

CAPÍTULO VII – DISCUSSÕES GERAIS

Esta tese teve como principal objetivo a reconstrução da história evolutiva dos diamantes e carbonados da bacia do rio Macaúbas, no tempo e no espaço. Pela complexidade e abrangência do tema, a metodologia adotada consistiu na investigação dos diferentes aspectos aqui abordados, desde os processos de formação dos diamantes e carbonados, até os possíveis ciclos de redistribuição sedimentar em superfície a que estes minerais foram submetidos (subcapítulo I.5).

Neste contexto, o presente capítulo visa integrar e discutir os resultados obtidos com trabalhos que se relacionam direta e indiretamente com os objetivos propostos. A partir desta integração, pretende-se estabelecer uma seqüência lógica de evolução magmática e sedimentar para os diamantes e carbonados da bacia do rio Macaúbas.

VII.1 – Diamantes da bacia do rio Macaúbas: registros dos processos magmáticos

Informações diretas a respeito do ambiente e das condições de formação dos diamantes são dadas pela *i*) concentração e pelo estado de agregação de nitrogênio, *ii*) inclusões, *iii*) padrão de distribuição isotópica e *iv*) morfologia interna – catodoluminescência (Taylor & Armand 2004). No presente trabalho, foram determinados todos estes parâmetros, à exceção da morfologia interna. Apenas os resultados sobre o conteúdo e a forma de agregação de nitrogênio possuem valor estatístico. Os demais parâmetros possuem valor qualitativo.

Os levantamentos realizados por espectroscopia no infra-vermelho (32 cristais) e por luminescência/fotoluminescência (70 diamantes), acrescidos de determinações sobre uma inclusão mineral, atestam que pelo menos parte dos diamantes da bacia do rio Macaúbas foi formada a profundidades iguais ou superiores a 150km, sob influência de gradientes térmicos situados ao redor de 1050-1100°C e pressões em torno de 4.8GPa. Estes dados estão de pleno acordo com as temperaturas e pressões advogadas para a formação de diamantes monocristalinos no manto superior (*e.g.* Meyer 1985, Bulanova 1995).

Um número pequeno de diamantes foi caracterizado segundo a presença de inclusões minerais e sobre o conteúdo isotópico. Os poucos dados obtidos sugerem uma associação genética entre estes diamantes com minerais mantélicos, relacionados a formação de peridotitos e eclogitos. O diamante D-10, determinado como sendo do tipo P, apresentou uma distribuição homogênea no conteúdo isotópico de carbono ($\delta^{13}\text{C}\%$), provavelmente devido a presença de olivina, cuja formação atuaria como um regulador isotópico através da reação com carbonatos (Cartigny 1998a). Por outro lado, o diamante D-11, de afinidade eclogítica, apresentou uma grande variação no padrão isotópico (-8.0 a -26.99 $\delta^{13}\text{C}\%$), existindo duas possibilidades para este fato: *i*) efeito cinético (*e.g.* Cartigny *et al.* 1999, Deines *et al.* 2001), *ii*) mudanças bruscas na fonte do fluido durante a formação do cristal (*e.g.* Deines 2002, Bulanova *et al.* 2002, Hauri *et al.* 2002).

Os diamantes estudados nesta tese possivelmente foram submetidos a um longo período de residência mantélica. Esta hipótese é reforçada não só pelos dados de concentração e agregação de nitrogênio (conforme

Taylor *et al.* 1990), mas também pelos levantamentos qualitativos e quantitativos da morfologia externa destes diamantes.

Baseando-se no esquema de evolução cristalográfica do diamante estabelecido por Orlov (1977), as formas cúbicas e octaédricas são típicas para os processos de crescimento, ao passo que o *dodecahedroid* (ou rombododecaedro de arestas e faces curvas) é a forma cristalográfica estável de dissolução. Mais da metade (53%) dos diamantes estudados diretamente nos serviços de exploração possui forma rombodecaédrica, seguida de octaedros (20%), formas irregulares (19%), geminados (5%) e hábitos transicionais (3%). Os levantamentos realizados em 47 diamantes pelo método das projeções goniométricas postulam que todos estes cristais apresentam mais de um estágio de crescimento/dissolução, representando significativo desvio da cinética de equilíbrio entre os fatores que controlam estas reações, conforme advogado por Evdokimov *et al.* (2001) e confirmado por Rakin *et al.* (2004) para os diamantes da bacia do rio Macaúbas.

Segundo a seqüência de eventos magmáticos estabelecida por McCallum *et al.* (1994), os diamantes são formados, clivados e dissolvidos no manto, cujos processos podem ser superpostos e contínuos. Figuras de superfície (*lamination lines, hillocks, trigons*, etc.) e de corrosão (canais profundos, superfícies *frosting*) ocorrem devido ao aumento da fO_2 por ação da concentração de CO_2 , sob altas temperaturas ($>950^\circ C$), no manto ou durante a ascensão do magma mantélico para a superfície (Robinson *et al.* 1989, McCandless *et al.* 1994). Cristais de grande quilatagem e diamantes trapeados (“protegidos”) por xenólitos mantélicos possuem mais chances de serem preservados até a superfície (Robinson *et al.* 1989).

Aproximadamente 51% da população de diamantes, analisados pelos parâmetros da Tabela 1, possui algum tipo de clivagem, sendo que 88% destes cristais, por apresentarem figuras de dissolução nas superfícies de clivagem, foram parcialmente clivados e submetidos aos processos de dissolução a altas temperaturas no manto ou durante a ascensão para a superfície. O percentual de diamantes com clivagem “primária” na bacia do rio Macaúbas difere substancialmente das populações deste mineral atribuídas aos níveis metaconglomeráticos do Supergrupo Espinhaço e dos diamantes oriundos do retrabalhamento destes depósitos no Fanerozóico (*e.g.* Karfunkel *et al.* 1996, Chaves *et al.* 1997).

VII.2 – Diamantes da bacia do rio Macaúbas: registros dos processos sedimentares

Levantamentos de populações de diamantes extraídos diretamente de corpos kimberlíticos mostram *i*) heterogeneidade quanto a distribuição de peso e qualidade gemológica dos diamantes, *ii*) predomínio de cristais com forma octaédrica sobre rombododecaedros (*e.g.* Harris *et al.* 1975, Bulnova 1995, Zintchouk & Koptil’ 2003). Estes dois fatos puderam ser constatados *in loco* durante a excursão temática realizada na província kimberlítica de Arkhangelsk (Rússia), no ano de 2004 (Figura 93).

De acordo com Sutherland (1982), Censier & Tourenq (1995) e McCandless & Nash (1996), dentre outros, os diamantes que apresentam algum tipo de imperfeição provocado pelo desequilíbrio no campo de tensões interno do mineral, principalmente devido a presença de inclusões e jaças, são progressivamente destruídos durante os processos de abrasão mecânica, em meio sedimentar. De forma análoga, estes autores

postularam que durante os ciclos de redistribuição sedimentar, principalmente em ambientes subaquosos de alta energia, os diamantes são submetidos a um processo de seleção natural segundo a morfologia externa dos cristais: superfícies planas são mais suscetíveis a clivagens secundárias, com perda progressiva de massa do cristal, até tornar-se pequeno demais para ser notado (“pulverizado”). Diamantes rombododecaédricos apresentam faces abauladas e arestas curvas, sendo mais resistentes ao transporte sedimentar do que os cristais que apresentam faces planas, ao exemplo de octaedros e formas irregulares de cristalização.



Figura 101 – Hábitos cristalinos mais comuns dos diamantes extraídos de um dos pipes kimberlíticos da Cia. ALROSA Ltda, Arkhangelsk, Rússia (retirado de Zintchouk & Koptil’ 2003).

De acordo com estes parâmetros, os levantamentos estatísticos realizados sobre uma população de 496 diamantes na bacia do rio Macaúbas demonstraram que: *i*) predominam cristais de baixa quilatagem (75% dos diamantes são inferiores a 0.20ct), *ii*) a maior parte dos diamantes está agrupada nas categorias de pureza C2 e C3 (intermediária e inferior, respectivamente), representando juntas 75% de todos os diamantes, *iii*) 85% dos cristais possuem algum tipo de jaça, *iv*) predominam cristais rombododecaédricos (51%) sobre octaedros (20%), seguidos de cristais irregulares (19%), geminados (5%) e transicionais (3%), *v*) um número extremamente baixo de clivagens secundárias foi determinado nestes diamantes (6%), contrastando com o alto percentual de diamantes com clivagens primárias (45.2%), extremamente vulneráveis aos processos de abrasão mecânica no meio sedimentar (McCandless & Nash 1996).

Três cristais apresentaram defeito do tipo S1 (subcapítulo V.2 - 9.2), característico para diamantes extraídos diretamente de corpos kimberlíticos e destruídos ao longo do transporte sedimentar (Lutoev *et al.* 2000). Pelo fato de que não é estabelecida a intensidade dos ciclos de redistribuição sedimentar para que este tipo de defeito seja totalmente destruído, por esta característica, não é possível mensurar a magnitude dos processos de abrasão mecânica a que foram submetidos os diamantes da bacia do rio Macaúbas. Não são possíveis também, comparações com os diamantes do Supergrupo Espinhaço, uma vez que inexiste análises desta natureza.

A presença de pontos de radiação nos diamantes estudados (65%) é uma característica da residência destes minerais em sítios de sedimentação enriquecidos em elementos radioativos a partir de minerais de U, Th ou K (Vance *et al.* 1973). Na bacia do rio Macaúbas, postula-se que possivelmente os *radiation spots* possam estar relacionados a monazita, um dos minerais constituintes da fração “pesada” nos concentrados diamantíferos (Capítulo IV, Tabela 11).

Ainda que a origem da capa em diamantes seja uma questão aberta a debates, o percentual desta feição de superfície nos diamantes da bacia do rio Macaúbas é muito reduzido (em torno de 5%), quando comparado com a frequência média observada nos diamantes do Supergrupo Espinhaço (25%), podendo atingir nestes últimos até 90% em determinadas regiões (*e.g.* Chaves *et al.* 1996, Chaves *et al.* 2001).

Pelos parâmetros acima relacionados, à exceção dos dados sobre peso e sobre *radiation spots*, pode-se afirmar que os diamantes da bacia do rio Macaúbas possuem características físicas distintas dos diamantes do Supergrupo Espinhaço (*e.g.* Karfunkel *et al.* 1994, Karfunkel *et al.* 1996, Chaves *et al.* 1997). Postula-se que pelo menos parte dos diamantes estudados nesta tese não foram submetidos a ciclos intensos de redistribuição sedimentar em ambientes subaquosos de alta energia (conforme apontado por Karfunkel *et al.* 2001).

VII.3 – Carbonados da bacia do rio Macaúbas: registros dos processos magmáticos

Por suas características peculiares, a gênese dos carbonados constitui um tema bastante complexo (subcapítulo VI.1). Várias hipóteses foram levantadas para explicar a origem desta variedade policristalina do diamante, as quais incluem *i*) a transformação de matéria orgânica carregada para o manto superior através de zonas de subducção (*e.g.* Frantsesson & Kaminsky 1975, Kagi *et al.* 1994), *ii*) formação de microcristais a partir da fissão radiogênica de U e Th numa matriz rica em carbono (*e.g.* Kaminsky 1987, Ozima *et al.* 1991, Chaves *et al.* 2005b), *iii*) impactos de meteoros, seja como constituintes destes corpos (*e.g.* Haggerty 1996) ou como impactitos (*e.g.* Smith & Dawson 1985) e *iv*) como produtos da cristalização direta de magmas kimberlíticos durante sua ascensão, em condições de subsuperfície (*e.g.* Gorshkov *et al.* 1998, Makeev *et al.* 2001). Mesmo possuindo características tão distintas, os carbonados estão sempre associados a diamantes monocristalinos em depósitos secundários (*e.g.* De *et al.* 2001), o que leva a supor uma ligação entre ambos, senão relacionados aos mesmos ambientes de formação, pelo menos relacionados aos mesmos processos magmáticos de ascensão de magmas profundos para a superfície.

De acordo com os resultados obtidos ao longo desta tese e apresentados no Capítulo VI, a formação do carbonado possivelmente se dá também ao longo de três estágios, mas relacionados aos processos ocorridos no manto e na interação manto-crosta.

A primeira fase de cristalização, responsável pela estrutura do carbonado, é caracterizada por grãos octaédricos, ocorrendo isolados ou agrupados em blocos, com indícios de dissolução (subcapítulo VI.3.2). As imagens obtidas por *FIB-TEM* sugerem um período de cristalização rápida, em condições subsólidas, caracterizado pelos contatos retilíneos e extremamente irregulares entre os grãos, formando um padrão do tipo *network* ou em mosaico (subcapítulo VI.4.2). Contudo, a formação destes microcristais deve ter sido penecontemporânea com a atuação de fases gasosas submetidas a altas temperaturas e pressões (e.g. Silaev *et al.* 2005). De acordo com os resultados de fracionamento isotópico de carbono e de inclusões fluido-gasosas (subcapítulos VI.3.5 e VI.3.6, respectivamente), os carbonados são saturados em CO, cuja temperatura de formação estaria situada ao redor de 1000°C ou em temperaturas maiores. A presença de chaoíta e lonsdaleíta nas zonas de borda de estruturas semi-esféricas (subcapítulo VI.3.2), possivelmente são relictos da presença de inclusões gasosas de CO trapeadas no interior dos microcristais de diamante, cuja atividade decorrente da temperatura e principalmente da pressão de confinamento (ao redor de 140kbar, segundo Klein & Hurlbut 1999), resultaram localmente na modificação da estrutura cristalográfica do diamante (cúbica), para hexagonal, segundo hibridizações do tipo *sp* (chaoíta) ou *sp*³ (lonsdaleíta) (Shumilova 2004).

A presença de nitrogênio, determinada através de luminescência/fotoluminescência, *EPR* e *ESR*, atesta que a concentração e o estado de agregação deste elemento nos carbonados se deu em condições mantélicas, conforme o significado genético dos defeitos N3, H3, T1 e P1 (Lutoev *et al.* 2004, subcapítulo VI.3.5). A formação de plaquetas de nitrogênio associada a deslocamentos internos (conforme revelado por *FIB-TEM*, subcapítulo VI.4.2), evidencia a atuação simultânea de dois processos mantélicos: cisalhamento (esforço dirigido) associado ao aumento da temperatura, resultando em condições favoráveis para deformação plástica de diamantes (Orlov 1977) e para a conversão dos centros A para centros B (Taylor *et al.* 1985, Mendelssohn & Milledge 1995).

Os valores de carbono leve para os carbonados levaram vários autores a postularem uma origem crustal para esta variedade policristalina do diamante (subcapítulo VI.1), hipótese não confirmada pelos dados de inclusões fluido-gasosas (subcapítulo VI.3.7). A predominância de isobutanos sobre n-btanos é considerada atípica para carbonos de origem orgânica (segundo Rogozina 1983 e Galimov *et al.* 1985).

O padrão de distribuição isotópica de carbono nas amostras estudadas (subcapítulo VI.3.6) variou de -23.9 a -31.1 $\delta^{13}\text{C}_{\text{‰PDB}}$. Uma das amostras, porém, apresentou poucas mas notáveis variações do conteúdo isotópico ($\delta^{13}\text{C}_{\text{‰PDB}}$ -2.6 a -6.2). De *et al.* (2001) propõem quatro possibilidades para explicar possíveis variações na distribuição isotópica de carbono nos carbonados: *i*) cristalização a partir de diferentes reservatórios de carbono, *ii*) fracionamento isotópico dependente da temperatura de cristalização, *iii*) mudanças localizadas na composição do fluido, *iv*) fracionamento isotópico variável dependendo das razões de crescimento. Os resultados obtidos pelo presente estudo não permitem inferir com precisão sobre a influência dos processos responsáveis pelos

valores de carbono leve para grande parte das amostras, o mesmo sendo válido para a bimodalidade entre carbono leve – carbono pesado determinado na amostra MGC6. Através da análise integrada dos dados, postula-se que pelo menos os três últimos mecanismos possam ter operado simultaneamente ou em separado: *i*) fracionamento isotópico dependente da temperatura de cristalização, sugerido pelos valores de carbono pesado da amostra MGC6, *ii*) mudanças localizadas na composição do fluido, uma vez pelo menos parte dos carbonados foi formada através de soluções, possivelmente sub-sólidas, entre carbono e carbonatos (subcapítulo VI.4.2, Figura 90D), *iii*) fracionamento isotópico variável dependendo das razões de crescimento, sugerido pela diferença de tamanho entre os grãos da borda (menores) e do interior do *foil* # 769 (subcapítulo VI.4.2, Figura 87C).

As paragêneses para os carbonados são representadas pelas inclusões encontradas no interior dos grãos individuais de microdiamantes através do método *FIB-TEM*, formadas por fases sólidas numa mesma cavidade entre diversos elementos: carbonatos de Ca e Ba, cloretos (principalmente KCl), soluções sólidas silicatadas (Ca, Al, K, Fe, Ti), sulfetos, óxidos de Pb e Zn e zircão (subcapítulo VI.4.2). A princípio, as informações genéticas relacionados ao meio em que estas inclusões se formaram seriam de difícil interpretação, pois não são aparentemente correlacionáveis às inclusões características para a formação de peridotitos, eclogitos ou fases do manto inferior (subcapítulo V.2-10, Tabela 32). Contudo, estas paragêneses minerais são exatamente as mesmas determinadas em diamantes extraídos de corpos kimberlíticos da Sibéria (Rússia), África do Sul e Canadá (*e.g.* Klein-BenDavid *et al.* 2006), interpretadas como fluidos metassomáticos trapeadas durante a cristalização dos diamantes, isto é, constituem inclusões proto-singenéticas.

O estudo de inclusões através de *TEM* é considerado como o método ideal para investigações de microinclusões em diamantes (Wirth 2004). Estudos prévios realizados em diamantes monocristalinos utilizando esta técnica, revelaram a presença, numa mesma cavidade, de duas ou mais fases de apatita, ankerita, carbonatos, quartzo, biotita e mica (*e.g.* Guthrie *et al.* 1991, Walmsley & Lang 1992a, 1992b). Estes minerais ocupavam somente uma pequena fração do volume da inclusão, sendo o restante do espaço preenchido por fases fluidas, que por sua vez, continham microinclusões de minerais com estrutura intacta (Guthrie *et al.* 1991), revelando que tais minerais foram formados e trapeados nos corpos dos diamantes a partir de uma mistura de fluidos e voláteis em condições supercríticas de cristalização (Schrauder & Navon 1994). À temperaturas e pressões requeridas para o campo de estabilidade dos diamantes, *melts* silicatados, carbonatados e fluidos hidratados constituem fases completamente miscíveis e representam o primeiro ponto crítico de cristalização dos diamantes (Wyllie & Ryabchikov 2000). Tais fluidos foram agrupados segundo a composição principal em três diferentes *end members* (*e.g.* Schrauder & Navon 1994, Izraeli *et al.* 2001): *i*) membro silicatado, rica em água, Si, Al e K, *ii*) membro carbonatado rico em Mg, Ca, Fe, K e Na, *iii*) membro salino-hidratado, rico em Cl, K e Na. Água e carbonatos são os principais voláteis (Navon *et al.* 1988) e todos *end members* são enriquecidos em K e muitos outros elementos incompatíveis (Schrauder *et al.* 1996).

Desta forma, as microinclusões determinadas nos carbonados pelo método *FIB-TEM* representam condições excepcionais de cristalização no manto, sob altas pressões, a partir de fluidos ricos em álcalis,

cloretos, carbonatos e água, conforme advogado por Navon (1991) para a cristalização de diamantes monocristalinos.

Um modelo alternativo e que poderia ter operado simultaneamente ou tardiamente com fluidos metassomáticos para o primeiro estágio de cristalização dos carbonados, considera a influência do sistema metal-carbono para a formação de diamantes. Metais de transição, principalmente Cr, Fe, Ni, Cu, Mg, poderiam ser os responsáveis pela difusão do carbono (catalisador) para a formação do diamante (*e.g.* Samoilovich *et al.* 1985, 2000; Petrovsky *et al.* 2002, 2004, 2005). A grafita, na presença de um catalisador metálico (Me), tende a vibrar na mesma frequência do catalisador, aumentando o espaço entre as moléculas de carbono (C) e formando vários complexos: Me-C, Me-MeC, MeC-C etc. (*e.g.* Samoilovich *et al.* 2000). A função destes metais não se limita somente à catálise dos processos de transformação da grafita em (micro) diamantes, mas influencia também na estrutura e no grau de ordenamento do *melt* durante a cristalização (*e.g.* Petrovsky *et al.* 2005). A diminuição da energia potencial, em decorrência da ressonância do sistema metal-grafita, permite as interações interatômicas necessárias para que o novo sistema (Me-C) possua a mesma simetria molecular da estrutura do diamante. Ainda que a influência e a abrangência dos catalisadores metálicos na formação de diamantes monocristalinos naturais não sejam bem entendidas (*e.g.* Bulanova & Spetsius 1991, Makeev & Filippov 1999), os carbonados MGC0, MGC1 e MGC3 são caracterizados por um baixo conteúdo de nitrogênio e um alto percentual de soluções sólidas entre diferentes metais de transição, ocorrendo exatamente o oposto para os carbonados MGC2 e MGC4 (subcapítulos VI.3.3 e VI.3.5). Estas observações sugerem que os processos de formação dos carbonados foram parcialmente condicionados pelas atividades de metais no manto. Neste panorama, a presença de nitrogênio em forma não segregada funcionaria como um inibidor da reação metal-carbono, uma vez que o nitrogênio é o principal elemento químico que substitui o carbono na estrutura dos diamantes.

O segundo estágio de formação de microdiamantes no carbonado também teria ocorrido no manto, sob condições redutoras e certamente está associado a atividade do sistema Me-C. Esta interpretação advém do fato de que grande parte dos espaços intersticiais dos carbonados são formados por soluções sólidas entre metais (sumarizados pela Tabela 36, subcapítulo VI.3.3), às quais se associam a uma segunda geração de microdiamantes, por vezes, preenchendo cavidades semi-circulares, formando druzas de microdiamantes.

Os processos crustais possivelmente relacionam-se à formação de fosfatos e aluminofosfatos ricos em ETR e aluminossilicatos, representando a percolação de fluidos epigenéticos e oxidantes nos espaços vazios (subcapítulos VI.3.3 e VI.3.4).

Os dados obtidos nesta tese apontam para uma origem mantélica dos carbonados, apresentando evidências da atuação de processos crustais posteriores a sua formação. A hipótese de que carbonados e diamantes monocristalinos possam coexistir em corpos de origem mantélica (kimberlitos), ao que parece, é perfeitamente factível. Porém, representam produtos da cristalização de carbono sob condições distintas no manto.

VII.4 – Carbonados da bacia do rio Macaúbas: registros dos processos sedimentares

Ao contrário dos diamantes monocristalinos, os carbonados não exibem características externas ou de populações de indivíduos que possam atestar seguramente a atuação e a magnitude de processos sedimentares.

Alguns microcristais de diamante apresentaram vários planos de clivagens e foram relacionados a influência dos processos de abrasão mecânica (subcapítulo VI.3.2).

VII.5 – Ciclos de redistribuição sedimentar: área(s) e rocha(s)-fonte, processos e mecanismos de transporte, deposição e concentração, idade dos ciclos

No atual estado da arte, consideram-se puramente especulativas as hipóteses acerca da natureza da(s) possível(is) fonte(s) ígnea(s) provedoras dos diamantes e carbonados aluvionares da bacia do rio Macaúbas, bem como a idade e a localização do(s) evento(s) de *emplacement* destes corpos na superfície.

Chaves *et al.* (2005b) sugerem três fases distintas para a formação dos carbonados presentes nos metaconglomerados diamantíferos da Formação Tombador – Grupo Chapada Diamantina (Schobbenhaus 1993) e Grão Mogol (Chaves *et al.* 1999): *i*) formação de germens de diamante a partir de matéria carbonácea rica em partículas radioativas na região cratônica, em idade superior que 2.6Ga (ao redor de 3.5Ga), *ii*) agregação dos gérmens em ambiente hidrotermal, sob possível influência de vulcanismo e catalisadores metálicos, em idades compatíveis com as do primeiro item, quando as inclusões de minerais crustais teriam se inserido, *iii*) aporte dos carbonados na bacia de sedimentação do Supergrupo Espinhaço, por volta de 1.75Ga. O processo de radiação seria responsável também pela formação da capa verde nos diamantes do Supergrupo Espinhaço.

Do ponto de vista genético, os dados levantados nesta tese não suportam o modelo de Chaves *et al.* (2005b), pelas seguintes evidências: *i*) os microcristais de diamante presentes nos carbonados exibem evidências de dissolução, *ii*) cisalhamento e agregação de nitrogênio na estrutura do diamante ocorrem somente no manto, ao exemplo das plaquetas orientadas de nitrogênio associadas a deslocamentos internos, *iii*) baseando-se no padrão de distribuição de isótopos de carbono, as temperaturas calculadas para formação dos carbonados estaria entre 10050-1070°C, *iv*) a presença de inclusões fluido-gasosas são penecontemporâneas com a formação dos microcristais de diamante no manto, sendo saturadas em CO. A atividade de confinamento deste gás provocou a modificação cristalográfica da estrutura do diamante para londsladeíta, *v*) os dados obtidos por FIB-TEM apontam o mesmo padrão de inclusões para diamantes monocristalinos e carbonados (Ca e Ba, cloretos, soluções sólidas silicáticas, sulfetos e óxidos de Pb e Zn), *vi*) apenas 5% dos diamantes do rio Macaúbas possuem algum tipo de capeamento, em contraste com o alto percentual desta feição nos diamantes do Supergrupo Espinhaço.

Os estudos regionais sobre o Grupo Macaúbas em Minas Gerais (*e.g.* Karfunkel & Hoppe 1988, Karfunkel *et al.* 2001, Uhlein *et al.* 2004) apontam como a região do cráton do São Francisco como área-fonte dos sedimentos que preencheram o rifte Araçuaí. Uma vez que corpos “primários” podem hospedar diamantes e carbonados, considera-se coerente o fato de que rochas desta natureza poderiam estar presentes na região cratônica, em acordo com o postulado de Clifford (1966). Em virtude dos eventos de superpostos de erosão, metamorfismo, alteração intempérica e recobrimento destes corpos ígneos pr sedimentos posteriores, é

praticamente impossível a localização atual destes por técnicas de mapeamento de superfície. Kimberlitos localizados na parte central do Estado da Bahia foram datados em 1.1Ga (Dr. Carlos Schobbenhaus, comunicação verbal), e atestam atividades magmáticas desta natureza que intrudiram o paleo-continente do São Francisco neste período.

Considerando-se os resultados do mapeamento geológico (Capítulo III), fica evidente que os diamantes, carbonados e alguns minerais pesados da bacia do rio Macaúbas (*e.g.* granada almandina, crisoberilo, monazita e estauroлита) possuem uma origem exótica à geologia da região, sendo-lhes portanto, atribuída uma origem extrabacinal. Três unidades sedimentares podem ser consideradas como possíveis candidatas a rochas-fonte para estes minerais: *i*) metaconglomerados da Formação Matão, Supergrupo Espinhaço, *ii*) unidade de metadiamicíticos glaciogênicos da Formação Serra do Catuni (Grupo Macaúbas), *iii*) conglomerados reliquiares da Formação Areado, oriundos do retrabalhamento de parte dos metaconglomerados diamantíferos da Formação Sopa-Brumadinho (Supergrupo Espinhaço) durante o Cretáceo Inferior.

A análise integrada dos levantamentos de prospecção aluvionar (Capítulo IV) e das características dos diamantes e carbonados da bacia do rio Macaúbas (capítulos V e VI, respectivamente), indicam que os corpos metaconglomeráticos da Formação Matão (Supergrupo Espinhaço) e os conglomerados cretácicos dificilmente poderiam constituir as rochas-fonte destes minerais, pelas seguintes razões: *i*) as características físicas dos diamantes da bacia do rio Macaúbas diferem dos diamantes atribuídos aos metaconglomerados da Formação Sopa-Brumadinho, Supergrupo Espinhaço (*e.g.* Karfunkel *et al.* 1994, Chaves *et al.* 1997) e dos conglomerados cretácicos, a exemplo das ocorrências diamantíferas da Serra do Cabral (*e.g.* Chaves *et al.* 1994, Karfunkel & Chaves 1995), *ii*) carbonados em Minas Gerais são encontrados apenas no curso médio do rio Jequitinhonha, a partir da confluência com os rios Macaúbas, Congonhas e Itacambiruçu (Moraes 1934). Os metaconglomerados da Formação Sopa-Brumadinho e os conglomerados cretácicos não possuem evidências claras da presença de carbonados (*e.g.* Chaves 1997), *iii*) não são observadas atividades garimpeiras provenientes de drenagens que cortam somente estas litologias (ressalva seja feita para o caso dos conglomerados cretácicos, que afloram de forma reliquiar, estando obliterados pelos processos de lateritização e que não puderam ser devidamente caracterizados com relação a espessura, extensão e trama sedimentar), *iv*) no córrego dos Barcos, drenagem de primeira ordem que corta somente a unidade de metadiamicíticos da Formação Serra do Catuni (capítulo IV), foram recuperados diamantes, carbonados, granada almandina, estauroлита, crisoberilo e monazita. A Formação Serra do Catuni nesta região possui ainda uma proporção relativamente alta na distribuição de blocos e seixos na matriz (Capítulo III), *v*) o grande percentual de diamantes com clivagens primárias, aliado aos poucos cristais com defeitos estruturais do tipo S1 e a própria presença de carbonados, apontam na direção de um mecanismo de transporte que lhes preservasse estas características, consideradas pouco susceptíveis ao transporte subaquoso em ambiente de alta energia (*e.g.* McCandless & Nash 1996).

Todas estas evidências invocam a unidade de metadiamicíticos da Formação Serra do Catuni como a provável rocha-fonte dos diamantes e carbonados da bacia do rio Macaúbas, ainda que esta hipótese, até o presente momento, seja considerada como improvável por outros autores (*e.g.* Fleischer 1995, Chaves 1997).

Dentre outros argumentos, consideram o fato de que geleiras constituiriam agentes ineficazes para o transporte e principalmente para a concentração de quaisquer tipos de minerais pesados, constituindo sistemas de dispersão sedimentar.

Com relação ao aparente aspecto dispersivo da sedimentação do sistema glacial, exemplos mundiais atestam a influência das geleiras na redistribuição e concentração localizada de diamantes, desde o Proterozóico até o recente (*e.g.* Golubev 1995, Morris & Kaszycki 1997, Moore & Moore 2004).

Geleiras podem ser agentes eficazes de erosão, transporte e concentração de sedimentos derivados do substrato sobre o qual se movimentam (*e.g.* Brodzikowsky & van Loon 1987). Uma vez incorporados pela geleira, a composição litológica, mineralógica e geoquímica dos detritos são indícios diretos dos processos de erosão, incorporação e locação dos detritos no corpo da geleira onde foram transportados.

A estrutura interna de uma geleira é comumente dividida em três zonas (*e.g.* Walker & Walker 1992): *i*) subglacial, localizada na base, *ii*) englacial, corresponde à porção mediana, *iii*) supraglacial, próximo ao topo.

Numa superfície pouco acidentada, os detritos retirados do substrato são erodidos e incorporados na base da geleira, sendo transportados na zona subglacial, em contato direto com o substrato. Sob tais condições, os detritos são continuamente erodidos a partir das exposições do relevo ao longo da direção de movimentação do corpo de gelo, contendo uma grande quantidade de material do substrato sobre o qual prograda. Em áreas onde o relevo é bastante acidentado, os detritos erodidos e incorporados à geleira podem ser transportados na zona englacial, onde há pouco ou nenhum contato com a base do gelo e o substrato rochoso. Como consequência, os detritos englaciais podem ser transportados por grandes distâncias e com diluição muito pequena, e os sedimentos deles derivados (*tills*) não contêm detritos de outras regiões, refletindo a composição da área-fonte, sem interferências de sedimentos de outros locais. Onde o fluxo subglacial é obstruído por altos topográficos, os detritos anteriormente incorporados são depositados na base destes obstáculos, sendo transportados por uma distância muito curta (*e.g.* Eyles & Eyles 1992).

A composição litológica de *tills* glaciogênicos não é somente função dos tipos de rochas expostas e incorporadas à massa de gelo durante sua progradação, mas reflete também onde os detritos foram incorporados e transportados dentro das zonas subglaciais, englaciais e supraglaciais (Morris & Kaszycki 1997). *Tills* subglaciais quase sempre refletem a composição local do substrato erodido, sendo reconhecidos três tipos: *i*) *till* de alojamento (*lodgement till*): formado pela acomodação plástica de material do substrato rochoso pela ação direta do fluxo de gelo, *ii*) *melt-out till*: formado pela lenta liberação de detritos pela geleira, os quais não sofrem ações de deslizamentos ou deformações, *iii*) *fluxo de till*: formado pela compressão de material incorporado na base de geleiras em cavidades do substrato rochoso que obstruem o movimento na frente e atrás da massa de gelo. *Tills* das zonas englacial e supraglacial possuem características que refletem fontes distais, sendo depositados nas margens de fluxos de *tills*, formados por fluxos de detritos abaixo da superfície da geleira ou pela remobilização de sedimentos na margem da geleira. Estes depósitos formam morainas terminais ou recessionais, ou podem formar uma superfície fina que recobre diretamente o substrato rochoso.

A dispersão provocada pela dinâmica glacial pode ser mapeada em diferentes escalas, variando regionalmente (centenas de milhares de quilômetros) a escalas de detalhe (menos que 1 quilômetro). A forma, tamanho e composição de um padrão de dispersão glacial é função de um grande número de variáveis, os quais incluem (*e.g.* Brodzikowsky & van Loon 1987, Walker & Walker 1992): *i*) forma, aspecto e erodibilidade da área-fonte, *ii*) composição e erodibilidade dos tipos de rochas que constituem o *bedrock* e a razão de diluição de indicadores minerais da fonte, *iii*) dinâmica da massa de gelo, *iv*) padrão da sedimentação subglacial e de margem de gelo (*till facies*), *v*) condições do intemperismo de superfície.

O *trend* de dispersão pode ser agrupado em dois membros (Morris & Kaszycki 1997):

- Tipo I: caracterizado pelo decréscimo na concentração de material da área-fonte ao longo do eixo longitudinal de movimentação da geleira (alto *trend* de dispersão longitudinal);

- Tipo II: caracterizado por uma uniformidade na concentração de material da área-fonte ao longo das direções longitudinais e transversais de movimentação da geleira (baixo *trend* de dispersão).

O padrão do Tipo I reflete uma erosão glacial e incorporação contínua de fragmentos abaixo da superfície da geleira, resultando numa diluição sistemática dos detritos. O tamanho e a forma deste padrão reflete a história regional do fluxo de gelo. Para fluxos unidirecionais, a forma de dispersão dos sedimentos pode variar desde um cordão estreito e alongado, até em forma de leque. As formas irregulares, anastomosadas e estelatas são influenciadas pela mudança no fluxo de gelo. O padrão de dispersão, geralmente representado por uma curva de concentração de sedimentos *versus* a distância, para o Tipo I, exibe decaimento exponencial negativo a partir da área-fonte dos sedimentos, caracterizada por um máximo de concentração próximo à fonte, decaindo rapidamente, tendendo a uma “cauda” de concentração de sedimentos com a distância do transporte (Figura 102).

O padrão do Tipo II representa as condições dinâmicas do gelo, resultando na incorporação e transporte de detritos através de um único fluxo de gelo com pouca ou nenhuma diluição de fragmentos ao longo do transporte sedimentar, possivelmente refletindo transporte na zona englacial. Ao contrário do Tipo I, o padrão do Tipo II apresenta uma curva de concentração que não exibe um decaimento exponencial negativo com a distância de transporte, mas mantém a concentração de sedimentos constante no corpo da geleira, com um decréscimo abrupto próximo aos limite de transporte.

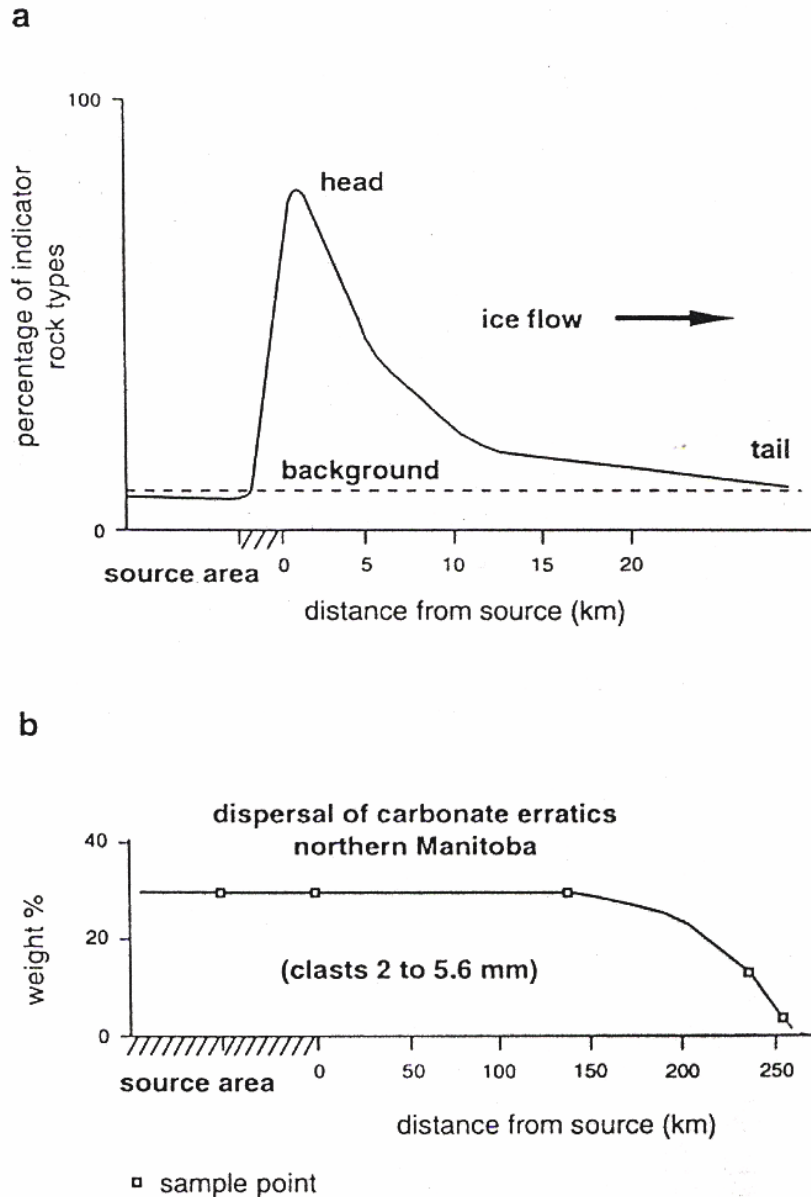


Figura 102 – Exemplos de curvas de dispersão de sedimentos dos padrões dos tipos I e II (extraído de Morris & Kaszycki 1997).

Para o pacote de metadiamicritos da Formação Serra do Catuni na região da bacia do rio Macaúbas, várias evidências apontam para um padrão de transporte do Tipo II para formação destes (meta) sedimentos, na zona englacial de geleiras: *i*) o alto percentual de detritos carbonáticos, *ii*) diamantes com superfícies clivadas e qualidade gemológica intermediária a inferior, *iii*) diamantes com defeito estrutural S1 preservado e *iv*) carbonados. As características dos diamantes e a existência de carbonatos e possivelmente também de carbonados, extremamente frágeis aos processos de abrasão mecânica, advogam um transporte na zona englacial de geleiras, sendo preservados da abrasão mecânica que ocorre na base da massa de gelo.

A diluição mínima ou ausente ao longo do transporte na zona englacial, associada à deposição em ambiente glácio-marinho transicional sob influência de falhas normais ativas, possibilitaram o retrabalhamento e a primeira concentração do material trazido pelas geleiras do interior do cráton durante a deposição do Grupo Macaúbas ao longo da borda ocidental do rifte Araçuaí (*e.g.* Uhlein *et al.* 2004), conforme evidenciado pelo acentuado grau de variações verticais e laterais de fácies no sentido da margem passiva (vide Capítulo III).

Uma vez que os sedimentos englaciais refletem diretamente a composição da fonte, supõe-se que possivelmente as geleiras do Neoproterozóico que erodiram, transportaram e depositaram os sedimentos glaciogênicos do Grupo Macaúbas na área do presente estudo, prograderam sobre um substrato misto, incorporando clastos de granitóides, (meta) arenitos, rochas (meta) básicas e carbonatos. Crisoberilo, monazita, granada almandina e estauroлита representam minerais de afinidade ígnea/metamórfica, ao passo que diamantes e carbonados, por suas características físicas e químicas, possuem afinidade mantélica.

Os limites extremos da idade de sedimentação dos diamantes e carbonados na atual região da bacia do rio Macaúbas são dados pelos resultados geocronológicos obtidos em zircões ígneos de rochas metabásicas da abertura do rifte Araçuaí (1000Ma) e do período da orogênese Brasileira, datada em 599.7Ma. O padrão isotópico de carbono obtido em seixos de carbonatos da Formação Serra do Catuni na bacia do rio Macaúbas constitui indicador temporal indireto mais preciso. De acordo com as determinações de Jacobsen & Kaufman (1999), o evento glacial datado em 740Ma teria caráter global (Glaciação Sturtiana), sendo representado no Brasil-central pelo Grupo Macaúbas, cuja idade foi redefinida por Santos *et al.* (2000) e Babinsky & Kaufman (2003) em torno de 800 a 700Ma. Por analogia, admite-se este intervalo de tempo para a deposição dos diamantes e carbonados na região de estudo.

Um segundo evento de concentração dos diamantes e carbonados na bacia do rio Macaúbas está ligado provavelmente aos efeitos da orogênese Brasileira. A abertura do rifte Araçuaí está relacionada à reativação de parte dos falhamentos gerados no evento tafrogênico do Mesoproterozóico, em que parte dos ramos ensiálicos do Estateriano evoluíram para margens passivas neoproterozóicas, resultando em um sistema de falhas normais ativas que controlaram a deposição dos sedimentos que deram origem ao Grupo Macaúbas na borda ocidental do paleo-continente do São Francisco (*e.g.* Alkmim 2004). De acordo com dados regionais (*e.g.* Uhlein *et al.* 2004), as falhas normais desenvolvidas durante a abertura da bacia Araçuaí foram reativadas como grandes falhas de empurrão durante a orogênese Brasileira, sendo no geral lítricas e assintóticas em profundidade a um descolamento de baixo ângulo (*e.g.* Alkmim *et al.* 1996, Alkmim 2004).

Os dados obtidos na bacia do rio Macaúbas (Capítulo III) apontam para o desenvolvimento de empurrões provenientes de leste para oeste que foram se nucleando na direção do Cráton do São Francisco, promovendo a inversão tectônica dos (meta) sedimentos do Supergrupo Espinhaço por sobre os do Grupo Macaúbas e destes sobre os do Grupo Bambuí. No domínio dos (meta) sedimentos do Supergrupo Espinhaço, os dobramentos estão associados aos falhamentos de larga escala (Domínio I). Na região da inversão tectônica do Domínio II, os empurrões apresentam uma geometria em rampas e patamares, controlados por leques imbricados liderantes de baixo ângulo, propagando-se para leste como leques verdadeiros nas litologias do Grupo Macaúbas

(Domínio III) até a região de contato com o Grupo Bambuí, ocorrendo nova inversão tectônica através da reativação dos referidos falhamentos normais como falhas de empurrão (Domínio IV).

De acordo com Woodward *et al.* (1986), um perfil de deformação pode ser dividido em três componentes extremos (Figura 103): a) se não há deformação interna ou se toda a deformação interna é alcançada por encurtamento paralelo à camada, o marcador de deformação se manterá vertical e será apenas deslocado ao longo do plano de falha, b) se há cisalhamento simples homogêneo dentro dos duplexes gerados por um empurrão, então os marcadores de deformação permanecerão retos, porém basculados na direção do transporte, sendo que o deslocamento de pontos individuais é proporcional à distância destes em relação aos planos que controlam o duplex, c) se há cisalhamento simples e heterogêneo, o marcador de deformação se tornará curvo, convexo na direção do transporte. Em exemplos naturais, pode haver uma variação contínua e completa entre estes três extremos.

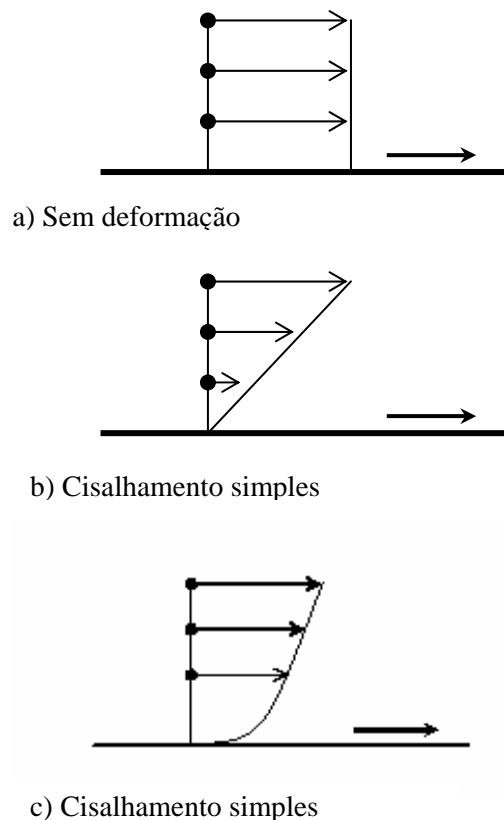


Figura 103 – Perfis de deformação mostrando a geometria de três *end members* baseados nas possíveis variações de *strain* (segundo Woodward *et al.* 1986).

Para os domínios II a IV predomina o padrão estrutural dominado por cisalhamento simples e heterogêneo responsável pela propagação dos duplexes, imbricados ou verdadeiros. Desta forma, pode-se considerar que o encurtamento provocado pela progradação da maior parte das duplexes é paralelo às camadas (*layer parallel shortening*), resultando num conseqüente espessamento crustal do pacote sedimentar. Determinações corretas sobre o espessamento provocado pelos efeitos da orogenia somente seriam possíveis

utilizando-se o método de balanceamento estrutural de seções (*e.g.* Woodward *et al.* 1986, McNaught & Mitra 1996), não aplicado no presente estudo por ser altamente complexo e específico, fugindo dos objetivos desta tese. Dentre os principais complicadores, cita-se a necessidade de se reconstituir os principais planos de deslizamento que controlam a progração dos duplexes em escala regional e semi-regional, sendo posteriormente aplicado modelamento numérico para reconstituição do arcabouço não-deformado da seção (*e.g.* Husson & Mugnier 2003).

Dentro da concepção sobre a evolução dos diamantes e carbonados da bacia do rio Macaúbas, considerou-se também a necessidade de se determinar a idade real desta bacia hidrográfica, ou seja, o marcador temporal a partir da qual os diamantes e carbonados foram efetivamente colocados no atual sistema fluvial.

Dois períodos de sedimentação durante o Fanerozóico são registrados na área, o que equivale dizer a dois períodos de não-erosão. O primeiro relaciona-se a sedimentação do Grupo Areado – Membro Abaeté, decorrente do soerguimento do Arco do Paranaíba (Hasui *et al.* 1975, Barcelos *et al.* 1989), que juntamente com o soerguimento da Serra do Espinhaço, propiciaram as condições necessárias para a instalação das protobacias dos rios São Francisco e Jequitinhonha neste período (Karfunkel & Chaves 1994, 1995). Estes sedimentos foram posteriormente afetados por movimentações isostáticas no Terciário Médio-Superior, acompanhada de alterações climáticas responsáveis pela formação de extensas áreas peneplanizadas com desenvolvimento de crostas lateríticas (King 1956). Um segundo período de deposição (Plio-Pleistoceno) é evidenciado através dos sedimentos psamo-pelíticos (localmente com ruditos) da Formação São Domingos, que ocorrem no topo das chapadas e constituem a unidade cenozóica de maior expressão areal.

Pelo exposto acima, postula-se que a idade geomorfológica da atual bacia hidrográfica do rio Macaúbas está situada entre o final do Plioceno e o começo do Pleistoceno, constituindo um sistema de drenagem geologicamente recente, respondendo a oscilações isostáticas positivas a partir deste período. A preservação de uma parte significativa do pacote de metadiamictito diamantífero, até a instalação da protobacia do rio Macaúbas, possibilitou a erosão e deposição para seus aluviões dos diamantes e carbonados contidos na Formação Serra do Catuni.