Água Boa pluton.

The exposure is located in the high course of the Queixada creek. In this stop will be visited an open pit where a greisen occurrence is currently being mined. The greisens cut the biotite granite and are found filling subhorizontal fractures along the bed of the creek. This type of greisen system is interpreted as the main source for the tin mineralization in the Água Boa pluton.

Stop 6 – southeastern sector of the Madeira pluton.

In the stop it will be visited a quarry of volcanic rocks of the Iricoumé Group close to the contact with the Madeira pluton. The quarry was opened by blasting the flank of a small hill, few meters away from the road. It is composed of large blocks of dark, fine-grained, massive rhyolite. The rhyolite can show small vesicles, actually filled by epidote or quartz. The rock shows a dense array of narrow brittle fractures, probably originated by the emplacement of the Madeira pluton.

Stop 7 – southeastern sector of the Madeira pluton.

This visiting point is located about a kilometer northwestward from the stop 6, in direction of the Madeira pluton. In this point, the road shows a step cut in the volcanic rock. The rock is a moderately fractured rhyolite, locally penetrated by narrow veins of porphyritic granite. Zircons picked up from a sample collected in this point yield an age of 1888 ± 3 Ma (table 1). This age was interpreted as the crystallization age of the zircons in the volcanic rocks of the region (Costi et al., 2000).

Day Three (Sunday, November, 17, 2002)

In the initial part of the day will be visited one more outcrop of volcanic rocks of the Iricoumé Group and outcrops of the early facies of the Madeira pluton. The rest of the day will be dedicated to the detailed observation of the albite granite facies and its field relations with the enclosing granitic facies.

7:00 a.m. - The bus leaves the Kitarrá Hotel and takes the road to the Madeira pluton, to the northwest.

Stop 8 – southwestern sector of the Madeira pluton.

The visiting point is located at the margin of the Ouro Preto mining tailings deposit. Along the side of a low hill, it will be observed blocks and boulders of amphibole biotite syenogranite with rapakivi texture. This is a representative example of the earliest facies of the Madeira pluton, with a $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ zircon age of 1824 ± 2 Ma (Costi et al., 2000). Some blocks shows nearly rounded enclaves of a felsic, porphyritic rock, interpreted as partially digested fragments of the enclosing volcanic rocks, which are found few hundred meters to the south. Some other blocks are cut by veins and narrow dikes of a fine-grained granitic rock, related to the late biotite granite facies ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ zircon age of 1822 ± 1 Ma; Costi et al., 2000).

Stop 9 – western border of the Madeira pluton.

The visiting point is located in the lower course of the Madeira creek. The outcrop consists in a large number of blocks of blasted rock disposed along the margin of the creek. In the eastern part of the outcrop, the blocks are of a stratified pyroclastic rock. The rocks is fine-grained (ash-size), with conchoidal or curved fracturing. The stratification is well defined, commonly cross bedding. The rock is composed of flattened, moderately welded, devitrified glass shards, plus crystal fragments and rock fragments. In the western portion of the outcrop is seen a cut composed of rhyolitic rock, showing small vesicles filled with quartz, epidote, sericite and chlorite. The rock shows a high proportion of enclaves of variable compositions, sizes, and shapes. Some of the enclaves are fragments from the neighbor pyroclastic rock. The composition of the enclaves is very variable. Some are mafic, probably of andesitic composition, and other are felsic, with quartz trachytic or rhyolitic composition.

Stop 10 – southwestern sector of the Madeira pluton – eastern and northern contact zone of the albite granite of the Madeira hill

From the stop point is possible to take a panoramic view of the Serra do Madeira hill, which comprises the albite granite facies and its contacts with the earliest facies of the Madeira pluton. The top of the albite granite is now completely exposed as a hard rock. The tin-rich saprolitic profile developed over it had been almost completely mined out in the last years.

After an explanation of the geology of the albite granite facies, the visitors will be invited to observe in detail some of its essential aspects. The starting point (Point 10a) is located at the central part of the Madeira hill. The rock is grayish or greenish, inequigranular albite granite, core facies. From this point, walking nearly 500 meters to the north will be reached the northern contact of albite granite (Point 10b). Along the way, it would be possible to see transitions between the core facies and the light red border facies of the albite granite.

In the northern limit, the albite granite (border facies) is in contact with the biotite granite facies of the Madeira pluton. The contact is observed in a ten meters high cut opened in the

saprolitic cover. The contact plane dips 30-35 degrees to north. The border facies of the albite granite is separated from the biotite granite by a meter-thick, Y-rich zone composed of greisen and coarse-grained pegmatitic quartz and feldspar (stockscheider). The saprolite developed over the albite granite near the contact zone was also tin-rich and so was completely mined out.

After the observation of this point, the participants will be invited to walk in direction to the central-western side of the albite granite (Point 10c). This sector is affected by a close spaced set of narrow N-S trending faults and fractures that cut the core facies of the albite granite. The faults allows a way for the ascending of fractionated, F-rich, low viscosity magma, interpreted as the more evolved type of albite granite, core facies. The rock is fine or medium-grained, and in some places is coarse-grained with pegmatitic texture. The development of fluidal texture is very frequent. Coarse-grained quartz, feldspars, dark mica and cryolite filled a lot of pockets and vesicles. This is the only place where this type of rock outcrops, and the only outcrop where cryolite can be easily distinguished by naked eye. Similar rock type is found in boreholes, generally close or associated to the cryolite veins and pods.

Stop 11 –southwestern sector of the Madeira pluton - western contacts of the albite granite and porphyritic hypersolvus granite of the Madeira hill

This point is reached through a secondary road, now closed to vehicles. It will be visited a nearly west to east continuous profile across the Madeira hill. The profile starts in the rapakivi facies (Point 11a), exposed on the cut along the road and passes to the albite granite border facies to the east. The direct contact cannot be see due to the weathering of the cut surface, but the change from one type of rock to the other occurs in a short distance. Going further to the east is observed a complex interaction between the albite granite border facies and the porphyritic hypersolvus granite (Point 11b). The porphyritic hypersolvus granite usually is a grayish rock, but in this point, it is severely oxidized, taking a reddish color. Following through the road it is possible to see, in lower topographic levels, sharp contacts between the porphyritic hypersolvus granite and the albite granite. The porphyritic hypersolvus granite is always found below the albite granite, as observed on a large rock wall few meters ahead.

After visiting this point, the route will change to southwest, down the slop of the hill (Point 11c). Along the descending way it is exposed the contact between the rapakivi granite and the border facies of the albite granite. The contact is subhorizontal and is marked by greisen, developed on the albite granite. The greisen locally shows coarse-grained or very coarse-grained crystals of cassiterite. The tin mineralization, however, is irregularly distributed in the greisen, bringing some difficult to the evaluation of the deposit in this sector.

Day Four (Monday, November, 18, 2002)

7:00 a.m. - The bus leaves the Kitarrá Hotel. Before take the road back to Manaus is planed to make a examination of the drill cores collection of the albite granite and associated massive cryolite occurrence. The drill cores (more than 25,000 meters) are kept in a deposit close to the Madeira hill. and takes the road back to Manaus

It will be observed a representative profile across the albite granite, displayed by the continuous coring of a borehole drilled in the central part of the stock (around 300 m). It will be seen the textural variations within the albite granite, and the changes it displays when approaching the zone of occurrence of the massive veins and pods of cryolite. The occurrence of the porphyritic hypersolvus granite in the deepest levels of the borehole is noteworthy.

10:30 a.m. – travel to Manaus and ending of the excursion.

ÍNDICE REMISSIVO DE AUTORES

A

Alexandre F.M. 114
 Almeida D.P.M. 63, 109, 110
 Almeida M.E. 22
 Almeida T.I.R. 95
 Alvarenga C.J.S. 11
 Alves D.B. 51, 52
 Angélica R.S. 53, 67
 Armele A. 42
 Armstrong R. 42, 43
 Assumpção M. 77

B

Babinski M. 38
 Barbey P. 33
 Barbosa R.V.N. 64, 65, 70
 Barros C.E.M. 33, 47, 53
 Basei M. 110
 Bastos Neto A.C. 14
 Beljavskis P. 34, 37, 97
 Benevides T. 12, 97
 Best M.G. 4
 Bettencourt J.S. 16, 20, 28, 44
 Bologna M.S. 73
 Borba A.W. 68, 99
 Bortolini E. 89, 90
 Botelho N.F. 11, 104
 Boyce A.J. 37
 Branco R.M.G.C. 61
 Brod J.A. 81, 82, 87
 Brum T.M.M. 57

C

Calado W.M. 35
 Campos J.E.G. 11
 Campos T.F.C. 65
 Carpio F. 120
 Cas R. 3
 Castelo Branco R.M.G. 78
 Castro D.L. 61, 78
 Cesero P. 71
 Chemale Jr F. 23, 109, 117
 Chissini G.B. 12, 16
 Chodur N.L. 57
 Christiansen E.H. 4
 Conceição H. 84, 86, 88
 Corrêa-Silva R.H. 67
 Costa M.L. 127
 Cupertino J.A. 69

D

Dall'Agnol R. 13, 17, 127
 Danieli C. 63
 Dantas E.L. 42
 Dardenne M.A. 11
 Davis D.W. 88

E

Eiras J.E. 54, 58
 Ernesto M. 55
 Escalante C. 77
 Etcheverry R.O. 119

F

Fensterseifer H.C. 109
 Fernandes C.M.D. 28
 Fernandes G.A. 111
 Fernández R.R. 119
 Ferreira F.J.F. 111
 Ferreira V.P. 79
 Ferron J.M.T. 14
 Fialho C.F. 111
 Figueiredo A.M.G. 102
 Fischer A.C. 57
 Fraga L.M. 15
 Frank H.T. 57
 Freitas F.C. 16, 95
 Freitas M.A. 74
 Fuck R.A. 43

G

Galarza M.A. 36
 Garabito G. 58
 Garda G.M. 34, 37, 97
 Gaspar J.C. 81, 82, 87, 98
 Gastal M.C.P. 80, 111, 112
 Geraldtes M.C. 38
 Gioia S.M.C.L. 43
 Góes A.M. 53
 Góes M.H.B. 85
 Gomes F.C.O. 39
 Gomes M.F. 19
 Gonçalves C.R.H. 114
 Gorayeb P.S.S. 96
 Guimarães I.P. 113

H

Hansen M.A.F. 109
 Hartmann L.A. 112, 114, 119
 Hoff R. 14
 Hollanda M.H.B.M. 43, 56
 Hutton D.H.W. 5

J

Jardim de Sá E.F. 56
 Juchem P.L. 57
 Juliani C. 12, 16, 34, 37, 44, 95, 97
 Junqueira-Brod T.C. 81, 82, 87

K

Kaul P.F.T. 21
 Keith J.D. 4
 Klein E.L. 40
 Koester E. 112
 Kotov A.B. 18
 Kotschoubey B. 45
 Kovach V.P. 18
 Krymsky R.S. 41

L

Lafon J.M. 46, 80, 111, 112
 Lamarão C.N. 13, 17
 Larin A.M. 18
 Laux J.H. 42
 Leão J.G. 71
 Leite J.A.D. 19
 Leite Júnior W.B. 20
 Lemos R.L. 98
 Lima C.C.A. 58
 Lima E.F. 21
 Lima Filho M.F. 7, 23, 99, 102, 114, 117, 121, 122, 123
 Lima Filho M.F. 62
 Lima M.I.C. 59
 Liss D. 5
 Liz J.D. 99, 102, 114, 117, 121, 122, 123
 Lopes O.F. 115, 116
 Lopes R.C. 74, 110
 Luft Jr J.L. 117

M

Macambira E.M.B. 46, 66
 Macambira J.B. 41
 Macambira M.J.B. 13, 22, 36, 41, 119
 Machado A. 109, 117
 Mallimacci H. 120
 Mallmann G. 99

Marcello E.P. 100, 101
 Marinho M.M. 84
 Marques L.S. 60, 84
 Martins G. 61, 78
 Matos D.F. 102, 123
 McReath I. 88
 Mendes I.S. 118
 Meneses P.R. 11
 Menezes R.C.L. 84
 Minuzzi O.R.R. 14
 Mizusaki A.M.P. 52, 68
 Molina E.C. 72
 Monteiro L.V.S. 16, 44, 97
 Moraes R. 43
 Moura C.A.V. 28, 40
 Moura M.A. 11
 Muzzolon R. 20

N

Nardi L.V.S. 86, 102, 121, 122, 123
 Nascimento M.A.L. 62, 70
 Nascimento R.S. 96
 Nunes Júnior E. 85

O

Oliveira D.C. 13
 Oliveira D.C. 56, 61, 78
 Oliveira L.R. 20
 Owens W.H. 5

P

Padilha A.L. 73
 Pádua M.B. 73
 Paim M.M. 86
 Paiva H.S. 105
 Payolla B.L. 20
 Pérez-Aguilar A. 44, 97
 Pessoa R.J.R. 79
 Petrinovic I.A. 87
 Petry K. 63, 109, 110
 Petta R.A. 64, 65
 Pierosan R. 102, 114, 121, 122
 Pimentel M.M. 17, 42, 43, 56
 Pinheiro R.V.L. 53
 Pinho F.E.C. 38
 Pinho M.A.S.B. 23
 Pinho S.C.V. 28
 Plá Cid J. 86, 88
 Pontes R.M. 11

Q

Quaresma E.C. 45

R

Reis N.J. 15

Rezende N.G.A.M. 66, 67

Ribeiro C.C. 87

Ricci P.S.F. 46, 91

Rios D.C. 88

Rodrigues R. 51

Roisenberg A. 68

Rolando A.P. 119

Rolim S.B.A. 14, 111

Romanini S. J. 106

Rosa M.L.S. 84, 86, 88

Rosa-Costa L.T. 46

Rubinstein N. 120

S

Saes G.S. 19

Salnikova S.B. 18

Sander A. 103, 106

Santos L.S. 22

Sardinha A.S. 47

Scarpelli W. 48

Schimmel M. 72

Sial A.N. 79

Silva Filho A.F. 113

Silva J.M. 16, 95

Silva M.G. 39

Silva R.R. 89, 90

Silveira F.V. 105

Sommer C.A. 99, 102, 114, 121, 122, 123

Sousa M.M. 53

Souza M.Z.A. 19

Souza R.S. 69

Souza V.S. 104

Souza Z.S. 62, 70, 105

Subba Rao P.B.V. 73

Svetov A.P. 24, 25, 26

Sviridenko L.P. 25, 26

Szatmari P. 59

T

Tassinari C.C.G. 38

Tavares Jr. S.S. 27

Teixeira N.P. 16, 28, 95

Thomaz Filho A. 71

Thomson K. 5

Truckenbrodt W. 53

U

Umann L. 14

Ussami N. 72

V

Vasconcellos E.M.G. 118

Vasquez M.L. 46, 91

Veneziani P. 27

Vitarello I. 73

W

Waichel B.L. 102, 321, 122, 123

Wanderley Filho J.R. 52, 54

Wildner W. 74, 99, 103, 106

Z

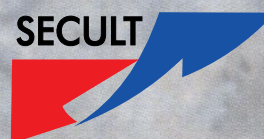
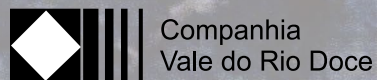
Zeck H.P. 29

Zerfass H. 63, 110

Patrocínio Oficial



Patrocínio Setorial



Apoio

CPRM - SBG

DNPM

FADESP

MCT/MPEG