

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**PROVENIÊNCIA DOS ARENITOS-RESERVATÓRIO DE
ÁGUA PROFUNDA DO CAMPO DE JUBARTE, BACIA DE
CAMPOS, MARGEM CONTINENTAL BRASILEIRA.**

PAOLA DE ROSSI FONTANELLI

ORIENTADOR – Prof. Dr. Luiz Fernando De Ros

CO-ORIENTADOR – Prof. Dr. Marcus Vinícius Dornelles Remus

BANCA EXAMINADORA

Dr. José Antonio Cupertino – Petrobras E&P

Prof. Dr. Jorge Alberto Villwock – PUC-RS

Prof. Dr. Luiz José Tomazelli – IG-UFRGS

Dissertação de Mestrado apresentada como
requisito parcial para a obtenção do Título de
Mestre em Geociências.

Porto Alegre – 2007

Fontanelli, Paola De Rossi

Proveniência dos arenitos-reservatório de água profunda do Campo de Jubarte, Bacia de Campos, Margem Continental Brasileira. / Paola De Rossi Fontanelli. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2007.

[118] f. il + CDRom

Dissertação (Mestrado). - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2007.

1. Proveniência. 2. Área Fonte. 3. Turbiditos. 4. Arenitos de Água Profunda. 5. Cretáceo Superior. 6. Bacia de Campos. 7. Campo de Jubarte. I. Título.

Catálogo na Publicação
Biblioteca Geociências - UFRGS
Renata Cristina Grun CRB 10/1113

Para Carlos, Clymene, Glauco e Amanda.

Agradecimentos

Agradeço à PETROBRAS por ter me proporcionado esta oportunidade de crescimento profissional, em especial ao Dr. Hercules T. F. da Silva, pois sua aprovação foi o passo inicial de todo o processo, e ao meu gerente imediato, Renato Gonzalez Alves, por ter me concedido tempo para dedicação integral nesta etapa final, sem o qual não teria conseguido terminar esta dissertação.

Meu projeto de mestrado envolvia análises que não são realizadas na PETROBRAS, portanto houve necessidade de contratação desses serviços. Agradeço imensamente as pessoas que elaboraram pareceres ou cuja atuação junto ao setor jurídico foi fundamental para viabilização desse contrato, são elas: Fernando Taboada Fontes, José Antônio Cupertino, Roberto Adelar Bonora Vieira e Gerson José Salamoni Terra. Gostaria também de agradecer ao José de Oliveira Mendes por todo o apoio prestado no sistema SAP relativo a este contrato.

A José Antônio Cupertino e Rogério Schiffer de Souza pelas críticas construtivas que ajudaram a delinear o projeto de estudo. Ao Cupertino agradeço também as análises de geocronologia.

Aos colegas da gerência de reservatórios de Jubarte, em especial ao Bonora, José Guilherme e Célia, pelo interesse na realização do meu estudo e pelo incentivo que me deram. Ao Del Rey, amigo de sempre, pela disposição em discutir alguns resultados.

Ao Marcio da Silva Mendes, pela ajuda no planejamento da amostragem do embasamento, que incluiu *download* das redes de drenagem e seu georeferenciamento com o mapa geológico, auxílio com o aparelho de GPS, etc. Este planejamento foi fundamental para o sucesso da amostragem.

Aos colegas da gerência de Sedimentologia e Estratigrafia, pela limpeza das amostras, agilização da confecção de lâminas petrográficas extras, apoio na amostragem do embasamento, etc. Muito obrigada Alex, Ari, Brasileiro, Eveline, Gilberto, João, Lagares, Vanda e Vânia.

Aos colegas da interpretação, pela boa convivência e compreensão, pois quando um membro da equipe se afasta, inevitavelmente aumenta a cota de trabalho dos demais. Ao Diógenes e Eustáquio pela ajuda com uma das figuras.

Aos bibliotecários da UN-ES, em especial à Adriana dos Santos Gimenez Chaves e Cynthia de Andrade Bachir por toda a gentileza e presteza com que me atenderam.

Aos Profs. Drs. Antonio Carlos Pedrosa Soares, Mônica Heilbron e Renata da Silva Schmitt pelos esclarecimentos sobre o embasamento. À Renata agradeço também o envio dos dados de composição química das granadas.

Ao Glauco e Amanda, minha amada família que está sempre ao meu lado quando mais preciso, me apoiando e incentivando nos meus momentos de estresse, obrigada pelo amor, compreensão e pela tranquilidade e paz que me proporcionaram.

Aos meus queridos orientadores, com carinho e enorme gratidão pelos ensinamentos, disponibilidade e dedicação ao meu projeto. Obrigada também pela acolhida em Porto Alegre.

Durante todo o período de mestrado muitas vezes ansiei pelo momento de escrever os agradecimentos, pois isso significaria que todo o trabalho estaria pronto, a parte mais difícil, aquela que ninguém pode fazer por você. Durante todo este tempo foram muitas as pessoas que contribuíram para esta dissertação, peço desculpas se esqueci de citar alguém.

Resumo

A utilização de técnicas integradas de análise de proveniência sedimentar, incluindo a petrografia quantitativa utilizando o método Gazzi-Dickinson, a análise convencional de minerais pesados, a análise da composição química de granadas (análise varietal) e a geocronologia U-Pb (LAM-ICPMS-MC) em zircão, permitiram a identificação das áreas-fonte e o padrão de suprimento sedimentar dos arenitos de água profunda maastrichtianos que constituem os reservatórios do Campo de Jubarte, Bacia de Campos.

Os arenitos são pobremente selecionados, com grãos sub-angulares a angulares, denotando rápido transporte. Apresentam composição original rica em feldspatos (arcósios *sensu* Folk, 1968) e pobre em fragmentos líticos de textura fina, proveniente de terrenos soerguidos de embasamento (*sensu* Dickinson, 1985).

As assembléias de minerais pesados indicam proveniência a partir de rochas metamórficas de alto e médio grau, derivadas de metapelitos aluminosos metamorfisados em altas temperaturas e pressões baixas a médias, de granitos e subordinadamente de rochas máficas (metabasitos), pertencentes ao Domínio Tectônico Cabo Frio e ao terreno Oriental (domínio Costeiro) do orógeno Ribeira.

A direção principal de suprimento sedimentar foi de sudoeste para nordeste, interpretada com base na identificação dos terrenos-fonte com abundante cianita no Domínio Tectônico Cabo Frio. Foi descartado o suprimento de sedimentos provenientes de noroeste, coincidente com a direção estrutural da faixa cataclasada de Colatina.

As seqüências de quarta e quinta ordem analisadas não mostram variação na composição essencial, embora apresentem uma variação discreta na razão apatita:turmalina, que por isto apresenta potencial para ser utilizada como correlação entre os corpos de arenito dentro do campo.

O índice ZTR baixo, combinado com a ausência de fragmentos metassedimentares e minerais pesados de baixo grau sugerem que ao final do Cretáceo os processos erosivos já haviam removido completamente as rochas supracrustais de baixo grau, expondo os terrenos plutônicos infracrustais. A composição quartzo-feldspática resultante favoreceu a qualidade dos reservatórios.

A análise integrada dos dados sugere uma área-fonte tectonicamente ativa, relativamente próxima da bacia, submetida a um soergimento rápido que permitiu a erosão de grandes volumes de sedimentos sob um regime de intemperismo

limitado. Assim que erodidos das rochas-fonte os sedimentos foram transportados desde curtos rios de montanha e/ou leques aluviais rapidamente para águas profundas. A variação de alta frequência da razão apatita:turmalina indica derivação direta dos arenitos do Campo de Jubarte a partir de um sistema aluvial relativamente próximo.

Palavras chave: proveniência, área fonte, turbiditos, arenitos de água profunda, Cretáceo superior, Bacia de Campos, Campo de Jubarte.

Abstract

The application of integrated techniques of provenance analysis, including quantitative petrography using the Gazzi-Dickinson point-counting method, conventional heavy mineral analysis, garnet mineral chemistry and U-Pb zircon geochronology, allowed the identification of source-rocks and the sedimentary supply pattern for the Maastrichtian deep-water reservoir sandstones of the Jubarte Field, Campos Basin.

The sandstones are poorly-sorted with angular to sub-angular grains denoting fast transportation. They present a detrital composition rich in feldspars (arkoses *sensu* Folk, 1968) and poor in finely-crystalline lithic fragments, with provenance from continental blocks of uplifted basement (*sensu* Dickinson, 1985).

The heavy mineral assemblages indicate provenance from high-grade metamorphic rocks, derived from aluminous metapelites metamorphosed at high temperatures and low to medium pressures, from granites and from subordinate mafic rocks (metabasites), belonging to the Cabo Frio Tectonic Domain and the Oriental (Costeiro) terrain of the Ribeira orogen.

The main sedimentary supply route during late Cretaceous was from southwest to northeast, indicated mainly by the presence of kyanite in the Cabo Frio Domain source-rocks. A possible dispersal pattern from northwest to southeast, coinciding with the Colatina shear zone, can be discarded.

The fourth and fifth-order depositional sequences analyzed show no variation in major composition through time, although displaying a discrete variation of the apatite:tourmaline ratio, which thus present potential to be used as a parameter for sandstone correlation within the field.

A low ZTR index coupled to the absence of low-grade heavy minerals and meta-sedimentary rock fragments suggest that at late Cretaceous the erosive processes had already removed the supracrustal, low-grade meta-sedimentary rocks, exposing the infracrustal plutonic terrains. The resulting quartz-feldspathic composition favored the quality of the reservoirs.

The integrated analysis of compositional data suggests a tectonically-active source-area located close to the basin, where rapid tectonic uplift produced a large amount of sediments under a weathering-limited regime of erosion. Soon after being eroded from the bedrocks, these sediments were transported from short mountain rivers and/or by alluvial fans, directly to deep-water. The high-frequency variation in

apatite:tourmaline ratio support direct derivation of Jubarte sandstones from a relatively proximal alluvial system.

Key words: provenance, source area, turbidites, deep water sandstones, Upper Cretaceous, Campos Basin, Jubarte Field.

Sumário

Agradecimentos	i
Resumo	iii
Abstract	v
Sumário	vii
1. Introdução	1
2. Contexto Geológico	2
3. Proveniência de arenitos	15
4. Objetivos	25
5. Método de Trabalho	26
6. Resultados	31
7. Conclusões	39
8. Referências Bibliográficas	40

Artigo: Provenance of Deep-water Reservoir Sandstones from the Jubarte Oilfield, Campos Basin, Eastern Brazilian Margin	48
---	----

CD-ROM contendo os anexos A a H:

ANEXO A – Amostragem do embasamento cristalino

ANEXO B – Tabelas de análise petrográfica quantitativa de testemunhos e amostras de calha (poços).

ANEXO C – Tabelas de análise petrográfica quantitativa das amostras de sedimento de corrente (drenagens).

ANEXO D – Foto micrografias óticas.

ANEXO E – Resultados de análises de energia dispersiva de raios X

ANEXO F – Tabela de contagem modal de pesados

ANEXO G – Tabela de microsonda eletrônica de granadas

ANEXO H – Tabela de resultados de geocronologia U/Pb em zircões

Sobre a Estrutura desta Dissertação:

Esta dissertação de Mestrado está estruturada em torno de um artigo submetido a um periódico internacional. Sua organização compreende as seguintes partes principais:

a) **Introdução:** contendo objetivos, estado da arte do tema proveniência de arenitos enfocando a metodologia utilizada, e análise integradora onde são apresentados, de forma condensada, os principais resultados obtidos na dissertação e suas interpretações;

b) **Corpo principal:** artigo “Provenance of Deep Water Reservoir Sandstones from the Jubarte Oilfield, Campos Basin, Eastern Brazilian Margin”, submetido à publicação no periódico Marine and Petroleum Geology, elaborado durante o desenvolvimento do Mestrado;

c) **Anexos:** compreendendo documentação pertinente de natureza numérica (tabelas), gráfica (figuras, mapas) e fotográfica que, por sua dimensão e/ou natureza não pode ser incluída no artigo.

1. Introdução

A Bacia de Campos possui uma área de 100.000 Km² e é a mais prolífica bacia da margem continental brasileira. Seus principais reservatórios são depósitos arenosos de água profunda de idade Cretácea a Terciária, contendo aproximadamente 70% do volume total de óleo *in place* e cerca de 90% da reserva total de óleo provada da Bacia. Cerca de 30% do total de reserva de óleo provada está em reservatórios de idade Campaniana/Maastrichtiana (Bruhn, 2006 informação verbal).

A qualidade (porosidade e permeabilidade) de um reservatório clástico depende de sua composição detrítica original, que é primariamente controlada pela composição, clima e relevo da área-fonte, tempo, distância e mecanismos de transporte, ou seja, por aspectos de proveniência. Estudos de proveniência são crescentemente utilizados na indústria petrolífera tanto em escala local como em escala exploratória. No Mar do Norte, a delimitação das rotas de dispersão sedimentar através de estudos de proveniência minimizou os riscos exploratórios. As variações na composição detrítica são usadas para correlações litoestratigráficas em intervalos arenosos produtores e bioestratigraficamente estéreis, para definição da geometria e modelamento de reservatórios e como uma ferramenta de *geosteering* (Hurst & Morton, 1988; Allen & Mange-Rajetzky, 1992; Morton *et al.*, 2002; Rossi *et al.*, 2002; Morton *et al.*, 2003b; Morton, 2005).

O Campo de Jubarte é uma das mais recentes descobertas da Bacia de Campos e possui reservas de 600 milhões de barris de óleo pesado em reservatórios arenosos maastrichtianos de água profunda (Bezzera *et al.*, 2004). No intervalo principal dos reservatórios do campo, cerca de 350m de sedimentos foram depositados em aproximadamente um milhão de anos, com uma alta razão areia/lama, impedindo correlações bioestratigráficas detalhadas. Os objetivos deste estudo de proveniência no Campo de Jubarte foram determinar a composição original do reservatório, identificar prováveis terrenos-fonte e rotas de suprimento sedimentar, e verificar possíveis variações na composição detrítica das seqüências estratigráficas de quarta e quinta ordem, que possam ser utilizadas como correlação dentro do campo.

2. Contexto Geológico

2.1 Geologia regional da Bacia de Campos

A Bacia de Campos estende-se desde Cabo Frio, na costa do Estado do Rio de Janeiro até o sul do Estado do Espírito Santo, entre os paralelos 21 e 23° Sul. Limita-se a Norte com a Bacia do Espírito Santo, por uma elevação do embasamento denominada Alto de Vitória, e a Sul com a Bacia de Santos, pelo Alto de Cabo Frio (Fig. 1).

A origem da Bacia de Campos está associada à quebra do Continente Gondwana e à abertura do Oceano Atlântico. Sua evolução tectônica e estratigráfica foi estudada por vários autores, entre eles Ponte & Asmus (1978), Figueiredo & Mohriak (1984), Chang *et al.* (1988), Dias *et al.* (1990), Guardado *et al.* (1990), Martins *et al.* (1990), Rangel *et al.* (1994), Bruhn (1998), Rangel & Martins (1998). A história da formação da Bacia de Campos pode ser representada por cinco mega-seqüências: continental *rift*, evaporítica transicional, carbonática de plataforma rasa, marinha transgressiva e marinha regressiva.

A mega-seqüência continental *rift* começou a ser depositada no Neocomiano. No início do rifteamento houve intensa atividade vulcânica com extrusão de lavas basálticas, que constituem a Fm. Cabiúnas (Fig. 2). A continuação do processo de esforços distensivos produziu um sistema de *grabens* e *horsts* alongados na direção SW-NE, mostrando uma coincidência com as direções de lineamentos do embasamento. Ao longo desses *rift valleys* se desenvolveu uma sedimentação lacustre de idade barremiana a aptiana, representados pela porção inferior da Fm. Lagoa Feia (Fig. 2).

Em seguida, sucedeu-se uma fase transicional com sedimentação siliciclástica e evaporítica que persistiu até o final do Aptiano. A sedimentação começou com um ambiente continental (leques aluviais), passando a marinho restrito (evaporitos), sob condições climáticas áridas e semi-áridas, correspondendo à porção superior da Fm. Lagoa Feia (Fig. 2).

À medida que prosseguia o afastamento das placas sul-americana e africana, ocorreu a formação de uma rampa carbonática-clástica, sob clima quente e seco. Esta sedimentação se desenvolveu durante o Albiano, acompanhando uma elevação eustática do nível do mar e é representada pela porção inferior da Fm. Macaé (Fig. 2). Nesta época começou a movimentação do sal depositado na fase anterior, causada pelo basculamento progressivo da bacia para leste, devido à subsidência

térmica e à sobrecarga de sedimentos. Esta tectônica adiastrófica com falhas listricas, estruturas dômicas (*rollovers*) e almofadas de sal controlou a distribuição das fácies da mega-seqüência carbonática de plataforma rasa, bem como continuou a modular o estilo estrutural das mega-seqüências posteriores.

A deposição da mega-seqüência marinha transgressiva teve início no Neobaliano e durou até o Neopaleoceno, com os carbonatos de plataforma rasa dando lugar a calcilutitos, margas e folhelhos de ambiente cada vez mais profundo. Corresponde à porção superior da Fm. Macaé e à porção basal do Grupo Campos (Fig. 2). Nos baixos gerados pela movimentação halocinética se depositaram turbiditos (Gr. Campos/Fm. Carapebus), intercalados a folhelhos e margas (Gr. Campos/Fm. Ubatuba). Na porção superior da mega-seqüência, esta movimentação diminuiu, mas ainda produziu calhas deposicionais onde se acumularam turbiditos (Dias *et al.*, 1990), como as areias dos reservatórios do campo de Jubarte. A sedimentação da mega-seqüência marinha transgressiva foi uma resposta ao efeito combinado da subsidência térmica mais a tendência de subida eustática de primeira ordem do nível do mar, além do baixo aporte de sedimentos. (Bruhn, 1998).

Segundo Bruhn (1993), a deposição de alguns sistemas turbidíticos pode ser relacionada a quedas eustáticas. Porém, o fator dominante na origem de muitas sucessões turbidíticas desta mega-seqüência foram reativações tectônicas ocorridas nas áreas-fonte, que resultaram num incremento no suprimento de sedimentos para as bacias de Campos, Santos e Espírito Santo (Bruhn & Walker, 1995; Bruhn, 1998).

Vários autores apontam que estas cadeias de montanhas próximas à costa se tornaram importante fonte de sedimentos para os turbiditos das Bacias de Santos, Campos e Espírito Santo (Guardado *et al.*, 1990; Bruhn & Walker, 1995, 1997; Zalán & Oliveira, 2005). Tais reativações tectônicas ocorreram no final do Cretáceo e início do Terciário, juntamente com atividade magmática nas bacias marginais do sul do Brasil e no embasamento adjacente. Importante atividade magmática intrusiva e extrusiva de composição toleítica a alcalina do Senoniano ao Eoceno ocorreu nas áreas continentais adjacentes (Almeida, 1983) e nas bacias (Mizusaki & Thomaz Filho, 2004; Zalán & Oliveira, 2005), tendo também influenciado a sedimentação turbidítica (Caddah *et al.*, 1998; Alves, 2005).

A mega-seqüência marinha regressiva (Neopaleoceno ao Recente) caracteriza-se por um conjunto de sedimentos clásticos progradantes, e compreende sistemas deposicionais desde leques costeiros e plataformas carbonáticas (Fm. Emborê

– Fig 2) a ambiente de talude e bacia profunda (Fm. Ubatuba - Fig. 2). Esta mudança no estilo sedimentar em relação à mega-seqüência subjacente foi influenciada pela queda eustática de primeira ordem do nível do mar, aliada à baixa taxa de subsidência térmica e ao aumento do aporte sedimentar devido ao soergimento da Serra do Mar durante o Terciário. A tectônica halocinética persistiu, gerando áreas rebaixadas que captaram sedimentos turbidíticos. Grandes sistemas turbidíticos estão presentes nesta mega-seqüência e constituem importantes reservatórios de petróleo (Figueiredo & Mohriak, 1984; Guardado *et al.*, 1990; Martins *et al.*, 1990; Bruhn, 1998).



Figura 1: Localização do Campo de Jubarte, Bacia de Campos. Modificado de Grassi *et al.* (2004).

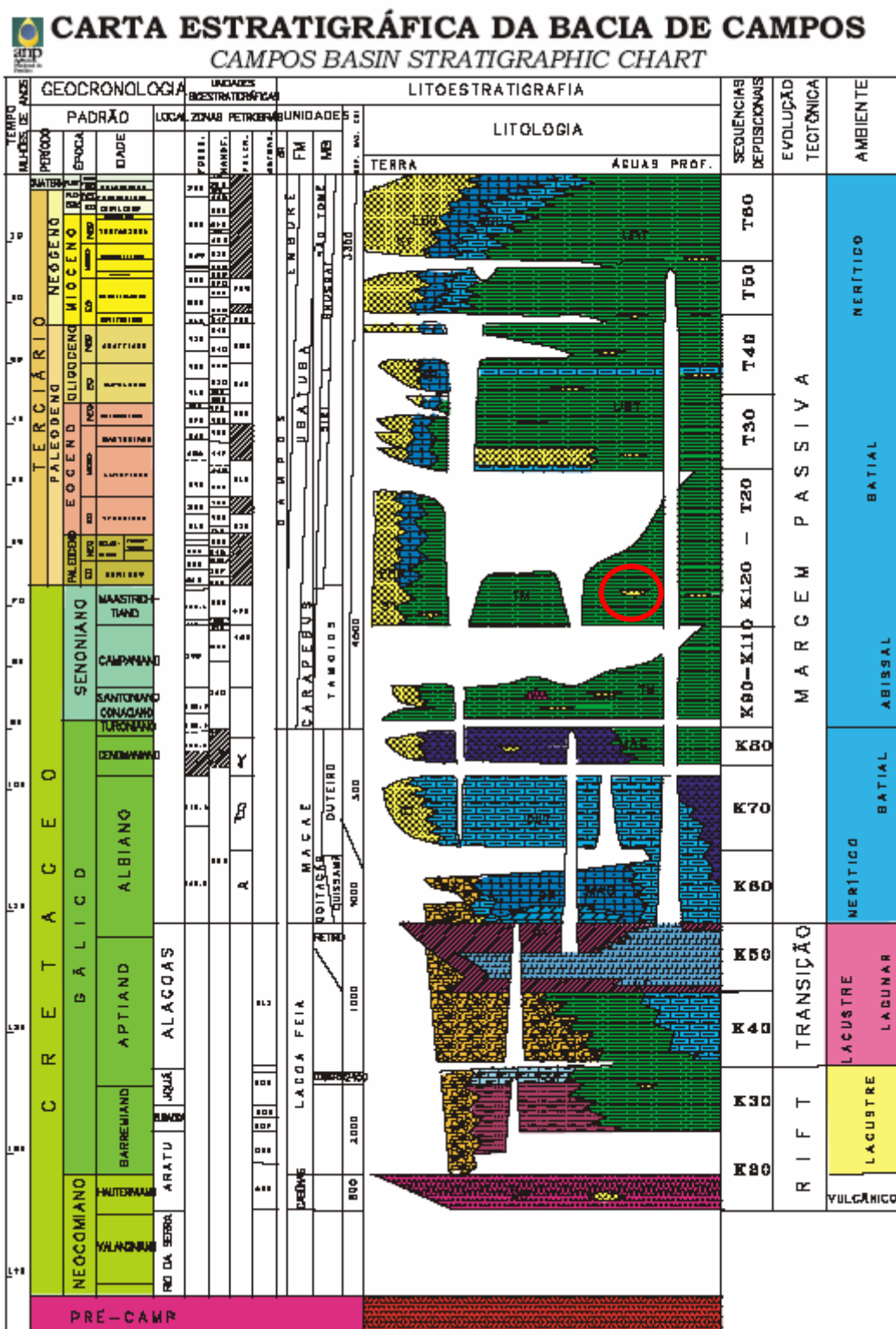


Figura 2: Carta estratigráfica da Bacia de Campos. O círculo vermelho indica a situação dos turbiditos estudados. Fonte: Rangel *et al.* (1994).

2.2 O Campo de Jubarte

O Campo de Jubarte localiza-se a aproximadamente 80 quilômetros da costa do Estado do Espírito Santo, na porção norte da Bacia de Campos, em lâmina d'água em torno de 1250 metros (Fig. 1). Seus reservatórios são arenitos de idade maastrichtiana superior com cerca de 300 metros de espessura, depositados por fluxos gravitacionais numa calha profunda criada pela movimentação do sal, através de falhas de crescimento (Gontijo *et al.*, 2005).

O arcabouço sedimentológico e estratigráfico do campo foi elaborado utilizando poços testemunhados e correlações rocha-perfil. Com base nas estruturas sedimentares e textura das rochas, (Arienti *et al.*, 2005) identificaram oito fácies sedimentares com as seguintes proporções: a) Conglomerados (3%); b) Arenitos conglomeráticos maciços ou estratificados (14%); c) Arenitos médios/grossos (43%); d) Arenitos médios/finos estratificados (10%); e) Fácies heterolítica: inter-laminados de arenitos finos e folhelhos, margas e folhelhos (19%); f) Diamictitos (11%).

As fácies estão arranjadas em ciclos de gradação normal com no máximo vinte metros de espessura. Um ciclo completo inicia com conglomerados na base, gradando para arenitos conglomeráticos e arenitos médios/grossos de aspecto maciço ou estratificado, contendo intraclastos argilosos e eventualmente níveis de grânulos e seixos. Os arenitos médios a grossos gradam para arenitos médios a finos estratificados, terminando com a fácies arenito inter-laminado no topo. A fácies diamictito só ocorre no topo do reservatório e apresenta glauconita e feições de escorregamento. São observados contatos basais abruptos e erosivos entre os ciclos, entretanto a separação entre eles às vezes é dificultada pelos aumentos e diminuições gradativas no teor de grânulos (Arienti *et al.*, 2005).

A geometria dos corpos areno-conglomeráticos é interpretada como lenticular, do tipo "barras" entrecortadas e amalgamadas, tornando baixo o potencial de preservação das fácies finas. Uma barra individual possui espessura entre três a vinte metros. Estima-se que a largura varie de cento e cinquenta a trezentos metros. Os complexos de barras devem apresentar espessuras variando de trinta a cinquenta metros e larguras variando de seiscentos metros a um quilômetro, e correspondem a seqüências de 5ª ordem (Arienti *et al.*, 2005).

Foram identificadas oito seqüências de 5ª ordem (denominadas a, b, c, d, e, f, g, h) numa subdivisão estratigráfica de alta resolução no poço aqui codificado como

JUA, utilizando cento e sessenta e dois metros de testemunhos contínuos. Estas seqüências de 5ª ordem podem ser correlacionadas até o poço codificado como JUB (Fig. 3), que possui dezoito metros de testemunhos cortados na parte superior do reservatório e localiza-se a seiscentos metros do poço JUA (Arienti *et al.*, 2005).

Três seqüências de 4ª ordem, identificadas na sísmica, compõem a seqüência de 3ª ordem, que corresponde ao preenchimento da calha maastrichtiana do Campo de Jubarte. Esta calha possui depósitos com cerca de trezentos metros de espessura, 8 a 14 Km de extensão, e 1,5 a 5,5 Km de largura, depositados em aproximadamente um milhão de anos. Dados de paleobatimetria indicam ambiente batial inferior sem variação ao longo de todo o intervalo (Arienti *et al.*, 2005).

Pela presença de fragmentos de carvão, estruturas trativas e imaturidade textural e mineralógica de todo o intervalo, Gontijo *et al.* (2005) interpretam que fluxos hiperpicnais gerados por cheias fluviais levaram os sedimentos erodidos das áreas continentais diretamente para a parte profunda da bacia, através de um *canyon* submarino que conectava a área fonte a montante com a calha gerada por falhas lítricas a jusante.

Supõe-se que a alimentação da calha ocorreu de Sudoeste para Nordeste, segundo estudos sedimentológicos. O preenchimento teria se iniciado nas regiões mais profundas da calha à nordeste com a deposição da seqüência I, mais confinada. Com a evolução do sistema deposicional teria ocorrido um “desconfinamento relativo” com deposição das seqüências II e III, mais espraçadas lateralmente, e com deposição também nas porções relativamente proximais, a sudoeste do campo, sugerindo um caráter retrogradacional do sistema como um todo (Arienti *et al.*, 2005). Entretanto, mapas regionais de isólitais de arenito mostram uma tendência de entrada de areias de Noroeste para Sudeste.

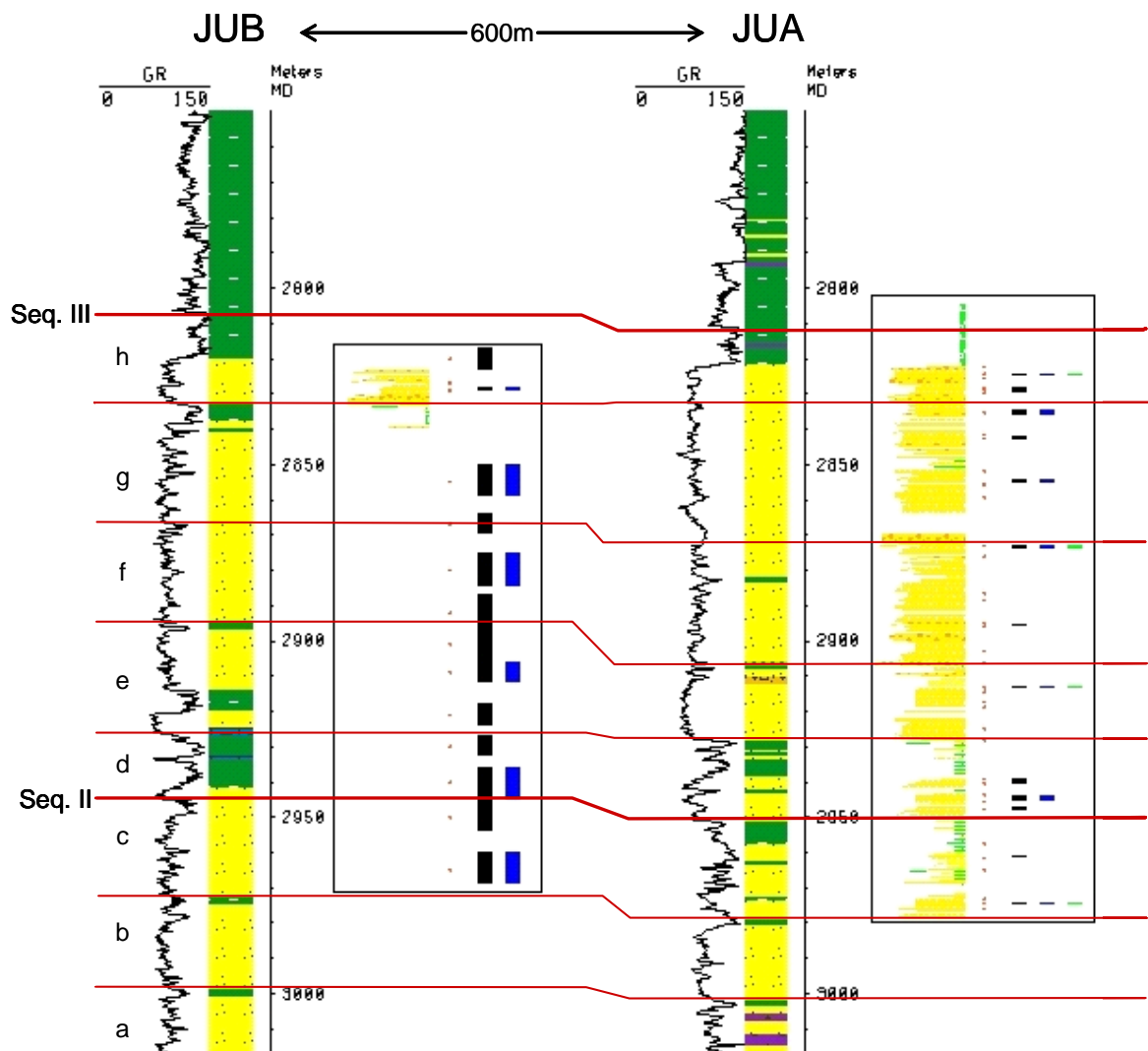


Figura 3: Correlação estratigráfica entre os poços JUB e JUA. Notar subdivisão de quarta ordem (seqüências II e III) e quinta ordem (a, b, c, d, e, f, g, h). À direita de cada poço está o intervalo testemunhado e a amostragem, o retângulo preto indica o intervalo ampliado nas figuras 5 e 6. Modificado de Arienti *et al.* (2005).

2.3 Embasamento

O embasamento adjacente e em parte subjacente à Bacia de Campos pertence à Província da Mantiqueira (Almeida *et al.*, 1977), que se estende ao longo da região costeira desde o sul da Bahia até o Uruguai. Esta província limita-se a norte com o Cráton do São Francisco (CSF), a oeste com o mesmo cráton e com as províncias Tocantins e Paraná, e a leste com as bacias costeiras de Pelotas, Santos, Campos e Espírito Santo.

A província representa um sistema orogênico Neoproterozóico desenvolvido durante a orogenia Brasileira – Pan-Africana que resultou na amalgamação do Paleocontinente Gondwana ocidental. Na área em questão engloba os orógenos Araçuaí (segmento setentrional) e Ribeira (segmento central), que se desenvolveram entre 580 e 520 Ma. Entre 510 e 480 Ma deu-se o colapso tectônico dos orógenos. O limite entre eles é aproximadamente situado no paralelo 21° S, onde ocorre a deflexão da estruturação de NNE a norte para NE a sul, sem, no entanto, haver mudança na estratigrafia e no grau de metamorfismo (Heilbron *et al.*, 2004).

O reconhecimento do desenvolvimento contemporâneo, nos dois orógenos, de extensos arcos magmáticos pré e sin-colisionais, levou (Silva *et al.*, 2005) a estenderem o limite do orógeno Araçuaí até as proximidades da cidade do Rio de Janeiro. O orógeno Araçuaí é considerado a extensão nordeste do orógeno Ribeira (Heilbron & Machado, 2003).

Abaixo segue um resumo abrangendo os litotipos principais, idades de deposição e metamorfismo dos dois orógenos, informações estas necessárias à interpretação dos dados gerados no estudo de proveniência.

2.3.1 Orógeno Araçuaí

A faixa Araçuaí e sua contraparte africana, a faixa Oeste do Congo, foram considerados partes do mesmo sistema orogênico, cuja evolução registra um ciclo completo de criação e consumo de crosta oceânica, geração de um arco magmático e colisão continental. Após a separação dos continentes, a porção brasileira herdou os restos da crosta oceânica e o arco magmático. A duração da fase acrescional e colisional é calculada entre 625 e 575 Ma baseada em dados geocronológicos (Pedrosa-Soares *et al.*, 2001).

O orógeno Araçuaí foi compartimentado nos domínios interno e externo. O domínio externo ou ocidental se estende da borda do CSF até próximo do meridiano 42°30' W e se achava ligado à faixa Oeste Congo por uma curvatura existente aproximadamente entre os paralelos 15°30' S a 16°S. Possui rochas supracrustais metamorfisadas na fácies xisto verde a anfíbolito baixo. Neste domínio encontram-se os registros da fase *rift* (930-880 Ma) e de margem passiva (840-800 Ma), assinaladas pela presença de intrusões graníticas anorogênicas, enxames de diques máficos e pela deposição do grupo Macaúbas. O grupo Macaúbas é constituído de uma unidade basal proximal de depósitos glaciais (meta-conglomerados, quartzitos e meta-diamictitos) e

por uma unidade distal transgressiva e vulcano sedimentar (quartzo-mica xistos, rochas calco-silicáticas, grafita-xistos, mármore, meta-chert, cianita-mica xistos com granada ou estauroлита, formações ferríferas bandeadas, anfibolitos com assinatura geoquímica de assoalho oceânico e rochas meta-ultramáficas) (Pedrosa-Soares *et al.*, 2001; Leite *et al.*, 2004b).

A Formação Salinas constituída de conglomerados, grauvas e pelitos metamorfizados na fácies xisto verde a anfibolito, pode representar o registro de uma sedimentação sin- a tardi-orogênica (bacia intramontana ou ante-arco) ocorrida entre 640-570 Ma (Pedrosa-Soares *et al.*, 2005).

O domínio interno situa-se do meridiano 42°30' W até o Oceano Atlântico, e inclui a zona de sutura, o arco magmático e rochas supra-crustais depositadas em bacia de retro-arco, metamorfizados na fácies anfibolito alto a granulito. Possui um considerável volume de rochas granitóides, principalmente a norte do paralelo 19° S. A sul deste paralelo, predominam granulitos e migmatitos (Pedrosa-Soares *et al.*, 2001).

Entre as supra-crustais do domínio interno há o grupo Rio Doce, cuja sedimentação é considerada Neoproterozóica e depositada na margem passiva africana ou em ambiente ante-arco. É constituído de meta-grauvas, silimanita-granada (ou estauroлита)-mica xistos, e gnaisses bandeados (Heilbron *et al.*, 2004; Pedrosa-Soares *et al.*, 2005), correlacionados ao domínio Cambuci do orógeno Ribeira (Moraes *et al.*, 2004). O grupo Rio Doce ocorre próximo ao limite com o domínio externo.

A unidade de origem meta-sedimentar com ocorrência mais ampla e representativa são as rochas do Grupo Paraíba do Sul, que juntamente com o Complexo Jequitinhonha constituem o que (Noce *et al.*, 2004) denominaram informalmente de complexo kinzigítico. Este grupo é constituído por para-gnaisses aluminosos com intercalações de mármore (espessas lentes ocorrem no sul do Espírito Santo e leste de Minas Gerais), grafita (mais comuns no norte do Espírito Santo e leste de Minas Gerais), quartzitos, rochas calcio-silicáticas e orto-anfibolitos. O conteúdo de alumínio é variável e aumenta próximo à costa, onde ocorrem grafita-silimanita-cordierita-granada-biotita gnaisses (Féboli *et al.*, 1993). Granulitos charno-enderbíticos também ocorrem. As rochas foram metamorfizadas na fácies anfibolito alto a granulito, sob pressões baixas e com vários episódios de fusão parcial, durante a fase sin-colisional, entre 585-569 Ma (Söllner *et al.*, 1987; Söllner *et al.*, 1989; Pedrosa-Soares *et al.*, 2001; Noce *et al.*, 2004). Datações U-Pb SHRIMP em zircões detríticos revelaram que o embasamento

Paleoproterozóico e o arco magmático pré-colisional Neoproterozóico foram área-fonte para os protólitos sedimentares do complexo kinzigítico. Estes dados, aliados a disposição geográfica das rochas do complexo, sugerem deposição numa bacia retro-arco durante o estágio pré-colisional (Noce *et al.*, 2004).

O domínio interno também é caracterizado por grandes volumes de rochas granitóides, pertencentes aos arcos pré e sin-colisionais e ao magmatismo tardi- e pós-colisional. O arco continental pré-colisional calco-alcalino, tipo I, foi formado quando da subducção para leste da crosta oceânica e é genericamente denominado de suíte G1. É constituído de granodioritos, tonalitos, granitos com enclaves máficos e alguns charnockitos. Dados geocronológicos U-Pb e Pb-Pb em zircão definiram o período de 630 a 585 Ma para evolução do arco no orógeno Araçuai. Exemplos de corpos pertencentes à suíte G1 são: granito Brejatuba, tonalito Galiléia e tonalito São Vitor, entre outros (Pedrosa-Soares *et al.*, 2001; Pedrosa-Soares *et al.*, 2005). Baseado em novos dados isotópicos (Silva *et al.*, 2003; Silva *et al.*, 2005), definiram dois arcos pré-colisionais: um precoce, intra-oceânico, desenvolvido a cerca de 630 Ma, denominado Rio Negro – Chapada do Bueno e outro tardio, cordilheirano, intracontinental, denominado Serra dos Órgãos-Muniz Freire-Galiléia, desenvolvido no intervalo 595-570 Ma.

O arco sin-colisional, tipo S, genericamente denominado suíte G2, desenvolveu-se de 585 a 560 Ma, concomitante ao metamorfismo e deformação regionais. São granada-biotita gnaisses foliados, contendo abundantes alumino-silicatos como minerais acessórios e restos de para-gnaisses bandados e migmatitos. Nomes locais para a suíte são: granito Nanuque, leucogranito Carlos Chagas, entre outros (Pedrosa-Soares *et al.*, 2001). O arco Rio de Janeiro–Nanuque, embora descontínuo, caracteriza o desenvolvimento síncrono da colisão nos orógenos Araçuai e Ribeira (Silva *et al.*, 2003; Silva *et al.*, 2005).

Na fase tardi- a pós-colisional, ocorrida entre 550 a 530 Ma, fusões parciais da suíte G2 originaram a suíte G3 tipo S. Plutons graníticos e granodioríticos com enclaves máficos (suíte G3 tipo I) intrudiram nas zonas de cisalhamento (Noce *et al.*, 2000).

O magmatismo pós-colisional gerou as suítes G4 tipo S e G5 tipo I, no período de 530 a 490 Ma, durante o colapso extensional do orógeno. A suíte G4 é constituída de plutons graníticos com pegmatitos ricos em turmalina. Sua ocorrência é restrita à parte norte, ao longo do limite entre os domínios externo e interno. A suíte G5

é intrusiva ao longo de zonas de cisalhamento e é constituída de plutons sem foliação, podendo apresentar núcleos gabróides e bordas graníticas, também ocorrem fácies charno-enderbíticas. Sua ocorrência é mais ampla que a suíte G4. Exemplos de corpos desta suíte: granito Caladão, charnokito Padre Paraíso (Pedrosa-Soares *et al.*, 2001; Pedrosa-Soares *et al.*, 2005).

O embasamento do orógeno Araçuaí é constituído pelos gnaisses enderbíticos, charno-enderbíticos e charnockíticos com granulitos máficos do Complexo Juiz de Fora, de idade Paleoproterozóica; pelos gnaisses TTG do complexo Pocrane de idade Arqueana; restos de greenstone belts e seqüências supracrustais Paleoproterozóicas associadas com granitóides do supergrupo Espinhaço.

No orógeno Araçuaí o metamorfismo aumenta de oeste para leste e de norte para sul (Pedrosa-Soares *et al.*, 2001; Heilbron *et al.*, 2004; Moraes *et al.*, 2004).

2.3.2 Orógeno Ribeira

O orógeno Ribeira é dividido em quatro terrenos empurrados de sudeste para noroeste contra a borda do CSF: terreno Ocidental, *klippe* Paraíba do Sul, terreno Oriental e Domínio Tectônico Cabo Frio. O terreno Ocidental é correlacionado ao domínio externo do orógeno Araçuaí e o terreno Oriental ao domínio interno. Da mesma forma que no Araçuaí, as temperaturas e o grau metamórfico aumentam de Oeste para Leste, do terreno Ocidental para o Oriental (Heilbron *et al.*, 1995; Heilbron *et al.*, 2000; Moraes *et al.*, 2004).

O terreno Ocidental possui um embasamento constituído de *greenstone belts* Arqueanos, orto-gnaisses migmatíticos Arqueanos a Paleoproterozóicos (2.8/2.0 Ga) e orto-gnaisses granulíticos Paleoproterozóicos do Complexo Juiz de Fora (2.13/2.19 Ga). O embasamento está sobreposto por meta-sedimentos das bacias Paleoproterozóicas a Mesoproterozóicas de São João Del Rey (1.7/1.3 Ga) e Carandaí (1.3/1.0 Ga) e pelos meta-sedimentos e meta-ígneas máficas da bacia Neoproterozóica Andrelândia. Tal como no orógeno Araçuaí, este terreno registra os estágios *rift* e de margem passiva do orógeno Ribeira. O terreno Ocidental possui também intrusões graníticas sin- a tardi-orogências. O metamorfismo varia do fácies xisto verde próximo a borda do CSF até fácies granulito de pressão média próximo ao limite com o terreno Oriental e Paraíba do Sul (Heilbron *et al.*, 2000; Heilbron & Machado, 2003).

A *klippe* Paraíba do Sul é uma sinforme que sobrepõe o terreno Ocidental. O embasamento Paleoproterozóico é constituído de orto-gnaisses graníticos a

granodioríticos do Complexo Quirino (2.2 Ga). A cobertura sedimentar é o Complexo Paraíba do Sul, constituído de mármore (que são característicos deste terreno), biotita-granada gnaisses e biotita-muscovita xistos contendo granada e silimanita, lentes de gonditos e rochas calco-silicáticas. Este terreno está metamorfizado no fácies anfíbolito médio e contém corpos graníticos alongados tardi- a pós-colisionais, intrudidos ao longo de zonas de cisalhamento (Heilbron *et al.*, 2000; Heilbron & Machado, 2003; Heilbron *et al.*, 2004; Moraes *et al.*, 2004).

O terreno Oriental diferencia-se dos demais pela ausência de embasamento, sendo inteiramente Neoproterozóico. O metamorfismo varia do fácies anfíbolito a granulito. Pode ser subdividido em outros três terrenos, de oeste para leste: Cambuci, Costeiro e Italva, que costumam ser denominados e representados em mapas como Grupo Paraíba do Sul, ou como unidades pertencentes a este. Porém, alguns autores como Heilbron *et al.* (2000) e Heilbron & Machado (2003) preferem manter a denominação Paraíba do Sul somente no local onde este grupo foi originalmente definido, ou seja, no terreno ou *klippe* Paraíba do Sul.

O domínio Cambuci é constituído de granada-biotita gnaisses com camadas intercaladas de mármore dolomítico e lentes menores de rochas calcio-silicáticas, gonditos e anfíbolitos, metamorfizados no fácies granulito. Também inclui uma unidade magmática pouco estudada (granitos a tonalitos). Este domínio pode ter representado um ambiente de ante-arco, como o Grupo Rio Doce no orógeno Araçuai (Heilbron & Machado, 2003; Heilbron *et al.*, 2004).

O domínio Costeiro é constituído de kinzigitos ricos em granada, silimanita e localmente cordierita, intercalados com quartzitos, rochas calcio-silicáticas e anfíbolitos. Apresenta vários episódios de anatexia. Dados geocronológicos U-Pb em zircões detriticos indicam fontes Paleoproterozóicas (2.0 Ga) e Neoproterozóicas pertencentes ao arco magmático Rio Negro (Valladares *et al.*, 1999). Determinações $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em zircões detriticos forneceram idades de 1.97 Ga a 659 Ma (Schmitt *et al.*, 2004) e idades de 2.0 a 2.1 Ga, subordinadamente 2.4 Ga e somente um grão apresentou idade arqueana (~ 2.7 Ga) (Machado & Gauthier, 1996). Este domínio contém arcos magmáticos pré-colisionais (G1, exemplo: arco Rio Negro) desenvolvidos no período de 790 a 590 Ma, em resposta a subducção para leste da paleoplaca do São Francisco. Ao mesmo tempo, ocorria a deposição dos domínios Paraíba do Sul e Cambuci em ambiente de ante-arco, do domínio Italva em ambiente de retro-arco e do domínio Costeiro na margem passiva da paleoplaca do terreno Oriental. O metamorfismo neste

terreno é no fácies granulito sob pressões baixas (Tupinanbá *et al.*, 2000; Heilbron & Machado, 2003).

O domínio Italva compreende granada-hornblenda-biotita gnaisses bandeados e espessas camadas de mármore calcítico intercalados a anfibolitos e hornblenda-biotita gnaisses. O metamorfismo situa-se no fácies anfibolito (Heilbron & Machado, 2003).

Os terrenos Ocidental e Oriental foram amalgamados ao CSF no período de 590 a 560 Ma, causando deformação e intrusão de granitóides ao longo de zonas de cisalhamento e colocação de diversos corpos graníticos predominantemente tipo S no domínio Costeiro. Nomes locais para os granitóides e charnokitos sin-colisionais são Serra dos Órgãos, Desengano, Rio de Janeiro, Bela Joana, Angelim, entre outros (Silva & Cunha, 2001; Heilbron & Machado, 2003).

Durante a fase tardi-colisional de 560 a 545 Ma vários granitóides (e.g. Serra das Araras, Varre Sai, Santo Antonio de Padua) intrudiram nos terrenos Oriental e Ocidental. São granitos tipo S, a duas micas, foliados com enclaves de para-gnaisses e granitos tipo I foliados, com texturas miloníticas (Heilbron *et al.*, 2000; Silva & Cunha, 2001). No estágio pós-colisional de 545 a 500 Ma ocorreu intrusão de plútons menores, tipo I, também relacionados a zonas de cisalhamento nos terrenos Oriental e Paraíba do Sul (e.g. Getulandia) (Silva & Cunha, 2001). O final deste período corresponde ao estágio de colapso do orógeno (Heilbron *et al.*, 2000; Heilbron & Machado, 2003).

A última colisão registrada no orógeno Ribeira foi a amalgamação do Domínio Tectônico Cabo Frio ao terreno Oriental, no período de 530 a 490 Ma. Este evento é denominado Orogenia Búzios (Schmitt *et al.*, 2004), tendo afetado o domínio Costeiro e o terreno Paraíba do Sul, causando reativação de antigas estruturas e originando novas falhas transcorrentes (Machado & Gauthier, 1996). O Domínio Tectônico Cabo Frio possui características que o distinguem dos terrenos vizinhos do orógeno Ribeira: direção estrutural NW, ausência de grandes corpos graníticos sin a pós colisionais (ao invés disso apresenta veios leucograníticos de fusão parcial), presença de um embasamento Paleoproterozóico e paragêneses minerais de alta temperatura e pressão média a alta (cianita + K-feldspato) (Schmitt, 2001; Heilbron *et al.*, 2004; Moraes *et al.*, 2004).

O embasamento Paleoproterozóico ocorre tectonicamente intercalado com rochas supracrustais Neoproterozóicas. Contém uma unidade félsica dominante (Região dos Lagos), constituída de metagranitóides de composição monzogranítica,

meta-quartzo-dioritos e meta-tonalitos; e uma unidade máfica subordinada (Forte São Mateus), constituída de granada-orto-anfibolitos e anfibólio-granada-diopsídio gnaisses com intercalações calcio-silicáticas e anfibolíticas. Resultados de análises U-Pb em zircão de ambas as unidades forneceram idades de cristalização de 1.96/1.97 Ga e idades metamórficas de 525 +/- 37, 465 +/-52 Ma e 519 +/- 19 Ma (Schmitt *et al.*, 2004).

As rochas supracrustais são subdivididas nas unidades Búzios e Palmital. A unidade Búzios é a mais aluminosa, constituída por silimanita-cianita-granada-biotita gnaisses com intercalações calcio-silicáticas e anfibolíticas. Determinações geocronológicas em zircões forneceram as seguintes idades: U-Pb 525 +/- 9 Ma em leucossomas sin-tectônicos, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 519 +/- 12 Ma no gnaisse e 518 +/- 3 Ma no diopsídio-anfibolito. Análises U-Pb em monazitas forneceram idades de 511 e 513 +/- 2 Ma nas rochas aluminosas da unidade Búzios. A unidade Palmital é constituída de gnaisses quartzo-feldspáticos com subordinadas intercalações aluminosas, rochas calcio-silicáticas e camadas quartzo-feldspáticas. Análises U-Pb SHRIMP em zircões detríticos do paragnaisse desta unidade revelaram diferentes idades de proveniência: 2.5 Ga, ~ 2.0 Ga, ~ 1.0 Ga e resultados mais abundantes entre 800 e 629 Ma. O *overgrowth* metamórfico dos zircões do paragnaisse forneceu idade 511 +/- 31 Ma. Pegmatitos tardi-colisionais não deformados fornecem idade de 447 +/- 20 Ma e cortam todas as unidades do terreno Cabo Frio (Schmitt *et al.*, 2004).

O metamorfismo atingiu tanto o embasamento quanto as supracrustais no fácies anfibolito alto a granulito, sob pressões médias a altas, com pico a 525-520 Ma determinado nos leucossomas e gnaisses (Schmitt, 2001; Schmitt *et al.*, 2004).

3. Proveniência dos arenitos

O termo proveniência sedimentar se refere convencionalmente ao terreno ou à área do qual são derivados os grãos constituintes de uma rocha sedimentar. Também se refere convencionalmente à natureza, composição e dimensão das rochas que compõem este terreno.

O controle primordial sobre a composição detrítica de um sedimento é a composição e textura das rochas-fonte. O clima e o relevo atuantes na área fonte, o grau e processo de transporte sofrido antes da deposição final e a diagênese são fatores que

modificam a composição detrítica original. Tais modificações na composição detrítica podem dificultar a interpretação da proveniência.

Em geral climas úmidos alteram mais a composição original do que climas áridos, causando um enriquecimento em quartzo relativamente a feldspatos e fragmentos de rocha, que possuem menor estabilidade química. Este fato foi observado em sedimentos oriundos tanto de rochas metamórficas quanto ígneas (Basu, 1985). No entanto, isto é válido para relevos suaves. Quando o relevo apresenta vertentes abruptas e o ângulo da vertente excede o ângulo de repouso, o tempo de residência do solo é baixo e as modificações na composição detrítica são poucas, mesmo sob clima quente e úmido (Basu, 1985). O relevo suave propicia que o tempo de residência do solo seja aumentado e quanto mais tempo exposto aos efeitos do intemperismo, maior a alteração na composição original dos sedimentos. Johnsson *et al.* (1991) definiram regimes de erosão em termos de intemperismo limitado (*weathering-limited*) e transporte limitado (*transport-limited*), em seu trabalho com areias fluviais da bacia do Rio Orinoco na Venezuela e Colômbia, uma região de clima tropical. Na região orogênica da bacia de drenagem, caracterizada morfologicamente por relevo alto e encostas abruptas, os processos de transporte removem o material intemperizado assim que este é liberado da rocha fonte. A camada de solo é muito fina e o tempo de residência do solo e dos minerais é curto, resultando em areias que refletem exatamente a composição da rocha fonte. Este regime é chamado de intemperismo limitado e está associado a regiões de rápido soerguimento tectônico. Na região da bacia de drenagem caracterizada por relevo baixo e suave, ou relevo elevado, porém aplainado por superfícies de erosão, a taxa de intemperismo excede a capacidade dos agentes de transporte de remover o material. Espessa camada de solo se desenvolve, o tempo de residência dos minerais no solo é longo, propiciando maior tempo de reação com águas superficiais e extensas modificações na composição detrítica. Este regime é chamado de transporte limitado.

O tipo de ambiente deposicional pode favorecer modificações pelo intemperismo químico, na medida em que o sedimento pode ficar estocado em planícies aluviais, terraços fluviais, barras em pontal, etc...; ou ocorrer homogeneização e mistura por processos tais como correntes de *longshore* e tempestades, atuantes em ambientes plataformais e costeiros. Da mesma forma, as mudanças relativas no nível do mar podem exercer influência direta na composição depositada, mudando as proporções entre grãos terrígenos extrabaciais e constituintes intrabaciais como intraclastos, bioclastos e oóides.

Quanto maior a distância de transporte e mais sujeito a abrasão por tração e saltação, mais maturo (quartzoso) torna-se o sedimento, pois o quartzo possui maior resistência mecânica do que feldspatos e fragmentos de rocha. Estes, devido à clivagem e maclas, tendem a fragmentar-se. Apesar disso, o transporte só raramente elimina um mineral da assembléia, embora possa reduzir sua proporção. A maioria dos grandes rios atuais possui todos os minerais encontrados nas rochas-fonte (Morton, 1985a).

Após a deposição final, durante a diagênese há modificação da composição original através da dissolução diferencial de constituintes do arcabouço e substituição dos mesmos por outros constituintes, tais como argilas e carbonatos. A extensão da modificação dependerá da temperatura, pressão, da circulação e composição dos fluidos.

Estudos de proveniência em arenitos são uma ferramenta poderosa no entendimento da evolução tectônica e estrutural de uma bacia, uma vez que identificam as áreas-fonte e as rotas de transporte dos sedimentos, e permitem reconstruções paleogeográficas (Gandolfi, 1983; Zuffa, 1987; Fontana *et al.*, 1989). Estudos detalhados de proveniência permitem a definição dos padrões de preenchimento das principais seqüências estratigráficas tanto em escala de bacia (exploratória) quanto em escala de campo de petróleo (desenvolvimento de reservatórios). Variações na composição detrítica, caso presentes, podem ser utilizadas como parâmetro para correlações lito-estratigráficas (Morton, 1987; Hurst & Morton, 1988; Morton *et al.*, 2002; Morton *et al.*, 2004).

3.1 Métodos

Os métodos comumente utilizados nos estudos de proveniência, isoladamente ou em conjunto, são a petrografia quantitativa da composição essencial, a análise quantitativa de minerais pesados, a análise das variedades composicionais de determinadas espécies minerais (granadas, turmalinas, piroxênios, anfibólios, espinélios) e a datação radiométrica. Também podem ser utilizados traços de fissão em apatita, caracterização de minerais opacos e seixos de conglomerados. O uso combinado de várias técnicas é útil principalmente onde a diagênese alterou substancialmente a composição original. Abaixo segue um resumo dos métodos utilizados no presente estudo.

Petrografia quantitativa: utilizada na determinação da composição essencial original, a partir da qual se infere a composição da rocha fonte. Para isso, a petrografia deve identificar as modificações ocasionadas pela diagênese. Baseia-se em critérios de classificação de grãos, que podem ser temporais (contemporâneos x não contemporâneos), espaciais (extrabaciais x intrabaciais) e composicionais (carbonáticos x não carbonáticos) (Zuffa, 1985; Zuffa, 1987). Os grãos são quantificados através de contagem de 300 a 500 pontos por lâmina petrográfica, e os dados obtidos são plotados em diagramas triangulares. O tipo de diagrama utilizado depende da assembléia encontrada. As mudanças nos padrões composicionais, caso presentes, são normalmente referidas à estratigrafia da área estudada.

A quantificação petrográfica utiliza o método de contagem Gazzi-Dickinson (Dickinson, 1985; Zuffa, 1985), que visa minimizar o efeito da granulometria na composição detrítica, já que sedimentos de granulometria grossa são mais ricos em fragmentos de rocha (litoclastos), enquanto que os de granulometria fina são mais ricos em grãos monominerálicos. O método consiste em registrar a composição mineralógica (quartzo, feldspato, etc.) dos cristais ou grãos maiores que tamanho silte (0,0625mm) que ocorrem em fragmentos de rocha, que podem desagregar-se em grãos monominerálicos com a evolução do transporte. Registram-se os tipos de litoclastos onde cada constituinte ocorre, pois sua textura e composição fornecem informação sobre a rocha fonte. São quantificados diretamente como fragmentos líticos somente aqueles com textura fina (e.g. rochas vulcânicas afaníticas, lutitos, cherts, ardósias, filitos) cuja tendência com o transporte não é gerar grãos monominerálicos e sim quebrar em pedaços menores do mesmo fragmento.

A contagem assim discriminada permite o reconhecimento da composição e do ambiente tectônico das rochas-fonte. Desta forma, a interpretação da proveniência numa escala estratigráfica de ordem menor (terceira ordem) pode ser feita com base nos modelos petrológicos que correlacionam a composição detrítica essencial com o ambiente tectônico das rochas-fonte (Dickinson, 1985), descontando-se os fatores modificadores mencionados acima. Isto é feito agrupando-se os constituintes de acordo com o com seu significado genético, através de diagramas triangulares que discriminam campos composicionais. Os principais diagramas utilizados são QtFL (Quartzo total/Feldspato total/Líticos total) e QmFLt (Quartzo monocristalino e policristalino grosso/Feldspato total/Líticos + Quartzo policristalino fino), mas também podem ser utilizados, dependendo da assembléia encontrada, QpLvLs (Quartzo policristalino

fino/Líticos vulcânicos/Líticos metamórficos) e QmPK (Quartzo monocristalino e policristalino grosso/Plagioclásio/Feldspato potássico).

As principais categorias de ambiente tectônico identificadas são crátons estáveis, embasamento soerguido, arcos magmáticos e cinturões orogênicos com reciclagem de rochas sedimentares e metassedimentares (Dickinson, 1985). Cada campo possui uma composição característica: crátons estáveis fornecem areias quartzosas, com alta proporção de quartzo monocristalino relativamente ao policristalino. Embasamento soerguido produz areias quartzo-feldspáticas pobres em fragmentos líticos. Arcos magmáticos fornecem areias feldspato-líticas, vulcanoclásticas, com alta razão plagioclásio/feldspato potássico. Orógenos reciclados produzem areias quartzo-líticas, pobres em feldspatos e com quantidades variáveis de quartzo policristalino e fragmentos líticos sedimentares e meta-sedimentares. Todo o espectro de gradação entre um campo e outro pode ser identificada, por exemplo, na evolução por *unroofing* de terrenos supracrustais meta-sedimentares por soerguimento crescente do embasamento ou na dissecação crescente de arcos magmáticos, com rochas vulcânicas misturando-se gradualmente a plutônicas (Dickinson, 1985).

Um outro tipo de abordagem é a de “*actualistic petrofacies*”, que consiste em utilizar sedimentos atuais que possuem proveniência conhecida, amostrados de rios com diversas ordens de grandeza ou praias, para discriminar áreas fonte de arenitos antigos numa mesma área geográfica (Ingersoll, 1990), ou analisar bacias de drenagens recentes (Critelli *et al.*, 1997; Le Pera & Arribas, 2004). Esta abordagem é aplicada utilizando-se também minerais pesados (Morton & Smale, 1990; Okay & Ergün, 2005). As ordens de grandeza dos rios são definidas pelo tamanho dos mesmos. As amostras de primeira ordem provêm de riachos e córregos que erodem somente um tipo de litologia (e. g: granito). As de segunda ordem são sedimentos de rios maiores que drenam cadeias de montanhas. As de terceira ordem são sedimentos de grandes rios e seus deltas e praias, cuja composição reflete o ambiente tectônico porque drenam largas áreas continentais. As drenagens de segunda e terceira ordem vão misturando e concentrando os constituintes estáveis em relação aos instáveis e acabam por fornecer sedimentos mais evoluídos, enquanto que as amostras de primeira ordem refletem diretamente a composição da área fonte (Ingersoll *et al.*, 1993).

Na maioria dos ambientes tectônicos, a resposta obtida é a mesma em todas as escalas. No entanto, conclusões errôneas podem ser obtidas ao analisar ambientes tectônicos com grande variabilidade de litologias (e.g. *rifts* continentais,

margens transformantes), pois as areias de primeira, segunda e terceira ordem podem apresentar composições muito diversas. Devido aos modelos petrológicos terem sido desenvolvidos para a escala de terceira ordem (e.g. arcos magmáticos, blocos continentais, etc), o mais adequado seria utilizar esta mesma escala ao amostrar areias modernas (Ingersoll *et al.*, 1993).

Na análise dos dados e comparação entre as areias atuais e arenitos antigos, programas estatísticos podem ser utilizados, além dos diagramas triangulares tradicionais (Ingersoll, 1990).

Minerais pesados: são todos os minerais que possuem densidade acima de $2,8 \text{ g/cm}^3$. Apesar de constituírem em média apenas cerca de 1% do volume dos arenitos, são uma ferramenta de alta resolução para determinação da proveniência devido à diversidade de espécies existentes (cerca de 50 espécies translúcidas), relacionáveis a paragêneses características que identificam litologias específicas. Os minerais pesados são separados dos componentes menos densos (quartzo, feldspatos, a fração “leve”) através do uso de líquidos densos, originando um concentrado que é utilizado na montagem de lâminas. As lâminas são analisadas ao microscópio petrográfico utilizando-se sobre elas líquidos que possuem índices de refração calibrados, facilitando o reconhecimento das espécies. A assembléia é determinada por contagem modal de 200 a 400 grãos translúcidos. A assembléia de pesados encontrada pode então discriminar corpos de areia e definir áreas-fonte (Hutchinson, 1974; Morton, 1985a; Mange & Maurer, 1992).

A assembléia de minerais pesados também está sujeita à modificação pelo intemperismo, transporte e diagênese, que podem mascarar o sinal original da proveniência. Existem estudos que estabelecem a ordem de resistência dos minerais pesados ao intemperismo químico, ao transporte e à diagênese (Morton, 1985a; Mange & Maurer, 1992; Morton, 1999), de modo que estes fatores podem ser levados em consideração na análise. Devido à grande variação na densidade entre as espécies de minerais pesados, estes são particularmente susceptíveis ao fracionamento hidráulico durante o transporte ou no momento da deposição. Para minimizar este efeito, recomenda-se o uso de uma fração granulométrica restrita, normalmente areia muito fina ou o intervalo areia fina-areia muito fina (Morton, 1985a; Mange & Maurer, 1992). O uso desta fração também propicia que minerais que naturalmente ocorrem em tamanho pequeno na fonte, como os zircões, estejam presentes no concentrado de

pesados. Um outro modo de contornar o problema do fracionamento hidráulico é usar índices de abundância relativa entre minerais com densidades e hábitos similares, e que por isso, apresentam um comportamento hidráulico similar. Tais índices são ATi (100 x apatita /apatita + turmalina), GZi (100 x granada /granada + zircão), RZi (100 x grupo dos minerais de titânio /grupo dos minerais de titânio + zircão), MZi (100 x monazita /monazita + zircão) e CZi (100 x cromo-espinélio /cromo-espinélio + zircão) e ZTR (zircão + turmalina + rutilo /total translúcidos) e foram introduzidos por Hubert (1962) e Morton & Hallsworth (1994). As variações nestes índices auxiliam na diferenciação de corpos de arenito e na discriminação da área fonte.

Estudos de composição química de minerais específicos (varietais):

consiste no estudo da variação da composição química dentro de uma determinada espécie mineral, a qual varia conforme a litologia-fonte. Esta abordagem minimiza os efeitos da alteração intempérica diferencial, do fracionamento hidráulico no transporte e da alteração diagenética seletiva, já que lida com uma única espécie mineral. A composição química é determinada através de análise por microsonda eletrônica, determinações baseadas em petrografia são muito imprecisas. Tais análises podem ser realizadas em granadas, turmalinas, anfibólios, piroxênios e espinélios (Morton, 1987; Morton *et al.*, 2004; Morton, 2005; Faupl *et al.*, 2006; Pinto *et al.*, 2007). O mineral mais utilizado é a granada, por ser relativamente comum em arenitos e relativamente estável no intemperismo, transporte e diagênese. Sua variação de densidade relativamente pequena (3,6 a 4,3 g/cm³) diminui o efeito da seleção hidráulica (Morton, 1985b). Turmalina também é utilizada, embora menos comumente do que a granada. Anfibólios e piroxênios são muito instáveis na diagênese e por isso são mais utilizados em sedimentos atuais ou neógenos.

A variação composicional das granadas fornece informações sobre os tipos litológicos da área fonte. As granadas são especialmente encontradas em rochas metamórficas e também em alguns granitos e pegmatitos. O grupo das granadas forma uma série isomórfica com sete espécies, representadas pelos seguintes membros extremos: piropo ($\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$), almandina ($\text{Fe}_3^{2+}\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$), espessartita ($\text{Mn}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$), grossulária ($\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$), andradita ($\text{Ca}_3(\text{Fe}^{+3},\text{Ti})_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$), uvarovita ($\text{Ca}_3\text{Cr}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$) e hidrogrossulária ($\text{Ca}_3\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8(\text{SiO}_4)_{1-m}(\text{OH})_{4-m}$). Porém, não existe uma granada com composição puramente correspondente a um dos membros extremos, o nome atribuído depende da molécula predominante (Deer *et al.*, 1966). A

identificação das rochas fonte pode ser realizada através da discriminação da composição das granadas, obtida plotando-se os dados das análises individuais em dois diagramas ternários distintos. O primeiro é representado pelos vértices: Mg (P=piropo); Fe + Mn (AIS=almandina + espessartita) e Ca (GAU=grossulária + andradita + uvarovita). Para separar as granadas pobres e ricas em Mn, utiliza-se uma simbologia diferente na plotagem (Morton, 1985b). O segundo diagrama é representado pelos vértices Mg + Ca (PGAU=piropo + grossulária + andradita + uvarovita); Fe (Al=almandina) e Mn (S=espessartita) (Remus *et al.*, 2004a). Os diagramas triangulares P-AIS-GAU e PGAU-Al-S (Fig. 4) discriminam cinco campos composicionais (A, B, C, D, E), correspondentes a grupos de rochas portadoras de granadas:

Campo A: granadas com elevado teor de piropo ($P > 20$), baixo teor de grossulária + andradita + uvarovita ($GAU < 10$) e geralmente baixos teores de espessartita ($S < 5\%$), são derivadas de rochas metamórficas de alto grau tais como paragneisses, granulitos e charnockitos (Deer *et al.*, 1966; Morton *et al.*, 2002; Sabeen *et al.*, 2002). Granadas com teor alto de piropo, ao redor de 70%, indicam terrenos metamórficos de alta temperatura e também alta pressão (Deer *et al.*, 1966; Sajeev & Santosh, 2006).

Campo B: granadas com teores baixos de piropo ($< 20\%$), elevados valores de almandina e teores variáveis espessartita e de grossulária + andradita + uvarovita (GAU) são características de rochas meta-sedimentares de baixo a médio grau e também granitos, embora tipicamente os granitos possuam teores de almandina + espessartita maiores que 90%. Granadas ricas em espessartita ocorrem em metapelitos de baixo grau e rochas de metamorfismo de contato (auréolas de contato, escarnitos) e em determinados granitos (Deer *et al.*, 1966; Morton, 1985b; Morton *et al.*, 2002).

Campo C: granadas com elevados teores de piropo e GAU são derivadas de meta-basitos (anfíbolitos e gnaisses máficos) (Morton *et al.*, 2002; Morton, 1985b; Sabeen *et al.*, 2002).

Campo D: granadas com elevados teores de GAU ($GAU > 65$) e baixo P ($P < 10$) são encontradas em rochas meta-carbonáticas e calcio-silicáticas que sofreram metamorfismo de contato (escarnitos) ou regional (Deer *et al.*, 1966; Morton *et al.*, 2002; Morton *et al.*, 2003a).

Campo E: granadas com baixos teores de PGAU ($\sim 10\%$) e elevados valores de espessartita ($S > 20$) são encontradas em pegmatitos e aplitos graníticos e em alguns granitos (Deer *et al.*, 1966; Remus *et al.*, 2004a).

Geocronologia: a idade de formação de alguns minerais pesados, tais como zircão, titanita, monazita e apatita, pode ser determinada por vários métodos de datação, incluindo U/Pb, Pb/Pb, Sm/Nd e traços de fissão. Dados geocronológicos são uma ferramenta comum em estudos de proveniência (Mearns, 1992; Morton *et al.*, 1996; Morton *et al.*, 2001; Morton, 2005).

Zircões são amplamente utilizados, pois ocorrem em vários tipos de rochas ígneas e metamórficas e também em rochas sedimentares, devido ao fato de serem ultra-estáveis aos fatores operantes durante o ciclo sedimentar. Como zircões podem apresentar zonação, com um núcleo mais antigo herdado da cristalização magmática e sobre-crescimentos mais novos formados durante o metamorfismo, torna-se importante a obtenção de imagens dos grãos através de elétrons retro-espalhados ou de catodoluminescência. Isto permite identificar qual região do grão está sendo datada.

A datação U/Pb seja pelo método “convencional” de evaporação, por LA-ICPMS (laser ablation inductively-coupled plasma mass spectrometer) ou por SHRIMP (sensitive high-resolution ionic micro-probe) permite a correlação direta dos grãos presentes nos sedimentos com as rochas-fonte, pois a idade dos grãos individuais dos arenitos corresponde a idade das rochas-fonte onde foram cristalizados.

Todavia, para o método Sm-Nd, que é um método *whole rock*, a correlação não é direta, pois a idade modelo Sm-Nd de um sedimento representa a idade média de quando sua rocha fonte se diferenciou do manto. Desta forma, um sedimento relativamente jovem pode apresentar uma idade modelo Sm-Nd bem mais antiga. Em casos onde várias fontes com histórias geológicas diferentes contribuem, o resultado pode ser um valor intermediário ou mais próximo daquela fonte que mais contribuiu. O melhor meio de estabelecer correlações entre idades modelo de pelitos e arenitos com rochas fonte é determinar a idade Sm-Nd da rocha-fonte a partir de amostras de sedimento atual de rios que drenam tais rochas.

Recentemente, técnicas micro-analíticas têm permitido obter para cada grão individual de zircão não somente a idade, mas também elementos traço e medidas de isótopos de háfnio. A combinação destas técnicas permite inferências sobre a litologia e sobre a natureza e fonte do magma a partir do qual o zircão cristalizou, se crustal ou juvenil, dando um retrato da evolução crustal da área fonte e fornecendo novos elementos para reconstruções paleogeográficas (Remus *et al.*, 2004b; Veevers *et al.*, 2005).

Outras técnicas que podem ser associadas para melhor traçar a proveniência são traços de fissão em apatita, zircão e titanita, sendo a apatita o mineral mais utilizado. O método, aplicado a grãos individuais tanto de sedimentos quanto de rochas da área fonte, fornece informações sobre idade e história térmica e permite inferências sobre taxas de soerguimento e denudação. O método é aplicável a baixas temperaturas, pois a partir de um determinado valor (200-250°C para zircões e cerca de 100°C para apatitas) os traços são apagados e as idades “zeradas”. A densidade dos traços de fissão permite calcular a idade, e o comprimento dos mesmos, a história térmica (Carter, 1999; Hurford & Carter, 1991).

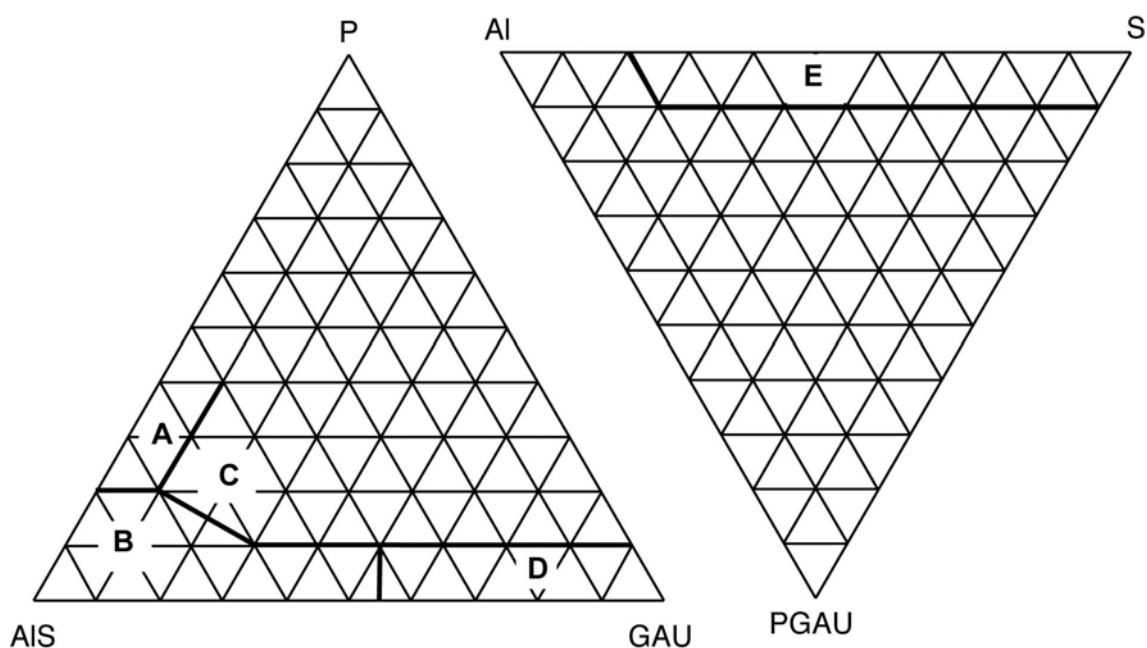


Figura 4: Diagramas triangulares P-AIS-GAU e PGAU-AI-S discriminando cinco campos composicionais A, B, C, D, E que identificam litologias fonte das granadas. Ver texto para explicação.

4. Objetivos

Os estudos desenvolvidos nesta dissertação de Mestrado tiveram como propósito aplicar ao Campo de Jubarte técnicas integradas de análise de proveniência, tais como: petrografia quantitativa dos componentes essenciais, análise convencional da assembléia de minerais pesados, análise varietal (geoquímica) de granadas e geocronologia U-Pb em zircões, com os seguintes objetivos:

1- Identificar a proveniência dos arenitos reservatórios do campo. Há duas possibilidades para a rota de suprimento dos sedimentos. A primeira, de SW para NE, oriunda de terrenos da Faixa Ribeira, inferida com base em mapas de isópacas da Sequência III, mapas gerados a partir de dados de impedância sísmica e dados de paleocorrentes obtidos através de correlação de testemunhos com perfis de imagem, oriundos do estudo de Arienti *et al.*, (2005). A segunda, de NW para SE, coincidente com a direção estrutural da faixa cataclasada de Colatina, portanto oriunda da Faixa Araçuaí, inferida com base em mapeamento regional de isólitas de arenito do Cretáceo superior.

2- Verificar se ocorre variação na composição detrítica, relacionada ou não à mudança na proveniência, e no padrão de abastecimento sedimentar, dentro do arcabouço estratigráfico de 4^a e 5^a ordem estabelecido para o campo (Arienti *et al.*, 2005). Este arcabouço estratigráfico de alta frequência, baseado em extensa metragem testemunhada no poço JUA, pode ser estendido ao poço JUB distante apenas 600 metros, utilizando-se curvas de perfis. Porém, a correlação para os demais poços do campo é dificultada devido a limitações de geometria próprias do sistema deposicional. A utilização de métodos bioestratigráficos não fornece o detalhamento necessário devido à alta razão areia/lama. Isto torna atraente a aplicação de técnicas alternativas de correlação estratigráfica, como aquelas baseadas na variação da composição detrítica. Caso haja diferenciações entre os corpos de areia das várias seqüências, esta correlação entre os poços JUA e JUB poderá ou não ser confirmada e então aplicada aos poços mais distantes.

3- Comparar os resultados obtidos a partir de amostras de testemunhos (poço JUA) com os obtidos a partir de amostras de calha (poço JUB), dentro de uma mesma seqüência estratigráfica.

5. Método de Trabalho

As atividades desenvolvidas no estudo dos reservatórios do Campo de Jubarte compreenderam:

1- Compilação de dados pré-existentes sobre o modelo e a estratigrafia do campo.

2- Seleção dos poços, contemplando um com boa metragem testemunhada (referido como JUA) e outro poço de correlação (referido como JUB), em que a estratigrafia de alta resolução definida no primeiro possa ser reconhecida com relativa segurança no segundo, através de correlações de perfis.

3- Amostragem em testemunhos (JUA) e amostras de calha (JUB) contemplando duas seqüências de quarta ordem e seis de quinta ordem, para as análises de petrografia, minerais pesados, composição química de granadas e geocronologia (Figuras 5 e 6). Foram selecionados os intervalos com granulometria média (avaliação visual), evitando-se os intervalos conglomeráticos para minimizar os efeitos do fracionamento hidráulico. Seleção de lâminas petrográficas dos poços e confecção de lâminas complementares, sendo algumas retiradas de camadas conglomeráticas para obter informação dos fragmentos de rocha.

4- Seleção e amostragem do embasamento cristalino (ANEXO A). Sedimentos de corrente de drenagens cortando os principais terrenos do embasamento foram amostrados (ANEXO A – tabela de localização). Foram coletadas vinte e cinco amostras em drenagens de primeira ordem e cinco em rios de terceira ordem, com 3 quilos cada uma. Os locais de amostragem foram escolhidos sobrepondo-se a rede de drenagem (IBGE) sobre o mapa geológico das folhas Rio Doce, Vitória e Rio de Janeiro (Leite *et al.*, 2004a; Leite *et al.*, 2004b; Silva, 2004), georeferenciando os dados (ANEXO A, mapas 1 a 15). O controle da localização da amostragem no campo foi realizado com GPS. Para cada amostra foi confeccionada uma lâmina petrográfica, algumas amostras foram selecionadas para análise de minerais pesados e composição das granadas.

5- Análise petrográfica das amostras dos poços (ANEXO B) e das drenagens (ANEXO C), com descrição da textura e quantificação dos componentes detríticos através de contagem modal de 300 pontos em planilha Excel, utilizando método Gazzi-Dickinson. Para as lâminas confeccionadas a partir de amostras de calha, os fragmentos das litologias sedimentares fragmentadas pela broca foram contados

numa planilha separada. Aquisição de imagens fotográficas (ANEXO D). Processamento estatístico dos dados obtidos e construção de diagramas composicionais ternários (Dickinson).

6- Determinação da composição dos feldspatos através de análise de microsonda de energia dispersada de raios-X (EDS) acoplada ao microscópio eletrônico do Laboratório de Microscopia Eletrônica da UFRGS. Esta análise foi realizada sobre laminas delgadas polidas e metalizadas com carbono, com o objetivo de suporte à identificação petrográfica (ANEXO E).

7- Separação dos minerais pesados de acordo com Hutchinson (1974) e Mange & Maurer (1992). Envolveu as etapas de lavagem e desagregação das amostras; secagem e peneiramento; concentração dos minerais pesados com utilização de líquidos com densidade conhecida (Bromofórmio e Tetrabromoetano) e lavagem e secagem do concentrado de pesados. Esta etapa foi executada no Laboratório de Separação de Minerais do Centro de Estudos Costeiros do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

8- Montagem das lâminas (Mange & Maurer, 1992; Morton & Hallsworth, 1994) e determinação da assembléia de minerais pesados e quantificação das espécies presentes com contagem modal de 400 grãos transparentes, utilizando *charriot* acoplado à platina do microscópio petrográfico polarizador (ANEXO F). Obtenção de imagens fotográficas. Esta etapa foi executada pelo grupo de petrografia e estudos de proveniência do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

9- Processamento estatístico em planilhas Excel e cálculo dos índices principais ZTR, GZi e ATi conforme proposto por Hubert (1962) e Morton & Hallsworth (1994). Algumas contagens suplementares foram efetuadas para atingir o número necessário de grãos para representatividade estatística no cálculo do índice. Demais índices não foram determinados devido à escassa presença das espécies minerais.

10- Seleção das granadas para determinação da composição química. As granadas foram separadas por catação manual e retiradas de uma fração do concentrado de minerais pesados, utilizando lupa binocular.

11- Montagem e polimento. As granadas separadas do concentrado de pesados das amostras selecionadas foram montadas em resina epoxy, segundo seções

circulares de uma polegada de diâmetro, posteriormente polidas e metalizadas com carbono.

12- Obtenção da composição química dos elementos maiores das granadas, utilizando-se microsonda eletrônica WDS (Wavelength-dispersive spectrometry) no Laboratório de Microsonda Eletrônica, Instituto de Geociências da UNB. Os óxidos analisados em percentagem em peso foram: SiO₂, Al₂O₃, TiO₂, FeO, MgO, CaO, MnO, Cr₂O₃, NiO. Um total de 50 grãos de granada foi analisado por amostra, cada grão foi analisado durante 3 minutos. Os resultados de cada análise individual, em percentagem em peso dos óxidos presentes (SiO₂, Al₂O₃, TiO₂, FeO, MgO, CaO, MnO, Cr₂O₃, NiO), foram reduzidos e combinados de maneira a calcular a percentagem das moléculas que compõe cada grão: Almandina (Fe) , Piropo (Mg), Espessartita (Mn), Grossularia (Ca), Andradita (Fe₃, Ca), Uvarovita (Ca, Cr). Totais entre 90 e 102% foram considerados aceitos e leituras com desvios da estequiometria ideal (Al=4, Si=6, cátions= 16 numa base de 24 oxigênios) foram descartadas. As tabelas Excel de cada amostra contêm as percentagens em peso dos óxidos e das moléculas discutidas acima (ANEXO G).

13- Os resultados calculados em percentagem de moléculas foram plotados em diagramas ternários discriminantes e identificadores de áreas fonte das granadas.

14- - Quatro amostras do poço JUA foram selecionadas para geocronologia. Os zircões foram separados por catação manual dos concentrados de minerais pesados utilizando-se lupa binocular. As análises U-Pb foram realizadas por LAM-ICPMS-MC (laser ablation inductively-coupled plasma mass spectrometer) no Laboratório de Geologia Isotópica do Instituto de Geociências da UFRGS. Os dados (ANEXO H) foram processados usando o programa ISOPLOT 3.0 (Ludwig, 2003).

15- Integração dos dados e elaboração de artigo científico submetido ao periódico *Marine and Petroleum Geology*.

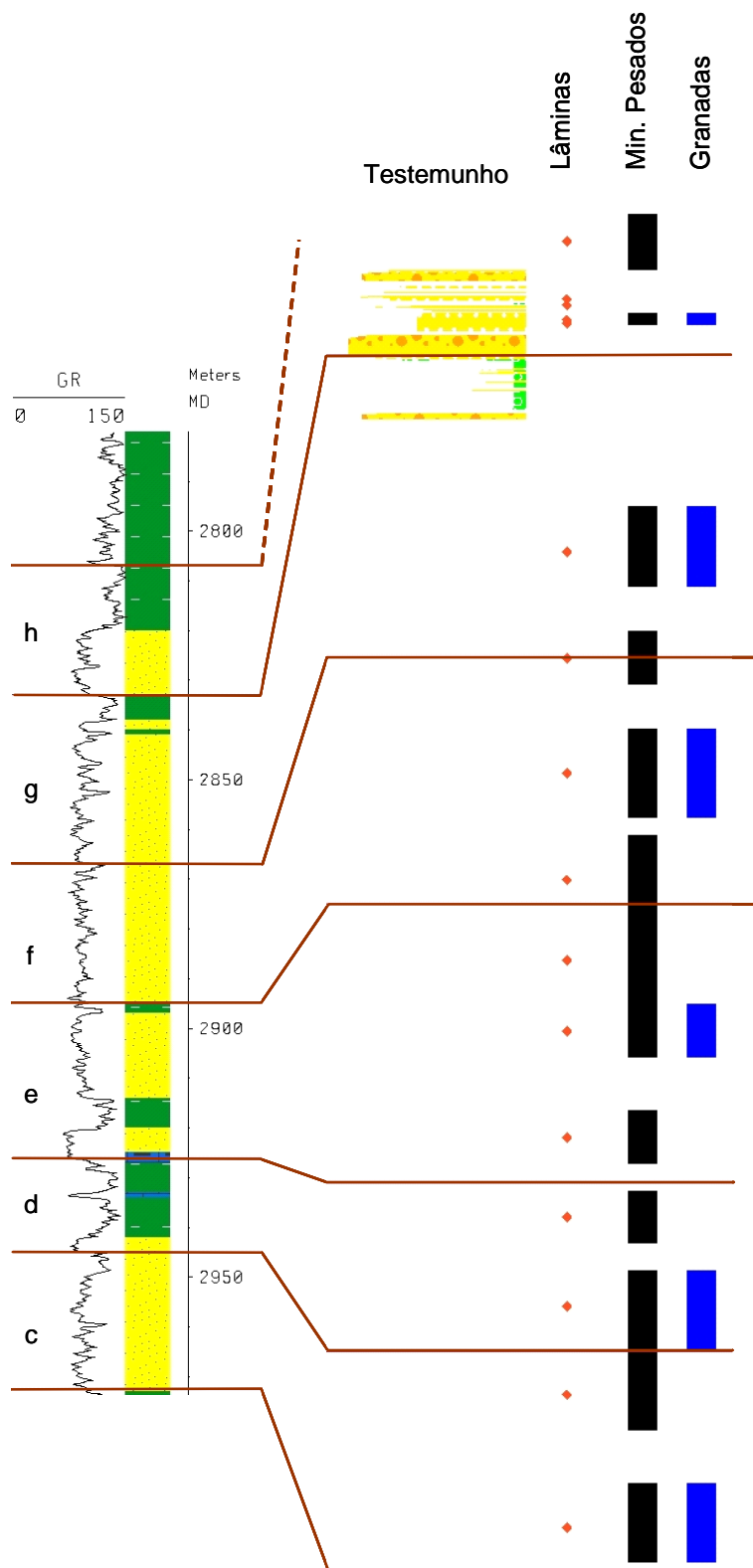


Figura 5: Subdivisão estratigráfica de alta resolução no poço JUB. As letras c, d, e, f, g, h indicam seqüências de quinta ordem. Modificado de Arienti *et al.*, (2005).

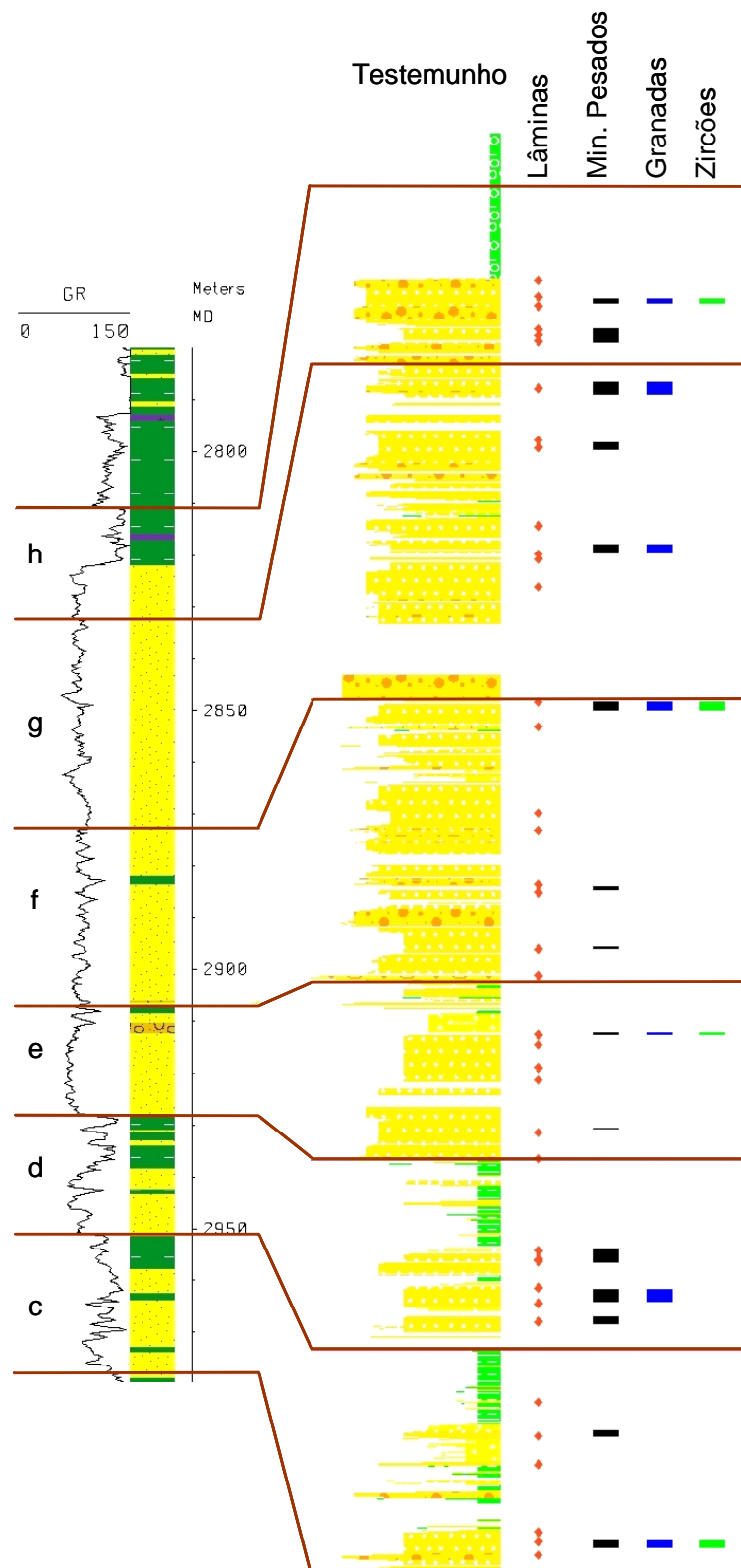


Figura 6: Correlação das seqüências de quarta (seqüências II e III) e quinta ordem (a, b, c, d, e, f, g, h) entre os poços JUA e JUB. Modificado de Arienti *et al.*, (2005).

6. Resultados

Os arenitos do campo de Jubarte são finos a muito grossos, subordinadamente conglomeráticos, pobremente a muito pobremente selecionados, com grãos angulares a sub-angulares. Apresentam composição detrítica original feldspática (Folk, 1968), com média de $Q_{44}F_{54}L_1$. A composição detrítica original indica proveniência relacionada a blocos continentais de embasamento soerguido (Dickinson, 1985).

Os principais constituintes extrabaciais não carbonáticos e não contemporâneos são grãos monominerálicos de quartzo, plagioclásios e K-feldspatos. Subordinadamente ocorrem biotita e muscovita. Na assembléia de minerais pesados cinco espécies dominam, em ordem de abundância: granada, apatita, cianita, turmalina e zircão. Além disso, há outras dez espécies que ocorrem esporadicamente e em teores baixos (<1%): rutilo, minerais opacos de titânio, monazita, actinolita-tremolita, hornblenda, clorita, estauroлита, silimanita, andaluzita e titanita.

As características texturais dos constituintes essenciais, notadamente do quartzo, e dos minerais pesados, especialmente apatita e monazita, denotam pouca abrasão pelo transporte, indicando distância curta de transporte sub-aéreo do sedimento (proximidade entre a fonte e a bacia), antes de serem incorporados aos fluxos gravitacionais que originaram os depósitos de água profunda de Jubarte. Fluxos gravitacionais podem transportar sedimentos por distâncias longas e em curto espaço de tempo, porém sem promover alteração nas características texturais.

O quartzo é predominantemente monocristalino, com extinção abrupta ou fracamente ondulante. O plagioclásio é predominantemente andesina, subordinadamente oligoclásio, podendo estar ou não maclado segundo as leis da albita e albita-periclina, e podendo ou não ser antipertítico. A ocorrência de plagioclásios não maclados indica contribuição de fonte metamórfica (Pittman, 1970). O K-feldspato é predominantemente microclínio, com ortoclásio pertítico subordinado.

Os fragmentos de rocha são quase que exclusivamente plutônicos, com textura fanerítica indicando proveniência de gnaisses de alto grau e/ou granitos. Fragmentos líticos com textura fina ocorrem em teores baixos (ao redor de 1% ou menor), representados por fragmentos vulcânicos de composição principalmente básica e máfica, com texturas holocristalinas, fluidais ou vítreas, e secundariamente de composição félsica. Os fragmentos ocorrem ao longo de todo o intervalo analisado,

possuem tamanho semelhante ao dos demais constituintes detríticos, e são arredondados a sub-angulares. Tais características parecem indicar que são não contemporâneos (*sensu* Zuffa, 1985, 1987), oriundos da erosão de rochas ígneas básicas e alcalinas, provavelmente relacionadas ao episódio magmático que afetou a área fonte e a bacia do Santoniano ao Maastrichtiano. Somente foi encontrado um fragmento cloritizado com textura que se assemelha a *shards*, que pode ser contemporâneo e estar relacionado ao retrabalhamento de camadas vulcanocásticas oriundas do vulcanismo explosivo que ocorreu do Santoniano ao final do Cretáceo. Fragmentos metamórficos de baixo grau e fragmentos sedimentares não estão presentes.

Grãos extrabaciais não carbonáticos contemporâneos são representados por fragmentos de carvão com textura celular bem preservada, sugerindo origem a partir de matéria orgânica carbonizada por incêndios naturais (*charcoal*).

Outros grãos intrabaciais não carbonáticos contemporâneos incluem pelóides de glauconita, intraclastos lamosos (por vezes contendo nanofósseis) e grãos fosfáticos.

Grãos intrabaciais carbonáticos e contemporâneos incluem foraminíferos bentônicos, moluscos e equinodermas. À exceção dos equinodermas, todos os constituintes intrabaciais são derivados de ambiente de talude.

A presença de fragmentos de equinodermas e grãos de glauconita sugerem a ocorrência de uma plataforma suprimindo estes constituintes.

Os constituintes do arcabouço acham-se modificados por reações diagenéticas. A dissolução de feldspatos e sua substituição por caulinita, calcita e albita diagenéticas alteraram a composição original. Entretanto, devido aos baixos teores, estas alterações não foram suficientes para modificar substancialmente a composição original que permanece bastante feldspática.

A assembléia de minerais pesados, no entanto, mostra uma maior influência da diagênese, através da dissolução seletiva dos minerais mais instáveis. Minerais comuns na área fonte, porém pouco resistentes à dissolução diagenética, tais como silimanita, andaluzita, anfíbolios e piroxênios (hiperstênio, diopsídio) são escassos ou não estão presentes nos arenitos.

O índice ZTR é baixo para ambos os poços e não varia com a profundidade, indicando que não houve participação de rochas sedimentares na área fonte (sem reciclagem) e que os processos de erosão agiram sobre fontes primárias. Este valor é compatível com a imaturidade mineralógica dos arenitos e com o transporte sub-

aéreo curto. Além disso, evidencia que os processos químicos de dissolução (intemperismo e diagênese) não foram severos a ponto de modificar extensamente a composição detrítica.

O índice GZi é alto nos dois poços e não mostra variação com a profundidade. A princípio, os valores altos poderiam denotar uma maior contribuição de rochas metamórficas, porém deve-se considerar também a ocorrência de granadas derivadas de granitos tipo S, sin-colisionais, que possuem grande extensão areal no domínio interno dos orógenos Araçuaí e Ribeira.

O índice ATi em geral é alto (>50%) nos dois poços em todo o intervalo analisado, revelando que a taxa de remoção do sedimento era mais alta que a taxa de intemperismo, provavelmente em consequência do relevo acidentado e íngreme, propiciado por soerguimento rápido e constante, podendo também estar associado a um clima árido.

O índice ATi não mostra os mesmos valores nos dois poços, mas segue o mesmo padrão de aumento ou diminuição. Desta forma, apresenta potencial para ser usada como ferramenta de correlação dentro do campo, uma vez que em ambos os poços, as seqüências de quinta ordem “e”, “f” e “h” possuem variação acentuada nos valores de ATi, enquanto que as seqüências “c”, “d” e “g” tendem a mostrar valores constantes. A passagem entre as seqüências de quarta ordem II e III também pode ser marcada, pois as variações nos valores tornam-se mais acentuadas a partir da seqüência III .

A alta freqüência de variação do índice ATi (de menos de dez a vinte metros) sugere derivação direta dos sedimentos a partir de um sistema aluvial, sem retrabalhamento fluvial ou costeiro continuado, que levaria à homogeneização. Os picos mais baixos podem ser interpretados como produto de um tempo de residência relativamente maior do sedimento no regolito ou no solo ou, alternativamente, no sistema aluvial permitindo maior contato com águas superficiais e a consequente dissolução da apatita.

A variação mostrada no índice ATi poderia ser creditada a mudança de área-fonte, porém esta hipótese não encontra suporte nos dados, desde que não ocorrem variações substanciais na assembléia de pesados, nos demais índices (ZTR, GZi) e na composição química das granadas.

A composição química das granadas é muito similar nos dois poços, e não mostra variação ao longo das seqüências de quarta e quinta ordem. As populações

identificadas são do tipo A (alto teor de Mg e baixo teor de Ca e Mn), tipo B (alto teor de Fe, baixo teor de Mg e teores variáveis de Ca e Mn) e subordinadamente do tipo C (teores moderados de Ca e Mg e teores variáveis de Mn). A presença das populações A, B e C indica derivação a partir de terrenos de alto grau, médio grau e/ou granitos e metabásicas, respectivamente.

Dados de composição química de granadas dos terrenos Cabo Frio e Oriental (domínio Costeiro), revelam que ambos possuem granadas com composições semelhantes, pertencentes aos campos A, B e C do gráfico P-AIS-GAU (Rego, 1990; Schmitt, 2001).

A ausência de granadas cálcicas denota que meta-carbonatos não tiveram participação como área fonte. Isto exclui os terrenos onde mármore são característicos, tais como a *klippe* Paraíba do Sul e o domínio Italva, pertencentes ao terreno Oriental do orógeno Ribeira.

A presença conspícua de cianita nos poços é diagnóstica, pois aponta para uma fonte constituída de meta-pelitos aluminosos metamorfizados a alta temperatura e média pressão. Ao contrário dos demais constituintes extrabaciais não carbonáticos e não contemporâneos, que são amplamente distribuídos nos diversos terrenos do embasamento, a ocorrência de terrenos com cianita é mais restrita, atualmente limitando-se ao Domínio Tectônico Cabo Frio, aos domínios externo/Ocidental dos orógenos e em alguns xistos do Grupo Rio Doce. Devido às características de transporte sub-aéreo curto e proximidade entre a fonte e a bacia, o terreno Cabo Frio, atualmente aflorando na costa do estado do Rio de Janeiro, é a mais provável área-fonte de suprimento de cianita para os arenitos de Jubarte. Os demais terrenos que contêm cianita acham-se mais distantes, implicando em maiores distâncias transporte. Além disso, é improvável que à época da deposição no final do Cretáceo tais terrenos estivessem aflorando próximos à costa, pois a direção de transporte tectônico (sudeste para noroeste) contra a borda do CSF não favorece esta situação.

O terreno Cabo Frio foi empurrado sobre o terreno Oriental durante a orogenia Búzios (Schmitt, 2001; Schmitt *et al.*, 2004). Este posicionamento tectônico elevado e próximo à margem da bacia favoreceu o rápido transporte de sedimentos por rios de montanha e/ou leques aluviais das áreas-fonte do terreno Cabo Frio diretamente para a água profunda. A disposição do terreno Cabo Frio, sobreposto ao terreno Oriental, foi demonstrado previamente por Heilbron & Machado (2003) e cujo esquema

tectônico-evolutivo está sintetizado na figura 14 do artigo de Heilbron & Machado (2003).

Por outro lado, a presença de andaluzita é diagnóstica de proveniência do terreno Oriental, domínio Costeiro, do Orógeno Ribeira, a partir de meta-pelitos metamorfisados a temperaturas altas e baixas pressões.

Apesar do relativo baixo número de grãos datados ($n = 24$ a 29), os dados geocronológicos obtidos no poço JUA revelam uma população de grãos concordantes predominantemente Neoproterozóica ($n = 13$ a 21) e subordinadamente Paleoproterozóica ($n = 1$ a 5) e Cambriana ($n = 0$ a 2). As três amostras basais apresentaram maior frequência de idades entre 560 e 600 Ma, enquanto que a amostra do topo apresentou maior frequência entre 600 e 640 Ma. A distribuição das idades Neoproterozóicas/Cambrianas é entre 480 e 720 Ma, variando um pouco esses limites dependendo da amostra. Com exceção da amostra 2914,5/2914,75m, todas apresentaram idades concordantes mais jovens que 540 Ma, ou seja, Cambrianas. As idades médias Paleoproterozóicas para as quatro amostras são: 2106 ± 27 Ma, 2081 ± 13 Ma, 2120 ± 150 Ma e 2129 ± 42 Ma. Tal resultado revela participação dos terrenos interno/Oriental (inteiramente Neoproterozóico) e Cabo Frio (Cambriano com embasamento Paleoproterozóico) como áreas-fonte. A participação do terreno Cabo Frio é caracterizada quando se analisa o dado geocronológico juntamente com a assembléia de pesados, visto que o terreno Oriental também apresenta idades Cambrianas oriundas de um evento térmico que originou granitos pós-colisionais e migmatitos (Söllner *et al.*, 1987).

A baixa representatividade das idades da Orogenia Búzios pode ser explicada pelo fato dos zircões possuírem *overgrowths* metamórficos finos (Schmitt *et al.*, 2004), o que faz com que o núcleo mais antigo seja preferencialmente datado. Além disso, este último episódio metamórfico foi bem caracterizado nos zircões neoformados dos leucossomas, que possuem uma representatividade areal pequena no terreno Cabo Frio como um todo. Conseqüentemente, sua representatividade no volume total de sedimento gerado é baixa. No terreno Oriental os zircões detríticos também apresentam *overgrowths* metamórficos pouco espessos (Noce *et al.*, 2004), porém, contrariamente ao terreno Cabo Frio, o terreno Oriental registrou intensa fusão parcial durante a fase sin-colisional, o que pode ter propiciado o crescimento de cristais de zircão neoformados.

Estas questões podem explicar a predominância de razões Th/U indicativas de granitos. A razão Th/U de alguns zircões com idades Cambrianas aponta pequena contribuição de granitos pós-colisionais (suite G5).

Os zircões Paleoproterozóicos podem ser derivados do embasamento do terreno Cabo Frio (complexo Região dos Lagos) e/ou representar zircões detríticos das unidades supracrustais do terreno Cabo Frio (e.g. Palmital) ou do terreno Oriental (complexo kinzigítico).

Os dados integrados de petrografia quantitativa, análise de minerais pesados e geoquímica de granadas dos arenitos e de areias de primeira e terceira ordem, aliadas à geocronologia dos arenitos, indicam que as litologias-fonte foram rochas metamórficas da fácies granulito a anfíbolito médio, sob pressões baixas a médias, compreendendo meta-pelitos aluminosos e secundariamente meta-basitos, além de granitos, pertencentes ao Domínio Tectônico Cabo Frio e ao terreno Oriental, domínio Costeiro, do orógeno Ribeira.

Considerando a área de ocorrência atual do Domínio Tectônico Cabo Frio, fica favorecida a hipótese da direção de dispersão sedimentar de sudoeste para nordeste. Porém, a paleogeografia do final do Cretáceo pode ter sido diferente, e o Domínio Tectônico Cabo Frio poderia ter tido uma expressão areal maior do que esta que vemos hoje. Considerando as evidências do transporte sub-aéreo de curta distância, infere-se que a área fonte (Domínio Tectônico Cabo Frio + terreno Oriental) se estendia para leste, aflorando além da linha de costa atual. A magnitude desta extensão é difícil de avaliar somente com os dados obtidos neste estudo. Zalán & Oliveira (2005) afirmam que o antigo limite da Serra do Mar Cretácea coincidia com a atual linha de charneira ou Falha de Campos (Fig. 1). Os mesmos autores interpretaram a ocorrência do DTFC na plataforma continental rasa da Bacia de Campos, baseados em mapas de anomalias magnéticas (ver figura 13 de Zalán & Oliveira (2005).

Da mesma forma, o DTFC pode ter se estendido mais em direção à nordeste. Dependendo da extensão desta ocorrência, a direção de dispersão sedimentar poderia ter sido a partir de oeste, ou seja, diretamente defronte da localização atual do campo.

Pode ser descartada a direção de suprimento de noroeste para sudeste, coincidente com a direção da faixa cataclasada Vitória - Colatina, devido à ausência de cianita nos litotipos do domínio interno do orógeno Araçuaí que se situam próximos à costa.

A inexistência de fragmentos metamórficos de baixo grau (ardósias, filitos, xistos de grau baixo) e a ausência ou presença esparsa e escassa de minerais pesados típicos de paragêneses de baixo grau (epidoto, cloritóide, clorita) sugere que ao final do Cretáceo os processos erosivos já haviam removido completamente as rochas supra-crustais, e a crosta gnaissico-granítica já estava completamente exposta.

A inexistência de minerais ou fragmentos indicativos de baixo grau, aliada à presença subordinada de zircões Paleoproterozóicos e as distâncias curtas de transporte, indicadas pelas características texturais anteriormente mencionadas, permitem excluir como área fonte os terrenos pertencentes ao domínio externo/Ocidental. Ademais, a direção de transporte tectônico para noroeste dos terrenos sucessivamente amalgamados ao cráton de São Francisco, tornaria improvável que os terrenos de baixo grau do domínio externo/Ocidental estivessem aflorando próximo à costa na época, pois os terrenos de grau metamórfico alto cavalgam sobre os de grau metamórfico baixo.

Ambos os poços mostram a mesma mineralogia essencial, de minerais pesados e a mesma composição química das granadas, que também não variam ao longo das seqüências de quarta e quinta ordem analisadas. Desta forma, não foi detectada uma mudança nos terrenos fonte, ou seja, na proveniência e na direção de suprimento dos sedimentos no intervalo de tempo correspondente às seqüências analisadas na escala do Campo.

Entretanto, foi detectada uma variação na proporção entre as litologias dos terrenos que contribuía como área fonte. Dados geocronológicos indicam que nas seqüências basais e intermediárias houve uma maior contribuição das rochas de idade sin-colisional do terreno Oriental, situadas mais a Leste. Posteriormente, os processos de erosão e retração da escarpa soerguida em direção a oeste atingiram predominantemente os arcos pré-colisionais do mesmo terreno. A diminuição na porcentagem da cianita aliada à ausência de grãos mais novos que 540 Ma no topo da seqüência “e” (quinta ordem), na profundidade de 2914,5/2914,75 metros, pode indicar que neste determinado momento houve menor contribuição do Domínio Tectônico Cabo Frio.

Os sedimentos de corrente de primeiro ciclo possuem granulometria média a muito grossa, muito pobremente a pobremente selecionados, com grãos angulares a sub-angulares. As areias de terceira ordem possuem granulometria modal fina a média, seleção muito pobre a moderada e grãos variando de sub-angulares a

arredondados. Em termos de textura, as areias de primeiro ciclo se assemelham mais aos arenitos do campo, enquanto que as de terceira ordem notadamente evidenciam um retrabalhamento maior do sedimento. Mais uma vez tem-se a indicação da distância curta de transporte entre a fonte e a bacia, além de permitir a inferência de que os arenitos são derivados diretamente de drenagens de primeira ou no máximo, de segunda ordem. Portanto, as características texturais imaturas dos arenitos de Jubarte, quando comparados com os sedimentos de primeira e terceira ordem, sugerem um modelo de drenagens curtas, em contraposição a grandes rios, transportando os sedimentos.

A composição detrítica dos sedimentos de drenagem varia de arcóseo a quartzarenito (Folk, 1968) sugerindo variação de proveniência de embasamento soerguido até craton interior (Dickinson, 1985).

As areias de primeiro ciclo, como já esperado, refletem bem a litologia fonte, tanto na composição essencial quanto na assembléia de pesados, mostrando grande variação na composição. Apesar disso, apresentam uma tendência de composição mais quartzosa do que as rochas-fonte, que pode ser resultante de uma atuação do clima úmido atual, reforçada pela presença de fragmentos de bauxita e laterita em todas as amostras e pelo índice ATi baixo. Algumas espécies de minerais pesados pouco resistentes ao intemperismo estão presentes, tais como hiperstênio, epidoto e hornblenda, sendo a apatita o mineral mais afetado. Somente três amostras mostraram composição semelhante aos arenitos de Jubarte: a do complexo kinzigítico, a de um granito sin-colisional tipo S, e a de um granito pós-colisional tipo I, todas pertencentes ao terreno Oriental ou domínio interno.

Certa influência do relevo não pode ser descartada, pois alguns granitos sin-colisionais e os pós-colisionais em geral apresentam morfologia como *pães de açúcar*, com vertentes íngremes e relevo acentuado em relação aos gnaisses encaixantes. Apesar de estes fatores modificadores dificultarem uma correlação direta e as amostras de primeira e terceira ordem mostrarem uma composição mais quartzosa e cratonizada, é digno de nota que nenhuma amostra do terreno Ocidental ou domínio externo tenha mostrado composição essencial semelhante aos arenitos.

A geoquímica das granadas também mostra uma grande variação nas areias de primeira ordem. As de terceira ordem, no entanto, mostram todos os campos composicionais (A, B e C) encontrados nos poços. Uma vez que não foram analisadas drenagens de segunda ordem, a melhor escala para comparação é a de terceira ordem, conforme previsto por (Ingersoll *et al.*, 1993), mas isto fica mais evidente na

composição química das granadas, que são relativamente resistentes ao intemperismo. A composição essencial (essencialmente teor de feldspatos) está mais afetada por fatores modificadores como clima e relevo.

As amostras de calha tendem a mostrar uma composição mais quartzosa e plotam na transição entre embasamento soerguido e cráton no gráfico QtFL (Dickinson, 1985). Isto pode ser devido a uma diluição por certo grau de contaminação por intervalos mais quartzosos do Terciário, comprovada pela presença de foraminíferos terciários desabados. Todavia, esta diluição e mistura com intervalos superiores não mascara o sinal original da proveniência.

7. Conclusões

A utilização de técnicas integradas de análise de proveniência sedimentar, tais como: petrografia quantitativa utilizando o método Gazzi-Dickinson, análise convencional de minerais pesados, análise da composição química de granadas e geocronologia U-Pb em zircão permitiram a identificação da área fonte e do padrão de suprimento sedimentar dos arenitos Maastrichtianos do campo de Jubarte, Bacia de Campos.

Os arenitos são pobremente selecionados, com grãos sub-angulares a angulares denotando pouco transporte sub-aéreo, da fonte até a bacia. Apresentam composição original quartzo-feldspática, pobre em fragmentos líticos (arcósios *sensu* Folk, 1968), com proveniência relacionada a embasamento soerguido (*sensu* Dickinson, 1985), a partir de rochas metamórficas de alto e médio grau, granitos e subordinadamente de rochas máficas, pertencentes ao Domínio Tectônico Cabo Frio e ao terreno Oriental (domínio Costeiro) do orógeno Ribeira.

A direção de suprimento sedimentar principal é de sudoeste para nordeste, interpretada como resultado da identificação dos terrenos fonte. Foi descartada a entrada de sedimentos de noroeste para sudeste, coincidente com a direção estrutural da faixa cataclásada de Colatina.

As seqüências deposicionais de quarta e quinta ordem analisadas não mostram variação na proveniência, embora apresentem uma variação discreta na composição detrítica evidenciada na razão apatita/turmalina, que por isto apresenta potencial para ser utilizada como correlação entre os corpos de arenito dentro do campo.

A análise dos dados indica uma paleogeografia com área fonte próxima da bacia e tectonicamente ativa, sob regime de erosão de intemperismo limitado (*weathering limited*) e provavelmente sob clima árido. O soerguimento rápido do embasamento originou um relevo alto e íngreme e o intemperismo físico forneceu grandes volumes de sedimentos. Estes, assim que liberados da rocha fonte, foram levados por drenagens relativamente curtas de rios de montanha, ou leques aluviais, sem sensível mudança na composição das litologias erodidas. De alguma forma, os sedimentos aluviais ultrapassaram a plataforma estreita e através de correntes de densidade que erodiram e incorporaram constituintes intrabaciais, foram levados diretamente para regiões de águas profundas, sem sofrer homogeneização composicional pelos processos que normalmente atuam na plataforma.

Os dados obtidos sugerem que ao final do Cretáceo os processos erosivos já haviam removido completamente as rochas supracrustais de baixo grau e a crosta gnáissico-granítica já estava exposta, o que gera impacto positivo na qualidade dos reservatórios.

8. Referências Bibliográficas

- Allen, P.A. & Mange-Rajetzky, M.A. 1992. Devonian-Carboniferous sedimentary evolution of the Clair area, offshore north-western UK: impact of changing provenance. **Marine and Petroleum Geology**, **9**:29-52.
- Almeida, F.F.M. 1983. Relações tectônicas das rochas alcalinas Mesozóicas da região meridional da plataforma Sul-Americana. **Revista Brasileira de Geociências**, **13**:139-158.
- Almeida, F.F.M. ; Hasui, Y. ; Neves, B.B.d.B. & Fuck, R.A. Províncias Estruturais Brasileiras. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 8., 1977, Campina Grande. **Atas...**Campina Grande, SBG. p 363-391.
- Alves, D.B. Sedimentação vulcanoclástica do Cretáceo superior da Bacia de Campos, sudeste do Brasil. In: Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados, 3., 2005, Cabo Frio, RJ. **Anais...** [Cabo Frio], SBG., p. 3-7.
- Arienti, L.M. ; Caldas, J.L.L. ; Silva, J.G.R. & Falcone, C.M. 2005. **Modelo sedimentológico-estratigráfico de Jubarte. Relatório Parcial 1**. PETROBRAS.
- Basu, A. 1985. Influence of climate and relief on compositions of sands released at source areas. In: Zuffa, G.G., (ed). **Provenance of Arenites**. Dordrecht, Germany, D. Reidel Publishing Company. p 1-18. (NATO-ASI Series C: Mathematical and Physical Sciences).
- Bezerra, M.F.C. ; Pedrosa Jr., C. ; Pinto, A.C.C. & Bruhn, C.H.L. The Appraisal and Development Plan for the Heavy Oil Jubarte Field, Deepwater Campos Basin, Brazil. In: Offshore Technology Conference, 2004, Houston, Texas, U.S.A.
- Bruhn, C.H.L. 1993. **High-Resolution Stratigraphy, Reservoir Geometry and Facies Characterization of Cretaceous and Tertiary Turbidites from Rift and Passive**

- Margin Brazilian Basins.** Hamilton, Canada. Tese de Doutorado, McMaster University.
- Bruhn, C.H.L. Deep-water reservoirs from the eastern Brazilian rift and passive margin basins. In: AAPG International Conference and Exhibition, 1998, Rio de Janeiro. **Short Courses.** The American Association of Petroleum Geologists. v. Course #6: Petroleum geology of rift and passive margin turbidite Systems: Brazilian and worldwide examples; Part 2, p 187.
- Bruhn, C.H.L. & Walker, R.G. 1995. High resolution stratigraphy and sedimentary evolution of coarse-grained canyon-filling turbidites from the Upper Cretaceous transgressive megasequence, Campos Basin, offshore Brazil. **Journal of Sedimentary Research**, **B65**(4):426-442.
- Bruhn, C.H.L. & Walker, R.G. 1997. Internal architecture and sedimentary evolution of coarse-grained, turbidite channel-levee complexes, Early Eocene Regência Canyon, Espírito Santo Basin, Brazil. **Sedimentology**, **44**:17-46.
- Caddah, L.F.G. ; Alves, D.B. & Mizusaki, A.M.P. 1998. Turbidites associated with bentonites in the Upper Cretaceous of the Campos Basin, offshore Brazil. **Sedimentary Geology**, **115**:175-184.
- Carter, A. 1999. Present status and future avenues of source region discrimination and characterization using fission track analysis. **Sedimentary Geology**, **124**:31-45.
- Chang, H.K. ; Kowsmann, R.O. & Figueiredo, A.M.F. 1988. New Concepts on the Development of East Brazil Marginal Basins. **Episodes**, **11**:194-202.
- Critelli, S. ; Le Pera, E. & Ingersoll, R.V. 1997. The effects of source lithology, transport, deposition and sampling scale on the composition of southern California sand. **Sedimentology**, **44**:653-671.
- Deer, W.A. ; Howie, R.A. & Zussman, J. 1966. **An introduction to the rock forming minerals.** Conde, L.E.N., translator. London, Longmans, Green and Co., Ltd.
- Dias, J.L. ; Scarton, J.L. ; Esteves, F.R. ; Carminatti, M. & Guardado, L. 1990. Aspectos da evolução tectono-sedimentar e a ocorrência de hidrocarbonetos na Bacia de Campos. In: Rajagabaglia, G.P. & Milani, E.J., (eds). **Origem e Evolução de Bacias Sedimentares.** Rio de Janeiro, RJ, PETROBRAS/DIVEN. p 333-360.
- Dickinson, W.R. 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In: Zuffa, G.G., (ed). **Provenance of Arenites.** Dordrecht, The Netherlands, D. Reidel Publishing Company. p 333-361. (NATO-ASI Series C: Mathematical and Physical Sciences).
- Faupl, P. ; Pavlopoulos, A. ; Klötzli, U. & Petrakakis, K. 2006. On the provenance of mid-Cretaceous turbidites of the Pindos zone (Greece): implications from heavy mineral distribution, detrital zircon ages and chrome spinel chemistry. **Geological Magazine**, **143**(3):329-342.
- Féboli, W.L. ; Drumond, J.B.V. ; Ribeiro, J.H. ; Leal, A.d.S. ; Padilha, A.V. ; Souza, A.A. ; Souza, C.J.M.d. ; Barreto, E.L. & Signorelli, N. 1993. **Texto Explicativo da Folha SF.24-V-A-VI - Piúma. Escala 1:100.000.** Brasília, DNPM/CPRM. 114 p.
- Figueiredo, A.M.F. & Mohriak, W.U. A tectônica salífera e as acumulações de petróleo da Bacia de Campos. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 33., 1984, São Paulo. **Anais...**[São Paulo], SBG. v. 3, p 1380-1394.
- Folk, R.L. 1968. **Petrology of Sedimentary Rocks.** Austin, Texas, Hemphill's Pub., 107 p.
- Fontana, D. ; Zuffa, G.G. & Garzanti, E. 1989. The interaction of eustacy and tectonism from provenance studies of the Eocene Hecho Group Turbidite Complex (Eocene-Central Pyrenees, Spain). **Basin Research**, **2**:223-237.

- Gandolfi, G.P., Luigi; Zuffa, Gian Gaspare. 1983. Petrology and dispersal pattern in the Marnoso-Arenacea Formation (Miocene, Northern Apennines). **Journal of Sedimentary Petrology**, **53**(2):493-507.
- Gontijo, R.C. ; Souza Cruz, C.E. ; Caldas, J.L.L. ; Arienti, L.M. & d'Ávila, R.S.F. Structurally Controlled Sand-rich Gravity Deposits of the Jubarte Oil field (Brazil Deep Seds - Deep-Water Sedimentation on the Southeast Brazilian margin Project). In: AAPG Anual Meeting, 2005, Calgary, Alberta. **Program Abstracts...** AAPG Bulletin, v. 89. 1 CD-ROM.
- Grassi, A.d.A. ; Castro, A.H.A. & Albertão, G.A. 2004. Bacia de Campos. **PHOENIX**, **65**:1-6.
- Guardado, L.R. ; Gamboa, L.A.P. & Lucchesi, C.F. 1990. Petroleum Geology of the Campos Basin, Brazil: a model for a producing Atlantic type basin. In: Edwards, J.D. & Santogrossi, P.A., (eds). **Divergent/Passive Margin Basins**. Tulsa, Oklahoma, The American Association of Petroleum Geologists. p 3-79. (AAPG Memoir, n. 48).
- Heilbron, M. & Machado, N. 2003. Timing of Terrane Accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira Orogen (SE Brazil). **Precambrian Research**, **125**:87-112.
- Heilbron, M. ; Mohriak, W.U. ; Valeriano, C.M. ; Milani, E.J. ; Almeida, J. & Tupinanbá, M. 2000. From Collision to Extension: The Roots of the Southeastern Continental Margin of Brazil. In: Mohriak, W.U. & Talwani, M., (eds). **Atlantic Rifts and Continental Margins**. Washington, DC, American Geophysical Union. p 1-32. (Geophysical Monograph, n. 115).
- Heilbron, M. ; Pedrosa-Soares, A.C. ; Campos Neto, M.d.C. ; Silva, L.C.d. ; Trouw, R.A.J. & Janasi, V.d.A. 2004. Província Mantiqueira. In: Mantesso-Neto, V. ; Bartorelli, A. ; Carneiro, C.D.R. & Neves, B.B.d.B., (eds). **Geologia do Continente sul-americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. Primeira Edição ed. São Paulo, Beca. p 647.
- Heilbron, M. ; Valeriano, C.M. ; Valladares, C.S. & Machado, N. 1995. A Orogênese Brasileira no Segmento Central da Faixa Ribeira, Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, **25**(4):249-266.
- Hubert, J.F. 1962. A zircon-tourmaline-rutile maturity index and the interdependence of the composition of heavy mineral assemblage with the gross composition and texture of sandstones. **Journal of Sedimentary Petrology**, **32**:440-450.
- Hurford, A.J. & Carter, A. 1991. The role of fission track dating in discrimination of provenance. In: Morton, A.C. ; Todd, S.P. & Haughton, P.D.W., (eds). **Developments in Sedimentary Provenance Studies**, Geological Society of London. p 67-78. (Geological Society Special Publication, n° 57).
- Hurst, A. & Morton, A.C. 1988. An application of heavy-mineral analysis to lithostratigraphy and reservoir modelling in the Oseberg Field, northern North Sea. **Marine and Petroleum Geology**, **5**:157-169.
- Hutchinson, C.S. 1974. **Laboratory Handbook of Petrographic Techniques**. U. S. A., John Wiley & Sons Inc., 527 p.
- IBGE. Disponível em: <http://www.ibge.gov.br>. Acesso em: 2005.
- Ingersoll, R.V. 1990. Actualistic sandstone petrofacies: discriminating modern and ancient source rocks. **Geology**, **18**:733-736.
- Ingersoll, R.V. ; Kretchmer, A.G. & Valles, P.K. 1993. The effect of sampling scale on actualistic sandstone petrofacies. **Sedimentology**, **40**:937-953.
- Johnsson, M.J. ; Stallard, R.F. & Lundberg, N. 1991. Controls on the composition of fluvial sands from a tropical weathering environment: sands of the Orinoco River

- drainage basin, Venezuela and Colombia. **Geological Society of America Bulletin**, **103**:1622-1647.
- Le Pera, E. & Arribas, J. 2004. Sand composition in an Iberian passive-margin fluvial course: the Tajo River. **Sedimentary Geology**, **171**:261-281.
- Leite, C.A.S. ; Perrotta, M.M. ; Silva, L.C. ; Silva, M.A. ; Heineck, C.A. ; Salvador, E.D. ; Vieira, V.S. ; Lopes, R.C. ; Silva, M.G.M. ; Drumond, J.B.V. ; Malouf, R.F. ; Lacerda Filho, J.V. ; Valente, C.R. ; Gomes, S.D. ; Paes, V.J.C. ; Sachs, L.L.B. ; Oliveira, I.W.B. ; Ramgrab, G. ; Netto, C. & Junqueira, P.A. 2004a. **Folha SF.23-Rio de Janeiro**. Brasília, CPRM. Escala 1:1.000.000. 1 CD-ROM.
- Leite, C.A.S. ; Souza, J.D. ; Kosin, M. ; Silva, L.C. ; Silva, S.L. ; Vieira, V.S. ; Camozzato, E. ; Paes, V.J.C. ; Netto, C. ; Ramgrab, G.E. & Junqueira, P.A. 2004b. **Folha SE.24-Rio Doce**. Brasília, CPRM. Escala 1:1.000.000. 1 CD-ROM.
- Ludwig, K.R. 2003. User's manual for Isoplot/Ex, version 3.0. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley, USA. (Berkeley Geochronology Center Special Publication, n. 4).
- Machado, N. & Gauthier, G. 1996. Determination of $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages on zircon and monazite by laser-ablation ICPMS and application to a study of sedimentary provenance and metamorphism in southeastern Brazil. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, **60**(24):5063-5073.
- Mange, M.A. & Maurer, H.F.W. 1992. **Heavy Minerals in Colour**. London, Chapman & Hall.
- Martins, F.D.A.L. ; Sad, A.R.E. ; Scarton, J.C. ; Oliveira, J.Q. & Moreira, J.L.P. Mapeamento regional dos turbiditos da Bacia de Campos: do neo-Albiano ao Mioceno. In: Brazilian Petroleum Congress, 4., 1990, Rio de Janeiro. [**Trabalhos apresentados**]...Instituto Brasileiro do Petróleo, v. 1, TT-208, 9p.
- Mearns, E.W. 1992. Samarium-neodymium isotopic constraints on the provenance of the Brent Group. In: Morton, A.C. ; Haszeldine, R.S. ; Giles, M.R. & Brown, S., (eds). **Geology of the Brent Group**. London, The Geological Society. p 213-225. (Geological Society Special Publication, n. 61).
- Mizusaki, A.M. & Thomaz Filho, A. 2004. O magmatismo pós-Paleozóico no Brasil. In: Mantesso-Neto, V. ; Bartorelli, A. ; Carneiro, C.D.R. & Neves, B.B.d.B., (eds). **Geologia do Continente sul-americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo, Beca. p 281-291.
- Moraes, R. ; Fuck, R.A. ; Duarte, B.P. ; Barbosa, J.S.F. & Leite, C.d.M.M. 2004. Granulitos do Brasil. In: Mantesso-Neto, V. ; Bartorelli, A. ; Carneiro, C.D.R. & Neves, B.B.d.B., (eds). **Geologia do Continente sul-americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. Primeira Edição ed. São Paulo, Beca. p 647.
- Morton, A. ; Knox, R.W.O.B. & Hallsworth, C. 2002. Correlation of reservoir sandstones using quantitative heavy mineral analysis. **Petroleum Geoscience**, **8**:251-262.
- Morton, A.C. 1985a. Heavy minerals in provenance studies. In: Zuffa, G.G., (ed). **Provenance of Arenites**. Dordrecht, Germany, D. Riedel Publishing Company. p 249-277. (NATO-ASI Series C: Mathematical and Physical Sciences).
- Morton, A.C. 1985b. A new approach to provenance studies: electron microprobe analysis of detrital garnets from Middle Jurassic sandstones of the northern North Sea. **Sedimentology**, **32**:553-566.
- Morton, A.C. 1987. Detrital garnets as provenance and correlation indicators in North Sea reservoir sandstones. In: Glennie, J.B.a.K., (ed). **Petroleum Geology of North West Europe**. London, Graham & Trotman. p 991-995.

- Morton, A.C. 1999. Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones. **Sedimentary Geology**, **124**(1-4):3-30.
- Morton, A.C. ; Allen, M. ; Simmons, M. ; Spathopoulos, F. ; Still, J. ; Hinds, D. ; Ismail-Zadeh, A. & Kroonenberg, S. 2003a. Provenance patterns in a neotectonic basin: Pliocene and Quaternary sediment supply to the South Caspian. **Basin Research**, **15**:321-337.
- Morton, A.C. ; Claoué-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. ; Claoué-Long, J.C. & Hallsworth, C. 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. 1994. Identifying provenance-specific features of detrital heavy mineral assemblages in sandstones. **Sedimentary Geology**, **90**:241-256.
- Morton, A.C. ; Hallsworth, C. & Chalton, B. 2004. Garnet compositions in Scottish and Norwegian basement terrains: a framework for interpretation of North Sea sandstone provenance. **Marine and Petroleum Geology**, **21**.
- Morton, A.C. & Smale, D. 1990. The effects of transport and weathering on heavy minerals from the Cascade River, New Zealand. **Sedimentary Geology**, **68**:117-123.
- Morton, A.C. ; Spicer, P. & Ewen, D. 2003b. Geosteering of High-angle Wells using heavy-mineral Analysis: The Clair Field, West of Shetland, U.K. In: Carr, T.R. ; Mason, E.P. & Feazel, C.T., (eds). **Horizontal wells: Focus on the reservoir**, AAPG. p 249-260. (AAPG Methods in Exploration, n. 14).
- Morton, A.C.W., A. G.; Fanning, C. M. 2005. Provenance of Late Cretaceous to Paleocene submarine fan sandstones in the Norwegian Sea: Integration of heavy mineral, mineral chemical and zircon age data. **Sedimentary Geology**, **182**:3-28.
- Noce, C.M. ; Macambira, M.J.B. & Pedrosa-Soares, A.C. 2000. Chronology of Neoproterozoic-Cambrian Granitic Magmatism in the Araçuaí Belt, Eastern Brazil, Based on Single Zircon Evaporation Dating. **Revista Brasileira de Geociências**, **30**(1):25-29.
- Noce, C.M. ; Pedrosa-Soares, A.C. ; Piuzana, D. ; Armstrong, R. ; Laux, J.H. ; Campos, C.M.d. & Medeiros, S.R.d. 2004. Ages of Sedimentation of The Kinzigitic Complex and of a Late Orogenic Thermal Episode in The Araçuaí Orogen, Northern Espírito Santo State, Brazil: Zircon and Monazite U-Pb SHRIMP and ID-TIMS Data. **Revista Brasileira de Geociências**, **34**(4):587-592.
- Okay, N. & Ergün, B. 2005. Source of the basinal sediments in the Marmara Sea investigated using heavy minerals in the modern beach sands. **Marine Geology**, **216**:1-15.
- Pedrosa-Soares, A.C. ; Noce, C.M. ; Silva, L.C. ; Cordani, U.G. ; Alkimim, F.F. & Babinski, M. Orógeno Araçuaí: Estágio Atual do Conhecimento Geotectônico. In: III Simpósio sobre o Cráton do São Francisco, 2005, Salvador, Bahia, Brasil.
- Pedrosa-Soares, A.C. ; Noce, C.M. ; Widemann, C.M. & Pinto, C.P. 2001. The Araçuaí-West-congo Orogen in Brazil: an overview of a confined orogen formed during Gondwanaland assembly. **Precambrian Research**, **110**:307-323.
- Pinto, L. ; Hérail, G. ; Fontan, F. & Parseval, P.d. 2007. Neogene erosion and uplift of the western edge of the Andean Plateau as determined by detrital heavy mineral analysis. **Sedimentary Geology**, **195**:217-237.

- Pittman, E.D. 1970. Plagioclase feldspar as an indicator of provenance in sedimentary rocks. **Journal of Sedimentary Petrology**, **40**(2):591-598.
- Ponte, F.C. & Asmus, H.E. 1978. Geological framework of the Brazilian continental margin. **Geologisches Rundschau**, **68**:201-235.
- Rangel, H.D. & Martins, C.C. 1998. Principais Compartimentos Exploratórios - Bacia de Campos. In: Schlumberger-PETROBRAS, (ed). **Searching for oil and gas in the land of giants**. p 32-40.
- Rangel, H.D. ; Martins, F.A.L. ; Esteves, F.R. & Feijó, F.J. 1994. Bacia de Campos. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, **8**(1):203-217.
- Rego, I.T.S.F. 1990. **Petrologia e geoquímica da unidade charnockítica Bela Joana - Região de São Fidelis - RJ**. São Paulo. 348 p. Tese de Doutorado em Geociências, Departamento de Geociências Universidade de São Paulo.
- Remus, M.V.D. ; De Ros, L.F. ; Dillenburg, S. ; Splendor, F. & Nunes, L.C. Aplicação da microsonda eletrônica na análise de proveniência: granadas - traçadores de áreas-fonte nas Bacias de Santos e Pelotas. In: Dez anos de microsonda em Porto Alegre, 2004a, Porto Alegre. **Boletim...**Porto Alegre, p 101-107.
- Remus, M.V.D. ; De Ros, L.F. ; Norman, M. ; Souza, R.S.d. & Cupertino, J.A. A new method to trace the provenance of single zircon grains: implications for petroleum exploration. In: Applied Mineralogy: Developments in Science and Technology, 2004b, Águas de Lindóia, Brazil. **Proceedings, ext. abstract...** São Paulo, ICAM-BR. v. 2, p 831-834.
- Rossi, C. ; Kálin, O. ; Arribas, J. & Tortosa, A. 2002. Diagenesis, provenance and reservoir quality of Triassic TAGI sandstones from Ourhoud field, Berkine (Ghadames) Basin, Algeria. **Marine Petroleum Geology**, **19**(2):117-142.
- Sabeen, H.M. ; Ramanujan, N. & Morton, A.C. 2002. The provenance of garnet: constraints provided by studies of coastal sediments from southern India. **Sedimentary Geology**, **152**:279-287.
- Sajeev, K. & Santosh, M. 2006. An unusual high-Mg garnet-spinel orthopyroxenite from southern India: evidence for ultrahigh-temperature metamorphism at high-pressure conditions. **Geological Magazine**, **143**(6):923-932.
- Schmitt, R.d.S. 2001. **A orogenia Búzios - caracterização de um evento tectono-metamórfico cambro-ordoviciano no Domínio Tectônico Cabo Frio, sudeste da Faixa Ribeira**. 273 p. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- Schmitt, R.d.S. ; Trouw, R.A.J. ; Schmus, W.R.V. & Pimentel, M.M. 2004. Late Amalgamation in the Central part of West Gondwana: New Geochronological Data and the Characterization of a Cambrian Collisional Orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil). **Precambrian Research**, **133**:29-61.
- Silva, L.C.d. & Cunha, H.C.d.S. 2001. **Geologia do Estado do Rio de Janeiro: texto explicativo do mapa geológico do Estado do Rio de Janeiro**. Brasília, CPRM - Serviço Geológico do Brasil & Departamento de Recursos Minerais - DRM - RJ.
- Silva, L.C.d. ; McNaughton, N.J. ; Armstrong, R. ; Hartmann, L.A. & Fletcher, I.R. 2005. The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: a zircon-based U-Pb geochronologic subdivision for the Brasiliano/Pan-African systems of orogens. **Precambrian Research**, **136**:203-240.
- Silva, L.C.d. ; McNaughton, N.J. ; Hartmann, L.A. & Fletcher, I.R. 2003. Zircon U-Pb SHRIMP dating of the Serra dos Órgãos and Rio de Janeiro gneissic granitic suites: implications for the (560 Ma) Brasiliano/Pan-African collage. **Revista Brasileira de Geociências**, **33**(2):237-244.
- Silva, M.A., Camozzato, E., Paes, V.J.C., Junqueira, P.A., Ramgrab, G. 2004. **Folha SF.24-Vitoria**. Brasília, CPRM. Escala 1:1.000.000. 1 CD-ROM.

- Söllner, F. ; Lammerer, B. & Weber-Diefenbach, K. 1989. Brasiliano age of a charnoenderbitic rock suite in the Complexo Costeiro (Ribeira mobile belt), Espírito Santo/Brazil: evidence from U-Pb geochronology on zircons. **Zbl Geol Palaont Teil I, H 5/6**:933-945.
- Söllner, F. ; Lammerer, B. ; Weber-Diefenbach, K. & Hansen, B.T. 1987. The Brasiliano orogenesis: age determinations (Rb-Sr and U-Pb) in the coastal mountain region of Espírito Santo, Brazil. **ZblGeol Palaont Teil I, H 7/8**:729-741.
- Tupinanbá, M. ; Teixeira, W. & Heilbron, M. 2000. Neoproterozoic western Gondwana assembly and subduction-related plutonism: the role of the Rio Negro Complex in the Ribeira Belt. **Revista Brasileira de Geociências, 30**:7-11.
- Valladares, C. ; Machado, N. ; Heilbron, M. ; Tupinanbá, M. ; Duarte, B.P. ; Gauthier, G. & Noronha, M. 1999. Ages of detrital zircon from central Ribeira belt (Brazil) using laser-ablation-ICPMS. **Boletim Geológico Minero Argentino, XXXIV**:145-147.
- Veevers, J.J. ; Saeed, A. ; Belousova, E.A. & Griffin, W.L. 2005. U-Pb ages and source composition by Hf-isotope and trace-element analysis of detrital zircons in Permian sandstone and modern sand from southwestern Australia and a review of the paleogeographical and denudational history of the Yilgarn Craton. **Earth-Science Reviews, 68**:245-279.
- Zalán, P.V. & Oliveira, J.A.B.d. 2005. Origem e Evolução Estrutural do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. **Boletim de Geociências da Petrobrás, 13(2)**:269-300.
- Zuffa, G.G. 1985. Optical analysis of arenites: influence of methodology on compositional results. In: Zuffa, G.G., (ed). **Provenance of Arenites**. Dordrecht, Germany, D. Reidel Pub. Co. p 165-189. (NATO-ASI Series C: Mathematical and Physical Sciences).
- Zuffa, G.G. 1987. Unravelling hinterland and offshore palaeogeography from deep-water arenites. In: Leggett, J.K. & Zuffa, G.G., (eds). **Marine Clastic Sedimentology - Concepts and Case Studies**. London, Graham and Trotman Ltd. p 39-61.

"Marine and Petroleum Geology" <jmpg@elsevier.com> 05/12/2007 13:32

Para paola@petrobras.com.br
<prfontanelli@uol.com.br>

cc

Assunto
Submission Confirmation

Dear Geologist Paola De Rossi Fontanelli,

We have received your article "Provenance of Deep-water Reservoir Sandstones from the Jubarte Oilfield, Campos Basin, Eastern Brazilian Margin" for consideration for publication in Marine and Petroleum Geology.

Your manuscript will be given a reference number once an editor has been assigned.

To track the status of your paper, please do the following:

1. Go to this URL: <http://ees.elsevier.com/jmpg/>
2. Enter login
3. Click [Author Login]
This takes you to the Author Main Menu.
4. Click [Submissions Being Processed]

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

Elsevier Editorial System
Marine and Petroleum Geology

Please note that the editorial process varies considerably from journal to journal. To view a sample editorial process, please click here:

http://ees.elsevier.com/eeshelp/sample_editorial_process.pdf

For any technical queries about using EES, please contact Elsevier Author Support at authorsupport@elsevier.com

Global telephone support is available 24/7:

For The Americas: +1 888 834 7287 (toll-free for US & Canadian customers)

For Asia & Pacific: +81 3 5561 5032

For Europe & rest of the world: +353 61 709190

Provenance of Deep-water Reservoir Sandstones from the Jubarte Oilfield, Campos Basin, Eastern Brazilian Margin

Paola De Rossi Fontanelli^{1*}, Luiz Fernando De Ros² and Marcus Vinicius Dorneles Remus²

¹ Petrobras, UN-ES/EXP/ABIG, Av. Fernando Ferrari, 1000, Mata da Praia, Vitória, ES, Brazil. Caixa Postal 019010, CEP 29075-973; paola@petrobras.com.br

* corresponding author

² Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, prédio 43126, sala 110, Av. Bento Gonçalves, 9500, Porto Alegre, RS, Brazil. Caixa Postal 15001, CEP 91509-900; marcus.remus@ufrgs.br, lfderos@inf.ufrgs.br

Abstract

The provenance of the Maastrichtian deep water reservoir sandstones from the Jubarte oil field (Campos Basin, eastern Brazil), was studied using an integrated approach that included quantitative petrography, conventional heavy mineral analysis, garnet mineral chemistry and zircon geochronology. The reservoirs are predominantly coarse, poorly-sorted sandstones with feldspathic composition derived from uplifted basement terrains. The fourth- and fifth-order depositional sequences analyzed show no major variations in composition or in provenance through time. However, the ATi index variation presents potential to be used as a parameter for sandstone correlation within the field. The composition of heavy minerals indicates derivation from high temperature and low-to-medium pressure aluminous meta-pelitic rocks, from granites and subordinate mafic rocks, derived from the Cabo Frio Tectonic Domain and the Oriental terrain of Ribeira orogen, characterizing a supply route from SW to NE. The low ZTR index, as well as the absence of low-grade stable heavy minerals and of meta-sedimentary rock fragments, suggest that by the end of Cretaceous all supra-crustal, low-grade terrains had already been totally eroded, and that plutonic, infra-crustal were exposed, similarly to the present situation.

The integration of the compositional and textural aspects suggests a tectonically active source area, located relatively close to the basin. The active tectonic uplift of the basement terrains provided a large volume of coarse, poorly-sorted sediments carried directly from mountain streams and alluvial fans to deep water. The high frequency shifts in the ATi index values support a direct derivation of the deep-water sandstones from adjacent alluvial systems with short but differential exposure to the weathering. The voluminous deposition of such coarse-grained and immature turbidites under the general transgressive conditions of the Maastrichtian indicates a tectonic, rather than eustatic control on their deposition, with important implications for the exploration of similar reservoirs in Campos Basin and in similar basins of eastern Brazilian margin.

Keywords: provenance, reservoir, turbidite, deep water sandstone, Upper Cretaceous, Jubarte Field, Campos Basin.

1. Introduction

Provenance studies are very useful for the understanding of sedimentary basins evolution, both in local and regional scale, as they indicate source terrains, identify sedimentary dispersal patterns, provide paleogeographic reconstructions and elucidate tectonic and stratigraphic evolution (Fontana et al., 1989; Gandolfi, 1983; Morton and Hallsworth, 1994; Von Eynatten and Gaupp, 1999; Zuffa, 1987). Particularly in petroleum exploration, the application of the several methods of provenance analysis, such as quantitative petrography, conventional heavy mineral analysis, varietal mineral chemistry and isotopic determinations has been used in a variety of contexts. There are examples of provenance analyses as an alternative method for reservoir correlation (Morton, 1987; Morton, 2002), for the definition of sedimentary dispersal patterns (Allen and Mange-Rajetzky, 1992; Mearns, 1992; Morton and Hallsworth, 1994; Morton, 2005), as a tool for geosteering (Morton et al., 2003), for the definition and modeling of reservoir geometry within sandstone packages (Hurst and Morton, 1988) and for the recognition of diagenetic patterns that impact reservoir quality, caused by changes in detrital composition (Rossi et al., 2002).

Campos Basin, located in southeastern Brazil, is the most prolific Brazilian sedimentary basin. During the last five years it has been responsible for 96% of Brazilian petroleum offshore production, and for about 87% of total petroleum reserves (ANP, 2006). The most important reservoirs are deep-water sandstones, varying in age from Cretaceous to Tertiary. These sandstones contain about 69.8% of total in place oil volume and 89.4% of total proven oil reserves. About 32.8% of total proven oil reserves are in reservoirs of Campanian/Maastrichtian age (Bruhn, 2006, personal communication).

One of the last discoveries in the Campos Basin is the Jubarte oil field, located 77 Km offshore from Espírito Santo State coast, under water depths around 1250m. The reservoirs are Upper Maastrichtian deep-water sandstones containing reserves of 600 million bbl of heavy oil (Bezzera et al., 2004).

This paper presents the results of a provenance study carried out in the Jubarte Field aiming to characterize the primary composition of reservoirs, identify their source terrains, define probable sedimentary supply routes and verify possible stratigraphic controls on provenance.

2. Geological setting

2.1. Campos Basin

Campos Basin is a basin located along Rio de Janeiro and south of Espírito Santo States, between 21° and 23° S latitude, eastern Brazilian margin. Both north and south limits with Espírito Santo and Santos basins are marked by basement structural highs, respectively known as the Vitoria and Cabo Frio Highs (Fig. 1). Considering these limits and the 3400m isobath, it has an area of 100.000km², most of what is offshore.

The origin of Campos Basin is related to the Gondwana supercontinent breakup and the opening of South Atlantic Ocean. Several authors studied the tectonic and stratigraphic evolution of Campos Basin (Bruhn, 1998; Chang et al., 1988; Dias et al., 1990; Guardado et al., 1990; Martins et al., 1990; Ponte and Asmus, 1978; Rangel and Martins, 1998). The basin sedimentary infill can be separated into five depositional mega-sequences, each of them can be subdivided into higher order sequences:

continental rift (early Neocomian-early Aptian), transitional evaporitic (middle Aptian-early Albian), shallow marine (early-middle Albian), marine transgressive (late Albian-early Tertiary) and marine regressive (early Tertiary–Recent). The main source rocks were deposited during the continental rift phase but the reservoirs are widely distributed from lower Neocomian fractured volcanic rocks to Miocene turbidites of the marine regressive mega-sequence. It was during the evolution of marine transgressive mega-sequence that the sandstones of Jubarte field were deposited.

The marine transgressive mega-sequence was developed in response to a combined effect of thermal subsidence, sedimentary load and a first-order sea-level rise. It comprises basal carbonate mudstones, marls and shales overlain by a thick package of marine shales in which several turbidite sandstones (Carapebus Formation – Fig. 2) were emplaced, mostly in troughs generated and controlled by salt tectonics. Some of the turbidite systems were deposited during relative sea-level falls that interrupted the marine transgressive mega-sequence, but global eustasy was not the dominant control on turbidite deposition. Fault reactivation and episodic uplift on the adjacent coastal area during Late Cretaceous/Early Tertiary enhanced sediment supply to the Campos Basin (as also to the adjacent Santos and Espírito Santo basins) and played an important role on turbidite deposition, overcoming the general tendency of sea-level rise during late Cretaceous and early Tertiary (Bruhn, 1998; Bruhn and Walker, 1995; Rangel and Martins, 1998). The voluminous deposition of immature Santonian to Maastrichtian sediments in the Santos, Campos and Espírito Santo basins has been related to source terrains located close to the deep-water depocenters and linked to a 85-65Ma basement uplift recognized in apatite fission track data (Zalán and Oliveira, 2005).

During late Cretaceous-early Tertiary, magmatic activity took place in both Campos and Espírito Santo basins and in the adjacent continental areas. In the Campos Basin, alkaline basaltic extrusive and intrusive activity took place from the Coniacian to the Eocene. This magmatism is attributed to the activity of a mantle plume (Tristan da Cunha type hot spot) with a sub-continental lithospheric component, in a basin with attenuated crustal thickness (Mizusaki et al., 1992). Both the Maastrichtian submarine basaltic volcanism of Campos Basin and the general uplift of the basement have been related to the transit of the South-American plate over such hot spot (Zalán and Oliveira, 2005).

There are two main structural styles in the basin. The first one, related to the rift phase, consists in a system of horsts and grabens oriented according to SW-NE

direction, coincident with dominant structures of the Precambrian basement. The second, related to halokinesis and started in early Albian, consists of growth faults, rollover crests and anticlines, associated to a distensive regime in the first 100 to 200km offshore. In the deep water part of the basin, there is a compressive regime related to salt diapirism.

Parallel to the basin margin, there is an important structural feature, named the Campos Fault or the Cretaceous hinge-line (Fig. 1). To the West of this feature, Tertiary sediments lie directly on the Pre-Cambrian basement. The thicker section to the East of the hinge-line contains the Cretaceous sediments.

2.2. Jubarte Field

The Jubarte Field is located in the northern part of the Campos Basin, 77km offshore Espírito Santo State coast, under water depths around 1250m (Fig. 1). The reservoirs are a 350m-thick succession of late Maastrichtian, deep-water sandstones captured by an SW-NE elongated, 8 to 14 Km long and 1.5 to 5.5km wide trough created by salt tectonics (Gontijo et al., 2005). Salt-rooted growth faults allowed the accumulation of several amalgamated sandstone beds interbedded with mudstones, with a high net-to-gross ratio. Later, the continuous salt movement caused a structural inversion that trapped the oil. The field is also truncated by a NE-oriented extensional fault. Several minor NW-oriented faults cross the field. The reservoirs occur between 2800 and 3150m of depth (Fig. 3).

The sandstone beds are mostly massive, occasionally cross-bedded, 3 to 21 meters-thick, very coarse-grained (sometimes conglomeratic) to medium-grained, fining-upward sandstones and parallel and rippled cross-laminated, fine to very fine-grained sandstones. Marls and mudstones are subordinate (Bezzera et al., 2004; Gontijo et al., 2005). At the top of the reservoir, there is a chaotic debris-flow with abundant glauconite.

The reservoirs were subjected to detailed sedimentologic and stratigraphic studies by Arienti et al. (unpublished results). The Maastrichtian succession was subdivided into a series of packages bounded by unconformities, using a combination of core and wireline log data. The third-order sequence, which corresponds to the 350m- thick sandstone package, was deposited in about one million years. Three fourth-order sequences (I, II and III) can be traced also based on seismics. In the 162m

cored interval of the well here referred as JUA, eight fifth-order sequences (a, b, c, d, e, f, g, h) were defined. These sequences can be correlated in the well here referred as JUB, located about 600m distant from JUA, which has an only 18m cored interval (Fig. 4). The fourth and fifth-order stratigraphic subdivision can be correlated between these two close wells, but cannot be safely extended to the other, more distant wells of the field. Biostratigraphic data cannot provide such a detailed stratigraphic segmentation within the one million years interval in which the sandstones were deposited. These limitations make attractive the application of alternative stratigraphic correlation methods, such as quantitative heavy mineral analysis and mineral chemistry.

Gontijo et al. (2005) interpreted the mineralogical and textural immaturity and the presence of coal fragments in the sandstones as the product of hyperpicnal flows promoted by major fluvial floods. These flows would have been captured by submarine canyons, driving the sediments to deep marine settings.

There are two main possible directions of sedimentary supply to the Jubarte deep water systems: one coming from the southwest, mainly from the erosion of the Precambrian Ribeira terrain in the Rio de Janeiro State; another coming from to the northwest, from the erosion of Precambrian Araçuaí terrain in the Espírito Santo State, and controlled by the Colatina shear zone (Fig. 5).

2.3. Basement terrains

The basement terrains in the area of Campos and Espírito Santo basins are mainly comprised of paragneisses and high grade granitic-gneissic rocks belonging to the Mantiqueira Tectonic Province (Almeida et al., 1977). The Mantiqueira Province represents a Neoproterozoic orogenic system developed during the Brasiliano-Pan African Orogeny. In the studied area it includes the Ribeira orogen and its northern extension, the Araçuaí orogen, separated by a change in structural directions, roughly corresponding to the 21° S parallel (Fig. 5). At this latitude, the NNE to N-S Araçuaí structural trend inflects to NE, the trend of Ribeira belt. No change in stratigraphy or metamorphic grade is observed. The Mantiqueira Province also records a younger collisional event, known as Buzios Orogeny, which is well documented in Cabo Frio Tectonic Domain, located in the southeastern tip of Rio de Janeiro (Pedrosa-Soares et al., 2001; Schmitt, 2001; Heilbron et al., 2004; Schmitt et al., 2004).

Both Ribeira and Araçuaí orogens are structured as external and internal domains trusted from SE to NW against the SFC margin. The external domain (or Occidental terrain in the Ribeira belt) is located more to the west. It is comprised of and an old basement (<1.8 Ga) overlain by meta-sedimentary covers, and by syn- to late collisional plutons (Fig. 5). Metamorphism varies from greenschist near the SFC border to upper amphibolite or medium pressure granulite facies close to the limit with internal domain (Heilbron et al., 2000; Pedrosa-Soares et al., 2001; Heilbron and Machado, 2003; Heilbron et al., 2004).

The internal domain (also named Oriental terrain in the Ribeira belt) is located more to the east, in the area adjacent to the basins. No Archean or Paleoproterozoic basement has been recognized. This domain is constituted of a large unit referred as “kinzigitic complex” (Fig. 5), composed of Al-paragneisses and variations, including cordierite-garnet-biotite gneiss, garnet-biotite gneiss or biotite gneiss with lenses of marble, graphite, quartzite, para-derived calc-silicate rocks and ortho-amphibolites. Close to the coast, the paragneisses become more aluminous, with graphite-sillimanite-cordierite-garnet-biotite-gneisses. Charno-enderbitic granulites are also present. The unit was metamorphosed at low pressure, high amphibolite to granulite facies, with common partial melting and different degrees of anatexis. U-Pb conventional, Pb/Pb and SHRIMP data from detrital zircon indicate that the paragneisses derived from Archean (2.7 Ga) and Paleoproterozoic (2.10 Ga; 2.06 Ga; 2.0 Ga and 1.97 Ga) basement and from Neoproterozoic (774, 659 and 631 Ma) pre-collisional calc-alkaline magmatic arcs (Féboli et al., 1993a; Heilbron and Machado, 2003; Heilbron et al., 2004; Noce et al., 2004; Schmitt et al., 2004).

The internal domain also includes the Rio Doce Group, comprised by meta-graywacke, staurolite-garnet-mica schist, quartzites and banded gneisses (Fig. 5), metamorphosed from greenschist to low amphibolite facies (Vieira et al., 1993), which age is poorly-constrained.

The internal domain is intruded by pre-collisional and syn-collisional magmatic arcs, and by several late to post-collisional plutons (Fig. 5).

The pre-collisional magmatic arcs (G1 suites), are mainly I-type granodioritic and tonalitic gneisses (Fig. 5). Isotopic data constrain the evolution of the earlier arc to 792 Ma and 635-620 Ma, and the later arc to 595-570 Ma. The syn-collisional arc constitutes a huge zone of discontinuously exposed S-type granitoids and charnockites (G2 suite) (Fig. 5). These foliated, peraluminous garnet-biotite gneisses

have remnants of banded paragneisses and migmatites, with common aluminous accessory minerals. The age is limited to 585-560 Ma (Söllner et al., 1989; Tupinanbá et al., 2000; Pedrosa-Soares et al., 2001; Heilbron and Machado, 2003; Silva et al., 2003; 2005).

Partial melting of G2 suite originated peraluminous leucogranites (G3 S-type suite). Some pulses intruded along strike-slip shear zones creating lenticular bodies (G3-I suite), composed of granite to granodiorite with intermediate to mafic enclaves. Some of them are present also in the Occidental domain of Ribeira orogen. These two suites are restricted from 560-550 to 545-530 Ma (Heilbron et al., 2000; Pedrosa-Soares et al., 2005; Pedrosa-Soares et al., 2001).

The post-collisional magmatism comprises G4 S-type and G5 I-type suites. G4 plutons occur in the northern part of Araçuaí orogen. G5 intrudes along strike-slip fault directions and are zoned plutons with gabbro in the core and granite in the border; minor charnockites facies are also present (Fig. 5). This episode lasted from 545-530 to 500-490 Ma (Söllner et al., 1987; Heilbron et al., 2000; Noce et al., 2000; Pedrosa-Soares et al., 2001; 2005).

Metamorphism progressively increases from greenschist to granulite facies, from the external, western domain to the internal, eastern domain. The main metamorphic phase occurred at syn-collisional stage, during the collage against SFC, from 590 to 560/550 Ma, associated with the main deformation that originated the regional foliation of the belts. A second metamorphic event is registered by neo-formed monazite and zircon with ages between 530 to 500 Ma (Almeida and Litwinski, 1984; Söllner et al., 1987; Söllner et al., 1989; Heilbron et al., 1995; Pedrosa-Soares et al., 2001; Heilbron et al., 2000; Heilbron and Machado, 2003; Noce et al., 2004).

The last terrain accreted to SFC margin was the Cabo Frio Tectonic Domain (CFTD), which limit to the west with the Oriental terrain is defined by a thrust fault (Fig. 5). This episode lasted from 530 to 490 Ma, being coeval with the latest events in the Ribeira Orogen. The CFTD presents some singular features, discerning it from the adjacent Oriental terrain of Ribeira belt: a NW structural trend that contrasts with the NE trend of Ribeira belt, the presence of leucosome veins instead of large granitoid bodies, the occurrence of a Paleoproterozoic basement and the paragenesis of high temperature and medium to high pressures (kyanite + k-feldspar in metapelites and clinopyroxene + garnet + quartz in amphibolites) that do not appear in the adjacent

Oriental terrain (Silva and Cunha, 2001; Heilbron and Machado, 2003; Heilbron et al., 2004; Schmitt et al., 2004).

The CFTD is composed of a Paleoproterozoic basement tectonically interlayered with Neoproterozoic supracrustal rocks (Fig. 5). The basement is comprised of a dominant felsic unit (Região dos Lagos) constituted by metagranitoids of monzogranitic composition with subordinate metaquartz-diorite and metatonalite. A minor mafic unit (Forte São Mateus) is constituted by massive garnet-orthoamphibolite and amphibole-garnet-diopside banded gneisses with calc-silicate and amphibolitic layers. U-Pb data in zircon grains furnished a crystallization age of 1.96/1.97 Ga and metamorphic ages of $525 \pm 37/465 \pm 52$ Ma (Schmitt et al., 2004).

The supracrustal rocks are subdivided in two successions: Buzios (sillimanite-kyanite-garnet-biotite gneiss with calc-silicate and amphibolitic intercalations) and Palmital (quartz-feldspathic gneiss with minor aluminous intercalations, calc-silicate rocks and feldspathic quartzite layers). U-Pb SHRIMP in detrital zircons from Palmital succession revealed different ages for the sedimentary protoliths: ca 2.5 Ga, ca 2.0 Ga, ca 1.0 Ga, but the most abundant data ranges from 800 to 629 Ma (Schmitt et al., 2004).

The metamorphic Cabo Frio event had a peak at 525-520 Ma, as shown by U-Pb analysis in zircon from the leucosomes, but lasted until ca 465 Ma. U-Pb in monazite yielded ages of 511-513 Ma. It affected both basement and supracrustal units from upper amphibolite to granulite facies, at medium to high pressures, with partial melting. Late-collisional, non-deformed pegmatites cut all units of Cabo Frio terrain. Zircons from one of these pegmatites gave an age of 447 Ma (Schmitt et al., 2004).

Cretaceous to Tertiary alkaline rocks intrude the basement, outcropping mainly at coastal area of the Rio de Janeiro state. Tertiary sedimentary cover extended from coastal region from Rio de Janeiro to the south trough Espírito Santo to the north (Fig. 5).

3. Sampling and Methods

Two wells, here coded as JUA and JUB, were selected for the provenance study. JUA was selected due to the extensive cored interval, important for verifying possible stratigraphic controls on provenance. JUB is 600m distant from JUA

(Fig. 3), and although cored only at the reservoir top, was selected because the stratigraphic intervals defined in JUA can be extended to JUB using wireline logs. Therefore, JUA samples are from cores and JUB samples are from cores at the top and cuttings in the rest of the interval. Only the middle and upper part of the reservoir was studied. Whenever possible, it was preferred to collect samples of medium sand size.

Fifteen core sandstone samples were collected from JUA and thirteen samples (one core and twelve cuttings) were collected from JUB for conventional heavy mineral analysis. From these, seven samples were selected in JUA and six in JUB for detrital garnet geochemistry, and four samples were selected in JUA for U-Pb dating of detrital zircons (Fig. 4).

Fifty-five thin sections were prepared from samples impregnated with blue epoxy resin (Fig. 4). Some thin sections were taken from very coarse to conglomeratic beds to supply information on rock fragments. Grains were classified according to the temporal and spatial criteria proposed by (Zuffa, 1985). Quantitative petrography was performed by counting 300 points per thin section according to the Gazzi-Dickinson method (Dickinson, 1985; Zuffa, 1985). Grain-replacive diagenetic constituents and grain-dissolution pores were recorded with information of the replaced or dissolved detrital constituent, so that the original composition could be reconstructed. An exception was for feldspar albitization. As albitization is a complex and very variable process in the analyzed sandstones, the original composition of the feldspar grains was directly recorded.

The thin sections of cuttings samples were quantified with a double registration system, composed of two spreadsheets simultaneously operated: one recording 300 grains rather than points of quartz, feldspar, etc... as mono-mineralic grains or within plutonic rock fragments, and finely-crystalline volcanic and metamorphic rock fragments, according to the Gazzi-Dickinson method described above; another, recording the different types of sedimentary lithologies fragmented by the drill bit and sampled in the cuttings (sandstones with different types of cementation, mudrocks, carbonate rocks and other types of intrabasinal rocks). In the thin sections from cuttings samples, all sedimentary rock fragments were considered as the product of in situ fragmentation by the drill bit of the sedimentary layers during the perforation of the wells.

Four thin sections from JUA cores were carbon-coated and analyzed with a Noran energy-dispersive spectrometer (EDS) coupled to a JEOL JSM 5800 scanning

electron microscope (SEM), using an accelerating voltage of 10 kV, in order to analyse the composition of feldspar grains.

The heavy minerals samples were oil-cleaned, washed and sieved for extracting the 62 to 250 μ fraction. Heavy minerals were concentrated by gravity settling using bromoform. Samples with diagenetic dolomite were subjected to a second cycle using tetrabromethane. The grains were glued onto glass slides using Arabic gum, on which refractive index liquids were dropped. Quantification of heavy minerals was obtained by counting 400 transparent grains per slide. These procedures were performed according to Hutchinson (1974) and Mange and Maurer (1992). The provenance-sensitive heavy mineral ratios Garnet:Zircon (G:Zi) and Apatite:Tourmaline (ATi) were calculated as proposed by Morton and Hallsworth (1994). Other indexes were not considered owing to mineral scarcity, which could not provide statistical confidence.

Garnets were selected under binocular microscope, mounted in sections, polish and carbon-coated. The garnets had their chemical composition determined with a Cameca Camebax SX50 electron microprobe equipped with four spectrometers and one backscattered electron detector (BSE). The operating conditions were an acceleration voltage of 15 kV, beam diameter of 1 μ m, beam current of 25 nA. The standards used were Mn-hortonolite (natural olivine) for Si, Fe, Mg and Mn; Anortite (glass) for Al and Ca; AN50 (plagioclase glass) for Na; synthetic rutile for Ti; synthetic Ni-oxide for Ni and synthetic Cr oxide for Cr. Each garnet grain was analyzed for a period of 100 s and a total of 50 garnets grains were analyzed per sample. Analytical totals between 90 to 102% were considered a good result. However, deviations from ideal stoichiometry (Al = 4, Si = 6, cations = 16 in a basis of 24 oxygens) were neglected.

In order to supply information on the source-terrains composition (Ingersoll, 1990), twenty five samples of first-cycle sediments were collected from small drainages cutting several basement units in Espírito Santo and Rio de Janeiro states (Table 1, location at Fig. 5). Five samples were collected from major rivers (third order). For each sample was prepared a blue epoxy-resin-impregnated thin section. Quantitative composition was obtained by counting 300 grains per thin section according to Gazzi-Dickinson's method (Dickinson, 1985; Zuffa, 1985), in the same way as for the cuttings samples. Some samples were chosen for conventional heavy mineral analysis and garnet geochemistry (Table 1).

Four samples of detrital zircons were collected from JUA well (Fig. 4) to supply geochronological dating through U-Pb LA-ICPMS (laser ablation inductively-coupled plasma-mass spectrometry), using a New Wave UP213 laser, with wavelength of 213 nm, power 12.21 J/cm² and spot size of 40 μm and a Neptune - ThermoFinnigan ICP-MS. Zircon grains were selected by hand from the same heavy mineral concentrate obtained for conventional and mineral chemical analysis. The data were processed using the Isoplot software (Ludwig, 2003). Uncertainties are given at the 1σ (one sigma) level, the final ages are at 67% confidence level. Results more than 10% discordant were not considered in the probability plots.

4. Petrographic analysis of essential composition

4.1. Detrital texture and composition

The sandstones are fine to very coarse-grained, sometimes conglomeratic, poorly to very poorly-sorted, with angular to sub-angular grains (Fig. 6A, B). Their original composition was feldspathic (arkoses *sensu* Folk (1968) with an average of Q₄₄F₅₄L₁. Sand composition from cuttings (in well JUB) tends to be a little more quartzose (Q₄₉F₅₀L₁) comparing with those from cores (Q₄₀F₅₈L₂), most probably because diagenetic replacement and dissolution is not being discriminated in the simplified quantification scheme used for the cuttings samples (Fig. 7A). The sandstones show little variation in original composition when plotted according to the fourth- and fifth-order sequences (Fig. 7B).

Non-coeval, non-carbonate extrabasinal grains are mainly of quartz, plagioclases and K-feldspars. Other extrabasinal grains are biotite, muscovite, garnet, zircon, epidote, amphibole, opaques, tourmaline, titanite, staurolite and kyanite (Table 2).

Most of quartz grains are mono-crystalline with a small amount of polycrystalline grains. They show abrupt to slightly wavy extinction and common sub-grains. Plagioclase grains are either twinned according albite and albite-pericline laws or untwined, commonly with a rather faint twinning. Both twinned and untwined grains show sometimes antiperthitic intergrowths with orthoclase (Fig. 6C, D, and E). Usually, the antiperthitic orthoclase is altered to greenish clay. Some plagioclase grains show

alteration to sericite or contain apatite, sillimanite, epidote and quartz inclusions. Detrital plagioclase composition ranges from albite to andesine. K-feldspar grains are mainly microcline (Fig. 6F) with small amounts of perthite intergrowths.

Rock fragments are mainly plutonic, felsic (Fig. 6G). The distinction between magmatic or high-grade metamorphic rocks is ambiguous. Finely-crystalline rock fragments are scarce, comprising mainly altered mafic volcanic grains with holocrystalline lathwork, fluidal trachytic or vitreous textures. Volcanic grains of felsic composition and aphyric or micrographic textures are less common. Both mafic and felsic fragments are rounded to sub-angular grains presenting similar size as the terrigenous clasts and occur throughout the analyzed interval. Meta-sedimentary lithic fragments (foliated quartz-mica or mica schist) are extremely rare (Table 2).

Coeval, non-carbonate extrabasinal grains are coal fragments showing cellular texture as hollow nuclei and preserved cell walls, thus suggesting origin from burned/carbonized vegetal organic matter (charcoal). Coeval, non-carbonate intrabasinal grains are represented by glauconite peloids, mud intraclasts (Fig. 6H) that sometimes contain nanofossils and phosphatic grains (Table 2).

Coeval carbonate intrabasinal grains include bioclasts of benthic foraminifers, equinoids and mollusks. Tertiary foraminifers were found in thin sections from cuttings samples, indicating some degree of contamination due to caving during drilling.

The original quartz-feldspathic, lithic-poor detrital composition of Jubarte sandstones indicates a provenance from continental blocks of uplifted basement (Fig. 8A). Plotted according to the fourth- and fifth-order sequences, the sandstones shows no compositional variation among particular sequences (Fig. 8B).

4.2. Diagenetic modifications of detrital grains

The detrital grains more affected by diagenetic processes are the feldspars and micas, but other grains are also affected. The average amounts of diagenetic constituents and of grain-dissolution pores are shown in Table 2. Generally, the intensity of diagenetic replacement and dissolution was limited; as a consequence the original average composition was not greatly modified. Actually, as the patterns and intensity of the albitization of detrital feldspars are very heterogeneous, and commonly

difficult to evaluate and quantify, we opted for quantifying the albitized grains as their original, detrital feldspars compositions.

Feldspars: feldspars are replaced by kaolin, carbonates, pyrite and albite. Kaolinite occurs in vermicular and booklets aggregates replacing mainly K-feldspars. The degree of replacement varies from partial to total. In the later case it is not possible to identify the grain, though its external contour and shape is preserved. The petrographical relationship between kaolinized grains and adjacent deformed ductile grains (micas, mud intraclasts) indicates that precipitation of kaolinite was post-compactional. Carbonates that replaced feldspar grains are calcite or dolomite. Calcite with poikilotopic habit and blocky dolomite replace mainly plagioclases. Diagenetic albite replaces partially feldspar grains, mainly plagioclases, along fractures, twinning and cleavage (Fig. 9A). Feldspars are also affected by dissolution along cleavages and twinning plains, both within monomineralic grains and within plutonic rock fragments, generating intragranular porosity. The degree of dissolution varies from partial (Fig. 9B) to total; both K-feldspars and plagioclases are affected.

Micas: micas are replaced by kaolin, dolomite, calcite, siderite, pyrite and TiO₂. Kaolinized muscovites are expanded into the adjacent pore spaces, developing the typical fan-like shape (Fig. 9C). Dolomite blocky crystals commonly replace biotite (Fig. 9D). Siderite occurs as small rhombs replacing biotite flakes. Microcrystalline or framboidal pyrite replaces biotite, in places associated with siderite. Microcrystalline authigenic titanium mineral replace biotite. Chlorite replaces biotite in trace amounts.

Quartz: detrital quartz is locally replaced by blocky dolomite.

Volcanic rock fragments: mafic and vitreous constituents are locally dissolved within volcanic rock fragments.

Heavy minerals: some garnet grains, amphiboles, rare pyroxenes and other heavy mineral grains present partial dissolution and/or replacement by authigenic titanium minerals.

Mud intraclasts: mud intraclasts are locally compacted into pseudomatrix an/or replaced by blocky dolomite, microcrystalline siderite, pyrite or kaolinite.

In addition, the reservoirs were subjected to cementation by kaolinite, carbonates, pyrite, quartz, albite and K-feldspar, as well as to mechanical and minor chemical compaction. These diagenetic cements are filling intergranular pores with the same habits described for their replacements of detrital constituents. Calcite shows a

displacive character in some samples. Microcrystalline intergranular calcite is rare. Authigenic quartz forms syntaxial overgrowths, while authigenic K-feldspar overgrowths are in optically discontinuous with their host grains.

5. Petrographic analysis of first-cycle sediments

The analyzed first-cycle sandy sediments are medium to very coarse-grained, poorly to very poorly-sorted, with angular to sub-angular grains (Fig. 9E). Sands from major rivers are fine to medium-grained, moderate to very poorly-sorted with sub-angular to rounded grains (Fig. 9F). As expected, first-cycle sands show great variability of composition, according to the unit they are derived. They plot in the arkose, subarkose and quartzarenite fields of Folk (1968) (Fig. 7C). Plotted in a QtFL diagram (Dickinson, 1985) they show a trend from uplifted basement to craton interior (Fig. 8C). The main constituents are quartz (34 up to 95%), k-feldspar (0.3 up to 29.7%) and plagioclase (0.7% up to 29.6%). Quartz is mainly monocristalline, showing wavy or abrupt extinction. There is a small amount of polycrystalline grains. K-feldspars are microcline, orthoclase and perthite. Plagioclase grains are untwined or twinned according albite or pericline laws. Anthiperthitic intergrowths also occur, both in twinned and untwined grains (Fig. 9G). Finely-crystalline rock fragments (0 up to 1.3%) are foliated/non foliated quartz-micaceous metamorphic fragments or amphibolites (Fig. 8H). Plutonic fragments (1 up to 26%) have felsic, quartz-feldspathic composition. Accessory minerals that may make up to 10% of bulk rock volume include biotite, muscovite, hornblende, garnet, kyanite, and opaques. Other accessory minerals, which average values are less than 1%, include epidote, actinolite/tremolite, pyroxene, titanite, sillimanite and tourmaline. Other constituents found in the samples are bauxite (up to 6.7%) and laterite (up to 1.3%) fragments.

6. Conventional heavy mineral analysis

6.1. Sandstones

The heavy mineral assemblages are very similar in both wells, containing five main species, which are garnet, apatite, kyanite, tourmaline and zircon. Also, there are ten species present sporadically in minor amounts (average values less than 1%), which are rutile, TiO₂ opaque minerals, monazite, actinolite-tremolite, hornblende, chlorite, staurolite, sillimanite, andaluzite and titanite (Fig. 10).

Garnet is notably the most abundant heavy mineral, with some optically distinguished varieties: colorless to pink, red to pink and anisotropic with or without granular or acicular/prismatic inclusions, which can be oriented or not (Figs 11A, B). The most dominant is colorless to pink with granular, not oriented inclusions. A few grains show etched surfaces, indicating that at this depth garnet is still relatively stable and do not suffer strong dissolution.

Kyanite occurs as prismatic to bladed angular, euhedral to subedral crystals showing good prismatic cleavage and basal partition, with rare grains showing single twin (Fig. 11C). Some grains show etched surfaces resulting in irregular morphologies due to selective dissolution.

Apatite occurs in all samples as angular crystals (Fig. 11D) with well-preserved faces. Some rounded apatite grains are also present. Monazite occurs in sub-angular grains (Fig. 11E).

Zircon occurs in all samples, the grains show different habits and degree of roundness. The most abundant are rounded and sub-rounded, short prismatic crystals (Fig. 11F). Angular and long prismatic crystals also occur but are less common.

The distribution of the heavy mineral assemblage shows no significant variation with increasing depth (Fig. 12). Exceptions are at 2829/2830.75m; 2948/2948.95m and 2961/2961.8m on well JUA and at 2821.6/2823m and 2862/2865m on well JUB. These intervals on well JUA and the top of well JUB were sampled from finer beds (Fig. 4), which suggests a possible effect of hydraulic sorting on the assemblages. The platy habit of kyanite may cause it to concentrate in the finer, laminated beds, increasing its amount in these intervals. Though well JUB was not cored as extensively as well JUA, this is probably the case of the 2862/2865m interval.

The ZTR (zircon + tourmaline + rutile) index (Hubert, 1962) is low for both wells (<10%) and show no variation with increasing depth (Fig. 13). Provenance-sensitive ratio (Morton and Hallsworth, 1994) garnet:zircon (GZi) is very high for both wells (>98%) and show no downhole variation (Fig. 13). Provenance-sensitive ratio (Morton and Hallsworth, 1994) apatite:tourmaline (ATi) also is very high for both wells

(>50%). Nevertheless, it shows some variation with depth and between the two wells, in intervals of less than ten to twenty meters. The absolute values are not exactly the same, but the relative increase or decrease generally follows the same pattern in both wells (Fig. 13): roughly constant around 70% in sequence “c”; showing higher values in sequence “d” in well JUA, whereas in well JUB is the opposite; turns highly variable in sequences “e” and “f”, becomes constant in sequence “g” and again turns highly variable in sequence “h” for both wells. Especially the lower values at 2830m, 2880/2900m and ~2915m can be used as reference for correlation.

6.2. First-cycle sediments

The results of heavy mineral analysis for the nine selected samples are summarized in Table 3. The samples from streams cutting the kinzigitic complex (MF4, CL2 and RB9) show a predominance of the metamorphic assemblage, with variable contents of garnet, sillimanite, tourmaline, monazite and hypersthene. The most dominant type of garnet is the colorless-pink with granular, not oriented inclusions. Sample MF4 has a high content of sillimanite and monazite, garnet is subordinate. Sample RB9 shows mainly garnet (45.8%), monazite and also a high content of hypersthene, maybe as a result of an increment in metamorphic grade, which reached the granulite facies to the eastern part of Araçuaí orogen. The sample from a stream cutting the kinzigitic complex in the Ribeira belt (BZ2), probably reflects a mafic (amphibolite) or a calc-silicate intercalation in the gneiss, due to a high content in hornblende, tourmaline and titanite.

The sample from a stream cutting the supracrustal Palmital sequence in Cabo Frio terrain contains mainly sillimanite, garnet and tourmaline, but also shows the higher content in kyanite among the other analysed samples.

The sample from a stream cutting the pre-collisional, I-type, Brejatuba granite (AN2) is very poor in garnet and rich in zircon (38.9%), epidote, tourmaline and monazite. The sample of a stream cutting the syn-collisional, peraluminous S-type Carlos Chagas leucogranite (PA5), which is derived from partial melting of kinzigitic complex, shows a high content in garnet (57.7%) and sillimanite (18.5%) and low zircon content. The sample of a stream cutting the pre-to-syn-collisional Bela Joana Charnockite presents a heavy mineral assemblage composed mainly of garnet (52.5%) and hypersthene (31%). The sample of a stream cutting the syn-collisional Angelim

suite (MS1) is probably the richest in hornblende of the suite, with 69% of hornblende and 1.8% of garnet. The Angelim suite is a mixed suite composed of peraluminous garnet rich S-type and metaluminous hornblende rich I-type undiscriminated domains (Silva and Santos, 2000).

The ZTR index is generally low (Fig. 14). The samples with high ZTR index (AN2, BZ2, CL2) reflect the high abundance of zircon or tourmaline in the parent rock rather than a high degree of recycling. The GZi index (Fig. 14) marks well the difference in heavy mineral assemblage among the rocks of the kinzigitic complex. Each of the four samples of this complex exhibits different values. Those showing values closer to those obtained for the wells are the charnockite (RPT1) and the paragneiss from the kinzigitic complex at Oriental domain (BZ2 sample). The ATi index is lower than 20% for most of the first order samples (Fig. 14), contrasting with the samples from the wells, where values are higher than 40%.

7. Garnet compositional analysis

7.1. Sandstones

The garnet composition assemblages in the two wells are very similar and show no changes throughout the sequences (Fig 15). Three main populations can be identified in the ternary diagram using the end-members pyrope (Mg), almandine (Fe) + spessartine (Mn) and grossular + andradite + uvarovite (Ca) (Morton, 1985b; Morton et al., 2004):

(1) Type A: low grossular (<10%), high pyrope (>20%, up to 40%), with generally low spessartine content (< 5%), which fall on the “A” field of the ternary diagram (Fig. 15). This population has been ascribed to high-grade metamorphic terrains constituted by meta-sedimentary rocks and/or orthopyroxene charnockites (Sabeen et al., 2002). Very high pyrope (~ 70%) garnets occur in high temperature-high pressure metamorphic terrains (Sajeev and Santosh, 2006). Pyropes are also found in ultrabasic rocks like peridotites and kimberlites (Deer et al., 1966).

(2) Type B: almandine-rich with low pyrope (<20%), low to moderate grossular (up to 40%), and variable spessartine content (0.6 up to 49%). This population falls on the “B” field of the ternary diagram (Fig. 15). This almandine-rich, low pyrope

garnets with variable grossular and spessartine content indicate derivation from low-to-medium-grade meta-sedimentary rocks or from granites and other acidic igneous rocks. Garnets typically derived from granites generally show almandine+spessartine content higher than 90% (Deer et al., 1966; Morton, 1985b; Morton et al., 2004).

(3) Type C: a subordinate, but persistent group of moderate grossular (between 10 to 30%), moderate pyrope (around 20%), generally with low contents of spessartine (<5%), which fall on the “C” field of the ternary diagram (Fig. 15). This type of garnets occurs in mafic rocks (Morton et al., 2004), granulites of mafic origin or from two-pyroxene charnockites (Sabeen et al., 2002).

Calcic garnets (grossular) occur in meta-carbonatic rocks and fall on the “D” field (Fig. 15) (Deer et al., 1966). These garnets are not present in the Jubarte sandstones.

Garnets rich in spessartine (>20%) with low content of pyrope+grossular may indicate derivation from granitic pegmatites and aplites (Deer et al., 1966; Remus et al., 2004). Spessartines also can occur in contact aureoles, skarns and metamorphic rocks derived from graywackes and gondites, a Mn-rich exotic metamorphic rock.

Accordingly, the garnets from Jubarte are likely to be derived from high-grade and low-to-medium-grade metamorphic terrains with some contribution of mafic rocks. The population B also can point to a granitic source. The absence of grossular suggests that meta-carbonates were not present in the source terrains.

7.2. First-cycle sediments

First-cycle sediments display a variable garnet assemblage, with the same populations (A, B and C) present in the wells (Fig. 16). The rivers draining the kinzigitic complex shows population A (CL2, RB9, BZ2), or population B with variable content of spessartine, from 1% up to 14% (MF4) and 2% up to 28% (BZ2). The sample from the kinzigitic complex at Ribeira belt (BZ2) is the only one that also presents population C. It is remarkable that garnet assemblage of samples from Araçuaí orogen shift from population B in the western sample (MF4) to population A in the eastern samples (CL2, RB9), apparently owing to an increasing metamorphic grade that is observed in the kinzigitic complex from west to east. The Palmital supracrustal unit of Cabo Frio terrain (BZ1) presents population B with 10% up to 26% spessartine content.

The samples from the granitoids (AN2, PA5 and MS1) display population B with notable differences (Fig. 16). Sample from a stream cutting the Brejatuba granite (AN2) also contains population A with high pyrope (up to 40%) and population B shows very low pyrope (<5%), moderate grossular (up to 40%) and variable spessartine (0.7 up to 46%), maybe derived from the paragneiss enclaves that are typical of G1 suites. The sample from a stream cutting the S-type Angelim granite (MS1) presents at least 5% pyrope, while the grossular is between 10 and 35% and spessartine is generally higher than 5%, up to 29%. In contrast, in the S-type leucogranite (PA5) population B presents very low content of grossular and spessartine (both under 5%). The sample from a stream cutting the charnockite (RPT1) shows mostly population A with pyrope up to 40%, generally low content of spessartine (most grains less than 5%) and grossular up to 11%. A few analyzed first cycle sediments shows garnets with pyrope around 40%, like those present in the sandstones, except for the charnockite (RPT1) and the pre-collisional granite (AN2).

The samples from the major rivers are more alike those of the wells (Fig. 17), noteworthy the Itapemirim (CH1) and Paraiba do Sul (PS1), once they contain some high pyrope grains and a secondary population C that is even subordinate in Rio Doce (RD1) sample.

Due to the relatively few samples collected, the statistical confidence on data from first-cycle sediments is limited, so that literature data compiled from the potential basement terrains can be useful. Garnets from the São Fidelis and Catalunha gneisses of the kinzigitic complex in the Ribeira belt (Rego, 1990) present population A (Fig. 18), like in the first order sediments (see samples MF4, CL2, RB9, BZ2 – Fig. 16), also containing pyrope around 40%, which was not recorded in the first order sediments, but was found in the wells. Data from Bela Joana and Angelim suites fall in fields A and B, respectively (Fig. 18), like the first order sediments (sample RPT1 and MS1 – Fig. 16).

Garnets from the Cabo Frio terrain (Schmitt, 2001) show type A, B and C garnets (Fig. 18), complementing the first order sample from the Palmital unit that furnished only type B garnets. Such data are from banded orthoamphibolites (Forte de São Mateus unit), garnet amphibolite and titanite amphibolite (calc-silicate rock) and from aluminous metapelites and quartz-feldspathic meta-sediments.

Thus, results from basement rocks coincide and complement data yielded from first-cycle sediments.

8. Zircon Geochronology

Zircon grains are present in most samples of both wells, except for one sample of well JUA. The average zircon amount for well JUA is 1.4%, up to 3.75%.

Despite the relatively small number of analyzed grains, U-Pb zircon ages from the four samples analyzed by LA-ICPMS show a dominant Neoproterozoic and a subordinate Paleoproterozoic population (Fig. 19). All the average ages were calculated from a cumulative probability curve.

Sample 2825/2825.55m (n=28) presents rounded, long prismatic zircons. The dominant Neoproterozoic population has an average age of 602 ± 2.5 Ma. The subordinate concordant Paleoproterozoic population (n=3) has ages forced at origin with average of 2106 ± 27 Ma and upper intercept at 2148 ± 150 Ma. The zircon age spectrum for the Neoproterozoic population (n=22) has a major peak between 600 to 640 Ma, with average age of 630 ± 4 Ma, and a broad distribution between 512 and 647 Ma, with average ages of 515 ± 13 Ma and 577 ± 5 Ma (Fig. 19). Th/U ratios are above or around 0.5, therefore suggesting a magmatic derivation. Only one discordant (17% discordant) grain with $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age of 531 ± 13 Ma presented a low Th/U ratio (0.07) that can be related to metamorphic origin. There are also some discordant grains that yielded $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages of 1662 ± 47 Ma, 1891 ± 15 Ma (more than 20% discordant) and $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages of 531 ± 13 Ma.

Sample 2874.75/2875.8m (n=24) contains a more diverse zircon assemblage, constituted of dominant sub-rounded and rounded, short prismatic grains and minor rounded, sub-rounded and angular, long prismatic grains. The average concordant ages are 2081 ± 13 Ma for the Paleoproterozoic population (n=3) and 568.4 ± 3 Ma for the Neoproterozoic population (n=15). The Neoproterozoic group has distribution between 527 to 610 Ma, with three different average ages: 533 ± 6 Ma, 568.5 ± 6 Ma and 592 ± 6 Ma, thus moving the major peak to the 560-600 Ma interval (Fig. 19). As in 2825/2825.55m sample, Th/U ratios are mainly above or around 0.5, suggesting a magmatic derivation. Only one grain presented a lower ratio, suggesting metamorphic derivation: 585 Ma (0.04). This sample contains one Paleoproterozoic discordant grain with a $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age of 2172 ± 27 Ma and some Neoproterozoic discordant (12-20% discordant) grains, three with $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages between 475 and 516 ± 12 Ma and two grains with $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ of 550 ± 11 and 564 ± 8 Ma.

Sample 2914.5/2914.75m (n=29) presents mainly sub-rounded and rounded, long prismatic and minor rounded, short prismatic grains. The sample yielded one Paleoproterozoic concordant grain with 2120 ± 150 Ma age forced at origin. The Neoproterozoic concordant grains (n=17) include one older grain (n=1) with 928 ± 17 Ma and younger grains (n=16) showing an average age of 588 ± 3 Ma. The distribution of this later group present average ages at 570 ± 5 Ma, 607 ± 7 Ma and 672 ± 12 Ma, also giving a major peak at 560-600 Ma (Fig. 19). This sample has no grains younger than 540 Ma. Th/U ratios are mainly above or around 0.5, but one grain presented lower ratio: 572 Ma (0.04). This sample presents several discordant analyses: two highly discordant Paleoproterozoic grains with $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age of 2080 ± 12 Ma and 1834 ± 30 Ma, and eight Neoproterozoic grains presenting three populations of $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages: 456 to 494 Ma (16-24% discordant), 515 to 527 Ma (13-17% discordant) and 540 to 556 Ma (11-13% discordant). One grain presenting too much ^{204}Pb and was not considered.

Sample 2972.5/2973.4m (n=28) contains a varied zircon assemblage; mainly sub rounded, long prismatic and angular, short prismatic grains, but also rounded to sub-rounded, short prismatic and rounded, long prismatic grains. This sample presents a Neoproterozoic population (n=21), relatively scattered from 520 to 690 Ma (Fig. 19), leading to four main average concordant ages: 552 ± 3.5 Ma, 589.5 ± 5 Ma, 616 ± 5 Ma and 693 ± 14 Ma. The major peak is at 560 to 600 Ma, the average age for the Neoproterozoic population is 583 ± 2 Ma. Paleoproterozoic grains (n=5) have average concordant ages forced at origin of 2129 ± 42 Ma. Th/U ratios are above or around 0.5. Two discordant grains yielded $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages of 1964 ± 17 and 3123 ± 23 Ma (17-22% discordant).

9. Discussion

The textural immaturity of Jubarte sandstones is denoted not only by the angular and sub-angular shape of quartz and feldspar grains, but also by the sub-angular to sub-rounded shape of apatite and monazite. These two heavy minerals are relatively soft and tend to become rounded relatively fast. These characteristics indicate a slight abrasion, related to a process of short distance sub-aerial transportation of the sediment, prior to its incorporation into gravity flows.

Zircon, tourmaline and rutile are the heavy minerals most resistant to transportation and stable both to weathering and to diagenesis (Morton, 1999). Hence, the obtained low ZTR values and the absence of sandstone lithoclasts show that there was no recycling of older sedimentary sequences and that the sediments that constituted the Jubarte reservoirs derived from primary igneous and/or metamorphic rocks. The low ZTR value of Jubarte sandstones is in the range of other arkoses from literature (Mange and Maurer, 1992) and is coherent with the mineralogical immaturity of the mineral assemblage, which reinforces the interpretation of short sub-aerial transportation distances and/or time. In addition, it points out that the degree of compositional modification by dissolution or alteration, either by weathering processes or diagenesis, was not severe.

The high ATi values suggest a weathering-limited regime of erosion at source areas (Johnsson et al., 1991). Weathering-limited regimes of erosion can be caused by a rapid tectonic uplift of the basement terrains with steeped mountain slopes or by an arid climate, or a combination of both. Apatite has low stability in weathering profiles (under the action of acidic groundwaters), being at the same time stable in deep burial conditions (Pettijohn, 1941 *apud* Morton, 1985b); (Morton, 1999). In order to apatite be preserved, weathering must be essentially physical, with rapid erosion of the source areas before significant chemical alteration. It is also essential that sediments do not remain for long periods of time stored in alluvial flood plains before reaching the final depositional setting, because this could allow dissolution by acid groundwaters. The feldspathic composition of the sandstones also concurs with the idea of a weathering-limited regime. Pittman (1970) suggested that any sediment with abundant plagioclase is probably first cycle-derived, because plagioclase tends to be unstable during weathering, requiring short transportation and rapid deposition.

It is well known that under humid climates substantial quartz enrichment relatively to feldspars and rock fragments occurs in sands from first-order streams draining plutonic and metamorphic rocks (Basu, 1985). However, in areas with steep slopes even hot and humid climate is not able to substantially modify the original source-rock composition. This was illustrated by the study of Johnsson et al. (1991) on the composition of sands of the Orinoco River, located in a humid tropical environment. In that area, rapid tectonic uplift and steep slopes promoted weathering-limited erosion, and the generation of sands that accurately correspond to the composition of the source rocks. In contrast, in regions with low relief, the erosion is transport-limited and sands

are of mature composition. Extended storage of sands in alluvial plains reduces the amount of feldspars, rock fragments and also of several species of heavy minerals, such as amphibole, epidote, garnet, clinopyroxene, being the apatite the most affected (e.g., Morton and Johnsson (1993).

Therefore, the textural characteristics and detrital composition of Jubarte reservoir sandstones indicate a scenario of active basement uplift, and rapid sediment transportation from source-areas to the basin. Rapid erosion of coarse, poorly sorted, compositionally-immature sediments from tectonically active basement areas with steeped slopes under an arid climate, would allow direct transportation from mountain streams to deep water, without coastal or platformal reworking. Conversely, the modern first-cycle sediments display a more quartzose composition and a low ATi index. The high frequency shifts in ATi values (at scale of 10-20m) sustain the idea that the Jubarte Field sandstones are directly derived from proximal alluvial systems (Hurst and Morton, 2000), with short but differential weathering exposure time. Episodic, tectonically or climatically-driven instability of the alluvial sediments would have originated high density gravity flows driven to the deep water setting, where they could have been transported for long distances in a relatively short period of time, while keeping their textural immaturity.

An active tectonic uplift of basement terrains along Campos Basin margin during late Cretaceous was previously suggested by Bruhn (1998) and Zalán and Oliveira (2005), based on coarse grain-size, feldspathic composition, volume and high number of turbiditic sandstone packages that constitute several oil fields, and by Hackspacher et al. (2003) based on apatite fission track analysis.

The mafic and felsic volcanic rock fragments described are probably of non-coeval, paleovolcanic origin, as suggested by their texture, composition and occurrence throughout the entire interval (cf. Zuffa, 1985). They may have been derived from the erosion of Santonian/Campanian, or even Neocomian rift, mafic-alkaline volcanics located in the source area and/or in intrabasinal highs.

The dominance of high pyrope-low grossular and almandine-rich garnet populations (types A and B) associated to high contents of kyanite and subordinate presence of andaluzite and sillimanite in the heavy mineral assemblages of Jubarte sandstones implies on the occurrence of high-temperature and low-to-medium-pressure (upper amphibolite to granulite facies) metamorphic rocks of mainly aluminous meta-pelitic composition and/or granitic terrains as potential sources-terrains. Tourmaline,

apatite and zircon can occur in both metamorphic and igneous rocks. High GZi values generally indicate predominance of metamorphic rather than granitic rocks, but garnet-rich, zircon-poor granites are proper of the peraluminous, S-type syn-collisional granitoid suite, which is ubiquitous in the basement terrains.

Detrital untwined plagioclases are indicative of derivation from metamorphic rocks (Pittman, 1970). The ubiquitous occurrence of anti-perthitic plagioclases in the studied sandstones indicates derivation from high-grade, granulite facies metamorphic terrains (Carstens, 1967). Untwined and/or anti-perthitic plagioclases occur in the paragneisses of the kinzigitic complex, specially in those of granulite facies (Féboli et al., 1993a; Oliveira, 1980; Silva and Ferrari, 1976), in the meta-quartz diorites, meta-tonalites and other meta-granitoids of Região dos Lagos complex and in the aluminous gneisses and calc-silicatic rocks of Buzios and Palmital successions of Cabo Frio terrain (Schmitt, 2001), but anti-perthitic plagioclases are also present in some G1 orthogneisses (Féboli et al., 1993a; Féboli et al., 1993b; Signorelli et al., 1993) and several granitoids and charnockitic rocks from G2 and G5 suites (Pinto et al., 2000).

The subordinate occurrence of hornblende, actinolite, chlorite, titanite and pyrope-grossular (type C) garnet in the heavy mineral assemblages of the analyzed sandstones suggests a minor contribution of mafic and/or calc-silicate rocks. The presence of chlorite, epidote and muscovite can also be assigned to the retro-metamorphic paragenesis present in some paragneisses.

The Oriental and the Cabo Frio terrains contain the light and heavy mineral assemblages described in the sandstones, including the same garnet composition. The exception is the presence of andaluzite, which occurs only in the Oriental terrain, and of kyanite, which occurs only in the Cabo Frio terrain. The presence of these two heavy minerals in the studied sandstones is particularly diagnostic of provenance from these terrains.

In the literature available on the basement terrains, kyanite is present only in the Cabo Frio terrain and in the external domains of Araçuaí and Ribeira belts (Occidental Terrain). It is not described in the Oriental Terrain, except in some schists of Rio Doce Group (Fig. 5), near the boundary with the external domain. Considering the discussed evidence of short transportation routes, derivation of sands from the external domains far away from field, like Rio Doce Group, must be ruled out. Moreover, because the NW direction of amalgamation against SFC, the eastern domains

were successive thrusts over the western ones, so that it is unlikely that the later (western domains rich in kyanite from Occidental and Oriental terrains) could once have been cropping out near the coast.

In this study, kyanite was found only in first order sediments of a stream cutting the Palmital Succession of Cabo Frio terrain and in smaller amounts in first order sediments of a stream cutting a S-type granitoid suite of the Oriental Terrain (Table 2). The Cabo Frio terrain is the only one with enough kyanite abundance to provide the amount found in the Jubarte sandstones.

The dominant Neoproterozoic and subordinate Paleoproterozoic ages from the detrital zircons of the Jubarte sandstones is also compatible with derivation from Oriental and Cabo Frio terrains. Although the younger ages of the Buzios event are under-represented and most of Th/U ratios are indicative of zircons derived from magmatic rocks, we believe that this is due to the very thin metamorphic overgrowths developed by the zircons during the main metamorphic episode, not only during the Buzios orogeny (Schmitt et al., 2004) but also during the collision that amalgamated the Oriental terrain against SFC (Noce et al., 2004). The relatively wide laser beam of the LA-ICPMS is most likely hitting the older, inherited zircon cores, rather than the thin metamorphic overgrowths. Furthermore, the main metamorphic episode of Buzios orogeny was better characterized in the leucosomes, which represents a small area of the entire terrain, contributing with small volume of detritus. Conversely, the Oriental Terrain experienced higher temperatures and intense crustal melting during the syn-collisional stage, allowing the growth of neofomed zircons in a relatively large area. As a consequence, the volume of detrital zircons with 560-600 Ma ages would be higher, causing their predominance among the entire population.

A few grains showing older Neoproterozoic ages (four grains between 640 to 690 Ma and one with 928 Ma) could represent inherited detrital zircons incorporated in the protoliths of the supracrustal Cabo Frio or Oriental terrains. The Paleoproterozoic grains could be either inherited detrital grains or derived from the basement of Cabo Frio terrain (Região dos Lagos complex).

Therefore, the Oriental and Cabo Frio terrains were the sources for the Jubarte reservoir sandstones, as indicated by light and heavy mineral assembly, garnet chemistry and zircon geochronology. Taking into account the modern outcropping area of Cabo Frio terrain, the supply routes would be from Southwest to Northeast (grey arrow in Fig. 5). However, the outcropping area at the end of Cretaceous could be much

larger. Considering the evidence of short sub-aerial transportation (discussed above), we infer an Eastern and Northeastern extension of Cabo Frio terrain, in such form that this terrain would be in a position much closer to basin than modern location. Depending on the magnitude of this extension, the supply routes could have been from West, directly in front of the Jubarte field (grey arrow in Fig. 5).

Zalán and Oliveira (2005) interpreted the offshore extension of Cabo Frio Terrain towards East and Southwest as well as suggested that the eastern edge of the uplifted basement at the end of Cretaceous coincided with the modern location of Cretaceous hinge-line (Fig. 5).

The Colatina shear zone played apparently no role on the provenance of the Jubarte sandstones, as indicated by the absence of kyanite in the terrains cut by this N-NW structural feature.

The absence or scarcity of sillimanite, andalusite, amphiboles, and pyroxenes which are, in contrast, common in the inferred source rocks, indicate the degree of diagenetic modification of depositional composition. Indeed, these minerals are known as to be unstable under burial conditions.

The diagenetic products indicate that the reservoirs undergone marine eodiagenesis, followed by moderate mesodiagenesis. Because feldspar dissolution and precipitation of authigenic kaolinite took place after mechanical compaction, they could be caused by telodiagenetic meteoric flushing or by organic acid percolation during mesodiagenesis. As for other reservoirs in the Campos Basin, dissolution and kaolinization may be related to both meteoric and organic processes (Prochnow et al., 2006). However, the preservation of apatite in heavy mineral assemblage, as previously discussed, suggests that the observed dissolution was caused by organic acids, once apatite is unstable under meteoric conditions (Mange and Maurer, 1992; Morton, 1999).

The two wells analyzed present the same light and heavy mineral assemblages and garnet geochemistry, indicating that the sandstones in the two location within the field provide from the same source. No significant vertical variation was observed in these major parameters, as well as in the provenance sensitive ratio indexes. The variations showed by the ATi index within and between the two wells are not a result of a change in provenance, as there are no changes in heavy mineral assemblages, in other mineral ratios (e. g. GZi), or in garnet geochemistry. The observed ATi variations are thus probably a result of climatic fluctuations operating over the source terrains, or due to a differential exposure time to weathering in the alluvial systems,

caused by the successive but episodic uplift. If this variation pattern proves to be the same in other wells of the field, the ATi index may be used as an alternative correlation method within the field.

Therefore, there were apparently no provenance changes among the forth- and fifth-order sequences recognized in the field. However, detrital zircon ages suggest a subtle change in the dominant source terrains through time. The sample from the the top of the reservoir (2825/2825.5m), presents a major cluster of zircons at 600-640 Ma and average age of 631 Ma, denoting a preferential erosion from the pre-collisional magmatic arcs (G1 suite), whereas the other samples presents a major cluster at 560-600 Ma and average ages of 568, 588 and 583 Ma, indicating dominant erosion from the syn-collisional rocks (magmatic arcs and metamorphic event). Apparently, the younger arcs located more to the East and associated with high-grade meta-sediments were eroded first, as derived sediments constitute the basal and intermediate sandstone packages. As the erosion proceeded westwards through escarpment retreat, the older arc associated with high-grade meta-sediments, became progressively dominant as source of the younger package. In the same way, sample 2914/2914.75m did not furnished younger concordant ages than 540 Ma, meaning low contribution of Cabo Frio terrain at this time, which agrees with the lower kyanite amount presented by this sample among the entire succession (Fig. 12).

The essential and heavy mineral composition of the analyzed first-cycle sediments are clearly controlled by the composition of their source-rocks, although significant modifications related to the present humid climatic conditions can be noticed, as shown by a quartzose composition, presence of laterite and bauxite fragments, and low ATi values. Variations related to present geomorphologic contrasts are very likely, as the syn- and post-collisional terrains developed a rugged topography with steep-sided slopes, while the paragneissic and charnockitic suites developed mild topography, with gentle slopes, except for the quartzite intercalations, which are usually more resistant (Féboli et al., 1993a; Féboli et al., 1993b; Signorelli et al., 1993; Vieira et al., 1993; Silva et al., 1993; Pinto et al., 2000; Silva and Cunha, 2001;). Indeed, some of the samples that show a similar composition to Jubarte sandstones (e.g. PA5, EM2) and/or higher ATi indexes (e.g. PA5, MS1) were collected in mountainous areas with steeped slopes.

The composition of first-cycle modern sediments may indicate the source-terrains of ancient sandstones (Ingersoll et al., 1993), provided that present and

past geology, geomorphology and climate are similar. The relatively more quartzose composition of the first-cycle sands contrasts with the Cretaceous feldspathic sandstones and is related to the interaction between present tectonics and humid climate, that allowed greater modification in the composition of modern sands. Therefore, they are not suitable for direct source-sandstone correlation. Nevertheless, it is interesting to notice that only first-cycle sands belonging to the Cabo Frio and Oriental terrains and none of the first-cycle sands from the external (Occidental) terrains plotted on the same compositional field of the Jubarte sandstones (Figs. 7 & 8). The analyzed modern sediments from major rivers are more homogenized due to long transportation distances, and also do not correspond to the composition of the Cretaceous sandstones (Figs. 7 & 8). However, when considering garnet geochemistry data, the big river modern sands are more similar to the Cretaceous sandstones than the modern first-cycle sediments, which present variable composition even within the same unit (Figs 16 e 17). This is maybe related to the relatively high resistance to weathering of garnets.

Besides the generally quartz-rich detrital composition, modern first-cycle sands show abundance of heavy minerals with relatively low stability to weathering, such as orthopyroxene (hypersthene), epidote and hornblende, being apatite the most depleted.

The composition of the cuttings samples is usually more homogeneous than that of the sandstones, probably due to some degree of caving and mixing with upper intervals. This process can dilute but do not mask the provenance signals.

10. Conclusions

Jubarte reservoirs are constituted by a 350m-thick package of deep-water, poorly-sorted, fine to very coarse, occasionally conglomeratic sandstones with angular to sub-angular grains denoting rapid transportation from uplifted plutonic source to the final depositional setting. The original feldspathic composition (arkoses *sensu* Folk, 1968) indicates a provenance setting related to uplifted basement blocks (*sensu* Dickinson, 1985).

The heavy-mineral assemblage contains five major species, in order of abundance: garnet, apatite, kyanite, tourmaline and zircon. In addition, there are other species sporadically present in minor amounts (average values less than 1%): rutile,

TiO₂ opaque minerals, monazite, actinolite-tremolite, hornblende, chlorite, staurolite, sillimanite, andalusite and titanite. Three main garnet populations are detected in the wells: low grossular - high pyrope (type A), high almandine - low pyrope (type B) and a subordinate group of moderate grossular and pyrope (type C). U-Pb zircon ages are dominantly Neoproterozoic, with a subordinate Paleoproterozoic population. These data indicates derivation from aluminous pelites metamorphosed at high temperatures and low to medium pressures, granites and subordinate mafic rocks, belonging to the Cabo Frio and Oriental terrains of the Ribeira orogen, characterizing a supply route from SW to NE.

Cabo Frio terrain is tectonically thrust over the Oriental terrain. Consequently, during erosional processes their detritus were mixed and produced the original composition of Jubarte sandstones. An originally larger extension of the Cabo Frio terrain towards E-NE is inferred.

The fourth- and fifth-order depositional sequences analyzed in the wells JUA and JUB show no major variations in essential composition, heavy mineral assemblages and garnet geochemistry, indicating no provenance changes during deposition. Provenance-sensitive ZTR and GZi indexes also remain relatively constant (low and high, respectively), but ATi index ranges from 40 to 95 in both wells, and can be used as a parameter for sandstone correlation within the field. In general ATi is high; the low values are interpreted as a product of climatic variations operating over the source-area.

Except for albitization, the intensity and amount of diagenetic grain replacement and dissolution is limited so that the original, depositional essential composition was not greatly modified. However, heavy mineral assemblages were more affected, once that some heavy minerals such as sillimanite, andalusite, amphibole and pyroxene, which are very abundant at the source-rocks, are scarcely found in the sandstones.

Successive episodes of uplift and escarpment retreat lead first to the erosion of eastern syn-collisional rocks and later to the erosion of western pre-collisional granitoids and gneisses from the Oriental Terrain, as indicated by zircon geochronologic data. Low ZTR index and absence of low-grade stable heavy mineral (like chloritoid) and meta-sedimentary rock fragments, suggest that at Maastrichtian times the supracrustal, low-grade meta-sedimentary rocks were already totally eroded.

The composition of first-cycle sediments is strongly influenced by the interaction between mild modern tectonics and humid climate. Therefore, they are not adequate for direct comparison with the Cretaceous sandstones.

The integrated compositional data suggest a tectonically-active source-area, located close to the basin. The active uplift of source terrains carried large volume of textural and compositionally immature sediments from mountain streams directly to deep water, probably through a submarine canyon. The high-frequency changes in the ATi values suggest directly derivation of Jubarte sandstones from first-cycle alluvial sediments.

Acknowledgements

The authors wish to thank Petrobras for the permission to publish this paper. Discussions with A. C. Pedrosa-Soares and Monica Heilbron improved our understanding of basement terrains. We are grateful to Renata Schmitt for making available unpublished garnet geochemistry results.

References

- Allen, P.A., Mange-Rajetzky, M.A., 1992. Devonian-Carboniferous sedimentary evolution of the Clair area, offshore north-western UK: impact of changing provenance. *Marine and Petroleum Geology*, 9: 29-52.
- Almeida, F.F.M.d., Hasui, Y., Neves, B.B.d.B., Fuck, R.A., 1977. Províncias Estruturais Brasileiras, VIII Simpósio de Geologia do Nordeste, Campina Grande, pp. 363-391.
- Almeida, F.F.M.d., Litwinski, N., 1984. Província Mantiqueira Setor Setentrional. In: Y. Hasui and F.F.M.d. Almeida (Editors), *O Pré Cambriano no Brasil*. Editora Edgard Blucher, São Paulo, pp. 282-307.
- ANP, 2006. Access Year: 2006. Anuário Estatístico. <http://www.anp.gov.br/>.
- Basu, A., 1985. Influence of climate and relief on compositions of sands released at source areas. In: G.G. Zuffa (Editor), *Provenance of Arenites*. NATO-ASI Series

- C: Mathematical and Physical Sciences. D. Reidel Pub. Co., Dordrecht, Germany, pp. 1-18.
- Bezzera, M.F.C., Pedroso Jr., C., Pinto, A.C.C., Bruhn, C.H.L., 2004. The Appraisal and Development Plan for the Heavy Oil Jubarte Field, Deepwater Campos Basin, Brazil., Offshore Technology Conference. , Houston, Texas, U.S.A.
- Bruhn, C.H.L., 1998. Deep-water reservoirs from the eastern Brazilian rift and passive margin basins. In: M. Carminatti (Editor), AAPG International Conference and Exhibition. Short Courses. The American Association of Petroleum Geologists, Rio de Janeiro, pp. 187.
- Bruhn, C.H.L., Walker, R.G., 1995. High resolution stratigraphy and sedimentary evolution of coarse-grained canyon-filling turbidites from the Upper Cretaceous transgressive megasequence, Campos Basin, offshore Brazil. *Journal of Sedimentary Research*, B65(4): 426-442.
- Carstens, H., 1967. Exsolution in ternary feldspars. I. On the formation of antiperthites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 14: 27-35.
- Chang, H.K., Kowsmann, R.O., Figueiredo, A.M.F., 1988. New Concepts on the Development of East Brazil Marginal Basins. *Episodes*, 11: 194-202.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., 1966. An introduction to the rock forming minerals. Longmans, Green and Co., Ltd., London.
- Dias, J.L., Scarton, J.L., Esteves, F.R., Carminatti, M., Guardado, L., 1990. Aspectos da evolução tectono-sedimentar e a ocorrência de hidrocarbonetos na Bacia de Campos. In: G.P. Rajagabaglia and E.J. Milani (Editors), *Origem e Evolução de Bacias Sedimentares*. PETROBRAS/DIVEN, Rio de Janeiro, RJ, pp. 333-360.
- Dickinson, W.R., 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In: G.G. Zuffa (Editor), *Provenance of Arenites*. NATO-ASI Series C. D. Reidel Pub. Co., Dordercht, The Netherlands, pp. 333-361.
- Féboli, W.L., Drumond, J.B.V., Ribeiro, J.H., Leal, A.d.S., Padilha, A.V., Souza, A.A., Souza, C.J.M.d., Barreto, E.L., Signorelli, N., 1993a. Texto Explicativo da Folha SF.24-V-A-VI - Piúma. Escala 1:100.000, DNPM/CPRM, Brasília.
- Féboli, W.L., Drumond, J.B.V., Ribeiro, J.H., Padilha, A.V., Heineck, C.A., Raposo, F.O., Souza, E.C., Baltazar, O.F., Souza, A.A., Souza, H.A.d., Vasconcellos, R.M.d., Gomes, R.A.A.D., Barreto, E.L., Metello, M.J., 1993b. Texto Explicativo da Folha SF.24-V-A-III - Domingos Martins. Escala 1:100.000, DNPM/CPRM, Brasília.

- Folk, R.L., 1968. *Petrology of Sedimentary Rocks*. Hemphill's Pub., Austin, Texas, 107 pp.
- Fontana, D., Zuffa, G.G., Garzanti, E., 1989. The interaction of eustacy and tectonism from provenance studies of the Eocene Hecho Group Turbidite Complex (Eocene-Central Pyrenees, Spain). *Basin Research*, 2: 223-237.
- Gandolfi, G.P., Luigi; Zuffa, Gian Gaspare, 1983. Petrology and dispersal pattern in the Marnoso-Arenacea Formation (Miocene, Northern Apennines). *Journal of Sedimentary Petrology*, 53(2): 493-507.
- Gontijo, R.C., Souza Cruz, C.E., Caldas, J.L.L., Arienti, L.M., d'Ávila, R.S.F., 2005. Structurally Controlled Sand-rich Gravity Deposits of the Jubarte Oil field (Brazil Deep Seds - Deep-Water Sedimentation on the Southeast Brazilian margin Project). AAPG Annual Meeting. AAPG Bulletin, Calgary, Alberta.
- Grassi, A.d.A., Castro, A.H.A., Albertão, G.A., 2004. Bacia de Campos. *PHOENIX*, 65: 1-6.
- Guardado, L.R., Gamboa, L.A.P., Lucchesi, C.F., 1990. Petroleum Geology of the Campos Basin, Brazil: a model for an Atlantic type basin. In: J.D. Edwards and P.A. Santogrossi (Editors), *Divergent/Passive Margin Basins*. AAPG Memoir. The American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma, pp. 3-79.
- Hackspacher, P.C., Ribeiro, L.F.B., Ribeiro, M.C.S., Neto, J.C.H., Iunes, P.J., Tello, C.A.S., 2003. A origem da Serra do Mar: termocronologia por traços de fissão em apatita., 9º Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos. Sociedade Brasileira de Geologia, Búzios, RJ, pp. 384-385.
- Heilbron, M., Machado, N., 2003. Timing of Terrane Accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira Orogen (SE Brazil). *Precambrian Research*, 125: 87-112.
- Heilbron, M., Mohriak, W.U., Valeriano, C.M., Milani, E.J., Almeida, J., Tupinanbá, M., 2000. From Collision to Extension: The Roots of the Southeastern Continental Margin of Brazil. In: W.U. Mohriak and M. Talwani (Editors), *Atlantic Rifts and Continental Margins*. Geophysical Monograph 115. American Geophysical Union, Washington, DC, pp. 1-32.
- Heilbron, M., Pedrosa-Soares, A.C., Campos Neto, M.d.C., Silva, L.C.d., Trouw, R.A.J., Janasi, V.d.A., 2004. Província Mantiqueira. In: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro and B.B.d.B. Neves (Editors), *Geologia do Continente sul-americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca, São Paulo, pp. 647.

- Heilbron, M., Valeriano, C.M., Valladares, C.S., Machado, N., 1995. A Orogênese Brasileira no Segmento Central da Faixa Ribeira, Brasil, *Revista Brasileira de Geociências*, pp. 249-266.
- Hubert, J.F., 1962. A zircon-tourmaline-rutile maturity index and the interdependence of the composition of heavy mineral assemblage with the gross composition and texture of sandstones. *Journal of Sedimentary Petrology*, 32: 440-450.
- Hurst, A., Morton, A.C., 1988. An application of heavy-mineral analysis to lithostratigraphy and reservoir modelling in the Oseberg Field, northern North Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 5: 157-169.
- Hurst, A., Morton, A.C., 2000. Access Year: 2005. Generic relationships in the mineral-chemical stratigraphy of turbidite sandstones. www.abdn.ac.uk/turbidites/index1.html.
- Hutchinson, C.S., 1974. *Laboratory Handbook of Petrographic Techniques*. John Wiley & Sons Inc., U. S. A.
- Ingersoll, R.V., 1990. Actualistic sandstone petrofacies: discriminating modern and ancient source rocks. *Geology*, 18: 733-736.
- Ingersoll, R.V., Kretchmer, A.G., Valles, P.K., 1993. The effect of sampling scale on actualistic sandstone petrofacies. *Sedimentology*, 40: 937-953.
- Johnsson, M.J., Stallard, R.F., Lundberg, N., 1991. Controls on the composition of fluvial sands from a tropical weathering environment: sands of the Orinoco River drainage basin, Venezuela and Colombia. *Geological Society of America Bulletin*, 103: 1622-1647.
- Mange, M.A., Maurer, H.F.W., 1992. *Heavy Minerals in Colour*. Chapman & Hall, London.
- Martins, F.D.A.L., Sad, A.R.E., Scarton, J.C., Oliveira, J.Q., Moreira, J.L.P., 1990. Mapeamento regional dos turbiditos da Bacia de Campos: do neo-Albiano ao Mioceno, 4th Brazilian Petroleum Congress. Instituto Brasileiro do Petróleo, Rio de Janeiro, pp. TT-208, 9p.
- Mearns, E.W., 1992. Samarium-neodymium isotopic constraints on the provenance of the Brent Group. In: A.C. Morton, R.S. Haszeldine, M.R. Giles and S. Brown (Editors), *Geology of the Brent Group*. Geological Society Special Publication, 61. The Geological Society, London, pp. 213-225.
- Mizusaki, A.M., Petrini, R., Bellieni, G., Comin-Chiaramonti, P., Dias, J., De Min, A., Piccirillo, E.M., 1992. Basalt magmatism along the passive continental margin

- of SE Brazil (Campos Basin). *Contributions to Mineralogy and Petrology*(111): 143-160.
- Morton, A.C., 1985a. Heavy minerals in provenance studies. In: G.G. Zuffa (Editor), *Provenance of Arenites*. NATO-ASI Series C: Mathematical and Physical Sciences. D. Riedel Publishing Company, Dordrecht, Germany, pp. 249-277.
- Morton, A.C., 1985b. A new approach to provenance studies: electron microprobe analysis of detrital garnets from Middle Jurassic sandstones of the northern North Sea. *Sedimentology*, 32: 553-566.
- Morton, A.C., 1987. Detrital garnets as provenance and correlation indicators in North Sea reservoir sandstones. In: J.B.a.K. Glennie (Editor), *Petroleum Geology of North West Europe*. Graham & Trotman, London, pp. 991-995.
- Morton, A.C., 1999. Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones. *Sedimentary Geology*, 124(1-4): 3-30.
- Morton, A.C., Hallsworth, C., 1994. Identifying provenance-specific features of detrital heavy mineral assemblages in sandstones. *Sedimentary Geology*, 90: 241-256.
- Morton, A.C., Hallsworth, C., Chalton, B., 2004. Garnet compositions in Scottish and Norwegian basement terrains: a framework for interpretation of North Sea sandstone provenance. *Marine and Petroleum Geology*, 21.
- Morton, A.C., Johnsson, M.J., 1993. Factors influencing the composition of detrital heavy mineral suites in Holocene sands of the Apure River drainage basin, Venezuela. In: M.J. Johnsson and A. Basu (Editors), *Processes controlling the composition of clastic sediments*. Geological Society of America Special Paper 284. Geological Society of America, Boulder, Colorado, pp. 171-185.
- Morton, A.C., Spicer, P., Ewen, D., 2003. Geosteering of High-angle Wells using heavy-mineral Analysis: The Clair Field, West of Shetland, U.K. In: T.R. Carr, E.P. Mason and C.T. Feazel (Editors), *Horizontal wells: Focus on the reservoir*. AAPG Methods in Exploration, pp. 249-260.
- Morton, A.C.W., A. G.; Fanning, C. M., 2005. Provenance of Late Cretaceous to Paleocene submarine fan sandstones in the Norwegian Sea: Integration of heavy mineral, mineral chemical and zircon age data. *Sedimentary Geology*, 182: 3-28.
- Morton, A.K., Robert W. O'B.; Hallsworth, Claire, 2002. Correlation of reservoir sandstones using quantitative heavy mineral analysis. *Petroleum Geoscience*, 8: 251-262.

- Noce, C.M., Macambira, M.J.B., Pedrosa-Soares, A.C., 2000. Chronology of Neoproterozoic-Cambrian Granitic Magmatism in the Araçuaí Belt, Eastern Brazil, Based on Single Zircon Evaporation Dating, *Revista Brasileira de Geociências*, pp. 25-29.
- Noce, C.M., Pedrosa-Soares, A.C., Piuzana, D., Armstrong, R., Laux, J.H., Campos, C.M.d., Medeiros, S.R.d., 2004. Ages of Sedimentation of The Kinzigitic Complex and of a Late Orogenic Thermal Episode in The Araçuaí Orogen, Northern Espírito Santo State, Brazil: Zircon and Monazite U-Pb SHRIMP and ID-TIMS Data, *Revista Brasileira de Geociências*, pp. 587-592.
- Oliveira, M.A.F.d., 1980. Petrologia das rochas granulíticas da Faixa Paraíba do Sul, Estados do Rio de Janeiro e Minas Gerais. Tese Thesis, UNESP, Rio Claro, 115 pp.
- Pedrosa-Soares, A.C., Noce, C.M., Silva, L.C., Cordani, U.G., Alkimim, F.F., Babinski, M., 2005. Orógeno Araçuaí: Estágio Atual do Conhecimento Geotectônico, III Simpósio sobre o Cráton do São Francisco, Salvador, Bahia, Brazil.
- Pedrosa-Soares, A.C., Noce, C.M., Widemann, C.M., Pinto, C.P., 2001. The Araçuaí-West-congo Orogen in Brazil: an overview of a confined orogen formed during Gondwanaland assembly. *Precambrian Research*, 110: 307-323.
- Pinto, C.P., Drumond, J.B.V., Féboli, W.L., 2000. Geologia. Nota Explicativa do Mapa Geológico Integrado - Etapa I. Folhas SE.24-V, SE.23-Z, SE.24-Y (partes), CPRM, Belo Horizonte.
- Pittman, E.D., 1970. Plagioclase feldspar as an indicator of provenance in sedimentary rocks. *Journal of Sedimentary Petrology*, 40(2): 591-598.
- Ponte, F.C., Asmus, H.E., 1978. Geological framework of the Brazilian continental margin. *Geol. Rdsch.*, 68: 201-235.
- Prochnow, E.A., Remus, M.V.D., Ketzer, J.M., Gouvea Jr., J.C.R., Souza, R.S.d., De Ros, L.F., 2006. Organic - Inorganic interactions in oilfield sandstones: examples from turbidite reservoirs in the Campos Basin, Offshore Eastern Brazil. *Journal of Petroleum Geology*, 29(4): 361-380.
- Rangel, H.D., Martins, C.C., 1998. Principais Compartimentos Exploratórios - Bacia de Campos. In: Schlumberger-PETROBRAS (Editor), Searching for oil and gas in the land of giants., pp. 32-40.

- Rego, I.T.S.F., 1990. Petrologia e geoquímica da unidade charnockítica Bela Joana - Região de São Fidelis - RJ. Tese Thesis, Universidade de São Paulo, São Paulo, 348 pp.
- Remus, M.V.D., De Ros, L.F., Dillenburg, S., Splendor, F., Nunes, L.C., 2004. Aplicação da microsonda eletrônica na análise de proveniência: granadas - traçadores de áreas-fonte nas Bacias de Santos e Pelotas., Dez anos de microsonda em Porto Alegre, Porto Alegre, pp. 101-107.
- Rossi, C., Kálin, O., Arribas, J., Tortosa, A., 2002. Diagenesis, provenance and reservoir quality of Triassic TAGI sandstones from Ourhoud field, Berkine (Ghadames) Basin, Algeria. *Marine Petroleum Geology*, 19(2): 117-142.
- Sabeen, H.M., Ramanujan, N., Morton, A.C., 2002. The provenance of garnet: constraints provided by studies of coastal sediments from southern India. *Sedimentary Geology*, 152: 279-287.
- Sajeew, K., Santosh, M., 2006. An unusual high-Mg garnet-spinel orthopyroxenite from southern India: evidence for ultrahigh-temperature metamorphism at high-pressure conditions., *Geological Magazine*, pp. 923-932.
- Schmitt, R.d.S., 2001. A orogenia Búzios - caracterização de um evento tectono-metamórfico cambro-ordoviciano no Domínio Tectônico Cabo Frio, sudeste da Faixa Ribeira. Tese Thesis, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 273 pp.
- Schmitt, R.d.S., Trouw, R.A.J., Schmus, W.R.V., Pimentel, M.M., 2004. Late Amalgamation in the Central part of West Gondwana: New Geochronological Data and the Cararacterization of a Cambrian Collisional Orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil). *Precambrian Research*, 133: 29-61.
- Schobbenhaus, C., Gonçalves, J.H., Santos, J.O.S., Abram, M.B., Neto, R.L., Matos, G.M.M.d., Vidotti, R.M., Ramos, M.A.B., Jesus, J.D.A.d., 2004. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas – SIG e 46 folhas na escala 1:1.000.000. CPRM, Brasília.
- Signorelli, N., Drumond, J.B.V., Ribeiro, J.H., Padilha, A.V., Raposo, F.O., Souza, E.C., Heineck, C.A., Baltazar, O.F., Souza, H.A.d., Souza, A.A., Vasconcellos, R.M.d., Gomes, R.A.A.D., Barreto, E.L., Metello, M.J., 1993. Texto Explicativo da Folha SF.24-V-A-II - Afonso Claudio. Escala 1:100.000, DNPM/CPRM, Brasília.
- Silva, J.N.d., Drumond, J.B.V., Ribeiro, J.H., Padilha, A.V., Raposo, F.O., Souza, E.C., Heineck, C.A., Baltazar, O.F., Souza, A.A., Souza, H.A.d., Vasconcellos,

- R.M.d., Gomes, R.A.A.D., Barreto, E.L., Metelo, M.J., 1993. Texto Explicativo da Folha SF.24-V-A-V - Cachoeiro de Itapemerim. Escala 1:100.000, DNPM/CPRM, Brasília.
- Silva, J.N.d., Ferrari, P.G., 1976. Projeto Espírito Santo - Relatório Final, CPRM/DNPM, Belo Horizonte.
- Silva, L.C., Santos, R.A.d., 2000. Mapa Geológico do Estado do Rio de Janeiro. In: CPRM/DRM-RJ (Editor).
- Silva, L.C.d., Cunha, H.C.d.S., 2001. Geologia do Estado do Rio de Janeiro: texto explicativo do mapa geológico do Estado do Rio de Janeiro, CPRM - Serviço Geológico do Brasil & Departamento de Recursos Minerais - DRM - RJ, Brasília.
- Silva, L.C.d., McNaughton, N.J., Armstrong, R., Hartmann, L.A., Fletcher, I.R., 2005. The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: a zircon-based U-Pb geochronologic subdivision for the Brasiliano/Pan-African systems of orogens. *Precambrian Research*, 136: 203-240.
- Silva, L.C.d., McNaughton, N.J., Hartmann, L.A., Fletcher, I.R., 2003. Zircon U-Pb SHRIMP dating of the Serra dos Órgãos and Rio de Janeiro gneissic granitic suites: implications for the (560 Ma) Brasiliano/Pan-African collage. *Revista Brasileira de Geociências*, 33(2): 237-244.
- Söllner, F., Lammerer, B., Weber-Diefenbach, K., 1989. Brasiliano age of a charnoenderbitic rock suite in the Complexo Costeiro (Ribeira mobile belt), Espírito Santo/Brazil: evidence from U-Pb geochronology on zircons., *Zbl. Geol. Palaont. Teil I*, pp. 933-945.
- Söllner, F., Lammerer, B., Weber-Diefenbach, K., Hansen, B.T., 1987. The Brasiliano orogenesis: age determinations (Rb-Sr and U-Pb) in the coastal mountain region of Espírito Santo, Brazil., *Zbl. Geol. Palaont. Teil I*, pp. 729-741.
- Tupinanbá, M., Teixeira, W., Heilbron, M., 2000. Neoproterozoic western Gondwana assembly and subduction-related plutonism: the role of the Rio Negro Complex in the Ribeira Belt., *Revista Brasileira de Geociências*, pp. 7-11.
- Vieira, V.S., Drumond, J.B.V., Ribeiro, J.H., Padilha, A.V., Souza, E.C., Raposo, F.O., Silva, L.C.d., Heineck, C.A., Souza, A.A., Souza, H.A.d., Gomes, R.A.A.D., Vasconcellos, R.M.d., Barreto, E.L., Metelo, M.J., Delgado, I.M., 1993. Texto Explicativo da Folha SE.24-Y-C-V - Baixo Guandu. Escala 1:100.000, DNPM/CPRM, Brasília.

- Von Eynatten, H., Gaupp, R., 1999. Provenance of Cretaceous synorogenic sandstones in the Eastern Alps: constraints from framework petrography, heavy mineral analysis and mineral chemistry. *Sedimentary Geology*, 124: 81-111.
- Zalán, P.V., Oliveira, J.A.B.d., 2005. Origem e Evolução Estrutural do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil., *Boletim de Geociências da Petrobrás*, pp. 269-300.
- Zuffa, G.G., 1985. Optical analysis of arenites: influence of methodology on compositional results. In: G.G. Zuffa (Editor), *Provenance of Arenites*. NATO-ASI Series C: Mathematical and Physical Sciences. D. Reidel Pub. Co., Dordrecht, Germany, pp. 165-189.
- Zuffa, G.G., 1987. Unravelling hinterland and offshore palaeogeography from deep-water arenites. In: J.K. Leggett and G.G. Zuffa (Editors), *Marine Clastic Sedimentology - Concepts and Case Studies* (a volume in memory of C. Tarquin Teale). Graham and Trotman Ltd, London, pp. 39-61.

Figure captions

Figure 1: location of the Jubarte oil field in the Campos Basin. Modified from (Grassi et al., 2004).

Figure 2: Campos Basin Stratigraphic chart. Ub: Ubatuba Fm. (mudstones); Cb: Carapebus Fm. (deep water sandstones). Modified from Rangel et al. (1994).

Figure 3: E-W cross section showing the Maastrichtian reservoirs and location of the studied wells JUA and JUB. (Petrobras/ATP-JUB-CHT/RES).

Figure 4: Sampling location and stratigraphic divisions for wells JUA and JUB. Fourth-order sequence II encompasses fifth-order sequences from “a” to “d”; fourth order sequence III encompasses fifth-order sequences from “e” to “h”. Cored and sampled interval for wells JUA and JUB are expanded at the right and left side, respectively. Legend: “T” column with circles shows thin sections locations; “Hm” column shows locations of heavy mineral samples; “Gt” column shows locations of samples for garnet geochemistry; Zr column shows location of samples for zircon geochronology. Modified from Arienti et al. (unpublished results).

Figure 5: Simplified geological 1:1.000.000 scale map of Rio de Janeiro and Espirito Santo states (Araçuaí and Ribeira orogens). Legend: 1- Archean. Paleoproterozoic: 2- Paleoproterozoic unit of Occidental terrain, 3-Região dos Lagos Complex. Neoproterozoic: 4-metaultramafic rocks, 5-Rio Doce Gr., 6-Kinzigitic Complex, 7- Buzios & Palmital units, 8- Pre-collisional (G1) suites, mainly granites to granodiorites, c- charnockites; 9-Indiferenciated Charnockitoids (G1/G2?), 10- Sin-collisional (G2, G3) suites, mainly leucogranites, c- charnockites; 11- Late-to-post collisional (G4, G5) suites, c- charnockites; 12- Cenozoic alkaline intrusions, 13-Neogene (Barreiras Gr.) & Quaternary deposits. CF: Cabo Frio tectonic boundary; G: Guaçuí fault; V: Vitoria-Colatina shear zone. Cabo Frio Tectonic Domain (3+7); Oriental terrain (4+5+6+8+9+10+11); Occidental terrain (1+2+4+6+8+10). Black dots with alphanumeric code correspond to location of first/third cycle sediment samples. Grey arrows indicate two possible supply routes. Onshore data based on Schobbenhaus et al. (2004).

Figure 6: Optical photomicrographs of aspects of the reservoir texture and of the framework grains: (A) poorly sorted sandstone; (B) dominant sub-angular quartz grains; (C) untwined andesine; (D) anti-perthitic (black arrow) untwined oligoclase (E) anti-perthitic (black arrow) andesine; (F) microcline; (G) plutonic fragment; (H) mud-intraclast.

Figure 7: (A) Original detrital composition of 55 sandstone samples of the Jubarte field, plotted in Folk (1968) diagram. (B) Original average detrital composition of sandstones plotted according to fifth-order sequences in Folk (1968) diagram. (C) Detrital composition of first and third-cycle sands plotted in Folk (1968) diagram.

Figure 8: (A) Original detrital composition of 55 sandstone samples of Jubarte field, plotted in QtFL diagram (Dickinson, 1983). (B) Original average detrital composition of sandstones plotted according to fifth-order sequences in QtFL diagram (Dickinson, 1983). (C) Detrital composition of first and third-cycle sands plotted in QtFL diagram (Dickinson, 1983).

Figure 9: Optical photomicrographs of aspects of the framework grains: (A) partially albitized twinned plagioclase; (B) partially dissolved plagioclase; (C) expanded and kaolinized muscovite; (D) dolomite replacing biotite. (E) first cycle sand (sample MS1 – Angelim sin-collisional suite) showing dominant sub-angular quartz grains; (F) third cycle sand (sample RD1 – Doce River) showing dominant sub-rounded quartz grains; (G) untwined plagioclase with dissolved anti-perthites (sample BZ1 - Palmital unit/Cabo Frio domain). Thin section stained for plagioclase with barium chloride + rhodizonate; (H) plutonic amphibolite fragment (plagioclase + hornblende). Sample BZ2 - Kinzigitic complex). Thin section stained for plagioclase with barium chloride + rhodizonate.

Figure 10: Average composition of heavy mineral assemblage in well JUA (left) and JUB (right). Notice the abundance of garnet.

Figure 11: Optical photomicrographs of heavy mineral grains in Jubarte field: (A) colorless garnet with granular no-oriented inclusions; (B) colorless garnet with oriented

prismatic inclusions; (C) kyanite; (D) euhedral apatite showing angular faces; (E) sub-angular monazite; (F) zoned sub-rounded short prismatic zircon and colorless garnet. Optical photomicrographs of unstable heavy mineral grains in first-order sands: (G) sillimanite in Kinzigitic complex sand (sample RB9); (H) hypersthene in Bela Joana sand (sample RPT1).

Figure 12: Vertical distribution of five main heavy mineral species in well JUA (left) and JUB (right).

Figure 13: Provenance sensitive ratios for wells JUA (grey squares) and JUB (black diamond). Left: ZTR index; center: GZi index; right: ATi index.

Figure 14: Provenance sensitive ratios for first-cycle sands. Left: ZTR index; center: GZi index; right: ATi index.

Figure 15: Ternary plots of wells JUA (upper row) and JUB (lower row) garnet assemblages. “P” denotes percentage of pyrope (Mg); “AS” denotes percentage of almandine plus spessartine (Fe + Mn) and “GAU” denotes percentage of grossular plus andradite plus uvarovite (Ca). Grey circles represent garnets with spessartine < 5%; black circles represent spessartine > 5%.

Figure 16: Ternary plots of garnet assemblages from first-cycle sediments. Top: samples from Kinzigitic gneiss (Paraíba do Sul Gr.). Bottom: samples from granitoids. Note the variability in garnet population for the Kinzigitic gneiss. Legend is the same as in Fig 18. For sample codes see [Table 1](#).

Figure 17: Ternary plots of third-order sands garnet assemblages. Legend is the same as in Fig 18. For sample codes see [Table 1](#).

Figure 18: Ternary plots of garnet assemblages from basement rocks. (A) garnets from Oriental Terrain (Rego, 1990), all of them with spessartine under 5%. (B) garnets from Cabo Frio Terrain (Schmitt, 2001). Grey circles represent garnets with spessartine < 5%; black circles represent spessartine > 5%. See text for explanation.

Figure 19: Histograms showing detrital zircon age distribution for well JUA. Only concordant ages were considered. Uncertainties are at 1 σ one sigma.

[Table 1](#): Summary of basement units sampled for first-cycle sediments analysis. All samples with essential composition evaluated by petrography. Samples indicated with an "x" at the correspondent column were analyzed also for heavy minerals and/or garnet geochemistry.

[Table 2](#): Results of petrographic analyses of Jubarte sandstones.

[Table 3](#): Summary results of detrital heavy mineral assemblage found in first-cycle sands. See [Table 1](#) for codes and figure 5 for location.

Fig. 1

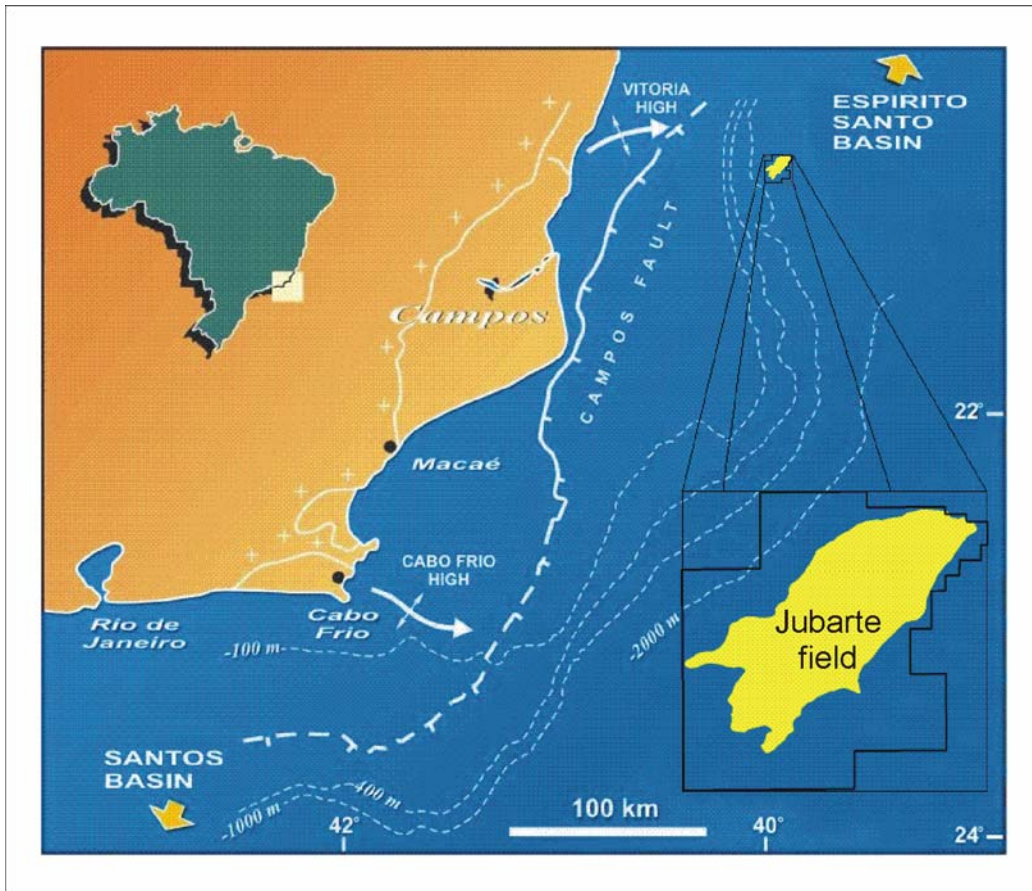


Fig. 2

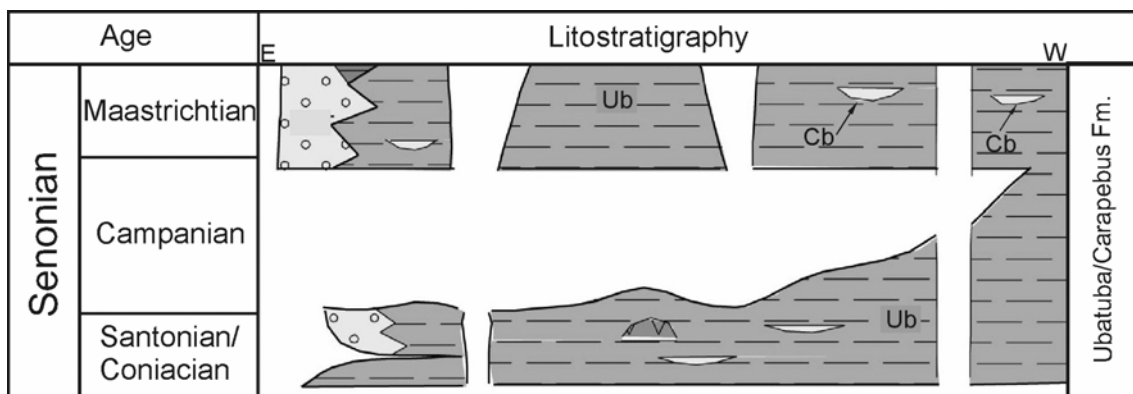


Fig. 3

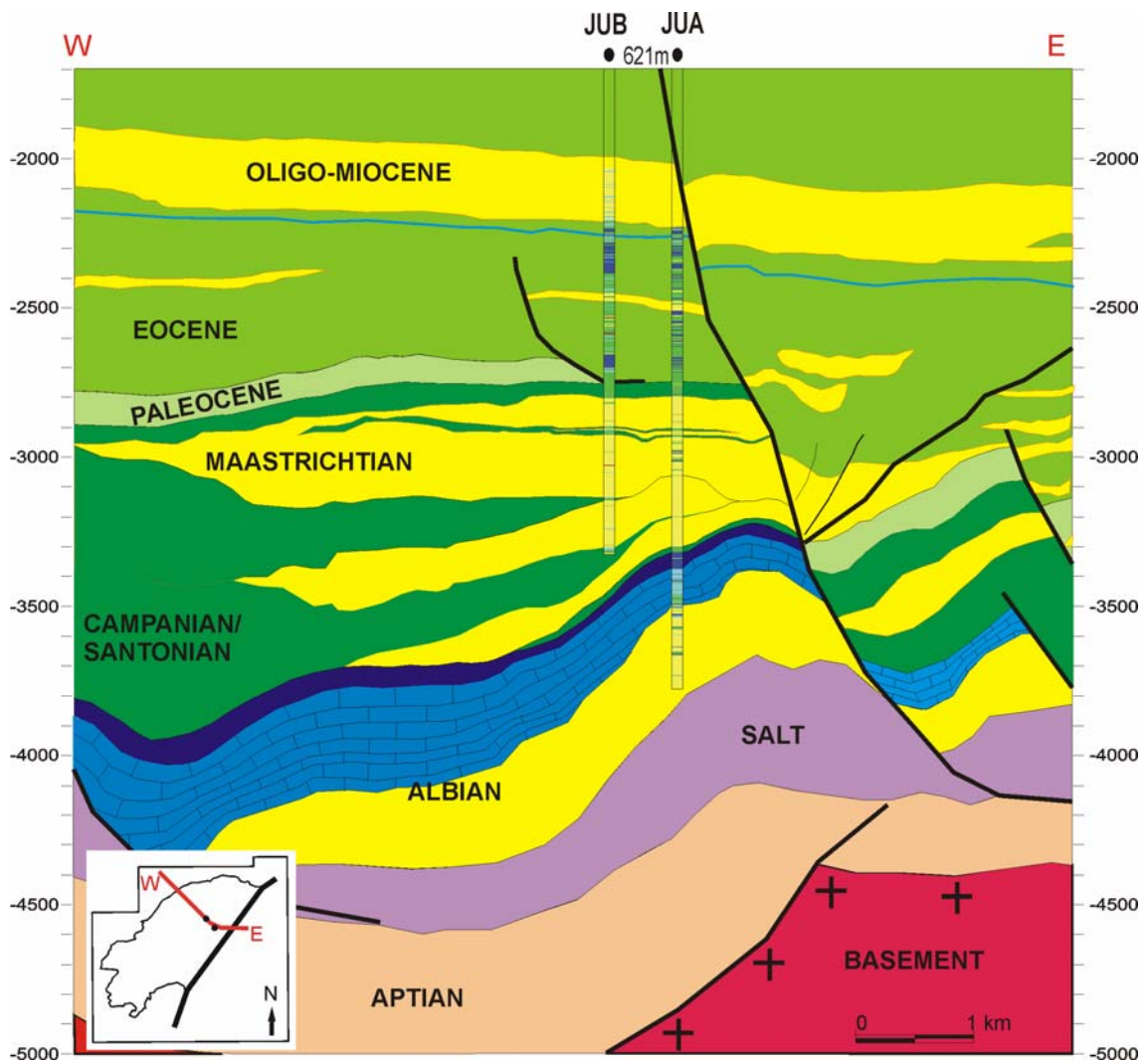


Fig. 4

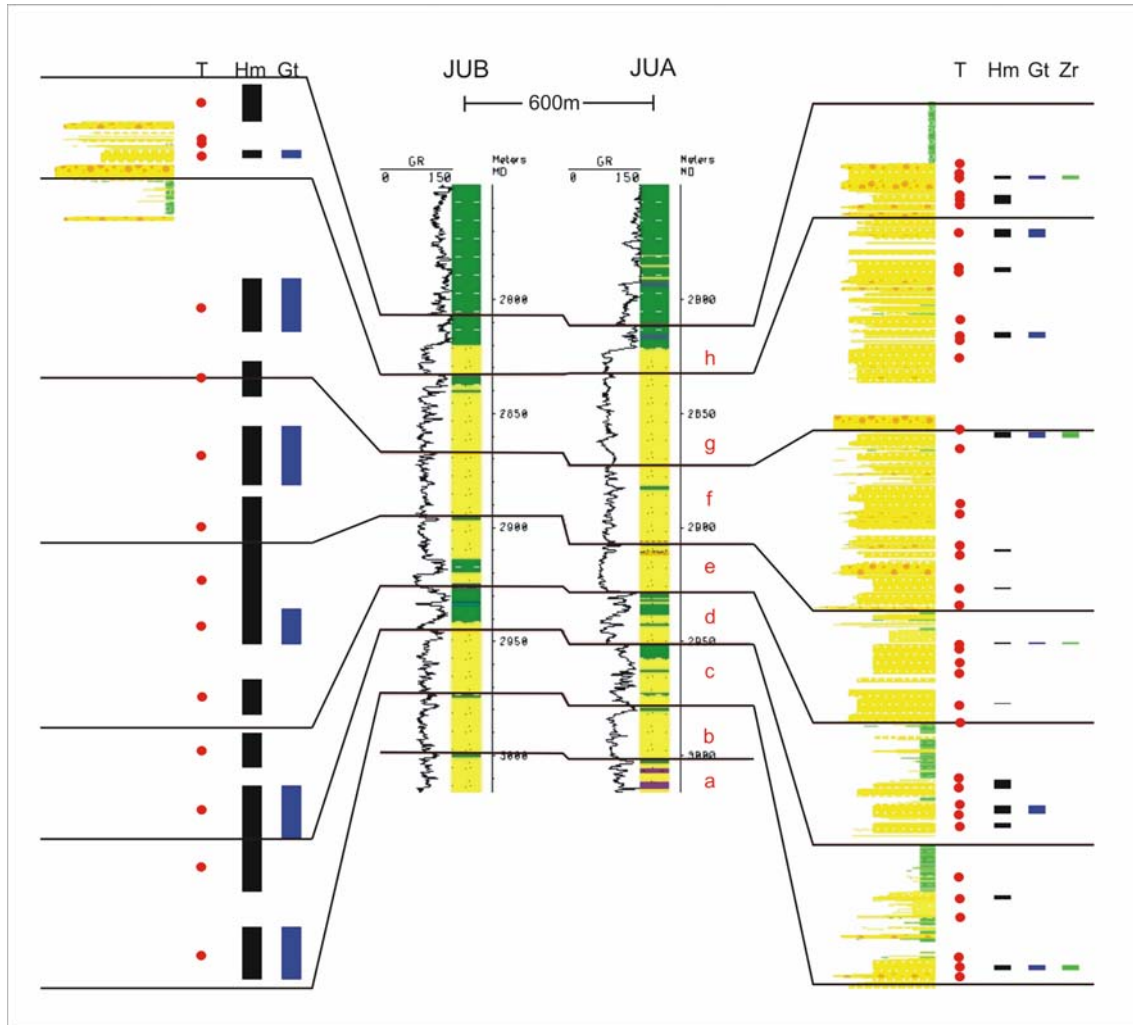


Fig. 5

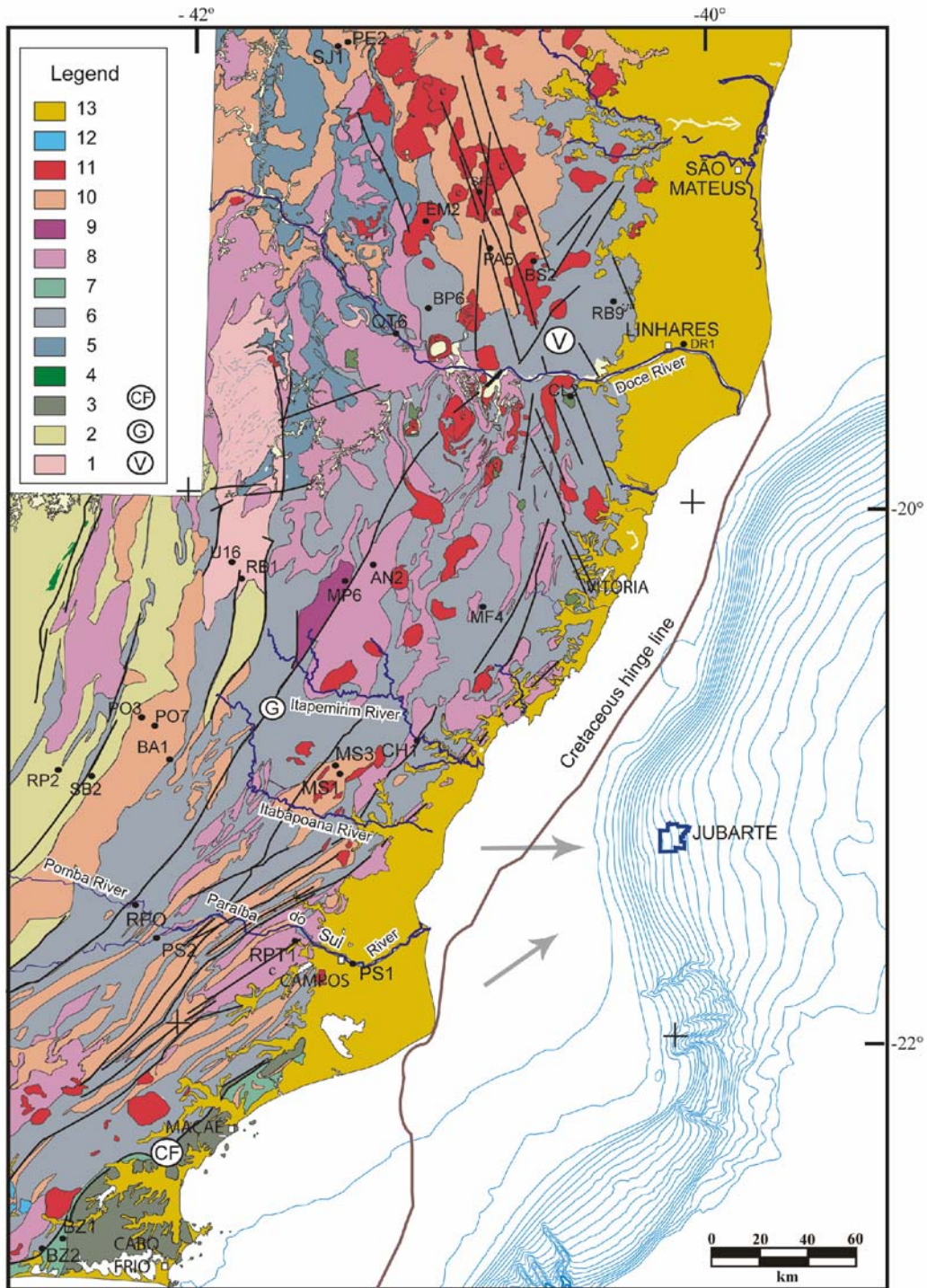


Fig. 6

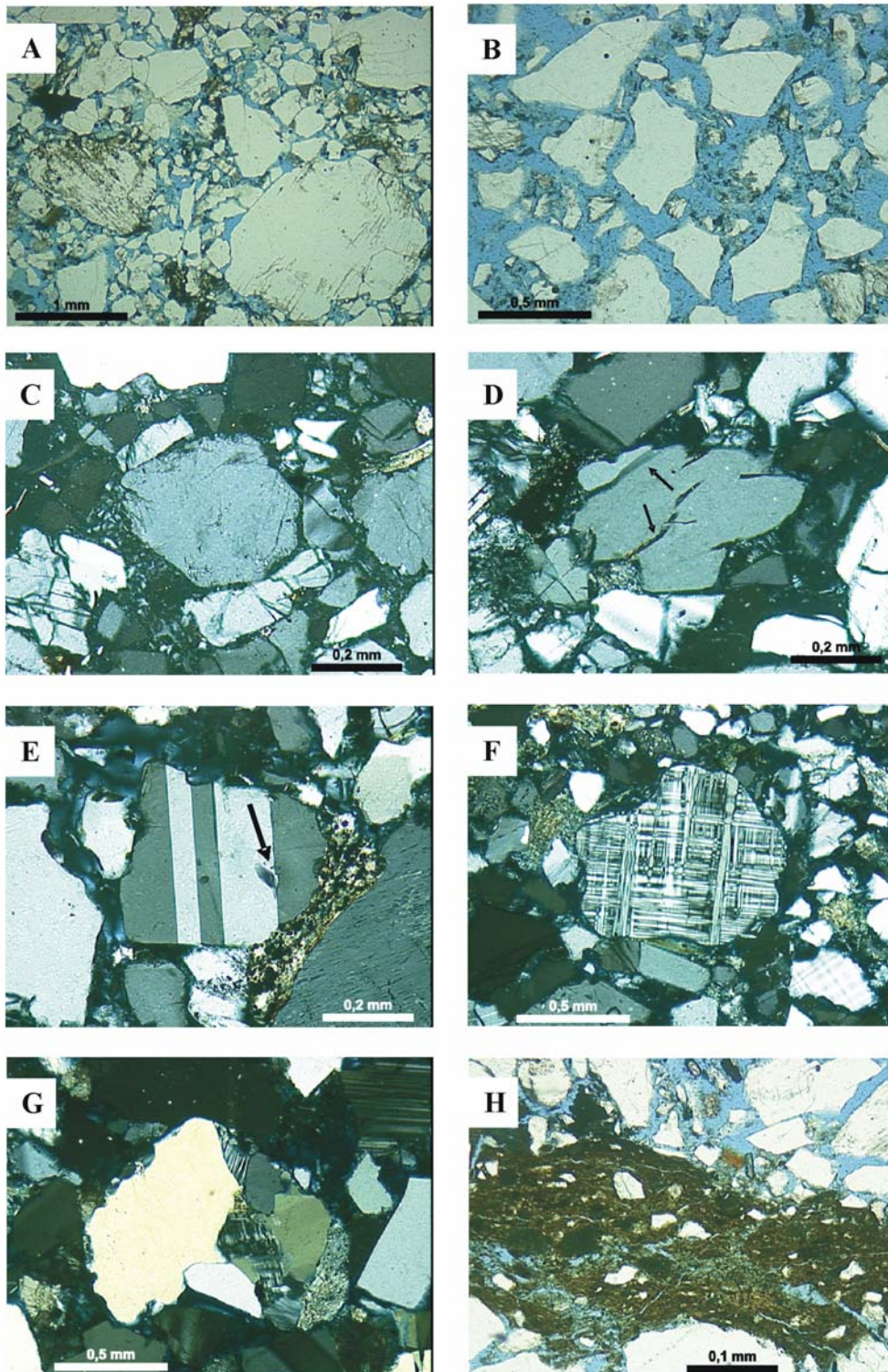


Fig. 7

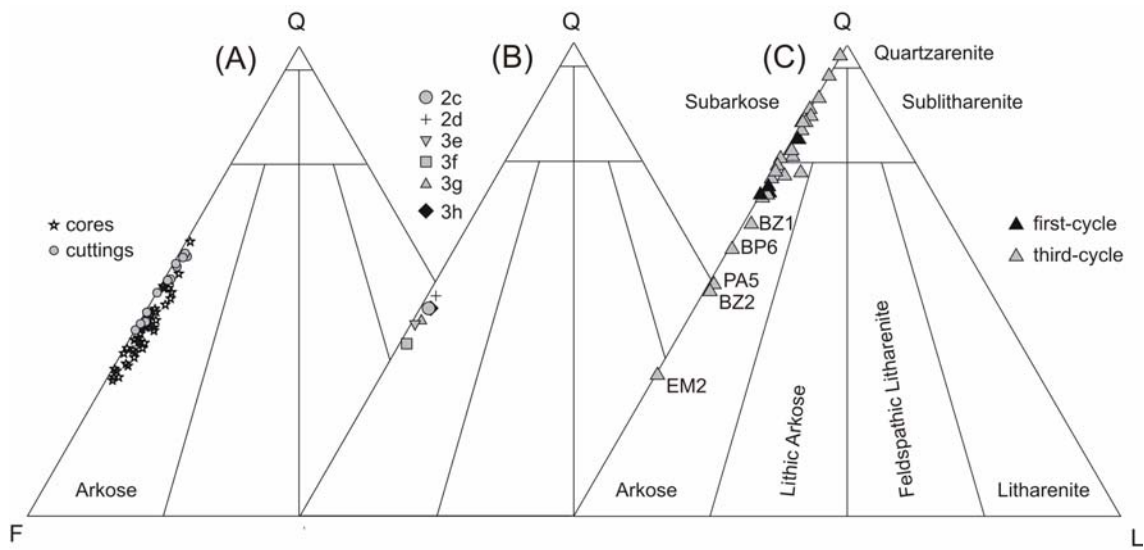


Fig. 8

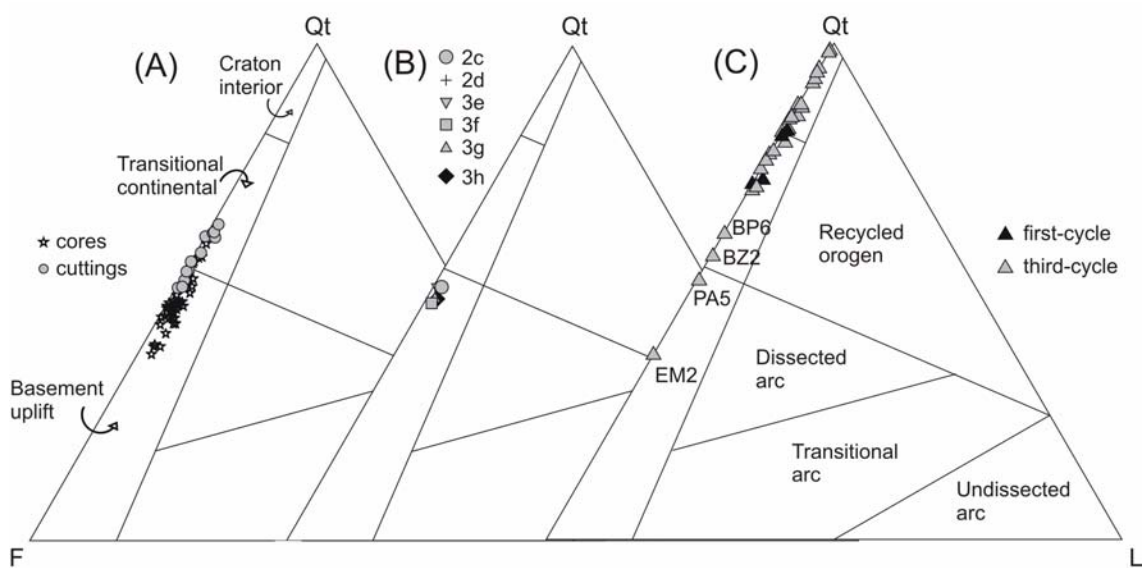


Fig. 9

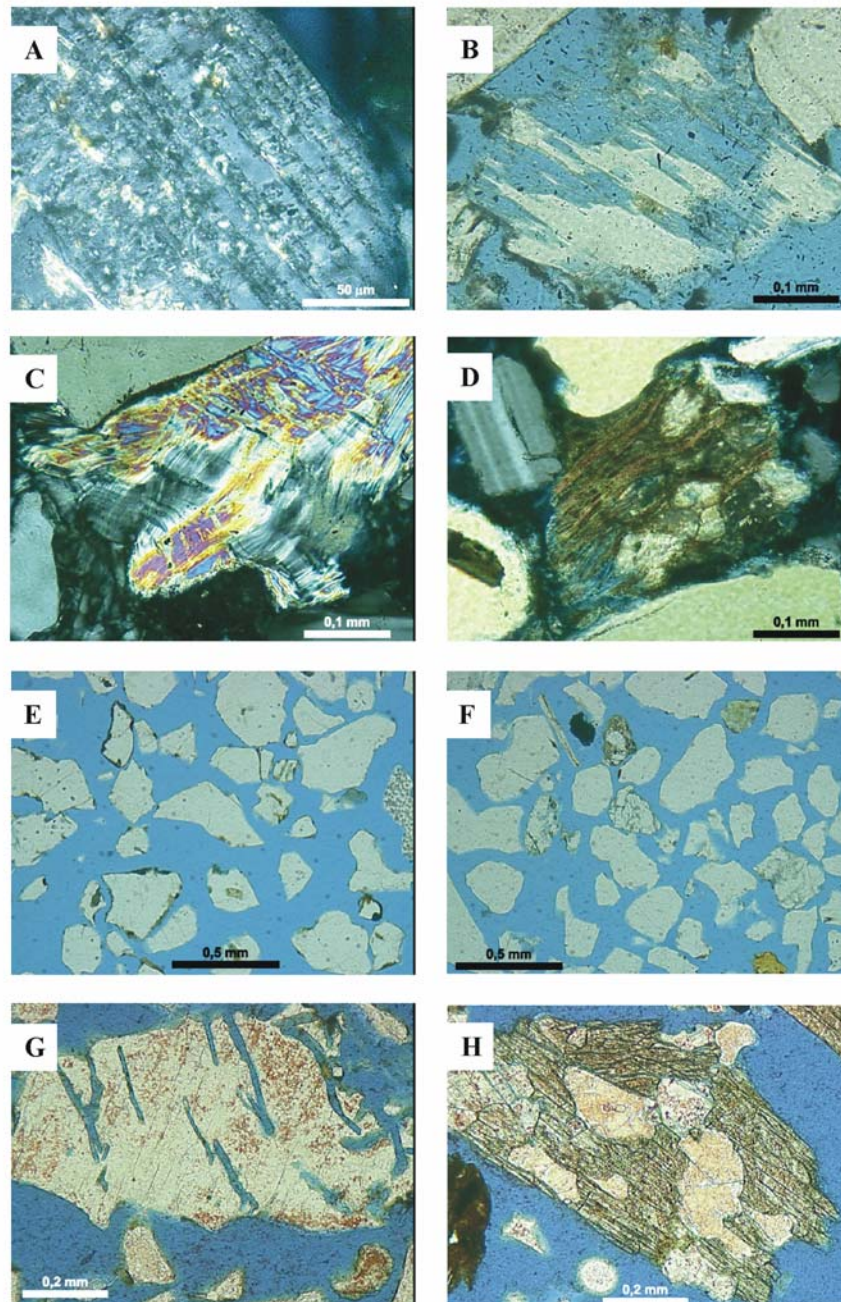


Fig. 10

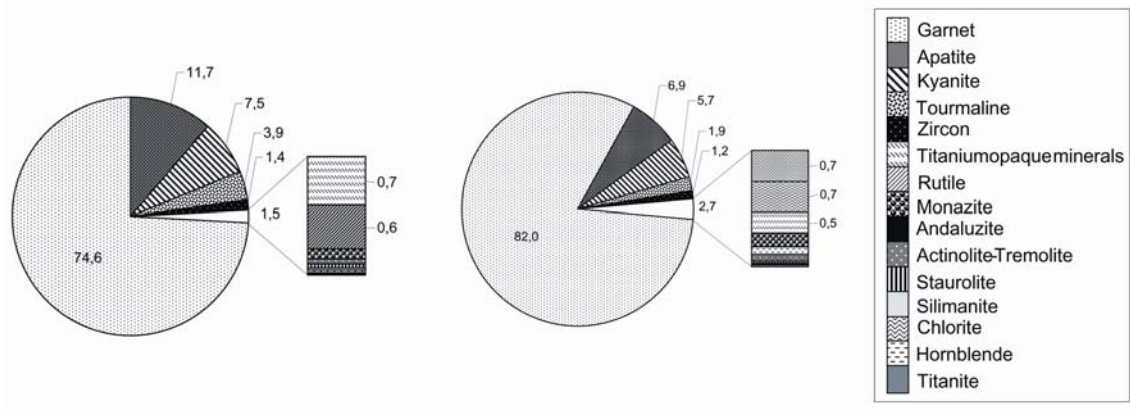


Fig. 11

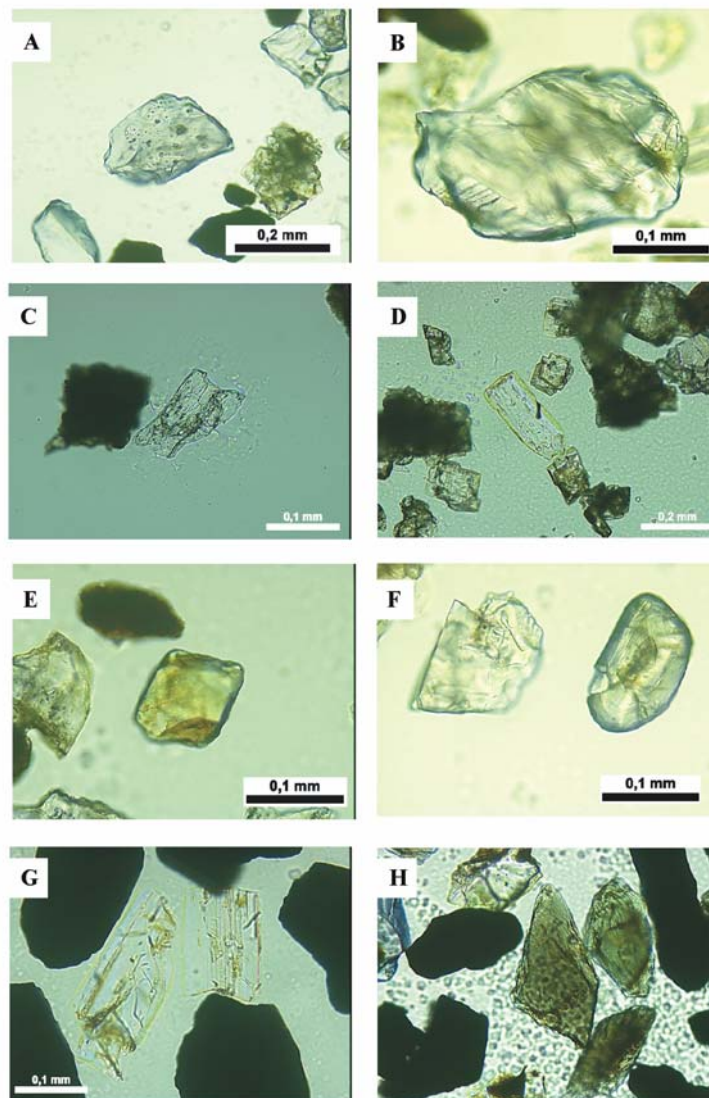


Fig. 12

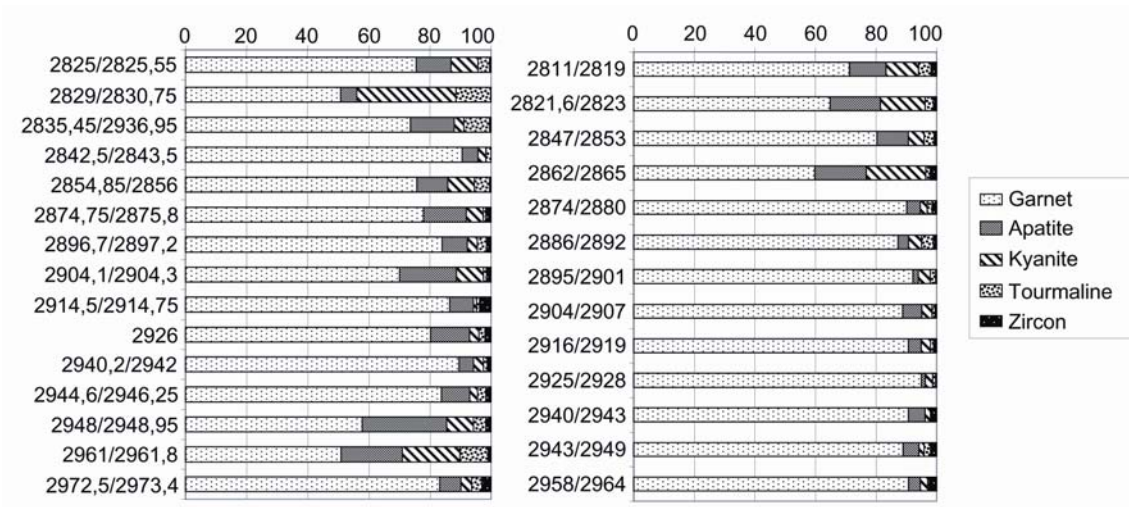


Fig. 13

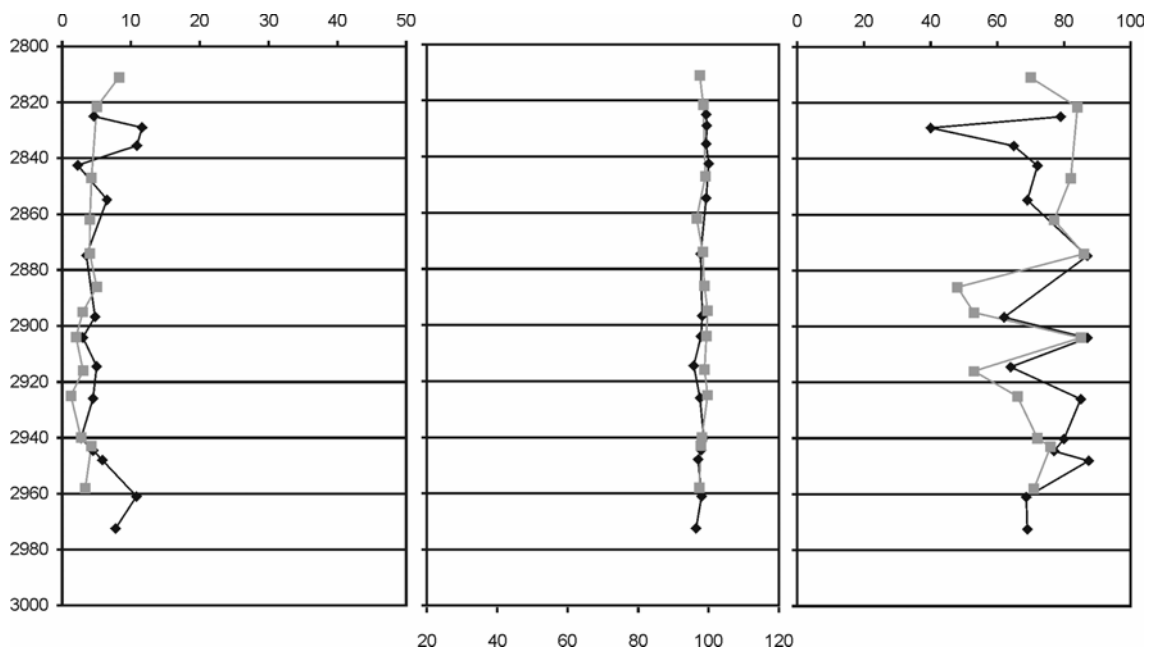


Fig. 14

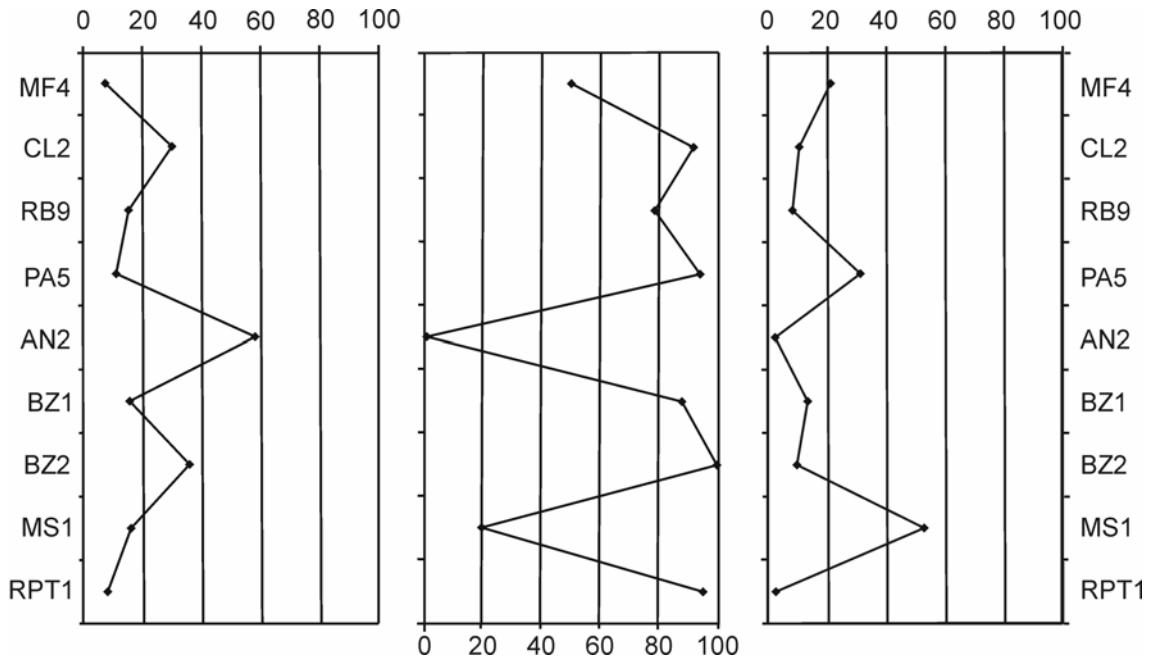


Fig. 15

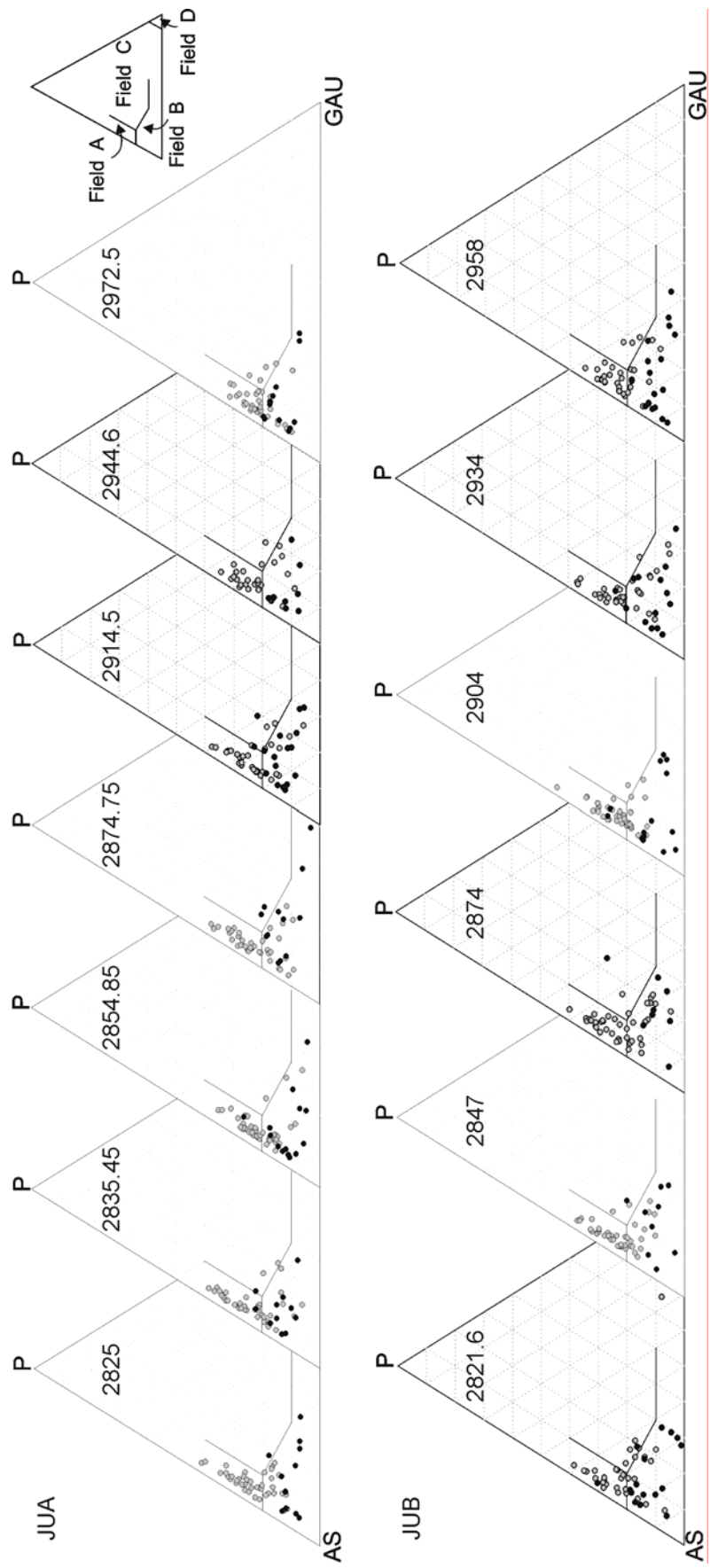


Fig. 16

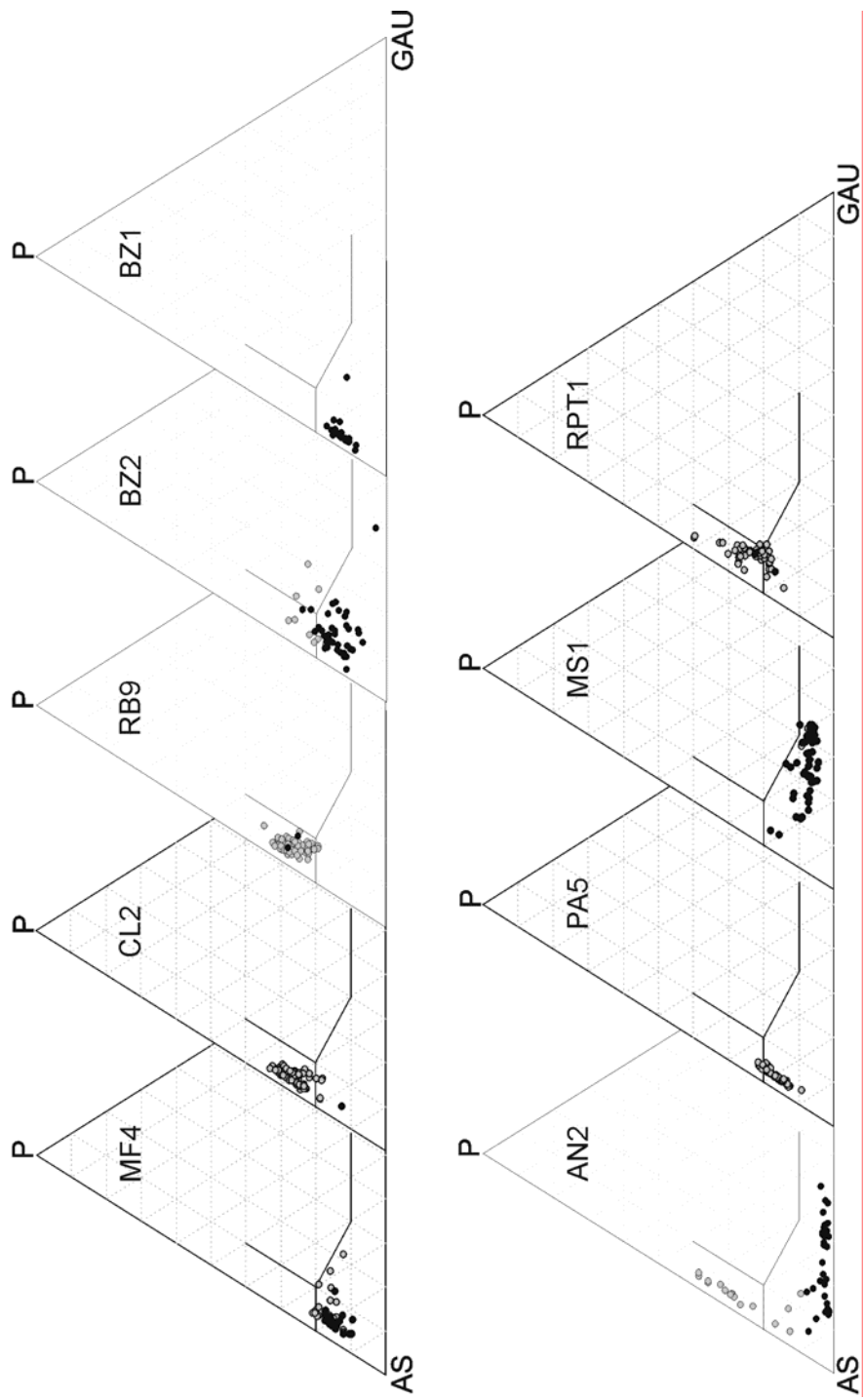


Fig. 17

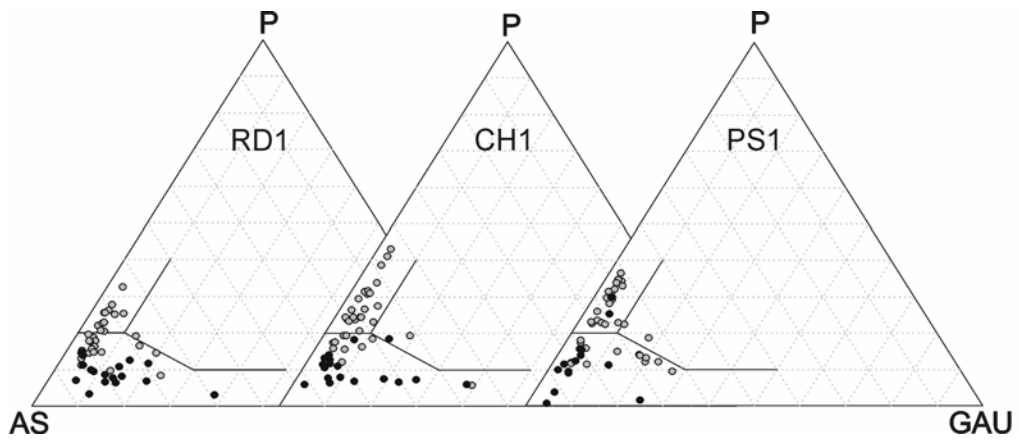


Fig. 18

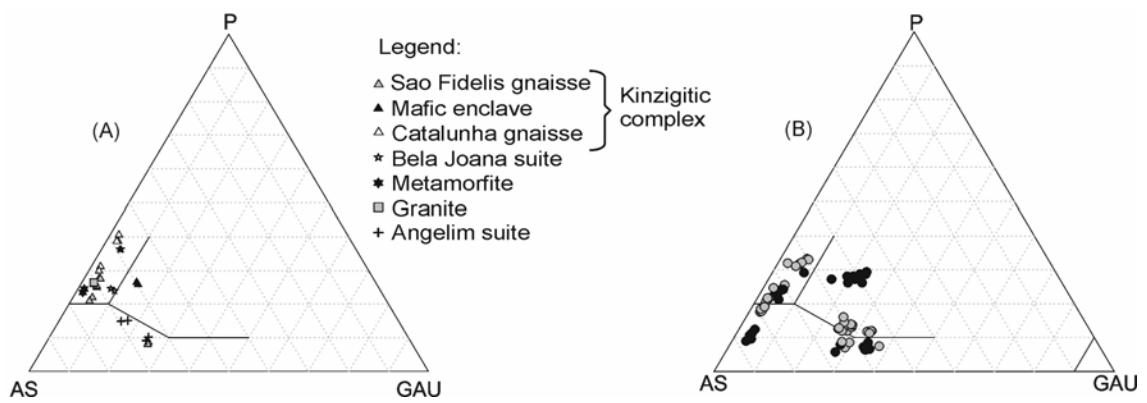


Fig. 19

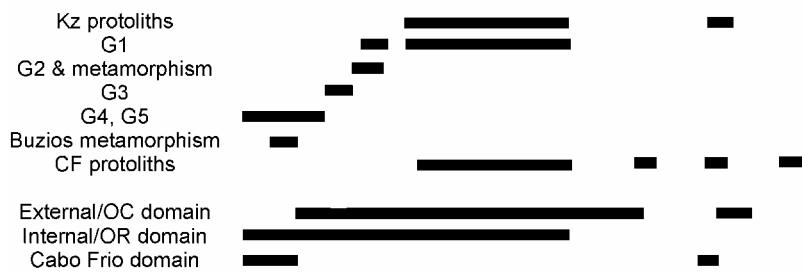
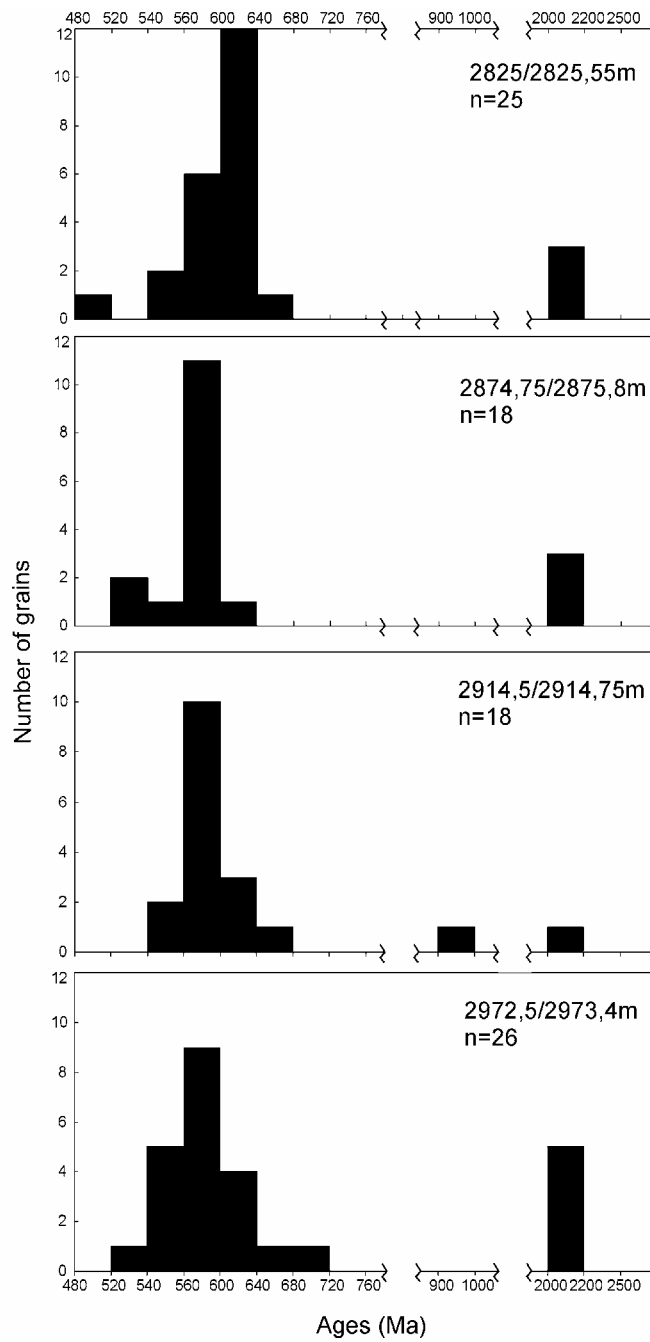


Tabela 1

	Basement units	Code (Local names of the unit)	HMA analysis	Garnet geochemistry
Supracrustal rocks	Kinzigitic complex	BP6 (Jequitinhonha complex)		
		RB9 (Paraíba do Sul complex)	x	x
		MF4 (Paraíba do Sul complex)	x	x
		BZ2 (Paraíba do Sul complex)	x	x
	Cabo Frio terrain (Palmital unit)	BZ1	x	x
Pre-collisional G1	Araçuaí Orogen (internal domain)	AN2 (Brejatuba I-type granite), QT6 (Galliléia I-type tonalite), PE2 (São Vitor I-type tonalite).	x	x
	Ribeira Orogen (at external or Occidental domain)	PO7 (Leopoldina charnockitoid)		
sin-collisional (G2, G3S)	Ribeira Orogen (at external or Occidental domain)	PO3 (Peraluminous granitoid Muriaé S-type) BA1 (Eugenópolis I-type Granitoid)		
	Araçuaí Orogen (internal domain)	PA5 (Carlos Chagas leucogranite)	x	x
	Ribeira Orogen (at internal/Costeiro domain)	RPT1 (Bela Joana Chamoenderbite) MS1 (Angelim suite)	x x	x x
Late to Post-collisional (G4, G5)	Araçuaí Orogen (internal domain)	BS2 (Medina-maristela granitoid)		
		EM2 (Caladão granite)		
		SF8 (Padre Paraíso charnockite)		
Basement of Araçuaí and Ribeira Orogens	Pocrane complex	U16		
	Caparó suite	RB1		
	Quirino Suite	SB2		
	Juiz de Fora domain (Enderbite unit)	RP2		
Major drainages (3 cycle sediments)	Doce River	RD1		x
	Itapemerim River	CH1		x
	Paraíba do Sul River (at river mouth)	PS1		x
	Paraíba do Sul River (upstream junction with Pomba River)	PS2		
	Pomba River (upstream junction with Paraíba do Sul)	RPO		
Mixed samples	Kinzigite + G5	CL2 (Paraíba do Sul + Sao Gabriel da Baunilha norite)	x	x
	Rio Doce Gr + G1	SJ1 (Rio Doce Gr/Tumiritinga Fm + Sao Vitor tonalite)		
	G2 + kinigitic complex + G5	MS3 (Angelim suite+ Paraíba do sul + I-type Morro do Coco granite)		
Indetermined	Charnockitoids	MP6		

Tabela 2

Components	Cores			Cuttings		
	Min	Av	Max	Min	Av	Max
Detrital Quartz	23,3	33,1	42,0	49,0	55,2	62,7
Quartz Monocrystalline	19,7	27,0	40,3	36,7	46,2	54,3
Quartz Polycrystalline (coarse)	0,0	0,8	2,7	0,0	1,1	2,7
Quartz Polycrystalline (fine)	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0
Quartz in plutonic rock fragment	0,3	5,3	15,0	0,3	7,9	15,7
Quartz in sedimentary rock fragment (sandstone)	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0
Detrital Feldspar	26,0	33,5	41,0	34,7	40,5	47,0
Detrital K-feldspar	7,3	15,1	29,0	12,7	18,9	26,0
Orthoclase Monocrystalline	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Microcline Monocrystalline	3,3	11,0	19,3	8,3	14,2	21,0
Perthite Monocrystalline	0,0	0,4	1,7	0,0	0,8	1,7
K-feldspar in plutonic rock fragment	0,0	3,6	19,0	0,7	3,8	9,3
K-feldspar in volcanic rock fragment	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3
Detrital Plagioclase	12,0	18,4	28,7	15,0	21,7	30,7
Plagioclase Monocrystalline (untwinned)	1,0	6,3	11,0	3,7	8,3	13,3
Plagioclase Monocrystalline (twinned)	3,0	6,3	10,7	4,7	7,8	12,3
Plagioclase Monocrystalline (untwinned with antiperthites)	0,3	2,3	9,7	0,3	1,5	6,7
Plagioclase Monocrystalline (twinned with antiperthites)	0,0	1,4	5,3	0,0	0,7	2,3
Plagioclase (untwinned) in plutonic rock fragment	0,0	1,0	4,3	0,3	1,9	3,3
Plagioclase (twinned) in plutonic rock fragment	0,0	1,2	7,3	0,0	1,4	3,0
Total plutonic rock fragments	0,7	10,1	33,0	3,0	15,4	29,3
Total fine-crystalline lithics	0,3	1,1	2,3	0,0	0,7	1,7
Total metamorphic rock fragments	0,0	0,0	0,7	0,0	0,1	0,3
Micaceous, foliated metamorphic rock fragment	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,3
Quartz-micaceous, foliated metamorphic rock fragment	0,0	0,0	0,7	0,0	0,0	0,3
Total volcanic rock fragments	0,3	1,1	2,3	0,0	0,6	1,3
Vulcanic felsic micrographic/sferulitic	0,0	0,2	0,7	0,0	0,1	0,3
Vulcanic felsic aphyric	0,0	0,1	0,7	0,0	0,1	0,3
Vulcanic mafic trachytic	0,0	0,1	0,3	0,0	0,0	0,0
Vulcanic felsic holocrystalline	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0
Vulcanic mafic holocrystalline	0,0	0,6	1,7	0,0	0,4	1,3
Vulcanic mafic hemicrystalline	0,0	0,1	0,7	0,0	0,0	0,0
Vulcanic basic vitric	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0
Total extrabasinal accessory grains	1,7	4,1	11,3	1,0	2,5	4,3
Muscovite Monocrystalline	0,0	0,4	1,7	0,0	0,0	0,3
Biotite Monocrystalline	0,0	2,0	9,0	0,0	0,0	0,3
Mica in plutonic rock fragment	0,0	0,2	1,3	0,0	0,3	0,7
Garnet	0,0	0,8	2,0	0,3	1,6	4,0
Zircon	0,0	0,1	0,3	0,0	0,1	0,3
Epidote	0,0	0,2	0,3	0,0	0,0	0,0
Opaques	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0
Amphibole	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0
Tourmaline	0,0	0,1	0,3	0,0	0,0	0,0
Titanite (sphene)	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0
Staurolite	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,3
Other heavy minerals	0,0	0,1	0,7	0,0	0,4	1,7
Alterite	0,0	0,1	0,7	0,0	0,0	0,3
Total intrabasinal grains	0,0	0,6	3,0	0,0	1,1	3,3
Mud intraclast	0,0	0,3	2,7	0,0	0,0	0,0
Glauconite	0,0	0,1	0,3	0,0	0,3	0,3
Carbonate bioclast	0,0	0,2	1,3	0,0	0,9	3,0
Coal fragment	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0
Fosfatic grain	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Total Diagenetics	3,0	8,4	16,0			
Pseudomatrix (from mud intraclasts)	0,0	0,2	2,0			
Kaolin intergranular	0,0	0,8	2,7			
Kaolin in K-feldspar grain	0,0	0,3	2,0			
kaolin in plagioclase grain	0,0	0,0	0,3			
Kaolin in grain	0,0	0,1	0,7			
Kaolin in mica	0,0	0,9	4,3			
Clorite in mica	0,0	0,0	0,3			
Quartz overgrowth	0,0	0,1	0,3			
K-feldspar overgrowth	0,0	0,3	1,7			
Prismatic K-feldspar	0,0	0,0	0,3			
Calcite coarse/poiquilotic intergranular	0,0	0,2	3,6			
Calcite microcrystalline intergranular	0,0	0,0	1,0			
Calcite replacing plagioclase	0,0	0,1	0,7			
Calcite in mica	0,0	0,2	4,3			
Calcite in grain	0,0	0,1	1,3			
Calcite replacing intraclast/pseudomatrix	0,0	0,0	0,3			
Dolomite coarse/poiquilotic intergranular	0,0	0,9	11,7			
Dolomite microcrystalline intergranular	0,0	0,1	1,7			

Tabela 2 - continuação

Components	Cores			Cuttings		
	Min	Av	Max	Min	Av	Max
Dolomite replacing K-feldspar	0,0	0,0	0,3			
Dolomite replacing plagioclase	0,0	0,0	0,7			
Dolomite replacing quartz	0,0	0,1	1,7			
Dolomite in mica	0,0	1,0	6,7			
Dolomite replacing intraclast/pseudomatrix	0,0	0,0	0,3			
Siderite microcrystalline intergranular	0,0	0,3	2,7			
Siderite in mica	0,0	0,8	2,7			
Siderite replacing intraclast/pseudomatrix	0,0	0,1	1,3			
Pyrite intergranular	0,0	0,3	2,0			
Pyrite replacing plagioclase	0,0	0,1	1,0			
Pyrita in mica	0,0	0,9	3,3			
Pyrite replacing mica in sedimentary rock fragment	0,0	0,0	0,3			
Pyrite replacing intraclast/pseudomatrix	0,0	0,2	2,0			
Pyrite in grain	0,0	0,1	0,7			
TiO2 in mica	0,0	0,1	3,3			
TiO2 in grain	0,0	0,0	0,3			
Albite overgrowth	0,0	0,0	0,3			
Bitumen/oil	0,0	0,2	1,3			
Macroporosity	10,0	19,3	30,0			
Intergranular	8,0	17,1	29,3			
Intergranular/intercrystalline in calcite	0,0	0,0	0,3			
Intergranular/intercrystalline in dolomite	0,0	0,1	2,0			
Intragranular in K-feldspar	0,0	0,5	3,0			
Intragranular in plagioclase	0,0	0,8	3,3			
Intragranular in volcanic rock fragment	0,0	0,1	0,3			
Intragranular in plutonic rock fragment	0,0	0,1	1,0			
Intragranular in mica	0,0	0,2	1,0			
Intragranular in heavy mineral	0,0	0,0	0,3			
Moldic	0,0	0,2	1,3			
Fracture	0,0	0,2	2,3			
Contraction/dissolution (intraclast/pseudomatrix)	0,0	0,0	0,3			
Intergranular volume	12,7	20,8	31,7			
Granular volume	68,3	79,2	87,3			
Total carbonate	0,0	3,1	14,7			
Total calcite	0,0	0,6	7,3			
Total siderite	0,0	1,2	4,7			
Total dolomite/ankerite	0,0	2,2	14,0			
Total kaolin	0,3	2,0	4,7			

Tabela 3

Sample	MF4	CL2	RB9	PA5	AN2	BZ1	BZ2	MS1	RPT1
Total Garnets	6,5	33,1	45,8	57,7	0,4	19,2	3,1	1,8	52,5
Total Tourmalines	0,5	26,1	1,3	7,1	19,0	12,5	35,6	8,0	2,5
Total Hornblende	0,0	3,0	0,5	1,8	2,2	2,6	47,9	69,0	0,5
Total Actinolite-Tremolite	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	0,7	1,0	0,0
Total Piroxene (Hypersthene)	0,3	1,5	14,8	1,1	0,2	0,0	0,0	1,3	31,0
Total Zircon	6,5	3,0	12,5	3,7	38,9	2,6	0,0	7,0	2,5
Monazite	9,0	2,5	17,5	0,5	11,4	0,0	0,5	0,3	1,3
Rutile	0,5	1,0	1,5	0,2	0,0	0,3	0,0	0,8	2,8
Apatite	1,8	3,0	0,0	4,8	0,4	1,5	3,6	10,3	0,3
Kyanite	0,0	0,0	0,0	1,6	0,0	5,2	0,0	0,5	0,0
Silimanite	74,8	25,8	5,0	18,5	0,0	55,8	3,1	0,0	6,8
Andaluzite	0,0	1,0	0,0	1,4	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0
Chlorite	0,3	0,0	1,3	0,0	0,0	0,0	1,0	0,0	0,0
Epidote	0,0	0,0	0,0	1,6	27,3	0,0	0,0	0,0	0,0
Titanite	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	4,4	0,0	0,0
Titanium opaque minerals	1,3	1,3	0,8	0,9	0,0	0,6	0,2	0,0	0,0
Total transparent grains	100	100	100	100	100	100	100	100	100
100xGarnet/ Garnet+Zircon	50,0	91,7	78,5	94,0	1,1	88,0	100,0	20,0	95,5
100xApatite/Apatite+Tourmaline	77,8	10,3	0,0	40,4	2,3	10,4	9,3	56,2	9,1
ZTR	7,5	30,0	15,3	11,0	57,9	15,4	35,6	15,8	7,8

ANEXOS

CD-ROM contendo arquivos dos anexos A a H:

ANEXO A – Amostragem do embasamento cristalino (sedimento de corrente). Contém tabela das amostras coletadas e mapas de localização das mesmas.

ANEXO B – Tabelas de análise petrográfica quantitativa de testemunhos e amostras de calha (poços).

ANEXO C – Tabela de análise petrográfica quantitativa das amostras de sedimento de corrente (drenagens).

ANEXO D – Fotos de microscopia ótica.

ANEXO E – Resultados de análise de energia dispersiva de raios X, obtidas nas profundidades 2824,7m (lâmina nº 19003), 2856,5m (lâmina nº 15103), 2926,4m (lâmina nº 27003) e 2944,4m (lâmina nº 28603).

ANEXO F – Tabela de contagem modal de minerais pesados.

ANEXO G – Tabela de resultados de análise microsonda eletrônica de granadas.

ANEXO H – Tabela de resultados de geocronologia U/Pb em zircões.