

ARQUITETURA DE PLUTONS ZONADOS DA FAIXA ARAÇUAÍ-RIBEIRA*

Cristina M. Wiedemann-Leonardos¹, Isabel P. Ludka², Sílvia R. de Medeiros¹, Júlio C. Mendes²,
J. Costa-de-Moura²

ABSTRACT

Post-collisional to late orogenic magmatism (570 to 480 Ma) in the Araçuaí-Ribeira Foldbelt is characterized by the predominance of high-K metaluminous, allanite-sphene-bearing granitoids. Smaller lenses of coronitic gabbro, anorthosite, pyroxenite and phlogopite-peridotite are also common in deeper exposed areas of this foldbelt. Several large plutons ($\approx 100 \text{ km}^2$) were mapped by the authors and co-workers in a 1:25,000 scale. In southern Espírito Santo, the deep erosional level associated with a steep topography reveals the internal architecture of these intrusions: a tendency to funnel-shaped bodies, with sub-vertical cylindrical roots, grading to shallower angle dipping tops. Associated stocks, sills and dikes of basic and acidic magmas generally intrude the enclosing gneisses along the foliation planes, local ductile shear zones and fold axes. The contact to these enclosing rocks is sharp in deeper eroded plutons (Santa Angélica, Venda Nova, Mimoso do Sul and Várzea Alegre). Where higher levels are exposed (Castelo, Pedra Azul and Conceição de Muqui), agmatic stopping zones dominate along the borders. The igneous foliation is usually well marked and the schistosity of the surrounding gneisses wrap around the plutons. Each intrusion has a unique marble cake (bimodal) internal structure: concentric patterns of more basic to intermediate cores are surrounded by interfingering lenses of basic to acidic magmatites. Syenomonzonite and granite mark the borders. Widespread evidence of mingling and mixing between contrasting magmas of gabbroic and granitic and/or syenomonzonitic compositions is characteristic for all intrusive complexes. Probably due to lithospheric delamination following collisional orogenesis, the upwelling of hot asthenospheric magmas induced partial crustal melting. The interaction of these contrasting magmas originated the bimodal plutons. Their emplacement followed older regional paths such as regional fold axes and ductile shear zones.

INTRODUÇÃO

A idéia clássica de diapirismo como mecanismo de ascensão de magmas graníticos tem sido questionada na última década em função de restrições físicas ao modelo reológico. Autores como Petford *et al.* (1994), Clemens & Mawer (1992) e Clemens (1998) propuseram para a ascensão de magmas graníticos um mecanismo dominante de intrusão por diques através de fraturas e/ou falhas pré-existentes. Weinberg (1994) mostrou a ineficiência dos diques, especialmente na crosta inferior. Weinberg, em seu trabalho de 1999, sugeriu um modelo misto com diapirismo na crosta média a inferior e diques na crosta superior. Na crosta inferior a migração pervasiva gera *sills* que intrudem ao longo de estruturas pré-existentes, ao longo da foliação regional. Weinberg, nesse mesmo trabalho, resume os mecanismos de intrusão conhecidos e chama atenção para outro mecanismo alternativo: o bombeamento tectônico (*tectonic pumping*). Vários outros autores já mostraram que a intrusão de magmas graníticos é regida pela lei de empuxo (*buoyancy*) associada à deformação tectônica contemporânea. Esta é a ascensão ligada à deformação de Brown (1994, 1995) e de Collins e Sawyer (1996).

Uma das ferramentas mais importantes para a resolução desta questão é o mapeamento detalhado associado à geocronologia de corpos graníticos.

Recentemente vários autores (Hogan *et al.*, 1998; Roig *et al.*, 1998; Castro & Fernandez, 1998, entre outros) têm reforçado a importância do conhecimento da forma das intrusões ígneas para a compreensão da origem dos granitos.

Neste artigo são apresentados e discutidos mapas geológicos, perfis e relações de campo de seis plutons pós-colisionais tardi-orogênicos (suíte G5 de Pedrosa Soares *et al.*, 1999 e Pedrosa Soares *et al.*, 2000, *in press*) que ocorrem no Estado do Espírito Santo.

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

Ao longo da maior parte da Faixa Araçuaí, o *trend* estrutural segue a direção N-S. No limite sul, as direções infletem de NE para NNE, que é também o *trend* da Faixa Ribeira, do paralelo 21° S para sul (figura 1). Essa leve inflexão é também claramente observada pelas anomalias magnética e gravimétrica (figura 1; Tuller, 1993). Em função disto, Pedrosa Soares & Wiedemann-Leonardos (2000) denominaram como Araçuaí a faixa móvel existente entre a borda leste do Craton do São Francisco e o Oceano Atlântico, entre os paralelos 15 e 21° S. A faixa móvel Neoproterozóica que começa no paralelo 21° S e se estende para o sul, seguindo o trend NE-SW até 25° S, é chamada de Faixa Ribeira (e.g. Machado *et al.*, 1996; Ebert & Hasui, 1998). A região, sob enfoque neste trabalho, está exatamente na junção entre as duas faixas.

* Suporte financeiro de CNPq, FINEP, CAPES, CPRM e DAAD

¹ Universidade de Brasília, IGC-GMP, wiedeman@unb.br; silviar@unb.br

² Universidade Federal do Rio de Janeiro, IGEO, Dep. Geologia

A partir do mapa do orógeno Araçuaí (Pinto *et al*, 1998) foi possível uma visão de conjunto de todo o magmatismo da faixa, até seus limites com a faixa Ribeira. Desta maneira o magmatismo da faixa Araçuaí-Ribeira foi discutido regionalmente por vários autores, entre eles: Pedrosa Soares *et al*, 1999; Pedrosa Soares & Wiedemann-Leonardos, 2000; Bilal *et al*, 2000 e Pedrosa Soares *et al*, 2000-*in press*.

Ao longo do domínio interno do orógeno, o plutonismo básico a ácido, Neoproterozóico a Cambriano, é generalizado (figura 1). No domínio interno dois subdomínios distintos foram reconhecidos: subdomínio norte (a norte de 19° S), onde a zona anatética do orógeno é melhor exposta, e um subdomínio sul, caracterizado por zonas de cisalhamento dextral de mergulho sub-vertical, rochas granulíticas e plutons graníticos com núcleos máficos. Esse subdomínio é caracterizado pela presença de rochas de alto grau metamórfico (anfíbolito alto e granulito) e preserva o nível crustal mais profundo do orógeno, onde se encontram os plutons descritos neste trabalho.

A Faixa Ribeira é notadamente marcada pela tendência NE e por zonas de cisalhamento dextral, transcorrentes a transpressivas (Lammerer, 1987; Fritzer, 1991; Heilbron *et al.*, 1995; Ebert & Hasui, 1998). Embora essas zonas tenham continuidade na porção sul da Faixa Araçuaí, os empurrões tectônicos permanecem como o principal regime tectônico nessa faixa (Pedrosa Soares *et al*, 2000-*in press*).

Os complexos ígneos aqui focalizados intrudiram gnaisse de alto grau metamórfico do domínio interno da orogênese, com as seguintes paragêneses: granada-biotita-plagioclásio-microclina-quartzo, granada-cordierita-sillimanita-biotita-oligoclásio/andesina-microclina, hiperstênio-augita-andesina/labradorita +/- granada-quartzo-hornblenda-biotita (anfíbolito alto a granulito) e são exemplos de intrusões bimodais na crosta média a inferior. Esses corpos foram inicialmente reconhecidos por levantamento magnetométrico regional (Bosum, 1973) e posteriormente por sensoriamento remoto (Meneses e Paradella, 1978).

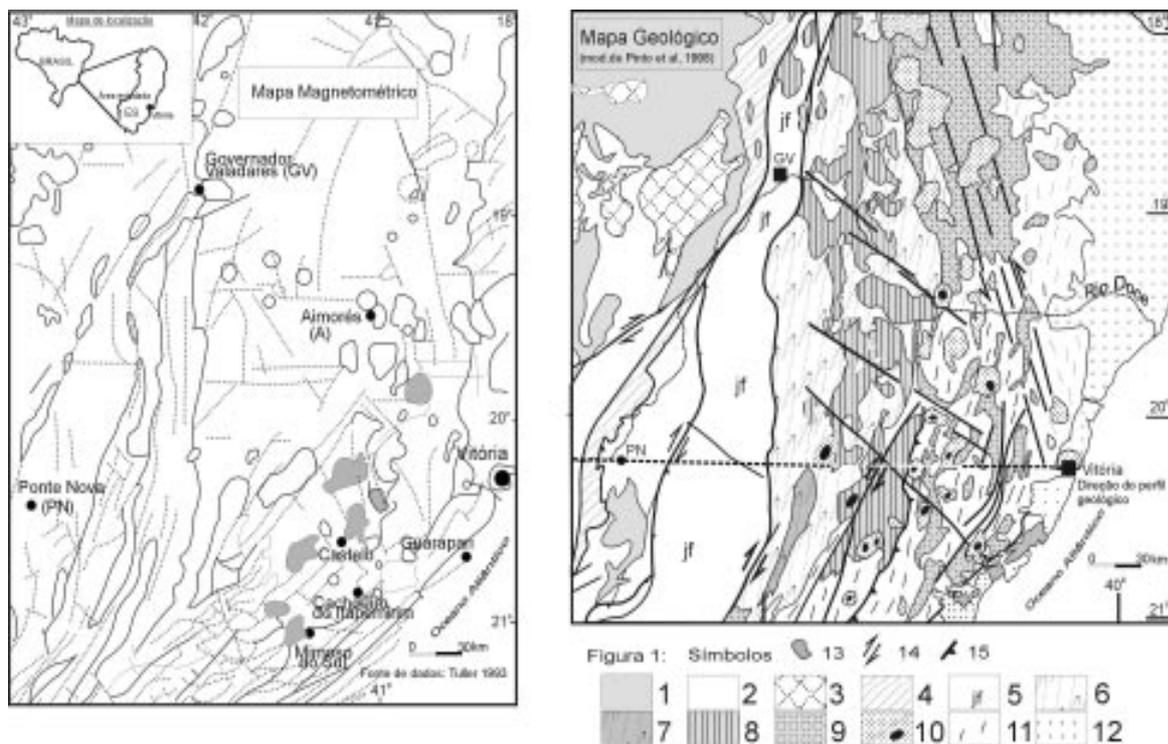


Figura 1: Mapa magnetométrico da porção sul do Cinturão Araçuaí (a partir de Tuller, 1993); Mapa Geológico do sul do Cinturão Araçuaí e regiões cratônicas vizinhas, ressaltando as unidades Neoproterozóicas (modificado de Pinto *et al*, 1998). 1, Meta-sedimentos Arqueanos; 2, Complexos TTG, com remanescentes de rochas verdes (greenstone belts); 3, Suite Granitóide Borrachudos; 4, Formação Salinas unidade meta-vulcano-sedimentar (correlacionável ao grupo Dom Silvério); 5, Complexo Juiz de Fora; 6, Grupo Rio Doce; 7, Domínio de facies granulito do Complexo Paraíba do Sul; Suites Granitóides do Neoproterozóico ao Cambriano: 8, G1 tipo-I; 9, G3-S e G2 tipos-S; ; Suites Granitóides Cambriano ao Ordoviciano: 10, G5 tipo-I (preto nos plutons com núcleo máfico); 11, Domínio de facies anfíbolito-alto do Complexo Paraíba do Sul; 12, Coberturas Fanerozóicas; 13, Anomalias magnetométricas dos plutons estudados; 14, falha oblíqua a strike-slip ou zonas de cisalhamento dúctil; 15, falhas de empurrão ou descolamento (detachment faults) ou zonas de cisalhamento dúctil; Cidades: GV, Governador Valadares; PN, Ponte Nova, V, Vitória. Direção da seção geológica e perfil Bouguer cortando o Cinturão Araçuaí (marcado no mapa geológico). Referências no texto. Perfil aumentado na figura 3.

Deformação e Metamorfismo

O estágio colisional principal do orógeno Araçuai, na região centro-sul do Espírito Santo durou de 604 +/- 27 Ma (Sm-Nd de Fischel *et al.*, 1998) a 580 Ma +/- 13 Ma (U-Pb em zircões de Söllner *et al.*, 2000). Durante esse episódio tectônico houve aumento progressivo do metamorfismo, que atingiu o facies anfibolito alto a granulito. Estruturas antigas foram transpostas resultando num encurtamento crustal de cerca de 30-40% em seção transversal, como mostrado na figura 2. O *trend* estrutural de cada domínio é delineado pela foliação gnáissica regional. A deformação dúctil do Brasiliano está impressa por empurrões de baixo a alto ângulo com vergência para oeste, envoltos ou truncados por zonas de cisalhamento dextral, de alto ângulo, obliquas a concordantes ao *strike*, constituindo um importante sistema transpressivo. O bandamento metamórfico é formado por duas fases de deformação (D1 e D2) originando dobras apertadas a isoclinais e estruturas em bengala. Todo o conjunto foi redobrado por D3, formando megadobras abertas, de amplitudes maiores que 10 Km e planos axiais verticais ou com vergência para oeste. A última fase de deformação (D4) ondulou levemente os eixos das dobras D3, como representado na figura 3 (Lammerer, 1987; Fritzer, 1991; figs. 1, 2 e 3). Esses dobramentos são associados a um estiramento paralelo aos eixos das dobras, indicando um regime transpressivo. Uma movimentação progressiva e recristalização metamórfica ao longo das zonas de cisalhamento (D5) obliquas a concordantes foram superimpostas ao

sistema de dobramento prévio. As zonas de cisalhamento de alto ângulo estiveram ativas durante toda a orogenia, inclusive durante o empilhamento de blocos em colisão, sincrônico a acomodação regional (Pedrosa Soares & Wiedemann-Leonardos, 2000; Pedrosa Soares *et al.*, 2000-*in press*). A zona de cisalhamento mais importante da região é o lineamento de Guaçuí.

O perfil Bouguer na figura 2 mostra o limite entre os domínios tectônicos interno e externo. Uma anomalia fortemente negativa marca o domínio tectônico externo, separando dos padrões gravimétricos da região cratônica e do domínio tectônico interno. Os valores gravimétricos são maiores no Complexo Juiz de Fora (embasamento Paleoproterozóico), onde eles atingem um máximo de aproximadamente -40 mgal, o que implica em significativa influência de rochas de alta densidade (figura 1). Ao longo da zona de cisalhamento Manhuaçu, a tectônica transpressiva justapõe granulitos básicos do Complexo Juiz de Fora a granitos peraluminosos Neoproterozóicos e estauroilita-granada gnaisses (Costa, 1998). Cálculos geotermobarométricos de granulitos e de gnaisses em fácies anfibolito alto resultaram em temperaturas maiores que 800°C e pressões por volta de 8-10 Kb, confirmando que afloram nessa região rochas do orógeno de níveis crustais mais profundos (Seidensticker & Wiedemann, 1992; Söllner *et al.*, 2000).

A presença de espessos pacotes meta-sedimentares dos grupos Rio Doce e Paraíba do Sul, aflorantes a leste da zona de cisalhamento de Manhuaçu, provocam uma diminuição das subidas e decidas do padrão gravimétrico, que atinge um mínimo de -70 mgal,

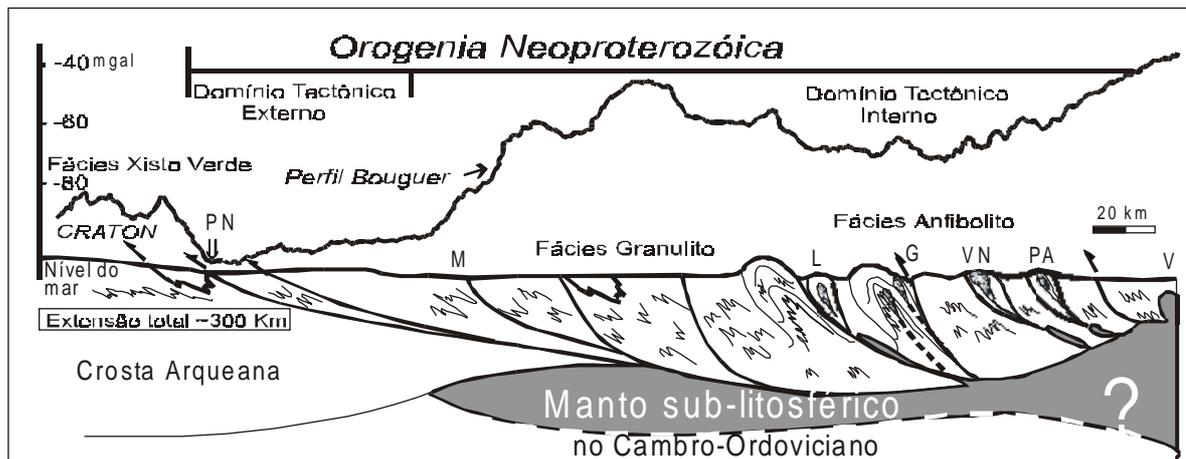


Figura 2: Perfil Geológico e perfil Bouguer de uma seção transversal ao Cinturão Araçuai no Espírito Santo (referências no texto): Domínios Tectônicos Externo e Interno ao longo da estrada de Belo Horizonte (BH) a Vitória (V). Neste perfil estão sendo ressaltados apenas os corpos intrusivos da Suite G5, de idade Cambro-Ordoviciano: L, Lajinha; PA, Pedra Azul; e VN, Venda Nova. As unidades encaixantes fazem parte dos grupos Dom Silvério e Rio Doce, do Complexo Paraíba do Sul (domínios de facies anfibolito e granulito) e do Complexo Juiz de Fora; C, serra do Caparaó; O mapa geológico da figura 1 mostra a direção do perfil e as unidades encaixantes; As zonas de cisalhamento dúctil são em sua maioria dextrais. Referências no texto. PN, Ponte Nova; AC, Abre Campo; G, Guaçuí; M, Manhuaçu. No perfil Bouguer (de Haralyi & Hasui, 1982), notar a anomalia negativa indicando a zona de espessamento crustal, no domínio tectônico interno. O abrupto aumento dos valores gravimétricos corresponde à zona de do complexo Juiz de Fora e à aproximação da linha de costa.

Figure 2: Geologic and Bouguer profiles of one transverse on Araçuai Belt (Espírito Santo, see references on text).

próximo à zona de cisalhamento de Guaçuí. Nesta região as condições de P e T metamórficas ultrapassam temperaturas de 650 °C e pressões de 6,5 a 7,5 kbar, a ca de 590 Ma (Söllner *et al*, 2000). Do lineamento de Guaçuí em direção à cidade de Vitória os valores gravimétricos aumentam novamente. Tal aumento é certamente influenciado pela presença da crosta oceânica recente. Entretanto, a exposição de rochas granulíticas do grupo Paraíba do Sul (Complexo Costeiro) e a intrusão de grandes volumes de granitos e magmas básicos associados devem igualmente contribuir para o aumento do padrão gravimétrico. Na porção mais a oeste do Complexo Paraíba do Sul granada, biotita e hornblenda gneisses, sillimanita-quartzitos, diopsídio-grossularita-escapolita-gneisses (cálcio silicáticos) foram metamorfoseados e deformados a 589 +/- 8Ma (U-Pb em zircões). Esse pacote atingiu o facies granulito com a cristalização de hiperstênio-gneisses sob alta pressão de CO₂, temperaturas acima de 800 °C e pressões regionais entre 6,5 e 7,5 kbar (Sluiter & Weber-Diefenbach, 1987; Söllner *et al*, 2000).

O magmatismo orogênético

Uma grande quantidade de corpos granitóides de tipo-I, cálcio-alcálicos de idade Neoproterozóica a Cambriana, ocorre ao longo de todo o domínio interno do Cinturão Araçuaí, continuando pelo Cinturão Ribeira, formando batólitos gnáissicos bastante homogêneos (G1, G3I e G4 de Pedrosa Soares *et al*, 1999 e Pedrosa Soares *et al*, 2000-*in press*). Tais corpos intrudiram em torno de 580 Ma, logo após o pico da colisão e deformação, tendo sofrido as últimas fases de deformação regional (figuras 1 e 3).

Os meta-granitóides de tipo I são predominantemente metaluminosos e formados a partir de fusões derivadas de fontes mistas com importantes contribuições de placa oceânica e/ou mantélicas, misturadas homogênea ou inhomogeneamente a fusões crustais de origem mais meta-ígnea que meta-sedimentar.

Os meta-granitóides de tipo-S (G2 e G3 S) são peraluminosos e foram contemporâneos aos anteriores de tipo-I. Evoluíram a partir de fusões de fontes principalmente meta-sedimentares, com menor contribuição de fusões parciais tanto de placa oceânica como de fontes mantélicas.

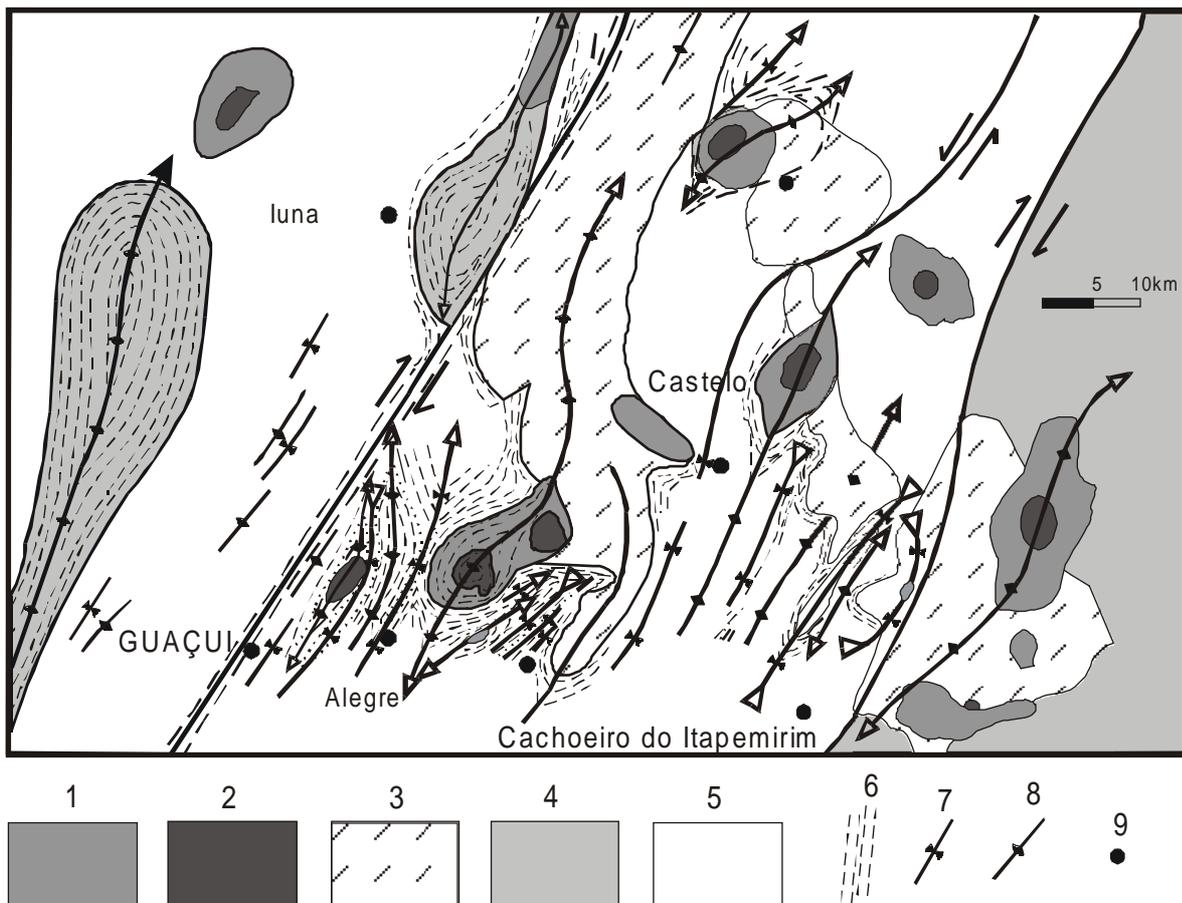


Figura 3: Mapa estrutural esquemático do sul do Espírito Santo (modificado de Bayer *et al*, 1987). 1, rochas graníticas, 2, núcleos máficos, 3, ortognaisses da suite G1 (referências no texto), 4, rochas granulíticas das Serras do Caparaó, Valentim e complexo Costeiro, 5, grupo Rio Doce e complexo Paraíba do Sul, gnaisses de facies anfíbolito alto, 6, trend da foliação, 7, eixo de sinclinal, 8, eixo de anticlinal, 9, cidade.

Figure 3: Schematic structural map of southern Espírito Santo (after Bayer *et al.*, 1987).

O magmatismo tardi-orogênico

Após o colapso da orogênese, a crosta permaneceu aquecida (Söllner *et al*, 2000). No período de 560 a 535 Ma houve um relaxamento tectônico ao longo de toda a faixa, salvo na região mais ao sul do Espírito Santo, aqui focalizada. É importante lembrar que um pouco mais para o sul, na faixa de Búzios, aos 520 Ma houve um último evento colisional, recém documentado (Schmidt, 2000).

O período entre 560 e 530 Ma parece corresponder a um *gap* no magmatismo. Só no período a partir de 535 até 480 Ma um novo episódio magmático reaquece a região. Os plutons mostrados aqui intrudiram e cristalizaram nesta fase, podendo ser divididos em: a) estágio precoce charnoquítico; e 2) estágio final bimodal.

O primeiro estágio charnoquítico compreende batólitos esverdeados do tipo Baixo Guandu e Itapina. São corpos de grão muito grosso a hiperstênio, aflorando preferencialmente ao longo do Rio Doce (latitude 19° 30'), ao longo do lineamento Vitória-Mantena, podendo bordejar intrusões mais jovens (*e.g.* Várzea Alegre – figuras 1 e 6; Pinto *et al*, 1998; Mendes *et al*, 1999; Medeiros *et al*, 2000).

O estágio bimodal corresponde ao episódio magmático mais jovem da região, sendo marcado pela intrusão de mais de vinte complexos ígneos de composições contrastantes, variando de gabro a granito. Nomes locais desta suite são: Pedra Azul, Santa Angélica, Castelo, Venda Nova, Conceição de Muqui, Mimoso do Sul e Várzea Alegre. (figuras 1, 3, 6, 7 e 8). Granodioritos, sieno- a monzogranitos de textura fina a allanita, titanita e biotita compõem os fácies mais tardios, intrudidos como *sills*, diques e/ou formando o envoltório mais externo dos plutons.

São corpos do tipo-I, geralmente intrusionados ao longo de zonas de cisalhamento dúctil de alto ângulo e núcleos de estruturas antiformais das deformações anteriores (figuras 2 e 3). O nível profundo de algumas intrusões revela suas raízes. Apresentam zonamento inverso formado pela interdigitação de magmas básicos a intermediários no centro e sienomonzonitos a granitos

na borda, mostrando em todos eles inúmeras evidências de mistura de magmas (*e.g.* Wiedemann *et al*, 1986; Bayer *et al*, 1987). Essas intrusões são fonte de pegmatitos pobres em turmalina e ricos em berilo assim como agregam a mais importante indústria de rochas ornamentais do Brasil.

Dados geoquímicos de rocha total evidenciam a presença de três suites magmáticas distintas: 1) toleítica; 2) cálcio-alcalina; 3) alcalina (Wiedemann, 1993). A suite cálcio-alcalina é a mais expressiva constituindo cerca de 90% dos plutons da região sul do Estado do Espírito Santo. Caracteriza-se pela presença de granitóides metaluminosos e de alto teor em potássio, originados na crosta continental média a inferior com importante contribuição mantélica (figuras 4 e 5; Horn & Weber-Diefenbach, 1987; Mendes *et al*, 1997; Ludka *et al*, 1998; Medeiros *et al*, 2001).

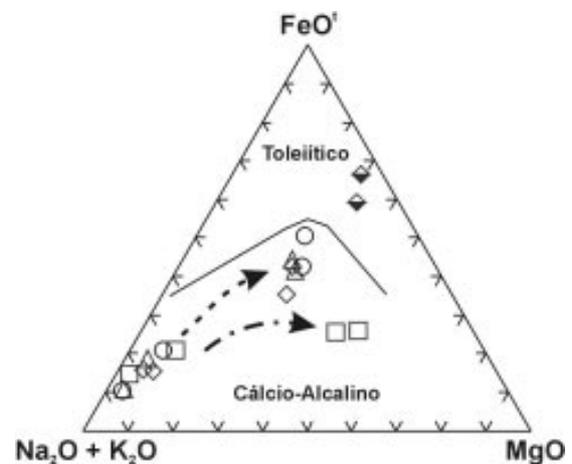


Figura 4. Diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971) de amostras de Santa Angélica, Castelo, Conceição de Muqui, Jacutinga e Torre (Mimoso do Sul) mostrando 3 diferentes tendências evolutivas: 1) toleítica (Jacutinga = diamante metade preenchido), 2) cálcio-alcalina (Santa Angélica = círculo; Conceição de Muqui = diamante vazio, e Castelo = triângulo) e 3) alcalina (Mimoso do Sul = quadrado).

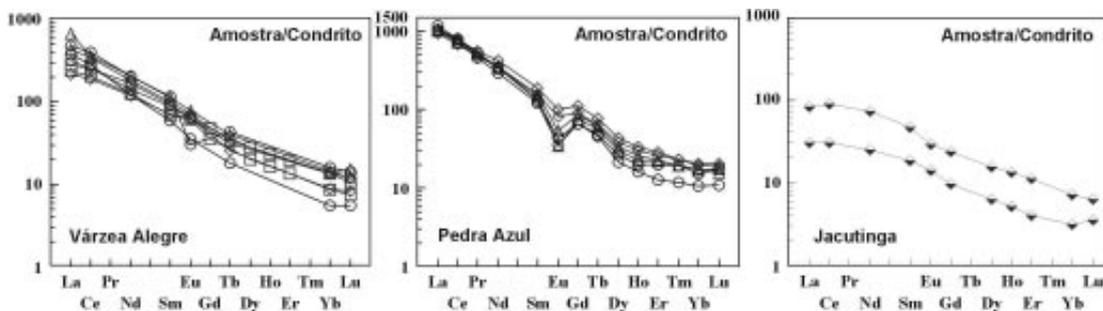


Figura 5. Diagrama ETR normalizado a partir de Sun & McDonough (1989). Símbolos: Várzea Alegre (quadrado) charnoquítico; (diamante) opx-gabro; (triângulo) qz-diorito/qz-monozodiorito; (círculo) granito megaporfírico; Jacutinga: (diamante metade cheio); Pedra Azul: (diamante) diorito; (triângulo) sienogranito; (círculo) granito;

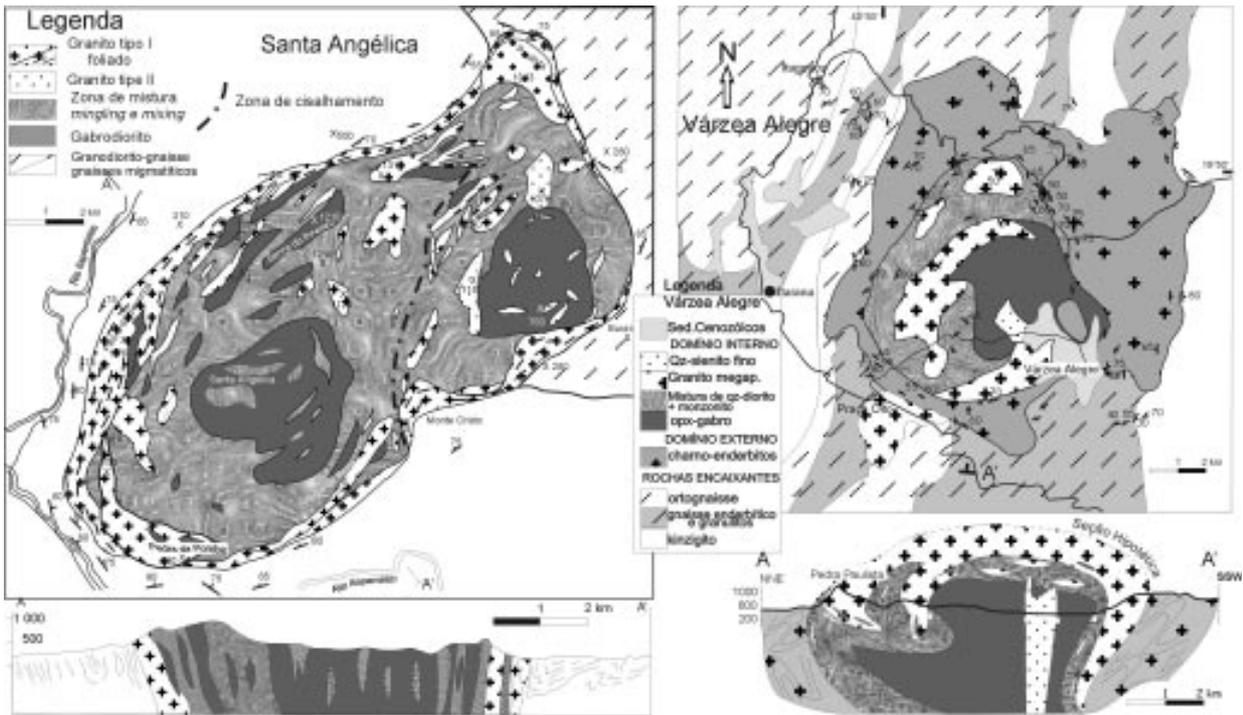


Figura 6. Mapas Geológicos de Várzea Alegre (CIVA) e Santa Angélica (CISA). Geologia de CIVA por Medeiros, S.R. de; Mendes, J.C. e Wiedemann, C.; Geologia das rochas encaixantes de CISA de Tuller, 1993; Geologia de SAIC por Bayer et al, 1987. Referências no texto.

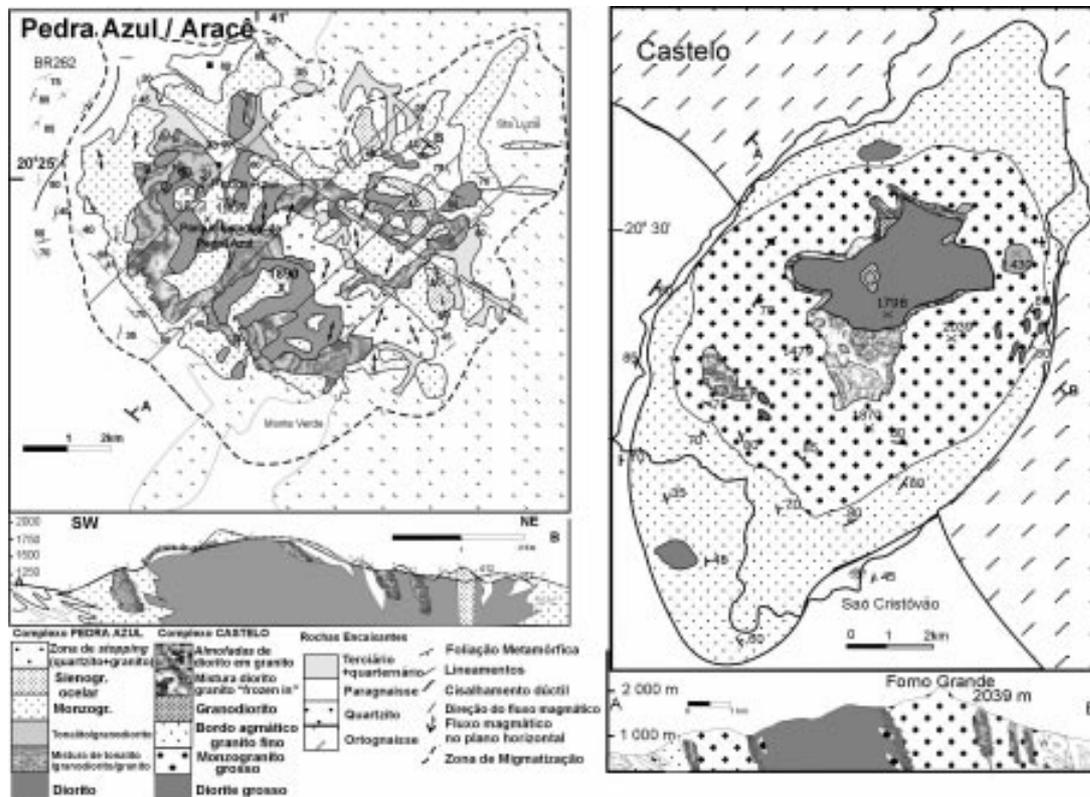


Figura 7. Mapas Geológicos de Castelo e Pedra Azul. Geologia de Castelo por Weinberg, R.; Ludka, I.P.; Mendes, J.C.; Horn, H. e Wiedemann, C.; Geologia de Pedra Azul por Costa Nascimento, R.; Costa-de-Moura, J. e Wiedemann, C. Referências no texto.

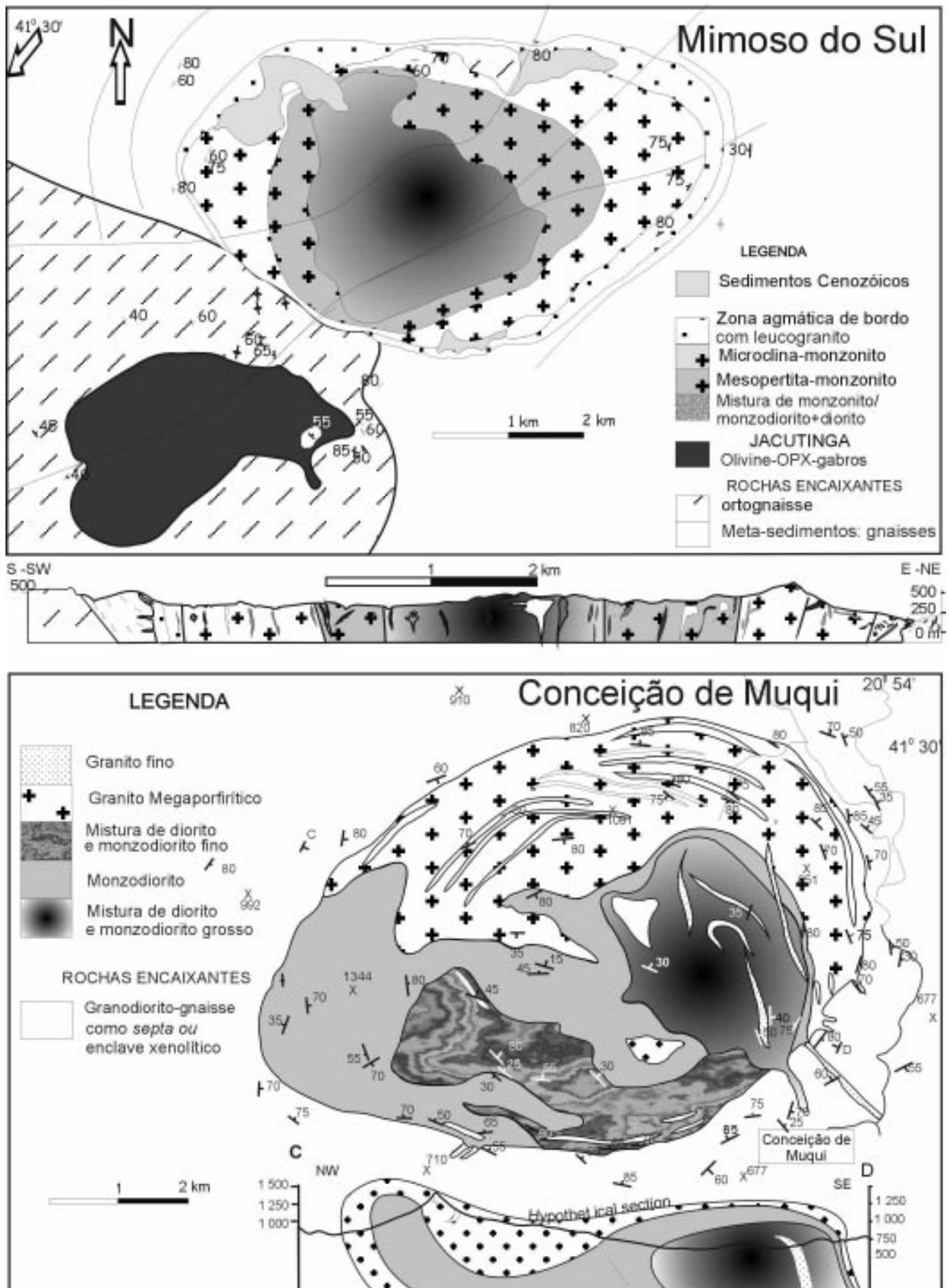


Figura 8. Mapas Geológicas de Mimoso do Sul e Conceição de Muqui. Geologia de Mimoso do Sul por Ludka, I.P. e Wiedemann, C.; Geologia de Conceição de Muqui por Murad, A.; Wiedemann, C. e Ludka, I.P. Referências no texto.

Dados isotópicos de Rb-Sr e Sm-Nd, apresentados na tabela 1 (de Medeiros *et al.*, 2000), e as assinaturas geoquímicas (Wiedemann *et al.*, 1995; Ludka *et al.*, 1998) indicam uma fonte mantélica enriquecida e/ou contaminada (manto sublitosférico) para as rochas básicas a intermediárias da região. A idade modelo CHUR calculada (relativa ao tempo quando o magma básico foi extraído do manto) é em torno de 1,0 Ga., podendo refletir um episódio de enriquecimento mantélico relacionado à fase de *rift* da abertura do oceano Adamastor-Brazilide (Pedrosa Soares *et al.*, 1998). De 530 a 480 Ma houve um aumento progressivo na quantidade de magma básico intrudido isoladamente na crosta ou associado e misturado a magmas graníticos. Esta constatação sugere um importante mecanismo de delaminação crustal (*underplating*) (Mendes *et al.*, 1999; Pedrosa Soares & Wiedemann-Leonardos, 2000; Medeiros *et al.*, 2000).

Idades obtidas em zircões magmáticos limitam a cristalização dos magmas ao período de *ca.* 520 a 480 Ma, confirmando, portanto, sua origem tardi orogênica. Os dados geocronológicos U-Pb em zircões (Söllner *et al.*, 2000) dos plutons de Santa Angélica e Mimoso do Sul indicaram as seguintes idades:

- 513 +/- 8 Ma para o granito megaporfirítico de tipo I de Santa Angélica;
- 492 +/-15 Ma para o granito fino de tipo II de Santa Angélica;
- 480 +/- 4 Ma para o monzonito de textura grossa de Mimoso do Sul.

A partir dos dados sumarizados por Pedrosa Soares & Wiedemann-Leonardos (2000), aparentemente, ao longo de todo o cinturão, o magmatismo pós-colisional vai se tornando progressivamente mais jovem do norte de Minas Gerais ao sul do Espírito Santo, tendo durado *ca.* de 100 Ma (de 580 a 480 Ma). A mudança gradual de um regime compressivo para um distensivo e o início da delaminação crustal através da introdução de magma básico na base da crosta prolongou-se por um tempo maior no sul do que na região norte da faixa.

No Espírito Santo o relevo escarpado, com desníveis de mais de 500m, exhibe a arquitetura interna, contribuindo assim para o estudo da forma e posicionamento das intrusões G5. A escala original dos

mapeamentos foi de 1:25.000. As informações obtidas por diferentes autores ilustram a estruturação dos edifícios plutônicos. Aqueles com grande volume de rochas dioríticas/gabróicas no centro, tais como Santa Angélica, Castelo, Mimoso do Sul e Várzea Alegre mostram predominância de foliações magmáticas verticalizadas (>70°), paralelas ao alto ângulo de mergulho das rochas encaixantes próximo às intrusões. Nos corpos com grandes auréolas graníticas a monzoníticas (Pedra Azul e Conceição do Muqui) o mergulho da foliação é menos pronunciado. Uma feição comum é a mistura de magmas contrastantes (*mingling e mixing*), entre rochas gabríticas/dioríticas e graníticas.

GEOLOGIA DOS PLUTONS

Várzea Alegre

O complexo intrusivo de Várzea Alegre (CIVA) é uma estrutura múltipla inversamente zonada, de forma quase circular e *ca.* de 150 km² de área aflorante (Figura 6 - Medeiros *et al.*, 2000). Segundo Mendes *et al.*, (1999) está encaixada num anel de rochas verdes megaporfiríticas de composição charnoquítica: o domínio externo. Este inclui quartzo-dioritos, granodioritos e quartzo-monzonitos a hiperstênio, cálcio-alcálicos de médio a alto-K, com teores médios a altos de elementos incompatíveis. Esse domínio externo varia de algumas centenas de metros, nos bordos sul e oeste, a quase 4 quilômetros nos bordos norte e leste, sobressaindo bastante na paisagem, sob a forma de escarpas tipo pães-de-açúcar. Os gnaisses regionais estão estruturados para NE-SW e são constituídos por pacotes de orto- e paragnaisses de facies anfífolito alto a granulito (Tuller, 1993).

A intrusão mais jovem consiste num centro erodido de opx-gabro/monzogabro de cor escura, acinzentada, circundado por diorito/quartzo-diorito a monzodiorito e um granito megaporfirítico de cor clara. O último evento intrusivo foi um *stock* de titanita-sienogranito cortando o opx-gabro (norito) (Medeiros *et al.*, 2001). O contato entre o granito megaporfirítico e o diorito é uma zona de mistura constituída de quartzo-diorito, quartzo-monzodiorito e veios graníticos. Os dioritos

Tipo de Rocha	Sm (ppm)	Nd (ppm)	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd (erro)	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd (erro)	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd ⁽⁶⁾	e _{Nd} ⁽⁰⁾	e _{0,55GaNd}	T _{DM} (Ga)
Quartzo-Monzonito	16.203	98.014	0.099963 (315)	0.511902 (41)	0.511542	-14.36	-7.56	1.528
Quartzo-Diorito	17.071	100.657	0.102553 (343)	0.511925 (37)	0.511555	-13.91	-7.31	1.532
Opx-gabro	6.866	41.867	0.099795 (71)	0.512047 (28)	0.511687	-11.53	-4.73	1.329
Opx-gabro	11.477	70.094	0.099633 (84)	0.512002 (24)	0.511643	-12.41	-5.59	1.383
Charnoquito	15.694	87.247	0.108774 (343)	0.511889 (37)	0.511497	-14.61	-8.44	1.675
Charnoquito	15.707	95.212	0.099754 (319)	0.511955 (39)	0.511596	-13.32	-6.51	1.455

Tabela 1 – Resultados isotópicos de Sm-Nd de rochas do Complexo de Várzea Alegre VAIC, de Medeiros *et al.*, 2000.

foram provavelmente originados por processos de cristalização fracionada e hibridização. A foliação interna é de alto ângulo a moderada.

A assinatura geoquímica do domínio interno indica magmas hiperstênio-normativos e super-saturados em sílica. Dados de rochas total evidenciam um caráter de médio K para as rochas básicas a intermediárias. O granito megaporfirítico e as rochas charnoquíticas são cálcio-alcalinas de alto-K, como esperado. Dados de isótopos de Rb-Sr do granito megaporfirítico revelam uma idade isocrônica de 508 ± 12 Ma. com razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.7084 (Medeiros *et al.*, 2000).

Santa Angélica

O complexo intrusivo de Santa Angélica (CISA na figura 6) é um dos mais marcantes exemplos do magmatismo tardi-orogênico no cinturão. Foi estudado em bastante detalhe por Bayer *et al.* (1987). O CISA é uma intrusão de forma ovalada, composta por domínios lenticulares, grosseiramente concêntricos, de granitos, lentes alongadas de gabro-diorito fino a grosso e enxames de enclaves máficos a intermediários, heterogêneos, densamente aglomerados aflorando numa área de aproximadamente 200 km². O complexo intrude uma estrutura antiformal cujo eixo segue a direção NE e tem caimento para SW. O pluton apresenta zonamento concêntrico inverso, com margens mais ácidas gradando para dois centros gabróicos de textura média a grossa. As rochas encaixantes são gnaisses de alto grau metamórfico a biotita-granada-sillimanita e/ou cordierita (paragnaisses) e biotita-hornblenda-titanita meta-granodioritos a metatonalitos (ortognaisses). Estão localmente migmatizados e mostram mergulhos verticalizados próximo ao contato com o pluton. Nessa região os gnaisses encaixantes estão parcialmente fundidos adquirindo uma textura nebulítica.

O resultado da cartografia geológica de detalhe revelou um corpo ígneo com foliação interna sub-vertical e, aparentemente, boudinado. Feições de mistura de magmas contrastantes são usualmente reconhecidas nos afloramentos, em toda a intrusão: enclaves microgranulares de composição basáltica a andesítica e lentes gabro-dioríticas de grão fino apresentam xenocristais de k-feldspato e quartzo, em texturas manteadas e coroníticas. Apatitas aciculares são muito frequentes nas litofácies mais máficas. Diques bimodais cortam todo o complexo durante diferentes fases de cristalização do pluton, da precoce a tardia. Extensas zonas de *mingling* (mistura inomogênea) são formadas por enxames de enclaves, em diferentes estágios de hibridização com o magma granítico. Uma zona ativa de *shear strain* (feição de deformação intramagmática, segundo Marre, 1986) seguindo a direção NE-SW (figura 6) parece causar mistura mais intensa entre os magmas, chegando a produzir uma rocha bandada fina consistindo de finas camadas de granodiorito e granito (Schidt-Thomé & Weber-Diefenbach, 1987; Wiedemann *et al.*, 1987). Essa zona NE-SW separa os dois núcleos gabróicos (Wiedemann *et al.*, 1986; Bayer *et al.*, 1987, Wiedemann *et al.*, 1997).

Estudos geoquímicos de Santa Angélica e da próxima intrusão a ser focalizada, Castelo, foram feitos por Horn & Weber-Diefenbach (1987) que chamaram atenção para seu caráter cálcio-alcalino de alto potássio, bastante enriquecido em elementos incompatíveis incluindo as Terras Raras Leves.

Segundo Bayer *et al.* (1987) ocorre uma mudança acentuada na foliação das rochas encaixantes. A alguns quilômetros afastados da intrusão a foliação das rochas encaixantes segue a direção do *trend* regional NNE-SSW. Aproximando-se do contato essa foliação vai aumentando o ângulo de mergulho, se verticaliza, envolvendo o corpo intrusivo como um envelope dúctil que mergulha para o centro da intrusão. Tais observações foram interpretadas pelos autores como evidências de um mecanismo de intrusão por diapirismo.

Castelo

O complexo de Castelo (figura 7) é uma intrusão elíptica de *ca.* de 100 km², que consiste de um núcleo diorítico e um espesso bordo de granitos, um megaporfirítico e outro de grão fino. No contato entre o granito megaporfirítico e o diorito foi mapeado um fino envelope de microdiorito (quase um andesito). Esta zona é formada por enxames de enclaves densamente empacotados, mostrando diferentes graus de hibridização com o granito, podendo formar litotipos intermediários locais. Em alguns locais a homogenização da mistura gera uma rocha granodiorítica de expressão considerável.

A região de borda ultrapassa 2 km de extensão e consiste da interdigitação entre os dois tipos de granitos, mencionados anteriormente: um megaporfirítico e outro de grão fino, também porfirítico, ambos a dois feldspatos (microclina e oligoclásio), biotita e titanita. Ambos os granitos têm composição monzogranítica e são bastante semelhantes mineralógica e quimicamente aos de Santa Angélica. O granito mais fino corresponde ao de tipo-II de Santa Angélica. Além de ser encontrado formando camadas concordantes com o granito grosso de tipo-I ainda forma a matriz do agmatito de borda da intrusão. Esse litofácies frequentemente exhibe enclaves surmicáceos sob a forma de *schlieren* e estruturas fantasmas, originadas do processo de fusão parcial da fonte e/ou dos gnaisses encaixantes parcialmente assimilados. Esse granito de tipo-II também intrude o gnaiss de borda formando *sills lit par lit* ou diques discordantes, que entretanto, se alojam ao longo de zonas de cisalhamento dúctil (Wiedemann *et al.*, 1997). Os contatos com os gnaisses regionais são frequentemente do tipo *stoping*, evidenciando um regime predominantemente rúptil quando da intrusão dos magmas.

O centro da intrusão é formado por um diorito de grão médio. Nesse domínio lineações minerais e estruturas planares de fluxo não são bem marcadas. Por outro lado, uma profusão de fraturas rúpteis, preenchidas por aplitos e veios de microgranitos são típicas para essa região, evidência de fraturamento e

formação de diques num núcleo diorítico consolidado precocemente e sofrendo diminuição de volume antes da cristalização do granito.

Comparado a Santa Angélica, Castelo mostra menos sinais de deformação dúctil, o que parece indicar regimes diferentes de *stress* regional e/ou diferentes níveis de intrusão. Lammerer (1987) interpretou essas feições como um nível de intrusão mais raso para Castelo do que para Santa Angélica.

Muitas das feições de misturas de magmas descritas para Santa Angélica foram igualmente observadas em Castelo. Comparativamente, faltam os gabro-noritos interdigitando com os granitos. Em Castelo são microdioritos e granodioritos que estão em contato com os granitos. Entretanto, feições tais como xenocristais de quartzo em litotipos mais máficos e feldspatos manteados, de tipo *Rapakivi* e *Antirapakivi*, são comumente observadas em escala tanto de afloramento como em lâmina.

Pedra Azul

O complexo de Pedra Azul (CIPA) é uma intrusão de forma bastante irregular que cobre quase 200 km², sendo formado por litotipos contrastantes que variam de composição de diorito a sienogranito de textura fina (figura 7- Costa-de-Moura *et al*, 1999). Granitos megaporfiríticos e litotipos de grão grosso estão ausentes desta intrusão.

Resultados isotópicos preliminares de Rb-Sr, obtidos por Platzer (1997), indicam uma idade de cristalização para o granito de 536 +/- 31 Ma.

Um monzogranito a allanita e titanita de grão médio, localmente porfirítico, cobre os picos mais altos e a região de borda, formando o primeiro envelope magmático da estrutura. Várias porções de composição tonalítica e granodiorítica foram mapeadas em direção ao centro. Os contatos entre o monzogranito e os domínios de tonalito a granodiorito são marcados por zonas mistas, onde *schlieren* de granito estão em contato com rochas mais máficas e de grão mais fino, originando estruturas do tipo almofadadas (*pillow-like*) e em rede, típicas de misturas inomogêneas (*mingling*) de magmas. Uma pequena região de composição diorítica está exposta por uns 6 km², próximo à cidade de Aracê, no bordo norte da estrutura. Uma zona de xenólitos dos sillimanita-quartzitos e granada-sillimanita-biotita-gnaisses quartzosos encaixantes forma um litofacies mapeável por vários quilômetros (15 x 1 km) no centro do corpo. Trata-se de uma zona agmática, formada por veios graníticos num enxame de xenólitos, que seguem um lineamento de direção SE-NW, interpretado por Costa-de-Moura *et al* (1999) como uma falha rúptil. Tal feição pode ser parte do teto das rochas encaixantes que afundou no pluton e foi parcialmente fundida e assimilada. O último evento intrusivo no CIPA foi a colocação de um sienogranito orbicular, onde os orbículos estão centrados a partir de cristais de titanita, constituindo numa rocha ornamental de rara beleza e muito utilizada na região. O fluxo magmático é marcado por lineações, que mergulham 45° claramente para NE, e pelo

alinhamento dos enclaves microgranulares e xenolíticos.

Um fraturamento regional NW-SE e NE-SW é observado por todo o pluton e nas rochas encaixantes. Os litotipos ígneos são separados das rochas encaixantes por zonas agmáticas que mostram mecanismos de *stopping*, contatos *lit par lit* e fusão das rochas encaixantes formando domínios migmatíticos nebulíticos.

Comparada aos outros complexos intrusivos, Pedra Azul apresenta a maior área de rochas híbridas aflorantes. Este fato pode ser explicado pelo nível diferente de erosão ou intrusão. O levantamento aeromagnetométrico regional indica para Pedra Azul uma anomalia de mesma magnitude do que aquela de Santa Angélica (figura 1). A pequena extensão de rochas intermediárias a máficas aflorando em Pedra Azul indica, portanto, diferentes níveis de erosão e a presença desses litotipos em sub-superfície.

Conceição de Muqui

O complexo de Conceição de Muqui (Murad, 1992 - figura 8) cobre cerca de 50 km². Seu bordo leste faz contato com um biotita-hornblenda-gnaisses porfiroblástico. Nos bordos norte e oeste esses gnaisses estão migmatíticos e ao sul as encaixantes são granodiorito a tonalito-gnaisses de textura mais fina, localmente migmatíticos, ricos em enclaves anfibolíticos.

O corpo intrusivo consiste numa série de domínios petrográficos: a) zona mista A, com bandamento ígneo incipiente. No bordo centro-leste predomina um monzodiorito de textura média a grossa, porém no resto do domínio aflora monzonito interdigitado ao diorito, numa estrutura em rede; b) Zona mista B, domínio de estrutura em rede com mistura inomogênea (*mingling*) e predomínio de diorito fino sobre um monzonito de textura grossa. Todo o conjunto é cortado por vênulas leucograníticas a leucomonzoníticas. Forte estrutura planar de fluxo no bordo sul; c) leucomonzonito de grão grosso (principalmente no bordo oeste). É a unidade mais homogênea da intrusão e apresenta estrutura planar de fluxo, bem desenvolvida; d) rochas graníticas de grão médio a grosso, predominando no bordo norte, correspondendo apenas a um aumento no teor de quartzo do monzonito.

A intrusão é cortada, em toda a sua extensão, por *sills* e diques sin- a pós-intrusivos, de composição bimodal, variando de granítica a diorítica. Composições intermediárias também estão presentes, porém, as graníticas são as mais tardias. Esta fase granítica tardia apresenta, frequentemente, enclaves microgranulares e, localmente, uma textura orbicular, semelhante ao sienogranito tardio de Pedra Azul.

As estruturas planares e lineações de fluxo são bem marcadas e mergulham sub-horizontalmente na parte central da intrusão. Na proximidade dos bordos a foliação de fluxo se verticaliza, como nos outros plutons da região. Zonas de cisalhamento radiais são frequentes, podendo ser preenchidas pelos diques tardios. Enxames de xenólitos das rochas encaixantes se dispõem em anéis

descontínuos, concêntricos, numa estrutura de casca-de-cebola, parecendo marcar a fragmentação em envelopes concêntricos das encaixantes durante o processo de alojamento pervasivo do corpo. Essas observações podem indicar um nível mais raso de intrusão do que Santa Angélica e Várzea Alegre. A intrusão de Conceição de Muqui representa uma mudança na composição dos magmas em direção à predominância do magmatismo monzonítico de alto-K sobre o magmatismo granítico.

Mimoso do Sul

Mimoso do Sul é um complexo intrusivo composto por dois plutons (figura 8): um monzonítico (Torre) e outro gabróico (Jacutinga). Torre consiste de três envelopes concêntricos gradando de diorito/monzodiorito no centro, passando a um anel de monzonito *hipersolvus* a mesopertita que, por sua vez, grada a um anel de granito e monzonito *subsolvus* a microclina e oligoclásio, nos bordos. O granito predomina na região de contato com os gnaisses encaixantes. nessa região de borda os contatos são bruscos, com pouca migmatização. Dentro da estrutura os contatos são gradativos e as separações litológicas seguiram critérios petrográficos. O fluxo magmático é sub-vertical.

O corpo de Jacutinga consiste de rochas gabro-noríticas com composições gradando de olivina-opx-cpx-melagabro de textura fina a opx-cpx-leucogabro. Uma fina laminação ígnea pode ser observada em blocos, por toda a intrusão, entretanto, devido à falta de afloramentos não pode ser medida. São lineações minerais marcadas por ripas de plagioclásio e coronas de olivina-plagioclásio.

A assinatura geoquímica de Torre é cálcio-alcalina a alcalina de alto-K. *Sills* e diques de piroxenitos peralcalinos a biotita, apatita e Fe-augita cortam tanto os domínios de borda quanto o centro da intrusão. Jacutinga já tem outra assinatura, nitidamente toleítica. Wiedemann *et al* (1995) e Ludka & Wiedemann (2000) chamaram atenção para anomalias geoquímicas com fortes enriquecimentos isotópicos e de elementos incompatíveis.

SUMÁRIO DAS OBSERVAÇÕES, DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

O magmatismo tardi-orogênico (535 a 480 Ma) na Faixa Araçuaí-Ribeira é marcado pela predominância de granitóides a allanita e titanita, metaluminosos, cálcio-alcalinicos de alto-K. Lentes pequenas de gabro coronítico, piroxenitos, anortositos e flogopita-peridotito são raras neste cinturão.

Na região do sul do Espírito Santo, o nível profundo da erosão associado a um relêvo escarpado expõem corpos afunilados, com raízes cilíndricas sub-verticais, gradando, em níveis mais rasos, a planos de fluxo de menor ângulo de mergulho. Nas seções horizontais as formas são elípticas, ameboides e circulares. *Stocks*, *sills* e diques dúcteis, de composição bimodal,

associados aos plutons, intrudem as rochas encaixantes ao longo de zonas de cisalhamento dúctil, da foliação metamórfica ou de eixos de estruturas antiformais. O contato com as rochas encaixantes é brusco nos plutons mais profundos, como Santa Angélica, Venda Nova e Várzea Alegre. Nestas estruturas, zonas agmáticas de até 100 m de espessura formam um contato migmatítico, localmente nebulítico, com os gnaisses encaixantes. Onde níveis supostamente mais elevados de erosão estão expostos, como em Castelo, Pedra Azul e Conceição de Muqui, as zonas agmáticas e nebulíticas ultrapassam 4 km. A foliação ígnea é bem desenvolvida e a xistosidade das encaixantes envelopa os corpos ígneos se amoldando a eles. Cada intrusão é um bolo mármore único (bimodal) onde domínios concêntricos de centros mais básicos a intermediários são envolvidos por anéis interdigitados de rochas mistas e granitóides. Sienomonzonito e granito predominam nos bordos. Evidências regionais de misturas de magmas contrastantes, com composições que gradam de gabro a granito, são observadas em todas as intrusões.

Alguns mecanismos de ascensão e intrusão de plutons já foram discutidos na introdução deste trabalho. Castro & Fernandez (1998) os agruparam ainda em duas categorias principais:

a) mecanismo permissivo, onde o magma tem um papel passivo (tipo *stopping*, acomodação ao longo de falhas extensionais);

b) mecanismo forçado, onde o magma empurra e deforma as paredes das encaixantes para criar o seu próprio espaço de intrusão (diapirismo e *ballooning*).

A partir das observações e dos dados resumidos neste trabalho, concluímos que:

1) todos os seis plutons cortam claramente as rochas encaixantes regionais. A última fase de deformação na região foi datada em 580 Ma, enquanto os plutons cristalizaram entre 535 e 480 Ma;

2) todos mostram foliações de borda concordantes com aquelas das rochas encaixantes; nas regiões de borda o magma é injetado ao longo da foliação metamórfica *lit par lit*; pode ainda cortá-la discordantemente, ao longo de zonas de cisalhamento dúctil e, mais raramente, através de diques;

3) todos intrudem ao longo de zonas de fraqueza (por ex.: contatos litológicos regionais, eixos de estruturas antiformais, zonas de cisalhamento dúcteis), usando feições de deformação regional pré-existentes como caminhos preferenciais; entretanto sua intrusão não é contemporânea à deformação regional, significando que eles não podem ter se originado de um mecanismo do tipo “bombeamento tectônico”, como discutido anteriormente;

4) suas formas mais comuns são cilíndricas a abalonadas (*ballon-like*) com zonas agmáticas mais ou menos espessas, o que poderia indicar um mecanismo permissivo e não forçado;

5) migmatização mais ou menos extensa ao redor do contato aponta para um mecanismo mais complexo de alojamento, envolvendo deformação dúctil por fusão

parcial das rochas encaixantes.

As observações acima não apontam claramente para nenhum dos dois modelos de Castro & Fernandez (1998) que estudaram principalmente mecanismos atuantes na crosta média a superior. Os complexos aqui focalizados não se alojaram nem através de um mecanismo permissivo simples, tipo dique, nem através de um mecanismo forçado, do tipo diápiro ou *ballooning*. Eles não deformaram as encaixantes, simplesmente usaram os caminhos crustais de menor esforço.

Weinberg (1999) propôs um mecanismo alternativo para a migração de magmas através de rochas encaixantes já aquecidas: cunhas magmáticas injetadas em rochas de baixa viscosidade. Em nosso caso as estruturas de intrusão são todas controladas por zonas de fraqueza regionais como foliação, zonas de cisalhamento e eixos de dobras. Toda a evolução magmática é um processo muito lento que perdurou por mais de 50 Ma numa crosta que permaneceu quente por um longo período.

Assim, o seguinte modelo evolutivo é proposto para as intrusões aqui focalizadas (figura 9): 1) subida de cunhas de magmas astenosféricos quentes, provavelmente relacionado a delaminação crustal, após a colisão, no final ou colapso da orogenia, por zonas de cisalhamento profundas; 2) indução da fusão parcial crustal que produziu magmas graníticos e monzoníticos;

3) interação entre esses magmas contrastantes, originando canais bimodais de magma; 4) alojamento dos plutons compostos ao longo de caminhos regionais tais como: eixos de dobras e zonas de cisalhamento dúcteis, durante uma fase distensiva da orogenia.

As diferenças composicionais mapeadas podem ser explicadas por diferenças nos níveis de interação entre os magmas, nos processos de diferenciação durante a ascensão, no processo de alojamento e nos níveis de erosão.

AGRADECIMENTOS

Agradecemos às agências financiadoras dos vários projetos na região, como CNPq, FINEP, CAPES, CPRM e DAAD. Agradecemos também à UFRJ pelo apoio ao longo desses tantos anos.

Obrigada aos mestres, em especial ao Professor Correia Neves, que nos ensinou a olhar os granitos com outros olhos, muitas vezes de poeta, porém sem esquecer a visão raios-X. Obrigado, Professor Correia Neves, “pelos caminhos de pés-postos” andados juntos.

Os resultados aqui apresentados têm contribuições de fundamental importância de inúmeros colegas, alunos de graduação e pós-graduação, uma lista muito longa para ser aqui anexada. Em especial gostaríamos de mencionar Roberto Weinberg, Ricardo da Costa Nascimento e Amin Murad pelo mapeamento de

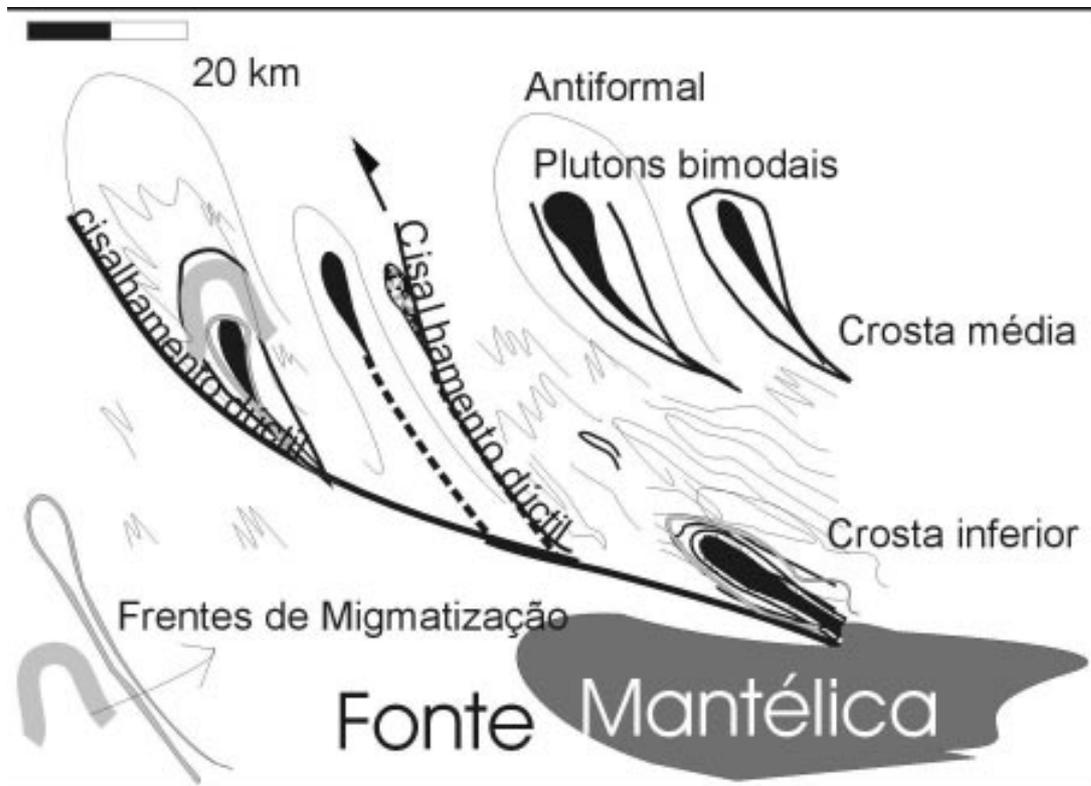


Figura 9. Modelo final de cunhas mantélicas, injetadas ao longo das zonas de cisalhamento dúctil regionais, induzindo fusão parcial da crosta, produção contemporânea de magmas graníticos que são canalizados para os plutons compostos em níveis mais rasos.

Castelo, Pedra Azul e Conceição de Muqui. Bernd Lammerer, no início, e Heiner Horn, que continua trabalhando firmemente nessa região, com quem compartilhamos idéias aqui discutidas.

O mapeamento regional da CPRM, no início dos anos 90, ajudou bastante na compreensão da dimensão regional. Pena que os nossos “mapinhas” foram anexados, sem menção aos que subiram e desceram os pães-de-açúcar carregando tantas pedras nas costas.

Como não poderia deixar de ser, obrigado à gente simples dos altos capixabas que nos recebeu com amor e carinho, sempre com um cafezinho muito doce, uma água fresca, um biscoito, um canto “prá” dormir e um “causo” pra sonhar.

A todos dedicamos o nosso trabalho.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Bayer P., Schmidt-Thomé R., Weber-Diefenbach K., Horn H. A. 1987. Complex concentric granitoid intrusions in the coastal mobile belt, Espírito Santo, Brazil: the Santa Angélica Pluton – an example. *Geologische Rundschau*, **76**(2):357-371.
- Bilal E., Horn H. A., Naline Jr H. A., Mello F. M., Correia-Neves J. M., Giret A. R., Moutte J., Fuizikawa K., Fernandes M. L. S. 2000. Neoproterozoic granitoid suites in southeastern Brazil. Brazilian contributions to the 31st International Geological Congress, Brazil/2000. *Rev. Bras. Geoc.*, **30**(1):51-54.
- Bosum W. 1973. O levantamento aeromagnético de Minas Gerais e Espírito Santo e sua seqüência quanto a estrutura geológica. *Rev. Bras. Geoc.*, **3**: 149-163.
- Brown M. 1994. The generation, segregation, ascent and emplacement of granite magma: the migmatite-to-crystalline-derived granite connection in thickened orogens. *Earth Sci. Reviews*, **36**:83-130.
- Brown M. 1995. Late-Precambrian geodynamics evolution of the Armorican segment of the Cadomian Belt (France): distortion of an active continental margin during south-west directed convergence and subduction of a bathymetric high. *Geol. De La France*, **3**:3-22.
- Castro A., Fernández C. 1998. Granitic intrusion by externally induced growth and deformation of the magma reservoir, the example of the Plasenzuela pluton, Spain. *J. Structural Geology*, **20**(9/10):1219-1228.
- Clemens J. D., Mawer C. K. 1992. Granitic magma transport by fracture propagation. *Tectonophysics*, **204**:339-360.
- Clemens J. D. 1998. Observations on the origins and ascent mechanisms of granitic magmas. *J. Geological Soc. London*, **155**:843-851.
- Collins W. J., Sawyer E. W. 1996. Pervasive granitoid magma transfers through the lower-middle crust during non-coaxial compressional deformation. *J. Metam. Geol.*, **14**:565-579.
- Costa A. G. 1998. The granulitic-facies rocks of the northern segment of the Ribeira Belt, eastern Minas Gerais, SE Brazil. *Gondwana Research*, **1**:367-372.
- Costa-de-Moura J., Wiedemann C. M., Wallfuss C. M., Van Westrenen W. 1999. O Plúton de Pedra Azul: a estrutura do maciço intrusivo e suas rochas encaixadas – Domingos Martins, Espírito Santo, Brasil. In: VII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos – Simpósio Internacional de Tectônica da SBG, Lençóis (Ba). Anais, 129-131.
- Cunningham W. D., Alkmin F. F., Marshak S. 1998. A structural transect across the Coastal Mobile belt in the Brazilian highlands (latitude 20x S): the roofs of a Precambrian transpressional orogen. *Precambrian Reserch*, **92**:251-275.
- Ebert H., Hasui Y. 1998. Transpressional tectonics and strain partitioning during oblique collision between three plates in the Precambrian of southeast Brazil. In: Continental Transpression and Transtensional Tectonics, Eds. R.E. Holdsworth, R.A. Strachan and J.F. Dewey. Geological Society of London, Spec. Public., **135**:231-252.
- Fritzer T. 1991. Das Guaçuí Lineament und die orogene Entwicklung des Zentralen Ribeira Belt (Espírito Santo, Brasilien). Münch. Hef., **2**, 196p.
- Fischel D. P. 1998. Geologia e dados isotópicos Sm-Nd do Complexo Mantiqueira e do Cinturão Ribeira na região de Abre Campo, Minas Gerais. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, M.Sc. thesis, 99 p.
- Haralyi N. L. E., Hasui Y. 1982. The gravimetric information and the Archean-Proterozoic structural framework of Eastern Brazil. *Rev. Bras.Geoc.*, **12**:160-166.
- Heilbron M., Valeriano C. M., Valladares C. S., Machado N. 1995. A orogênese brasileira no segmento central da Faixa ribeira, Brasil. *Rev. Bras.Geoc.*, **25**(4):249-266.
- Heilbron M., Duarte B. P., Nogueira, J. R. 1998. The Juiz de Fora Copmplex of the Central Ribeira belt, SE Brazil: a segment of Paleoproterozoic granulic crust thrust during the pan African Orogen. *International Geoscience Journal/Gondwana research*, **1**(3-4):373-382.
- Hongan J. P., Price J. D., Gilbert M. C. 1998. Magma traps and driving pressure: consequences for pluton shaped and emplacement in an extensional regime. *J. Structural Geology*, **20**(9/10):1155-1169.
- Horn H. A., Weber-Diefenbach K. 1987. Geochemical and genetic studies of three invers zoned intrusive bodies of both alkaline and calc-alkaline composition in the Ribeira Mobile Belt (Espírito Santo, Brazil). SBG, Proceedings of the International Symposium on Granite and Associated Mineralizations, 1, Brazil/1987. *Rev. Bras. Geoc.*, **17**(4):488-497.
- Irvine T. N., Baragar W. R. 1971. A guide to chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, **8**:523-548.
- Lammerer B. 1987. Short notes in a structural section through the Ribeira Mobile Belt (Minas Gerais and Espírito Santo, Brazil). *Zbl. Geol. Paläont.*, Teil I, (7/8):719-728.
- Ludka I. P., Wiedemann C. M., Töpfer C. 1998. On origin of incompatible element in the Venda Nova pluton, State of Espírito Santo, southeast Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, **11**(5):473-486.
- Ludka I. P., Wiedemann C. M. 2000. Further signs of an enriched mantle source under the Neoproterozoic Araçuaí-Ribeira mobile belt. Brazilian contributions to the 31st International Geological Congress, Brazil/2000. *Rev. Bras. Geoc.*, **30**(1):95-98.
- Machado N.; Valladares C.; Heilbron M., Valeriano C. M. 1996. U-Pb Geochronology of the central Ribeira Belt (Brazil) and implications for the evolution of the brazilian orogeny. *Precambrian Research*, **79**:347-361.
- Marre J. 1986. The structural analysis of granite rocks. North Oxford Acad. Publishers.Great.Britain., 123p.
- Medeiros S. R., Wiedemann C. M., Mendes J. C. 2000. Post-collisional magmatism in the Ribeira Mobile Belt: Geochemical and isotopic study of the Várzea Alegre Intrusive Complex (VAIC), ES, Brazil. Brazilian contributions to the 31st International Geological Congress, Brazil/2000. *Rev. Bras. Geoc.*, **30**(1):30-34.
- Medeiros S. R., Wiedemann C. M., Vriend S. 2001. Evidence of mingling between contrasting magmas in a deep plutonic environment: the example of Várzea Alegre, in the Panafrika/Brasiliano Mobile Belt in Brazil. *An. Acad. Bras. Ci.*, **73**(1).
- Mendes J. C., McReath I., Wiedemann C. M., Figueiredo M. C. H. 1997. Charnokitoides do Maciço de Várzea Alegre: um exemplo de magmatismo cálcio-alcálico de alto K no arco magmático do espírito Santo. *Rev. Bras. Geoc.*, **27**(1):13-24.
- Mendes J. C., Wiedemann C. M., McReath I. 1999. Conditions of formation of charnockitic magmatic rocks from the Várzea Alegre massif, Espírito Santo, southeast Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, **29**(1):47-54.
- Meneses P. R., Paradella W. R. 1978. Síntese geológica preliminar da parte sul do Estado do Espírito Santo. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, INPE/CNPq, São José dos Campos (SP). Anais, 479-499.
- Murad A. 1992. Geologia, Petrologia e Geoquímica (elementos maiores, menores e alguns traços) do Maciço Intrusivo de Conceição de Muqui – ES. Universidade Federal do Rio de Janeiro, M.Sc. thesis, 172 p.
- Pedrosa-Soares A. C., Vidal Ph., Leonardos O. H., Brito-Neves B. B. 1998. Neoproterozoic oceanic remnants in eastern Brazil: Further evidence and refutation of an exclusively ensialic evolution for the Araçuaí-West Congo orogen. *Geology*, **26**:519-522.

- Pedrosa-Soares A. C., Wiedemann C. M., Fernandes M. L. S., Faria L. F., Ferreira J. C. H. 1999. Geotectonic significance of the Neoproterozoic granitic magmatism in the Araçuaí belt, Eastern Brazil: a model and pertinent questions. *Rev. Bras. Geoc.*, **29(1)**:57-64.
- Pedrosa-Soares A. C., Wiedemann C. M. 2000. Evolution of the Araçuaí Belt and its connection to the Ribeira Belt, eastern Brazil. In: Cordani U. (Ed.); *Tectonic Evolution of South America*. 31st IGC, 265-285.
- Pedrosa-Soares A. C., Noce C. M., Wiedemann C. M., Pinto C. P. 2000. The Araçuaí-West Congo Orogen in Brazil: An overview of confined orogen formed during Gondwana assembly. *Precambrian Research*, special issue "Rodinia breakup and Gondwana assembly", (in press)
- Petford N., Lister J. R., Kerr R. C. 1994. The ascent of felsic magmas in dykes. *Lithos*, **32**:161-168.
- Pinto C. P., Pedrosa-Soares A. C., Wiedemann C. M. 1998. Mapa Geológico da porção brasileira do Orógeno Araçuaí-Oeste-Congo. SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, **40**, Belo Horizonte, Abstracts, 37.
- Platzer S. 1997. Whole rock geochemistry of the Aracê/Pedra Azul pluton. University of Utrecht, The Netherlands. Unpublished Master Thesis, 58 p.
- Roig J.-Y., Faure M., Truffert S. R. 1998. Folding and granite emplacement inferred from structural, strain, TEM and gravimetric analyses: the case study of the Tulle antiform, SW French Massif central. *J. Structural Geology*, **20(9/10)**:1169-1190.
- Schmidt-Thomé R., Weber-Diefenbach K. 1987. Evidence for "frozen-in" magma mixing in Brasiliano calc-alkaline intrusions. The Santa Angélica pluton, southern Espírito Santo, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, **17(4)**:498-506.
- Schmitt R. S., Van Schmu, W. R., Trouw R. A. J. 2000. A Cambrian-Ordovician orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil) – late amalgamation in the center of west Gondwana: new structural and geochronological data. In: 31st International Geological Congress, Brazil/2000, Abstracts Volume.
- Seidensticker U., Wiedemann C. M. 1992. Geochemistry and Origin of lower crustal granulite facies rocks in the Serra do Caparaó region, Esp.Santo/Minas Gerais, Brazil. *J. South Am. Earth Sci.*, **6(4)**:289-298.
- Sluiter Z., Weber-Diefenbach K. 1989. Geochemistry of Charnoferritic Granulites and Associated Amphibolitic Gneisses in the Coast Region of Espírito Santo, Brazil. *Zbl. Geol. Palaont. Teil I, H.*, **5/6**:917-931.
- Söllner F., Lammerer B., Wiedemann C. M. 2000. Dating the Ribeira Mobile Belt of Brazil. In: *SONDERHEFT-Zeitschrift für Angewandte Geologie*. Hannover/2000, 245-255.
- Sun S.-s., McDonough W. F. 1989. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: *MAGMATISM IN THE OCEAN BASINS*. *Geol. Soc. Sp. Pub.*, **42**:313-345.
- Tuller M. P. 1993. Texto Explicativo da Folha SE.24-Y-C-VI, Colatina. In: M.P. Tuller(org.) *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, DNPM/CPRM Brasília*. 163 p.
- Weinberg R. F., Podladchikov Y. 1994. Diapiric ascent of magmas through power-law crust and mantle. *J. Geophys. Res.*, **99**:9543-9559.
- Weinberg R. F. 1999. Mesoscale pervasive felsic magma migration: alternatives to dyking. *Lithos*, **46**:394-410.
- Wiedemann C. M., Penha M. P., Schmidt-Thomé R. 1987. Granitoids of Espírito Santo and Rio de Janeiro state (Excursion Guide). SBG, Proceedings of the International Symposium on Granites and Associated Mineralizations, **1**, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, **17(4)**:674-689.
- Wiedemann C. M., Baye P., Horn H. A., Lammerer B., Ludka I. P., Schmidt-Thomé R., Weber-Diefenbach K. 1986. Maciços intrusivos do Espírito Santo e seu contexto regional. *Rev. Bras. Geoc.*, **16(1)**:24-37.
- Wiedemann C. M. 1993. The evolution of the early Paleozoic, late to post collisional magmatic arc of the Coastal Mobile Belt, in the State of espírito santo, eastern Brazil. *An. Acad. Bras. Ci.*, **65(1)**:163-181.
- Wiedemann C. M., Lammerer B., Mendes J. C., Ludka I. P. 1995. The Evolution of the Brasiliano/Panafrican Mobile Belt along the central part of the Brazilian coast (Espírito santo). In: *CENTENNIAL GEOCONGRESS*, Johannesburg. South Africa. Ext. Abst.
- Wiedemann C. M., Mendes J. C., Costa-de-Moura J., Costa-Nascimento R., Ludka I. P. 1997. Granitoids of the Espírito Santo Magmatic Arc. In: SBG, *International Symposium on Granites and Associated Mineralizations*, **2** Excursions Guide, 57-76.