

Geoquímica de Minerais Detríticos em Estudos de Proveniência: Uma Revisão

CARLA ENNES DE BARROS, LAURO VALENTIM STOLL NARDI
& SERGIO REBELLO DILLENBURG

Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS.
Caixa Postal 15044, CEP 91509-900. e-mail: carla.barros@ufrgs.br

(Recebido em 12/04. Aceito para publicação em 03/05)

Abstract - The chemical composition of detrital minerals in sediments has become a powerful tool for provenance studies, particularly in the last decades with the improvement of analytical techniques for mineral grains. Major and trace element contents of igneous and metamorphic minerals can reveal the characteristics of their original sources, mainly with respect to their geochemical affinity, geotectonic setting and the physical parameters that controlled their crystallization. The proportions of major elements in pyroxenes and amphiboles can be used for the identification of their igneous or metamorphic origin, for the definition of their magmatic affiliation, and for the discussion of the probable tectonic setting where they were generated. Metamorphic and igneous zircons can be distinguished by REE patterns or U and Th contents. Magmatic zircons from different geotectonic settings can show different concentrations of REE, Nb, Hf and Y. Magmatic garnets from granites typically show high Mn contents, and can be distinguished from metamorphic ones or from garnets of ultramafic rocks mainly through their major element composition. Compositional zoning of garnets are indicative of their metamorphic or igneous character. Magmatic, metamorphic and hydrothermal epidotes can be distinguished by their chemical composition, as well. Several other minerals, such as apatite, tourmaline, rutile, titanite, and feldspars can indicate, through their chemical composition, the probable rock that could have produced them. The integration of geochemical data on detrital minerals with other usual tools of sedimentary petrology is certainly the most efficient approach for investigating the provenance of sediments.

Keywords- detrital mineral chemistry, provenance, mineral chemistry, sedimentary detrital minerals.

INTRODUÇÃO

O termo proveniência, do latim *provenire*, significa ter origem, derivar, proceder. Refere-se às fontes das quais os materiais detríticos sedimentares foram derivados. Cada tipo de rocha tende a apresentar uma assembléia distinta de minerais que lhe é característica (Pettijohn, 1975).

A composição da assembléia de minerais detríticos não é controlada somente pela composição mineralógica da rocha fonte. Processos operantes no ciclo sedimentar, tais como seleção física, abrasão mecânica e dissolução são também determinantes das assembléias de minerais detríticos. A seleção

física é o resultado dos fatores hidrodinâmicos que operam durante o transporte e deposição, controlando a abundância absoluta e relativa dos minerais detríticos. A abrasão mecânica ocorre durante o transporte e causa diminuição no tamanho dos grãos, por uma combinação de fraturamento e arredondamento, e a dissolução causa perda total ou parcial dos minerais detríticos submetidos a variações de condições geoquímicas nos vários estágios do ciclo sedimentar, como o intemperismo: na rocha fonte, durante a exposição sub-aérea e soterramento e nas próprias rochas sedimentares, quando expostas (Morton & Hallsworth, 1999).

Muitas fontes e vários ciclos sedimenta-

podem estar envolvidos nos processos geradores de sedimentos. Isto dificulta a identificação e distinção das fontes primárias e imediatas, isto é, as geradoras dos minerais detríticos, em geral ígneas e metamórficas, e as de última origem destes minerais, respectivamente. Embora um único grão mineral possa conter a informação essencial para identificação de sua fonte, a proveniência de minerais detríticos deve ser buscada a partir da integração de diversos dados, incluindo a composição química de elementos maiores e traços dos minerais detríticos presentes.

Tanto os minerais detríticos leves como os pesados podem dar indicação de sua proveniência. O quartzo, por ser o mineral mais comum em sedimentos tamanho areia, é objeto de muitos dos estudos visando à determinação da relação entre tipos de quartzo e possíveis rochas fontes. Uma das primeiras tentativas neste sentido foi a de Mackie, 1896 (*apud* Pettijohn, 1975), que usou as inclusões no quartzo como um guia de proveniência e a de Krynine, 1940 (*apud* Pettijohn, 1975), que classificou o quartzo ígneo - incluindo plutônico, vulcânico e hidrotermal, o metamórfico - incluindo quartzo de pressão e injeção, e o sedimentar - que pode ter crescimento autigênico ou preencher veios. Vollbrecht *et al.* (2002) investigaram a proveniência dos conglomerados auríferos de Witwatersrand a partir da microestrutura dos grãos de quartzo detrítico.

O feldspato também é um mineral muito comum em sedimentos tamanho areia. Rimsaite, 1967 (*apud* Pettijohn, 1975) utilizou o feldspato como guia de proveniência, assumindo a sanidina como o feldspato originário de rochas vulcânicas ácidas, e o ortoclásio ou o microclínio como oriundos de rochas plutônicas ácidas. O feldspato pertítico, com proporções de albita/feldspato potássico superior a 0,2, é indicativo de fonte primária intermediária ou ácida, plutônica e de afinidade alcalina. Feldspatos pertíticos, em geral, indicam fontes plutônicas. Os feldspatos de origem piroclástica tendem a formas euédricas, comumente quebradas e, em alguns casos, mostram um fino recobrimento vítreo. Os grãos de plagioclásio de rochas vulcânicas e plutônicas de menor profundidade se diferenciam daqueles de rochas plutônicas de maior profundidade e metamórficas pela presença comum de zoneamento composicionais oscilatórias (Pittman, 1963).

Os fragmentos de rochas dão informações

importantes para a determinação da sua proveniência. Dickinson (1970) classifica os vários tipos de fragmentos de rochas presentes nas areias com base na textura. Esta classificação incluiu partículas de origem vulcânica, clástica, tectônica e microgranular. Fragmentos vulcânicos têm, em geral, textura ígnea afanítica e incluem partículas de rochas vulcânicas alteradas ou recristalizadas; os fragmentos tectônicos mostram xistosidade ou fábricas de semixistosidade e os fragmentos de rocha microgranular são aproximadamente equidimensionais e bem classificados. Dickinson *et al.* (1983) utilizam a classificação das rochas sedimentares com base em seu conteúdo de quartzo, feldspatos e tipos de fragmentos para identificar os principais ambientes tectônicos de onde provêm.

Os minerais detríticos, particularmente os pesados, desde os estudos de Milner, 1926 (*apud* Pettijohn *et al.*, 1973) e Boswell, 1933 (*apud* Pettijohn, 1975), vêm sendo usados como elementos chave para a identificação da natureza da rocha fonte. Feições variadas, como inclusões, cor e forma, servem como guias para determinar o tipo de rocha fonte. Krynine (1946) utilizando a turmalina e Tyler *et al.*, 1940 (*apud* Pettijohn, 1975), Vitanage (1957), Poldervaart, 1955 e 1956 (*apud* Pettijohn *et al.*, 1973) e Tomita, 1954 (*apud* Pettijohn *et al.*, 1973) identificando tipos de grãos de zircão, utilizaram-os como guias de proveniência.

Pettijohn (1975) enfatizou a importância da utilização de suítes de minerais para caracterizar diferentes tipos de rochas fontes, sugerindo conjuntos de minerais que seriam típicos de sedimentos retrabalhados, de fontes metamórficas de baixo ou alto grau, de fontes ígneas ácidas ou básicas e da presença de pegmatitos na fonte primária.

Determinações de idade dos grãos minerais detríticos têm recentemente sido utilizadas em estudos de proveniência, sendo três as principais técnicas correntemente utilizadas: datação por traço de fissão, datação U – Pb de zircão, monazita e titanita e datação por sonda a laser de argônio (^{40}Ar - ^{39}Ar) de micas e anfibólios detríticos (Haughton *et al.*, 1991, Catalán *et al.*, 2004, Gehrels *et al.*, 2003).

Atualmente, a geoquímica mineral é uma importante ferramenta nos estudos de proveniência, principalmente nos minerais pesados, pois a maioria destes mostra variações composicionais que permitem a identificação de sua fonte, particularmente quando esta informação é integrada com as demais.

UTILIZAÇÃO DA GEOQUÍMICA MINERAL NA PESQUISA DE PROVENIÊNCIA

As análises de grãos minerais podem ser realizadas por microsonda eletrônica e a maioria das espécies de minerais detríticos mostra diversidade suficiente para permitir que as mesmas sejam amplamente utilizadas em pesquisas desta natureza (Morton, 1991). Análises de elementos traços e isótopos por microsonda iônica, espectrometria de massa por plasma (LA ICP-MS) com canhão LASER e microscopia eletrônica de varredura são técnicas complementares amplamente utilizadas em estudos de proveniência, permitindo que um considerável número de espécies de minerais pesados seja empregado para este fim. Assim, análises geoquímicas em um único grão mineral podem não só auxiliar na identificação de proveniência, a partir das variações composicionais detectadas nos grãos minerais, como também adicionar um considerável grau de sofisticação na sua determinação (Morton, 1991).

A seguir é discutida a utilização dos principais minerais detríticos em estudos de proveniência, tendo por base a sua composição química.

Zircão

O zircão é um mineral de elevada resistência aos processos físicos e químicos naturais, sendo freqüente entre os minerais detríticos resistentes da maior parte dos depósitos sedimentares. O zircão resiste também a transformações de alta temperatura como as hidrotermais e metamórficas. É comum encontrar cristais remanescentes de zircão metamórfico em rochas magmáticas produzidas pela anatexia. A baixa velocidade de difusão intracristalina dos íons na estrutura do zircão (Cherniak *et al.*, 1997) favorece a preservação de sua composição química e isotópica durante a maior parte dos processos geológicos. Rochas graníticas freqüentemente mostram cristais de zircão com idades anteriores a de sua cristalização magmática, provenientes das encaixantes parcialmente assimiladas ou de seu protólito metamórfico. Essas propriedades fazem do zircão um mineral de grande importância em estudos de proveniência e geocronologia, conforme discutido por vários autores (e.g. Belousova *et al.*, 2002; Rubatto & Hermann, 2003).

As propriedades ópticas do zircão têm sido utilizadas freqüentemente na identificação de prove-

niência de sedimentos. Pupin (1980) e Sturm (2004) relacionam a geometria das faces de crescimento dos cristais de zircão ígneo com o quimismo do magma gerador de sua rocha hospedeira, afirmando que o tipo de crescimento dos cristais revela a origem de sua rocha hospedeira. Hoskin & Black (2000) registram que zircões metamórficos em geral possuem terminações arredondadas e aqueles de rochas de alto grau tendem a formas ovóides, enquanto os ígneos são usualmente euédricos, com forte zoneamento composicional. O zircão pode ser visto como produto intermediário de uma solução sólida de silicatos de Zr e Hf, onde predomina amplamente o primeiro (Ahrens & Erlank, 1969). As principais características geoquímicas utilizadas na identificação de suas possíveis fontes são relacionadas aos teores de Hf, ETR (Elementos Terras Raras), U, Th, Nb e Y.

Zircões metamórficos e ígneos são distinguidos principalmente pelas razões Th/U menores que 0,1 nos primeiros (Hoskin & Black, 2000; Rubatto, 2002), pelas anomalias positivas de Ce nos padrões de ETR e forte empobrecimento dos teores de ETRL (Elementos Terras Raras Leves), Pb e Th dos segundos (Hoskin & Black, 2000; Cornell & Hegardt, 2003; Rubatto & Herrmann, 2003).

A proporção de Zr e Hf varia nos zircões ígneos, embora predominem valores similares aos condriticos (Bau, 1996). Pupin (2000) constata que concentrações de HfO₂ superiores a dois por cento em zircões são raras e restritas a pegmatitos. Razões Zr/Hf de zircões da crosta continental variam em torno de 36-45 e nos mantélicos de 60 a 68. Zircões magmáticos de granitos intraplaca (anorogênicos) têm razões superiores a 60 e os orogênicos (cálcio-alcalinos) e de anatexia inferior a 60. Zircões de sienitos nefelínicos têm razões de 73 a 135 (Pupin, 2000).

Heaman *et al.* (1990) observaram que zircões cristalizados de magmas composicionalmente distintos possuem características químicas diferentes, assim zircões de magmas alcalinos sub-saturados em sílica tem baixo teor de Hf (6.000-8.000 ppm) e razões Zr/Hf superiores a 60. Pupin (2000), com base nos conteúdos de Y e Hf, identificou zircões de granitóides de diferentes ambientes tectônicos ou associações magmáticas. Assim, são distinguidos zircões provenientes de granitóides toleíticos (com baixos conteúdos de Hf e altos de Y), de associações alcalinas sienito-granito (baixo Hf e médio a alto Y), de granitóides cálcio-alcalinos (médio Hf e baixo Y) e de granitos de anatexia-migmatitos (alto Hf e baixo Y).

Heaman *et al.* (1990) observaram que zircões de kimberlitos possuem teores de U e Th inferiores a 30 e 10 ppm, respectivamente, e zircões de magmas máficos possuem alta razão Th/U (>1) em relação aos demais zircões ígneos. Com relação ao U e Th, Belousova *et al.* (2002) reportam uma variação muito grande no conteúdo destes elementos em zircões, com intervalos que vão de 0,1 ppm até valores acima de 1% para o U e de 1 ppm a 1% para o Th. Baixos valores de 6-60ppm de U e 2-15ppm são característicos de zircões kimberlíticos, ao contrário dos zircões de rochas granitóides e de pegmatitos que contêm altos conteúdos destes elementos.

Em geral, zircões mantélicos contêm menos que 60ppm de U, enquanto que zircões crustais apresentam uma média 300ppm de U (Duddy & Kelly, 1999).

O conteúdo normal de Pb em zircões varia de 2 a 30ppm, sendo os valores abaixo de 1-2ppm típicos de zircões de kimberlitos e de basáltos. A presença de altos valores de Pb reflete o decaimento radiométrico do U e Th, e altas concentrações de Pb (acima de 100ppm) são encontradas somente em grãos metamáficos extremamente enriquecidos em U e Th (Belousova *et al.*, 2002). As concentrações de Ti são geralmente inferiores a 6ppm em zircões de kimberlitos e rochas máficas, entretanto, nos zircões de granitos e sienitos podem atingir 500 a 700 ppm (Belousova *et al.*, 2002).

No diagrama UO_2 versus Th/U, são identificados campos de zircões gerados em rochas graníticas, metamórficas, máficas e kimberlíticas (Fig. 1).

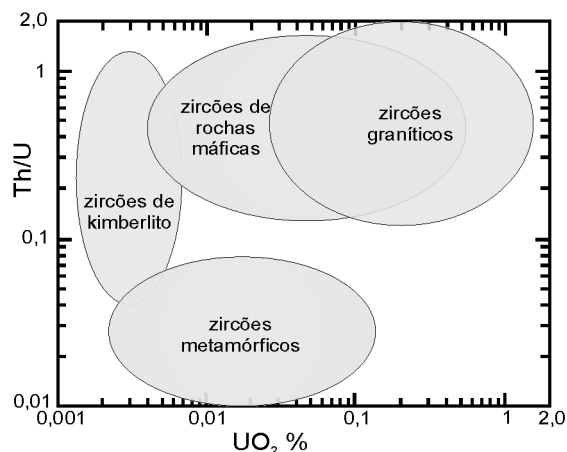


Figura 1 - Classificação de zircões de proveniências diversas, a partir dos dados de Belousova *et al.* (2002), Duddy & Kelly (1999) e Heaman *et al.* (1990).

Concentrações de Ta e Nb variam de 0,2 a 21ppm para Ta e de 0,4 a 120ppm para o Nb. Os

teores mais elevados de Ta e Nb são esperados em zircões de rochas graníticas de ambientes anorogênicos, devido ao teor maior de Ta e Nb dos magmas produzidos neste ambiente. A razão Nb/Ta do zircão oscila entre 0,3 a 48, com uma média de 3, sendo fortemente correlacionada com o teor de Y e ETRP (Elementos Terras Raras Pesadas). As mais altas razões são encontradas em zircões de pegmatitos sieníticos, de nefelina – sienitos e de alguns granitóides (Belousova *et al.*, 2002).

Os elementos terras raras mostram concentrações significativas no zircão, particularmente os elementos terras raras pesados, devido a maior similaridade de raios iônicos. O Yb e Lu mostram concentrações até algumas centenas de vezes maiores que a dos líquidos a partir dos quais o zircão formou (Thomas *et al.*, 2002). Baixos valores de ETR (Σ ETR 90-480 ppm) são típicos em zircões de rochas máficas e concentrações mais baixas (menor que 50ppm) são características de zircões kimberlíticos (Belousova *et al.*, 2002). Hoskin & Ireland (2000) criticam a utilização de padrões de ETR em zircões como efetivos indicadores em estudos de proveniência, argumentando que sua utilização exige um conhecimento detalhado da geoquímica de rochas e minerais das possíveis fontes. Podemos, no entanto, salientar algumas características dos padrões de ETR normalizados pelos valores condriticos passíveis de utilização: intensidade das anomalias positivas de Ce, conteúdo global de ETR, fracionamento de ETR pesadas e leves e anomalias de Eu, além de razões Sm/Nd, Yb/Lu e Ho/Yb entre outras. Rubatto (2002) relaciona os conteúdos de ETR em zircões metamórficos com o grau de metamorfismo da rocha que os contém.

Belousova *et al.* (2002) sugerem uma chave binária, definida pela razão das concentrações ou teores de Lu, Ta, U, Hf, Ce/Ce* (anomalias de Ce) e Nb, para identificação das fontes primárias de zircão detrítico. Discriminam assim zircões gerados em kimberlitos, de carbonatitos, de rochas máficas (diabásio + basalto), de rochas sieníticas (sienitos + larvikitos) e de Ne-sienitos pegmatitos, com uma probabilidade de acerto superior a 80%. Zircões de granitóides, em geral, são reconhecidos com uma probabilidade superior a 75%.

Piroxênio

O uso de piroxênio como indicador de proveniência é severamente limitado pela sua instabilidade. Ele é rapidamente corroído e dissolvido em temperaturas relativamente baixas por fluidos intersticiais, aparecendo raramente em assembléias de

minerais pesados em arenitos porosos, mesmo em profundidade de soterramento moderada (Morton, 1984). Muitos grãos de piroxênio em amostras de sedimentos de fundo oceânico são dissolvidos mesmo em temperatura ambiente. Contudo, em arenitos com baixa porosidade, o piroxênio é frequentemente preservado como nos dois casos das sucessões clásticas referidas por Morton (1984).

A composição dos piroxênios ígneos tem relação com a afinidade química do magmatismo que o produziu e, conseqüentemente, com seu ambiente tectônico e fontes magmáticas (Fig. 2). Assim o magmatismo toleítico continental, exemplificado pela Formação Serra Geral, no sul do Brasil, mostra piroxênios que são classificados como alto Ca (augita) e baixo Ca (pigeonita) (Wilson, 1989). Já o magmatismo pós-colisional neoproterozóico de afinidade ultrapotássica e potássica ou shoshonítica (Lima & Nardi, 1998; Barros & Nardi, 1994; Plá Cid *et al.*, 2000) apresenta principalmente diopsídio, enquanto o magmatismo alcalino sódico pode conter hedenbergita, augita titanífera ou piroxênio sódico. Associações de rochas básicas e intermediárias de arcos magmáticos geralmente apresentam augita e ortopiroxênio (Wilson, 1989).

Hiperstênio é mineral característico de rochas metamórficas da fácies granulito, que podem também apresentar diopsídio ou augita. Embora o hiperstênio se assemelhe composicionalmente a pigeonita, pode ser distinguido da mesma pelas pro-

priedades ópticas. O esquema sugerido por Leterrier *et al.* (1982) abrange três estágios. No primeiro (Fig. 3a), piroxênios provenientes de fontes toleíticas e alcalinas são distinguidos pelos teores de Ti e (Ca+Na). No diagrama (Ti+Cr) versus Ca (Fig. 3b), piroxênios de associações ígneas anorogênicas e orogênicas são discriminados. O terceiro diagrama (Fig. 3c) permite a distinção de piroxênios de associações cálcio-alcalinas e toleíticas. Com base nesses critérios geoquímicos, Styles *et al.* (1989) reconheceram a afinidade cálcio-alcalina dos piroxênios de Portpatrick (terras altas ao sul da Escócia).

Nisbet & Pearce (1977) e Krawinkel *et al.* (1999) utilizam parâmetros químicos calculados com base nos teores de SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, FeO, MnO, MgO, CaO, Na₂O para identificar os ambientes geotectônicos onde clinopiroxênios seriam gerados, concluindo assim quanto a sua proveniência primária (Fig. 4).

A proveniência do piroxênio também pode ser discutida a partir de seus conteúdos de Ti, Na e Mn (Nisbet & Pearce, 1977). Este método, inicialmente desenvolvido para investigar produtos da alteração de basaltos, tem sido aplicado com sucesso em estudos de proveniência Morton (1991). Por ser um potencial concentrador de Cr, piroxênios ígneos de rochas básicas e ultrabásicas tendem a possuir alto conteúdo deste elemento, ao contrário dos formados em magmas intermediários e ácidos. Pinto *et al.* (2004) discutem a proveniência de arenitos da

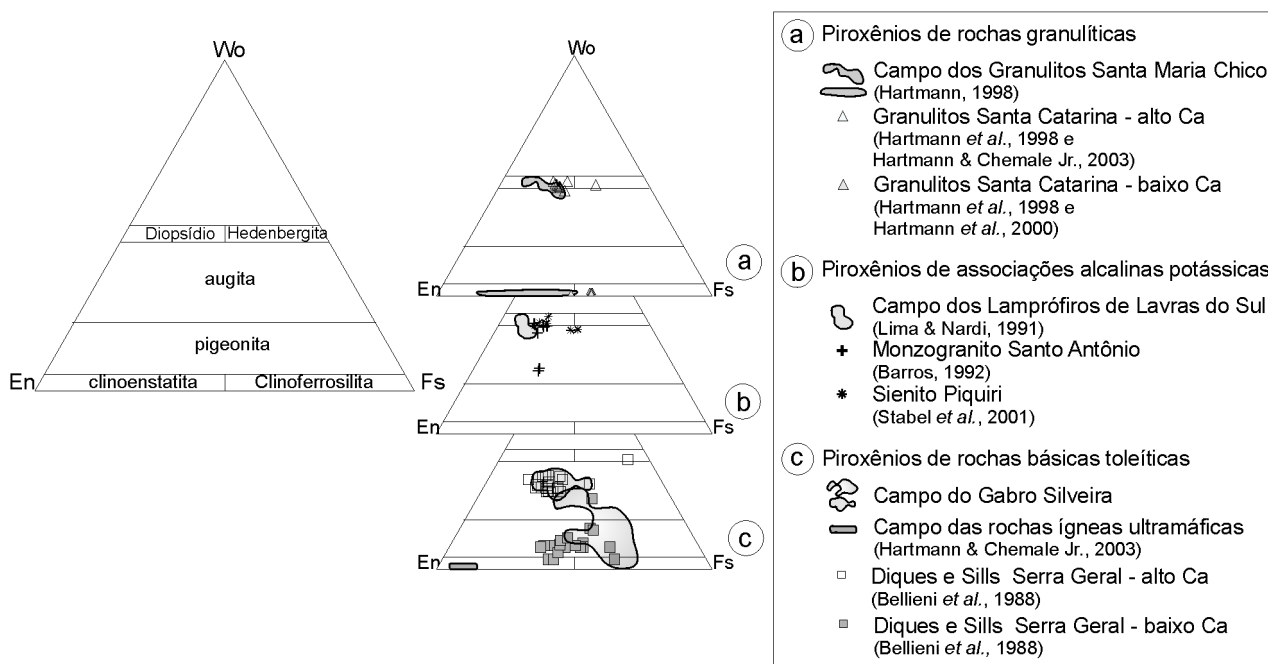


Figura 2 - Classificação dos piroxênios (Morimoto *et al.* 1988) de rochas ígneas de diferentes ambientes tectônicos. Wo – Wollastonita; En – Enstatita; Fs – Ferrosilita.

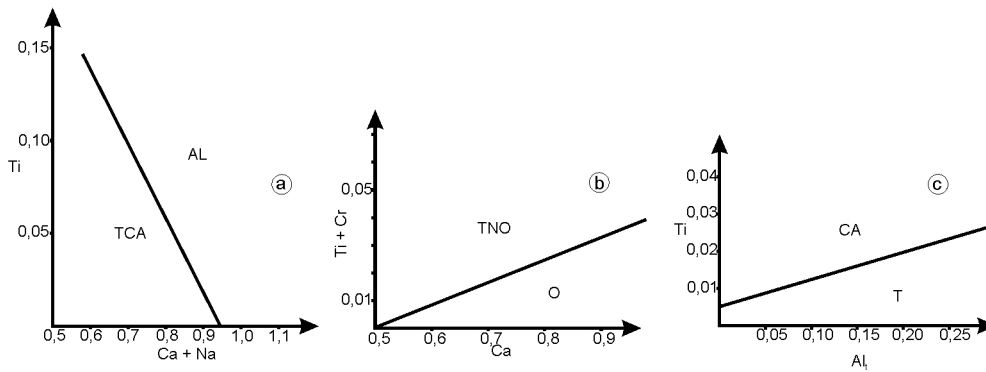


Figura 3- Campo das composições dos piroxênios de basaltos (modificado de Leterrier *et al.*, 1982).

(a) basaltos; (b) basaltos não alcalinos toleíticos e cálcio-alcalinos; (c) basaltos orogênicos não alcalinos toleíticos e cálcio-alcalinos. AL – alcalinos; TCA – toleíticos e cálcio-alcalinos; TNO – toleíticos não-orogênicos; O – orogênicos; CA – cálcio alcalinos; T - toleíticos

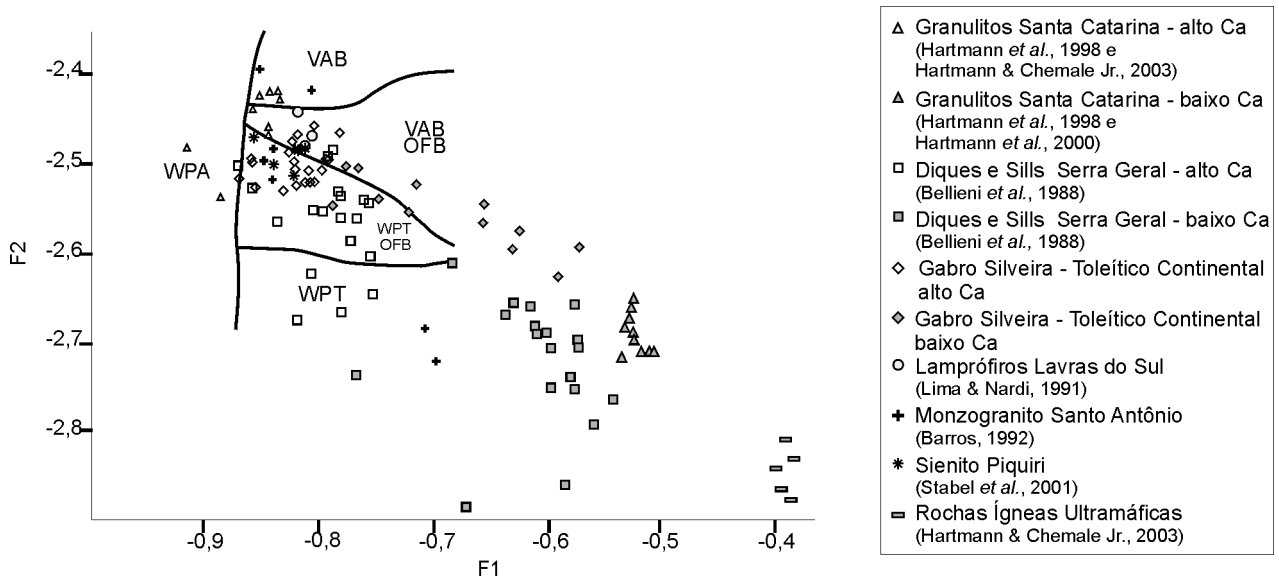


Figura 4 - Campo das composições dos piroxênios em diferentes ambientes (modificado de Nisbet & Pearce, 1977). OFB – basalto de fundo oceânico; VAB – basaltos de arco vulcânico; WPT – basalto toleítico intraplaca; WPA - basalto alcalino intraplaca. $F1 = -(0.012 \times SiO_2) - (0.0807 \times TiO_2) + (0.0026 \times Al_2O_3) - (0.0012 \times FeO^*) - (0.0026 \times MnO) + (0.0087 \times MgO) - (0.0128 \times CaO) - (0.0419 \times Na_2O)$ $F2 = -(0.0469 \times SiO_2) - (0.0818 \times TiO_2) - (0.0212 \times Al_2O_3) - (0.0041 \times FeO^*) - (0.1435 \times MnO) - (0.0029 \times MgO) + (0.0085 \times CaO) + (0.016 \times Na_2O)$

Depressão Central e Altiplano dos Andes Centrais, utilizando a composição química de orto e clinopiroxênio, conjuntamente com a geoquímica de rocha total e da assembléia de minerais detríticos, concluindo que as fontes dos mesmos são as suítes vulcânicas das cordilheiras leste e oeste dos Andes Centrais.

Anfibólio

A geoquímica do anfibólio é complexa, com o grupo mostrando um amplo intervalo de composições, que em alguns casos se traduzem em mudanças nas propriedades ópticas. De modo geral, em estudos de proveniência, anfibólios verdes (cálcicos) são geralmente chamados de hornblenda e os anfibólios azuis (sódicos) de glaucofânio. A de-

terminação da composição química do grão permite precisar tais identificações, sendo altamente relevante em estudos de proveniência, uma vez que o vasto espectro composicional dos anfibólios reflete uma grande variedade de fontes (Morton, 1991).

Anfibólios detríticos cálcicos e alcalinos têm sido utilizados como indicadores de fontes de sedimentos. Morton, 1984b (*apud* Morton, 1991) diferenciou duas suítes de anfibólios cálcicos em rochas sedimentares eopaleógenas vindas do SW da área do Rockall Plateau (NE do Oceano Atlântico), um incluindo actinolita, actinolita hornblenda e magnésio hornblenda, e o outro edenita e pargasita. O primeiro está associado a minerais do grupo do epidoto, incluindo piemontita, tido como proveniente do sudeste da Groenlândia, e o último está associado com clinopiroxênio, granada e apatita e foi

derivado do embasamento pré-cambriano do Rockall Plateau. A composição dos anfibólios alcalinos nos sedimentos molássicos de Savoy (França) foi estudada por Mange-Rajetzky & Oberhänsli (1982) que os identificaram como glaucofânio, ferroglaucofânio e crossita. Gradações para composições menos aluminosas refletem mudanças nas condições metamórficas na área fonte dos Alpes Ocidentais.

A geoquímica dos anfibólios também tem sido usada para determinar a proveniência de materiais arqueológicos. Por exemplo, a areia encontrada na cerâmica da idade do ferro, provavelmente de origem romana, vinda do SE da Inglaterra, contém dois tipos de população de anfibólio, uma com baixo Na e Ti e outra com alto Na e Ti (Morton, 1991). Isto indica que rochas vulcânicas e plutônicas/metamórficas estavam presentes na área fonte, levando Freestone & Middleton (1987) a concluir que o material utilizado na cerâmica tem sua origem no Maciço Central Francês.

Um fator limitante na utilização do anfibólio em estudos de proveniência é a sua instabilidade, mesmo em relação a fluidos intersticiais de baixa temperatura que causam sua dissolução nos poros dos arenitos, em profundidade rasa (Morton, 1984). Contudo, em antigos arenitos de baixa porosidade, o anfibólio pode estar preservado, como nas rochas sedimentares do Paleozóico do sudeste de Uplands (Styles *et al.*, 1989), e seu estudo em tal caso pode aumentar a sofisticação e detalhamento dos modelos de proveniência.

As rochas graníticas de associações magmáticas distintas, freqüentemente retratando ambientes tectônicos diversos, podem mostrar anfibólios de composição característica. Assim, granitóides cálcio-alcalinos, associados a ambientes de arcos magmáticos, comumente possuem anfibólios cálcicos com razões $FeO_T/(FeO_T/MgO)$ inferior a 0,70, enquanto granitóides de associações pós-colisionais e principalmente anorogênicas tendem a ser os mais ricos em álcalis e apresentar razões $FeO_T/(FeO_T/MgO)$ mais elevadas, conforme citado em Nardi (1991). Associações pós-colisionais e anorogênicas podem conter rochas intermediárias e ácidas com anfibólios sódicos.

Anfibólios metamórficos de seqüências metabásicas são geralmente cálcicos, enquanto no metamorfismo de alta P, da fácies xistos azuis, forma-se o glaucofânio.

Anfibólios provenientes de rochas metamórficas afetadas por eventos metamórficos distintos podem exibir composições distintas, como exemplificado nos anfibólios dos eventos metamórficos

paleoproterozóicos e neoproterozóicos do sul do Brasil (Hartmann *et al.*, 2003; Hartmann, 2002). Os anfibólios gerados no evento mais antigo são mais ricos em Al, Cr e Ti.

Os conteúdos de elementos traços também auxiliam a identificação das fontes de anfibólios. De modo geral, os anfibólios metamórficos ou hidrotermais tendem a apresentar menores concentrações de ETR, Nb e Y. Já, os anfibólios precoces, de granitóides de afinidade alcalina, potássica ou sódica, mostram concentrações mais elevadas e superiores às das rochas que os geraram.

Granada

Granadas de diferentes paragêneses ocupam diferentes campos composicionais (Wright, 1938), em diagramas triangulares com AS (almandina + espessartina) – P (piropo) – G (grossulária). A identificação da área fonte é possível, embora a mistura de diferentes fontes, causada pela complexidade da área fonte original ou pela reciclagem e diagênese, possa limitar de modo considerável na interpretação.

As variações composicionais da granada detrítica têm sido utilizadas com sucesso nos estudos de proveniência dos arenitos do Mar do Norte (Morton, 1991), derivados principalmente de fontes do embasamento metamórfico, diretamente ou por sucessivos episódios de reciclagem. Tem também permitido o aumento da sofisticação nos estudos de proveniência e a identificação das seqüências deposicionais com reservatórios de hidrocarbonetos como os do Jurássico Médio (Grupo Brent, Morton, 1985; 1987; Hurst & Morton, 1988; Morton *et al.* 1989) e do Paleoceno (Formação Forties, Morton, 1987).

Granadas magmáticas ocorrem predominantemente em rochas graníticas peraluminosas mostrando composição variável na série almandina-espessartina (Du Bray, 1988). Podem apresentar núcleos ricos em almandina ($Fe_3Al_2Si_3O_{12}$; 30-80%) com conteúdos crescentes de espessartina ($Mn_3Al_2Si_3O_{12}$; 20-70%) nas bordas. As almandinas metamórficas tendem a ter zoneamento composicional inversa. Andradita ($Ca_3(Fe^{+3},Ti)_2Si_3O_{12}$) e grossulária ($Ca_3Al_2Si_3O_{12}$) são produzidas pelo metamorfismo de seqüências enriquecidas em carbonatos de cálcio, enquanto piropo ($Mg_3Al_2Si_3O_{12}$) é geralmente relacionado a rochas magmáticas ultramáficas (Deer *et al.*, 1966). Granadas magnesianas são típicas do manto e são freqüentemente associadas com kimberlitos.

As granadas de fácies granulito, em geral,

mostram altas razões Sm_N/Gd_N ($>0,6$), anomalias negativas de Eu mais pronunciadas (Eu/Eu^* aprox. 0,01-0,2) e padrão normalizado, pelo condrito para os elementos terras raras pesados, horizontalizado (Bea, 1996). As granadas de fácies anfibolito são similares às de granitóides, mostrando Sm_N/Gd_N ($<0,6$), enriquecimento em terras raras pesadas e Y, leves anomalias negativas de Eu, e padrões com decréscimo progressivo até o Lu.

OUTROS MINERAIS DETRÍTICOS INDICADORES DE PROVENIÊNCIA

A **apatita** também é um mineral com potencial de utilização em estudos de proveniência, a exemplo dos estudos de Fleischer & Altschuler (1969) que utilizaram as variações no conteúdo de ETR e Y. A apatita é um mineral estável, exceto em ambientes com águas intersticiais de pH ácido, onde ela sofre rápida dissolução (Morton, 1984, 1986). Seus conteúdos de F são variáveis e apresentam utilização potencial em estudos de proveniência. Toledo & Pereira (2001) registram que a fluorapatita é tipicamente de origem ígnea, a hidroxiapatita é geralmente de origem sedimentar, em ambientes com ocorrência de guano, e a carbonato-fluorapatita é de ambientes sedimentares. Fluorapatita, cloroapatita e hidroxiapatita ocorrem também em rochas metamórficas (Deer *et al.*, 1966). Os padrões de terras raras de apatitas normalizadas pelos valores condriticos também podem ser indicativos de sua origem (Plá Cid *et al.*- submetido): apatitas de rochas graníticas mostram padrões com pouco fracionamento de ETRL/ETRP (La_N/Yb_N próximos de 1), valores levemente superiores a 1 são encontradas nas de rochas básicas, enquanto valores muito superiores a estes são típicos de apatitas geradas em condições mantélicas, encontradas em lamprófiros e xenólitos de piroxenitos, por exemplo.

De acordo com Bea *et al.* (1992), a concentração de terras raras, Y, Th e U, na apatita, depende da aluminosidade da rocha. Assim, apatitas de rochas peraluminosas são as mais enriquecidas em Y, U, Th e terras raras pesadas têm padrões de ETR normalizados pelo condrito horizontalizados com forte anomalia negativa de Eu. Apatitas de granitóides metaluminosos mostram menor enriquecimento desses elementos e padrões de ETR com leve anomalia negativa de Eu e La_N/Lu_N de 0,1 a 0,4. Em rochas peralcalinas as apatitas têm teores muito baixos de Y, ETR, Th e U, mas mostram aumento forte das terras raras leves, forte fracionamento das terras raras leves e pesadas

(La_N/Lu_N de 50 a 100) e ausência de anomalias de Eu.

O grupo do **epidoto** (zoisita, clinozoisita, epidoto, alanita e piemontita) mostra um largo intervalo de composição e uma grande parte destas variedades é identificada pelas variações das propriedades ópticas. Possivelmente, por esta razão, pouca atenção tem sido dada para a composição química dos epidotos detríticos. A estabilidade do epidoto também é relativamente reduzida, embora maior que a dos anfibólios (Morton, 1984). Variações na composição do epidoto no delta de Bengala (margens continentais da Índia e Bangladesh) têm sido descritas por Yokoyama (1990). Estes epidotos, provenientes principalmente dos Himalaias, embora apresentem poucas variações na sua composição química, refletem heterogeneidades da área fonte himalaiana e também o aporte de materiais subcontinentais indianos.

De acordo com diversos autores (e.g. Zen & Hammarstrom, 1984; Campos *et al.*, no prelo) epidotos magmáticos possuem conteúdos de componente pistacita ($Ps = Fe^{+3} / Fe^{+3} + Al$) variáveis entre 20 a 30%, os derivados da alteração do plagioclásio possuem conteúdos inferiores a 20% e os produzidos a partir da alteração da biotita entre 30 e 50%. Epidotos magmáticos são geralmente formados em rochas graníticas cristalizadas em profundidades superiores a 15km, descartando-se, portanto, intrusões hipabissais e epizonais como suas possíveis fontes. Bea (1996) observa que epidotos magmáticos apresentam elevados teores de terras raras leves e U, e moderados de terras raras pesadas e Y.

Os minerais do grupo da turmalina têm elevada estabilidade e composição química relativamente complexa. Embora haja um grande número de variações de composições dos membros finais, a maioria das variações pode ser descrita em termos da abundância do Fe e Mg. Deer *et al.* (1966) representam os campos composicionais das turmalinas mais comuns, dravita, uvita, shorlita e elbaita, em um diagrama binário com FeO *versus* MgO. Dravita e uvita são de origem tipicamente metamórfica ou metassomática; entretanto, shorlita e elbaita são incluídas em paragêneses de granitos ou pegmatitos.

As variedades de turmalinas, determinadas opticamente, têm sido usadas na interpretação de proveniência, conforme referido por Pettijohn (1975).

Estudos das variações composicionais de turmalinas, de acordo com sua fonte primária, têm

demonstrado grande aplicabilidade em estudos de proveniência, utilizando, por exemplo, os teores de Fe, Al, Mg e Ca (Henry & Guidotti, 1985) ou Ti e Zn (Viator, 2003).

O **rutilo** é um dos minerais mais estáveis nas rochas sedimentares. O rutilo proporciona informações sobre o metamorfismo da rocha fonte, por não ser estável em condições de fácies xistos verdes. Várias características geoquímicas do rutilo podem ser utilizadas para traçar a proveniência (Zack *et al.*, 2004). Assim, os conteúdos de Nb e Cr permitem distinguir rutilos de metapelitos daqueles de metabasitos. O conteúdo de Zr do rutilo metamórfico é correlacionado com a temperatura do metamorfismo, justificando seu uso como geotermômetro e, portanto, indicando o grau de metamorfismo da rocha fonte (Zack *et al.*, 2004).

Feldspato alcalino e plagioclásio têm sido utilizados em estudos de proveniência principalmente por suas características texturais. Sua composição, no entanto, pode dar importantes indicações de sua fonte primária. Plagioclásios com conteúdos de An superiores a 50% indicariam fontes ígneas básicas, plagioclásio mais albitico (An <50) pode ter proveniência de rochas ígneas mais enriquecidas em sílica ou de rochas metamórficas. Esses minerais possuem concentrações de Sr aproximadamente similares às de suas fontes; portanto, feldspatos com teores de Sr em torno de 1000 ppm poderiam indicar fontes de afinidade alcalina potássica; já granitóides de anatexia produziram feldspatos com teores de Sr inferiores a 400 ppm. O mesmo raciocínio, com base nos coeficientes de partição mineral/líquido pode ser aplicado ao Ba e Eu, por exemplo. Isótopos de Pb, em feldspatos detríticos, têm sido utilizados com sucesso no estudo de proveniência de arenitos (McDaniel & McLennan, 1997).

A **titanita** é um mineral acessório primário comum das rochas graníticas e também mineral secundário ou hidrotermal, proveniente da alteração da magnetita titanífera, quando assume formas anédricas e composição química distinta. A titanita é quimicamente instável e dificilmente resiste aos estágios iniciais da diagênese, sendo, portanto, mineral detrítico incomum em arenitos (Asiedu *et al.*, 2000). Piccoli *et al.* (2000) distinguem titanitas secundárias de primárias pelos teores mais elevados de Cr, Zn e Mo e menores de ETR das primeiras.

A **estauroлита**, mineral tipicamente metamórfico não sendo conhecida em rochas magmáticas (Clarke, 1981), é relativamente estável durante o intemperismo e os estágios iniciais de diagênese,

mas sofre dissolução em altas temperaturas. Kepezhinskas & Koryluk (1973) sugerem que a proporção de (Fe + Mn)/ Mg na estauroлита é controlada pelo grau metamórfico. Os teores de Zn da estauroлита detrítica, em sedimentos do Mar do Norte, foram utilizados como indicadores de fontes metassedimentares (Ashworth, 1975).

CONSIDERAÇÕES FINAIS

O aprimoramento de técnicas analíticas tem contribuído muito na produção de melhores informações a respeito da gênese e proveniência de minerais detríticos, particularmente a partir de estudos geoquímicos em grãos de minerais. Os estudos utilizando microsonda eletrônica e iônica, microscopia eletrônica, e espectrometria de massa com ICP e canhão LASER para análises de grãos minerais, adicionam precisão e sofisticação às determinações composicionais de espécies minerais, aumentando também a eficiência na determinação de suas fontes primárias. As vantagens de estudos desta natureza não somente incluem a confirmação da identificação óptica e a identificação de minerais raros, como também a determinação da variação composicional, incluindo-se os elementos traços, de vários minerais detríticos mais comuns. Um grande número de minerais pesados detríticos tem variação composicional suficiente para mediante estudo geoquímico revelar sua fonte primária. Neste sentido, a comparação dos dados obtidos com aqueles produzidos por estudos de geoquímica mineral em rochas magmáticas e metamórficas de diferentes afinidades geoquímicas e ambientes magmáticos fornece subsídios fundamentais para estudos de proveniência de sedimentos.

Os estudos de geoquímica mineral em grãos detríticos têm, assim, um importante papel na determinação da sua proveniência primária, embora não possam indicar clara e diretamente o quanto o grão foi reciclado. Por exemplo, estauroлитas ricas em Zn das rochas sedimentares eocênicas do Mar do Norte, quase certamente têm sua última proveniência de Grampian Highlands (Grã Bretanha), mas não existem evidências claras de que elas representem minerais retrabalhados a partir de depósitos permo-triássicos (Morton, 1991). Da mesma forma, zircões gerados em rochas antigas podem ser preservados mantendo composição química e isotópica original, em rochas sedimentares ou graníticas mais jovens, que poderão ser as fontes imediatas de sedimentos.

Muitas espécies minerais, notadamente a-

quelas com alta estabilidade química como o zircão, o rutilo e a turmalina são mais comumente policíclicas e, a primeira vista, isto pode ser um importante fator limitante na aplicação de técnicas geoquímicas. A análise e comparação das variações composicionais de uma ou mais espécies minerais dos sedimentos e de suas potenciais rochas fontes podem constituir importante auxílio na avaliação das porções recicladas, na distinção dos corpos de areia e formações, na estimativa do grau de mistura de diferentes fontes, e mesmo na identificação do aporte de sedimentos recentes (Morton, 1991).

Adicionalmente, podem ser buscadas evidências para enfrentar complexidades encontradas, por exemplo, no estudo de assembléias minerais detríticas de arenitos que foram depositadas sob regimes hidráulicos diferentes ou a comparação de conjuntos minerais representativos de arenitos que sofreram graus variáveis de alteração diagenética.

Além das variações composicionais para os elementos maiores, são também de grande importância as determinações de elementos traços e isótopos. Embora as datações de minerais de grande estabilidade, como o zircão, sejam os dados mais valorizados atualmente em vários estudos de proveniência (Cliff *et al.*, 1991; Morton *et al.*, 1996; Carter, 1999; Sircombe, 1999; Hoskin & Ireland, 2000; Morton *et al.*, 2001 e Kosler *et al.*, 2002) sua validade sofre diversas restrições, principalmente porque a mesma fonte ígnea ou metamórfica, em geral, apresenta zircões com idades diversas. Minerais que apresentam pouca variação composicional, como titanita, apatita e o próprio zircão, podem se tornar importantes ferramentas no estudo de proveniência quando os elementos traços são considerados.

Um importante acréscimo no estudo da fonte primária de um mineral detrítico de origem ígnea pode resultar da consideração do coeficiente de partição mineral/fusão do mesmo, que pode fornecer informação quanto ao quimismo do magma que o gerou. Assim, o teor esperado de Nb e Ta nos zircões de associações magmáticas alcalinas anorogênicas deve ser duas ou mais vezes maior do que em zircões de associações calci-alcalinas orogênicas ou de granitóides produzidos pela fusão de seqüências metassedimentares. Feldspatos enriquecidos em Sr e Ba são típicos de rochas de afinidade alcalina potássica, já os granitos de origem puramente crustal apresentarão feldspatos empobrecidos nesses elementos.

Os estudos de proveniência com base na geoquímica dos minerais detríticos assumem maior

eficiência e precisão quando dados das potenciais fontes na região estudada são disponíveis, ampliando e fortalecendo-se assim a aplicação de critérios de uso universal.

Agradecimentos- Este projeto é financiado parcialmente pelo CNPq, edital universal, proc. nº 47186 7/03-9. Agradecemos aos revisores *ad hoc*, prof. Kenitiro Suguio e prof. Werner Truckenbrodt, pelas sugestões e correções que acrescentaram qualidade ao trabalho.

REFERÊNCIAS

- Ahrens, L. H. & Erlank, A. J. 1969. Hafnium. In: Wedepohl, K.H. (ed.). **Handbook of Geochemistry**. New York, Springer-Verlag. v. II/5, sections B-O.
- Ashworth, J. R. 1975. Staurolite at anomalously high grade. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, **53**:281-291.
- Asiedu, D.K.; Suzuki S. & Shibata, T. 2000. Provenance of sandstones from the Lower Cretaceous Sasayama Group, Inner Zone of Southwest Japan. **Sedimentary Geology**, **131**(1-2):9-24.
- Barros, C.E. 1992 **Petrologia e Litoquímica do Monzogranito Santo Antônio, Dom Pedrito, RS**. Porto Alegre, 123p. Dissertação de Mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Barros, C.E. & Nardi, L.V.S. 1994. O Maciço Granítico Santo Antônio, RS: Magmatismo Neoproterozóico de Afinidade Shoshonítica. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, **66** (4):441-465.
- Bau, M. 1996. Controls on the fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems: evidence from Y/Ho, Zr/Hf, and lanthanide tetrad effect. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, **123**:323-333.
- Bea, F. 1996. Residence of REE, Y, Th and U in granites and crustal protoliths; Implications for the chemistry of crustal melts. **Journal of Petrology**, **37**(3):521-552.
- Bea, F., Fershtater, G. & Corretgé, L.G. 1992. The geochemistry of phosphorus in granite rocks and the effect of aluminium. **Lithos**, **29**:43-56.
- Belliemi, G.; Piccirillo, E. M.; Comin-Chiaramonti, P.; Melfi, A. J. & Da Roit, P. 1988 Mineral chemistry of continental stratoid volcanics and related intrusives from the Paraná Basin (Brazil) In: Melfi, A.J., Piccirillo, E.M. (eds.) **The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin: Petrogenetic and Geophysical Aspects**. São Paulo, IAG/USP. v.1., p.73-92.
- Belousova, E.A.; Griffin, W.L.; O'Reilly, S.Y. & Fisher, N.I. 2002. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, **143**:602-622.
- Campos, T.F.C.; Neiva, A.M.R.; Nardi, L.V.S.; Pereira, L. S. & Bonzanini, L.F. The magmatic epidote and amphibole from the Rio Espinharas hybrid complex, northeastern Brazil. **Pesquisas em Geociências** (no prelo).
- Carter, A. 1999. Present status and future avenues of source region discrimination and characterization using fission track analysis. **Sedimentary Geology**, **124**:31-45.
- Catalán, J.R.M.; Fernández-Suárez, J.; Jenner, G.A.; Belousova, E. & Montes, A. 2004. Provenance constraints from detrital zircon U-Pb ages in the NW Iberian Massif: implications for Palaeozoic plate configuration and Variscan evolution. **Journal of the Geological Society**, **161**(3):463-476.

- Cherniak, D.J., Hanchar, J.M. & Watson, E. B. 1997. Rare-earth diffusion in zircon. **Chemical Geology**, **134**:289–301.
- Clarke, D.B. 1981. The mineralogy of peraluminous granites: a review. **Canadian Mineralogist**, **19**:3-17.
- Cliff, R.A.; Drewery, S.E. & Leeder, M.R. 1991. Source-lands for the Carboniferous Pennine river system: constraints from sedimentary evidence and U-Pb geochronology using zircon and monazite. In: Morton, A.C.; Todd, S.P.; Haughton, P.D.W. (eds.). **Developments in Sedimentary Provenance Studies**. UK. p. 137-159. (Geological Society special publication, 57)
- Cornell, D.H. & Hegardt, E.A. 2003. No more blind dates with zircon! **Geophysical Research Abstracts**, **5**:02523.
- Deer, W.A., Howie, R.A. & Zussman, J. 1966. **An introduction to the rock-forming minerals**. Longman Group Ltd., Londres, 528p.
- Dickinson, W.R. 1970. Interpreting detrital modes of greywacke and arkose. **Journal of Sedimentary Petrology**, **40**:695-707.
- Dickinson, W.R.; Beard, L.S.; Brakenridge, G.R.; Erjavec, J.L.; Ferguson, R.C.; Inman, K. F.; Knepp, R.A.; Lindberg, F.A. & Ryberg, 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. **Geological Society of America Bulletin**, **94**:222-235.
- Du Bray, E. A. 1988. Garnet compositions and their use as indicators of peraluminous granitoid petrogenesis - southeastern Arabian Shield. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, **100**:205-212.
- Duddy, I.R. & Kelly, P.R. 1999. Uranium in mineral sands: measurement and uses. **Australian Institute of Geoscientists Bulletin**, **26**:1-5.
Disponível em:
<http://www.geotrack.com.au/minsand.htm>.
Acesso em: 27 jul. 2003.
- Fleischer, M. & Altschuler, Z.S. 1969. The relationship of the rare-earth composition of minerals to geological environment. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, **33**:725-732.
- Freestone, I.C. & Middleton, A.P. 1987. Mineralogical applications of the analytical SEM in archaeology. **Mineralogical Magazine**. **51**:21-31.
- Gehrels, G.E., Yin, A., Wang, X.F. 2003. Detrital zircon geochronology of the northeastern Tibetan plateau. **Geological Society of America Bulletin** **115**(7): 881-896.
- Hartmann, L. A. 1998. Deepest Exposed Crust of Brazil - Geochemistry of Paleoproterozoic depleted Santa Maria Chico Granulites. **Gondwana Research**, **1**(3/4):331 – 341.
- Hartmann, L. A. 2002. The Mesoproterozoic Supercontinent Atlantica. **Gondwana Research**, **5**(1):157-163.
- Hartmann, L.A., Basei, M.A. S. & Simas, M.W. 1998. Geochemistry of the Lower Proterozoic granulite-facies Grant syenite gneiss, Barra Velha, Santa Catarina State, southern Brazil. **Pesquisas**, **25**(2):3-9.
- Hartmann, L.A. & Chemale Jr., F. 2003. Mid amphibolite facies metamorphism of harzburgites in the Neoproterozoic Cerro Mantiqueiras Ophiolite, southernmost Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, **75**(1):109-128.
- Hartmann, L.A.; Santos, J.O.S.; Leite, J.A.D.; Porcher, C.C. & McNaughton, N.J. 2003. Metamorphic evolution and U-Pb zircon SHRIMP geochronology of the Belizário ultramafic amphibolite, Encantadas Complex, southernmost Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, **75**(3):393 – 403.
- Hartmann, L. A.; Santos, J. O. S.; McNaughton, N.J.; Vasconcellos, M.A.Z.; Silva, L.C. 2000. Ion microprobe (SHRIMP) dates complex granulite from Santa Catarina, southern Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, **72**(4):560-572.
- Haughton, P.D.W.; Todd, S.P. & Morton, A.C. 1991. Sedimentary provenance studies. In: Morton, A.C.; Todd, S.P. & Haughton, P.D.W. (eds.). **Developments in Sedimentary Provenance Studies**. p. 01-11. (Geological Society Special Publication, 57)
- Heaman, L.M.; Bowins, R. & Crocket, J. 1990. The chemical composition of igneous zircon suites: Implications for geochemical tracer studies. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, **54**:1597-1607.
- Henry, D.J. & Guidotti, C.V. 1985. Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine. **American Mineralogist**, **70**:1-15.
- Hoskin, P.W.O. & Black, L.P. 2000. Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon. **Journal of Metamorphic Geology**, **18**:423-439.
- Hoskin, P.W.O. & Ireland, T.R. 2000. Rare earth element chemistry of zircon and its use as a provenance indicator. **Geology**, **28**(7):627-630.
- Hurst, A.R. & Morton, A.C. 1988. An application of heavy-mineral analysis to lithostratigraphy and reservoir modeling in the Oseberg Field, northern North Sea. **Marine and Petroleum Geology**, **5**:157-169.
- Kepezhinskas, K. B. & Koryluk, V. N. 1973. Range of variations in the composition of staurolite from typical metapelites with pressure and temperature of metamorphism. **Doklady**: **212**, 121-125.
- Kosler, J.; Fonneland, H.; Sylvester, P.; Turbrett, M. & Pedersen, R.B. 2002. U-Pb dating of detrital zircons for sediment provenance studies—a comparison of laser ablation ICPMS and SIMS techniques. **Chemical Geology**, **182**:605-618.
- Krawinkel, H.; Wozazek, S.; Krawinkel, J. & Hellmann, W. 1999. Heavy-mineral analysis and clinopyroxene geochemistry applied to provenance analysis of lithic sandstones from the Azuero-Soná Complex (NW Panama). **Sedimentary Geology**, **124**:149-168.
- Krynine, P.D. 1946. The tourmaline group in sediments. **Journal of Geology**, **54**:65-87.
- Leterrier, J.; Maury, R.C.; Thonon, P.; Girard, D. & Marchal, M. 1982. Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. **Earth and Planetary Science Letters**:**59**:139-154.
- Lima, E.F. & Nardi, L.V.S. 1998. Química mineral das rochas vulcânicas e lamprófiros espessartíficos da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul-RS. **Revista Brasileira de Geociências**, **28**(2):113-124.
- Lima, E.F. & Nardi, L.V.S. 1991. Os lamprófiros espessartíficos da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul, RS. **Geochimica Brasiliensis**, **5**:117-131.
- Mange-Rajetzky, M. A. & Oberhänsli, R. 1992. Detrital lawsonite and blue sodic amphibole in the Molasse of Savoy, France and their significance in assessing Alpine evolution. **Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen**, **62**:415-436.
- McDaniel, D.K. & McLennan, S.M. 1997. A comparison of provenance information obtained from detrital zircon and feldspar grains in a sandstone from the Devonian Catskill clastic wedge. In: Annual V.M. Goldschmidt Conference, 7, 1997. Tucson, Arizona. [Abstracts...] 1p.
Disponível em:
<http://www.lpi.usra.edu/meetings/gold/pdf/2363.pdf>
Acesso em: 12 de novembro de 2004.
- Morimoto, N.; Fabries, J.; Ferguson, A.K.; Ginzburg, I.V.;

- Ross, M.; Seifert, F.A.; Zussman, J.; Aoki, K. & Gottardi, G. 1988. Nomenclature of pyroxenes. **American Mineralogist**, **73**:1123-1133.
- Morton, A.C. 1984. Stability of detrital heavy minerals in Tertiary sandstones from the North Sea Basin. **Clay Minerals**, **19**:287-308.
- Morton, A.C. 1985. A new approach to provenance studies: electron microprobe analysis of detrital garnets from Middle Jurassic sandstones of the northern North Sea. **Sedimentology**, **32**(4):553-566.
- Morton, A.C. 1986. Dissolution of apatite in North Sea Jurassic sandstones: implications for the generation of secondary porosity. **Clay Minerals**, **21**:711-733.
- Morton, A.C. 1987. Influences of provenance and diagenesis on detrital garnet suites in the Paleocene Forties Sandstone, Central North Sea. **Journal of Sedimentary Petrology**, **57**(6):1027-1032.
- Morton, A.C. 1991. Geochemical studies of detrital heavy minerals and their application to provenance research. In: Morton, A.C.; Todd, S.P.; Haughton, P.D.W. (eds.). **Developments in Sedimentary Provenance Studies**. p. 31-45. (Geological Society Special Publication, 57)
- Morton, A.C.; Stiberg, J. P.; Hurst, A. & Qvale, H. 1989. Lithostratigraphic correlation using heavy minerals: the Brent Group, Oseberg Field, North Sea. In: Collinson, J. (ed.). **Correlation in Hydrocarbon Exploration**. Graham & Trotman, London. p. 217-230.
- Morton, A.C.; Clauoué-Long, J.C. & Berge, C. 1996. Shrimp constraints on sediment provenance and transport history in the Mesozoic Statfjord Formation, North Sea. **Journal of the Geological Society**, **153**:915-929.
- Morton, A.C.; Clauoué-Long, J.C. & Hallsworth, C.R. 2001. Zircon age and heavy mineral constraints on provenance of North Sea Carboniferous sandstones. **Marine and Petroleum Geology**, **18**:319-337.
- Morton, A.C. & Hallsworth, C. 1999. Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones. **Sedimentary Geology**, **124**:3-29.
- Nardi, L.V.S. 1991. Caracterização petrográfica e geoquímica dos granitos metaluminosos da associação alcalina: revisão. **Pesquisas**, **18**(1):44-57.
- Nisbet, E.G. & Pearce, J.A. 1977. Clinopyroxene compositions in mafic lavas from different tectonic settings. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, **63**:149-160.
- Pettijohn, F.J. 1975. **Sedimentary Rocks**. New York, Harper & Row, 628 p.
- Pettijohn, F.J.; Potter, P.E. & Siecer, R. 1973. **Sand and sandstone**. New York, Heidelberg, Berlin, Springer-Verlag. 618p.
- Piccoli, P., Candela, P., Rivers, M. 2000. Interpreting magmatic processes from accessory phases: titanite- a small-scale recorder of large-scale processes. Royal Society of Edinburgh, **Transactions: Earth Sciences**, v. 91, p. 257-267.
- Pinto, L.; Hérail, G.; Moine, B.; Fontan, F.; Charrier, R., & Dupré, B. 2004. Using geochemistry to establish the igneous provenances of the Neogene continental sedimentary rocks in the Central Depression and Altiplano, Central Andes. **Sedimentary Geology**, **166**:157-183.
- Pittman, E.D. 1963. Use of zoned plagioclase as an indicator of provenance. **Journal of Sedimentary Petrology**, **33**:380-386.
- Plá Cid, J.; Nardi, L.V.S.; Conceição, H.; Bonin, B. & Jardim de Sa, E. 2000. The alkaline silicasaturated ultrapotassic magmatism of the Riacho do Pontal Fold Belt, NE Brazil: an example of syenite-granite Neoproterozoic association. **Journal of South America Earth Science**, **13**(7):661-683.
- Plá Cid, J.; Nardi, L.V. S.; Gisbert, P.E.; Merlet, C. & Boyer, B. La, Ce, Nd, and Sr behaviour in minette magmas during fractionation of apatite-clinopyroxene-mica paragenesis under upper-mantle pressures. **Lithos** (submetido)
- Pupin, J.P. 1980. Zircon and granite petrology. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, **73**:207-220.
- Pupin, J.P. 2000. Granite genesis related to geodynamics from Hf-Y in zircon. **Transactions of the Royal Society of Edinburgh**, **91**:245-256.
- Rubatto, D. 2002. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism. **Chemical Geology**, **184**:123-138.
- Rubatto, D. & Hermann, J. 2003. Zircon formation during fluid circulation in eclogites (Monviso, Western Alps): Implications for Zr and Hf budget in subduction zones. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, **67**(12):2173-2187.
- Sircombe, K.N. 1999. Tracing provenance through the isotope ages of littoral and sedimentary detrital zircon, eastern Australia. **Sedimentary Geology**, **124**:47-67.
- Stabel, L.Z., Nardi, L.V.S., Cid, J.P. 2001. Química mineral e evolução petrológica do Sienito Piquiri: magmatismo shononítico, Neoproterozóico, pós-colisional no sul do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, **31**(2):211-222.
- Sturm, R. 2004. Analysis of magmatic crystal growth by backscattered electron imaging. **Microscopy and Analysis**, **18**(4):25-27.
- Styles, M.T.; Stone, P. & Floyd, J.D. 1989. Arc detritus in the Southern Uplands: mineralogical characterization of a 'missing' terrane. **Journal of the Geological Society**, **146**:397-400.
- Thomas, J.B., Bodnar, R. J., Shimizu, N., Sinha, A. K. 2002. Determination of zircon/melt trace element partition coefficients from SIMS analysis of melt inclusions in zircon. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, **66** (16):2887-2901.
- Toledo, M.C.M. & Pereira, V.P. 2001. Variabilidade de composição da apatita associada a carbonatitos. **Revista do Instituto Geológico de São Paulo, São Paulo**, **22**(1/2):27-64.
- Viator, D.B. 2003. **Detrital tourmaline as an indicator of provenance: a chemical and sedimentological study of modern sands from the Black Hills, South Dakota**. Louisiana, 85p. Dissertação de Mestrado, Louisiana State University. Disponível em: <http://etd02.lnx390.lsu.edu/docs/available/etd-0611103-101847> Acesso em: 12 de setembro de 2004.
- Vitanage, P.W. 1957. Studies of zircon types in the Ceylon pre-Cambrian complex. **Journal of Geology**, **65**:117-128.
- Vollbrecht, A.; Oberthü, T.; Ruedrich, J. & Weber, C. 2002. Microfabric analyses to the Witwatersrand gold-and uranium-bearing conglomerates: constraints on the provenance and post-depositional modification of rock and ore components. **Mineralium Deposita**, **37**: 433-451.

- Wilson, M. 1989. **Igneous Petrogenesis**. Londres, Unwin Hyman, 466p.
- Wright, W.I. 1938. The composition and occurrence of garnets.** American Mineralogist, 23:436-449.
- Yokoyama, K., Amano, K., Taira, A. & Saito, Y. 1990. Mineralogy of silts from the Bengal Fan. In: OCEAN DRILLING PROGRAM, 116B, Science Results. **Proceedings...**p.59-73.
- Zack, T.; von Eynatten, H. & Kronz, A. 2004. Rutile geochemistry and its potential use in quantitative provenance studies. **Sedimentary Geology**, in press.
- Disponível em:
http://nt-server.min.uni-heidelberg.de/tzack/Zack_etal_04b.pdf
Acesso em 12 de novembro de 2004.
- Zen, E-An & Hammarstrom, J. 1984. Magmatic epidote and its petrologic significance. **Geology**, 12:515-518.

