

3. ORIGEM E EVOLUÇÃO DOS COMPLEXOS

3.1 Origem

3.1.1 Complexo Cana Brava

Este complexo é estudado desde Girardi & Kurat (1982) que realizaram o primeiro estudo de sua formação fornecendo dados e interpretações indicando sua origem devido a processos de diferenciação magmática. Deste então vários estudos têm sido realizados de modo a buscar compreender a origem e formação deste complexo. Há consenso quanto à estruturação acamadada formada por processos de diferenciação de uma câmara magmática. O processo para o fracionamento sugerido pelos autores pode ser: a) fracionamento a partir de um único magma basáltico (Girardi & Kurat, 1982; Correia, 1994 e Correia & Girardi, 1998); ou b) diferenciação em regime de sistema aberto, ocorrendo mais de um pulso magmático (Lima, 1997).

Os indicadores da origem por diferenciação magmática são apontados por Girardi & Kurat (1982), Correia (1994) e Correia & Girardi (1998). Girardi & Kurat (1982) descrevem que as litologias ocorrem geralmente como corpos maciços, mas localmente formam unidades compostas com alternância de finas camadas (centimétricas) de serpentinitos e piroxênitos. Esta ritmicidade de camadas caracterizaria claramente o processo de fracionamento. Correia (1994) e Correia & Girardi (1998), utilizando modelagem de balanço de massa para as diferentes litologias do complexo, propuseram que as rochas se formaram a partir de cristalização fracionada de um magma basáltico. Este resultado estaria em conformidade com o proposto por Girardi & Kurat (1982): diferenciação gravitacional (cic) a partir de um magma original basáltico, com base no estudo da variação de Mg/Fe em piroxênios e do Cr/Al em espinélios em conjunto com texturas cumuláticas reliquiares nos piroxenitos com ortopiroxênio e clinopiroxênio nas fases cumuláticas.

Correia (1994) e Correia & Girardi (1998), puderam determinar especificamente a composição do magma parental como tendo sido básico toleítico, olivina normativo, através do estudo da composição e relação de volumes das diferentes unidades litológicas encontradas no complexo, modelados com base na química mineral de Girardi & Kurat (1982). Os mesmos autores com base nesta composição inicial conseguem estimar um caminho de diferenciação magmática em regime de sistema fechado que satisfaz razoavelmente a seqüência de litologias encontradas neste complexo. Para explicar a ausência de cromita e o aumento do cromo nos clinopiroxênios, Correia (1994) e Correia & Girardi (1998) sugerem que o regime de pressão durante a cristalização se deu em valores maiores que os previstos para a linha de sólidos entrar no campo de estabilidade da cromita. A conclusão que Girardi & Kurat (1982) chegam é que as rochas do maciço Cana Brava representariam uma última parte de um corpo magmático diferenciado intrusivo que pode ter sido soerguido por blocos falhados.

Os indicadores da origem por diferenciação em regime de sistema aberto, ocorrendo mais de um pulso magmático foi apresentado por Lima (1997) que realiza um estudo de detalhe na porção sul do Complexo Cana Brava. As análises químicas dos minerais das diferentes litologias forneceram dados que segundo o autor indicam a cristalização ocorreu sob um sistema aberto. Inicialmente teriam se formado cumulos de olivina (olivina-melanogabronorito) que teriam dado passagem a cumulos formados principalmente por $opx+pl+cpx$. Ocasionalmente poderia ter ocorrido a entrada de novos pulsos de magmas formando discretas camadas de piroxênito e novas seqüências de gabronorito. Logo após o desenvolvimento desta zona ocorre a entrada de magmas mais primitivos, na forma de sucessivos pulsos que dariam origem a seqüência, predominantemente formada por peridotitos-piroxênito. Por último na formação da última zona da câmara

magmática teria recebido aporte de vários pulsos de magmas provavelmente mais diferenciados, dando origem às unidades cíclicas de piroxênitos-gabronorito. Os últimos eventos magmáticos do complexo poderiam estar representados pelas intrusões noríticas, que se situam no topo do complexo. Lima (1997) sugere que a última zona deve ter se desenvolvido a partir de influxos regulares de magmas de composições semelhantes, entrando como plumas ou *fountains* turbulentas em uma câmara magmática diferenciada, onde as unidades cíclicas representam produtos de mistura destes pulsos.

3.1.2 Complexo Niquelândia

O Complexo de Niquelândia foi amplamente estudado desde o primeiro trabalho de Morais (1935) até os dias de hoje. Durante este período muitas hipóteses foram postuladas sobre a sua origem, sendo que as mais controversas se referem a este complexo ser uma seqüência ofiolítica (Danni & Leonardos, 1981, e Danni et al., 1982) ou estratiforme (Rivalente et al. 1982 e Girardi et al., 1986). As duas idéias foram muito discutidas e hoje encontra-se aceita o modelo de um corpo estratiforme acamadado.

As indicações de uma diferenciação a partir de um pulso de magma para este complexo foram apresentadas por Rivalenti et al. (1982) utilizando as informações das camadas na lateral leste. Em seu estudo os autores determinam que o magma parental do complexo parece estar situado no campo saturado em olivinas no tetraedro do basalto. O gabro fino do contato da **BGZ** foi interpretado como uma borda de resfriamento podendo conseqüentemente refletir a composição do líquido original, sugerindo uma composição picritica. Para encontrar a ordem de cristalização foi aplicado o diagrama pseudo-ternário de Ol-SiO₂-Pl, conseguindo explicar muito bem a formação de quase todas as unidades. Como existem

bandamento de cromita nas unidades basais do complexo sugere que o magma deve ter entrado no campo do espinélio durante o fracionamento. O melhor mecanismo que explica a presença destas cromitas seria a variação da pressão devido a instabilidades nas paredes da câmara magmática. Deste modo a variação da pressão agiria sobre todo líquido ao mesmo tempo, isto explicaria também a extensão lateral das camadas de cromita do complexo. A variação de pressão explica também a formação de camadas e irregularidades nas concentrações de ferro de uma camada para outra.

Os indícios da presença de vários pulsos de magmas foram apresentados por Girardi et al. (1986) que desenvolvem um modelo de fracionamento envolvendo o complexo como um todo. Em seu modelo os autores colocam uma câmara magmática preenchida por uma intrusão de líquidos anidros. Devido a forma alongada da câmara a perda de calor teria sido maior no piso e no teto, principais regiões de resfriamento. Nesse modelo a cristalização se desenvolveria para o interior do complexo. Esta fase é marcada pelo tectonismo ativo que atua na câmara e causa grandes variações de pressão que causaram mudanças nos limites das fases do sistema basáltico envolvido. Estas mudanças junto com a continuidade de influxo de magma são propostos como o mecanismo que gerou o acamadamento das seqüências ultramáficas (Rivalenti et al., 1982). Os episódios intrusivos principais teriam se completado, seguido este estágio, e a câmara se tornou tectonicamente estável. A composição do magma se aproximava do T-mínimo (duas ou mais fases no líquido) dentro do sistema basáltico, implicando em uma viscosidade muito alta no líquido. O modelo implica que a viscosidade do sistema seja tal que evite as correntes de convecção, obrigando que a cristalização ocorra in situ e com crescimento adcumuláticos.

3.1.3 Complexo Barro Alto

Girardi et al (1981) realizam um estudo de detalhe em diversas rochas do Complexo Barro Alto. Para o trabalho o complexo é dividido em 4 conjuntos litológicos: 1) Zona Basal (**BZ**) formado por metagabros e amfibolitos; 2) Zona Ultramáfica (**UZ**) formada por metaperidotitos serpentizados; 3) Zona Anortozítica (**AnZ**) formada por metagabros e pirigarnitos, e 4) Zona Superior (**UZ**) predominantemente gabros ofíticos e blastofíticos. O estudo compreende petrografia, geoquímica e as fases de equilíbrio das rochas que compõem a **BZ**, **UZ** e **AnZ**. Os dados evidenciaram que as unidades **AnZ** e **UZ** podem ser membros de um corpo ígneo acamadado com um padrão de fracionamento com o plagioclásio como a fase líquida primária e composição mineral, apontando para um regime de baixas pressões na intrusão. No complexo não foi encontrado nenhuma evidência que ultramafitos estavam ligados ao fracionamento do corpo. Os dados encontrados pelos autores não foram suficientes para estabelecer uma relação entre a **BZ** e as outras unidades. Foram encontradas evidências que o magma que originou a **BZ** tenha sofrido contaminação (metamórfica), sem, no entanto, ter sido estabelecido se esse novo processo estaria também relacionado com as outras unidades.

Oliveira & Jost (1992) realizam um estudo da estratigrafia da seqüência do complexo na região de Goianésia e chegam a conclusão que estas rochas se originam de uma estrutura magmática resultante de diferenciação, fracionamento e talvez também de múltiplas injeções de magmas básicos no interior de uma mesma câmara, interpretando-a como uma intrusão estratiforme.

3.2. Evolução

3.2.1 Complexo Cana Brava

Um dos primeiros trabalhos elaborado a respeito da evolução do complexo máfico ultramáfico Cana Brava foi feito por Matsui et al. (1976), que determinou idades K/Ar para diversas rochas do complexo. Os dados encontrados possuíam um certo padrão de agrupamento com três idades em torno de 500 m.a., duas em torno de 900 m.a., quatro em torno de 2000 m.a., uma em torno de 2600 m.a., e uma próxima de 4000 m.a., extremamente questionável. Estes agrupamentos de idades coincidem com as idades atribuídas a grandes ciclos: 500 para o Brasileiro; 900 para o Uruaçuano; 2000 para o Transamazônico; e 2600 para o Jequié.

Os trabalhos seguintes refinaram estes dados e estabeleceram novas interpretações. A idade de 2.7 Ga foi confirmada e interpretada como sendo de um metamorfismo granulítico por Girardi et al. (1978) e devido a um lento resfriamento por Girardi & Kurat (1982). Correia (1994) e Correia et al. (1997) reinterpreta uma idade muito próxima (2.62 a 2.25 Ga) como sendo a separação do magma a partir do manto. A idade de 2.0 Ga é interpretada como um possível rejuvenescimento Transamazônico por Girardi et al. (1978) e como sendo a idade de cristalização dos complexos por Correia (1994) e Correia et al. (1997). O próximo evento metamórfico de fácies anfíbolito teria ocorrido por volta de 1,150 G.a, segundo Girardi et al. (1978). Correia interpreta o mesmo evento com uma idade mais velha, 1,3 Ga, sob um regime compressivo durante o transporte tectônico sofrido durante o ciclo Uruaçuano. O primeiro detalhamento é descrito por Girardi et al. (1978) que indica que por volta de 650 Ma ocorreu um evento metamórfico que causou uma homogeneização isotópica nas rochas da borda leste durante sua recristalização, seguido de outro metamorfismo com características retrometamórficas e feições

hidrotermais, a uma idade de 450 m.a. Correia (1994) e Correia et al. (1997) interpretam que o retrometamorfismo possa ter ocorrido um pouco mais cedo, por volta de 500 Ma.

Estes dados mostram que possivelmente este complexo possa ter uma origem de formação por volta de 2.0 Ga e sofreu entre dois a três eventos tectônicos que metamorfizaram e deslocaram este corpo até a sua posição atual. Superficialmente pode-se ver que tectonismo afetou a forma original do complexo inclinando todas as camadas originalmente horizontais para oeste. Subsuperficialmente pode ter causado imbricações, tornando o relevo basal acidentado. A maior divergência entre os autores está na presença de um metamorfismo por volta de 650 Ma que possa ter causado uma homogeneização isotópica (Girardi et al., 1978), sendo importante para a interpretação dos dados paleomagnéticos dos complexos.

3.2.2 Complexo Niquelândia

Os trabalhos seguintes detalham os eventos que este complexo sofreu desde sua origem. O evento mais antigo registrado neste complexo ocorre por volta de 2.0 Ga, sendo interpretado por Ferreira Filho & Pimentel (2000) como a colocação de um grande volume de magma máfico primitivo dentro da crosta continental que forma a série inferior acamadada em um ambiente extensional continental. Correia et al. (1996) e Correia (2001) interpreta esta idade (2073 ± 73) como sendo a confirmação da colocação e cristalização do magma destas intrusões, as idades entre 1600-1800 Ma podem ser interpretadas como compatíveis com o período de atividade magmática relacionada ao desenvolvimento do rift continental no Brasil Central. Ferreira Filho et al. (1994) e Ferreira Filho et al. (1998) interpretam o evento de colocação magmática e o desenvolvimento do *rift* continental como

tendo ocorrido entre 1565 (+22) Ma a 1583 (+- 25) Ma. Pimentel et al. (2004) interpretam que por volta de 1,3 a 1,25 Ga ocorreu a formação de um rift, possivelmente envolvendo uma faixa oceânica. Este evento teria fornecido material para as seqüências vulcano-sedimentares de Juscelândia, Indianópolis e Palmeirópolis e seus equivalentes plutônicos, representados principalmente pelos troctolitos, leucogabros e anortositos das Séries Superiores dos complexos de Niquelândia e Barro Alto. Para Correia et al. (1996) as idades entre 1000-1400 Ma podem ser interpretadas como correlacionada ao tectonismo compressivo durante o ciclo Uruçuano. Pimentel et al. (2004) interpretam que deva ter se estabelecido um outro *rift* continental por volta de 800 Ma, com a colocação de magmas máficos formando as séries Inferiores no Complexo Niquelândia e por analogia as intrusões de Barro Alto e Cana Brava. Ferreira Filho et al. (1994), Ferreira Filho et al. (1998), e Ferreira Filho & Pimentel (2000) encontram idades entre 700 a 795 Ma, correspondente ao metamorfismo de alto grau e deformação dúctil associada. Sendo interpretado como compatível com o evento colisional continental durante o Neoproterozóico. Correia et al. (1996) e Correia (2001) discutem idades de U/Pb em zircões de 800 Ma, que ajudariam a reforçar a evidencia a importância regional do episódio metamórfico durante o Neoproterozóico e interpretam que as idades em torno de 770 Ma correspondem ao último episódio metamórfico possivelmente relacionado a tectonismo compressivo. Ferreira Filho et al. (1998) conseguem estabelecer um último evento tectônico por volta de 770 Ma sendo responsável pela exumação dos terrenos granulíticos. Para Ferreira Filho & Pimentel (2000) estas idades mais jovens (650-610Ma) correspondem ao último evento de resfriamento, refletindo o fim da atividade orogênica regional no Cinturão Brasília. Pimentel et al. (2004) interpreta para a mesma época (630 Ma) que deva ter ocorrido um metamorfismo regional espalhado em toda Faixa Brasília, provavelmente causado

pelo final do fechamento e colisão continental entre os continentes São Francisco e Amazônico. A ascensão tectônica final dos complexos máficos-ultramáficos ao longo da Zona de falha Rio Maranhão pode ser atribuído a este estágio.

Correia et al. (2005) obtêm datações U-Pb (Shrimp I) em zircões de rochas máficas-ultramáficas dos complexos Niquelândia, encontrando idades de 833 ± 21 Ma, sendo interpretada como sendo a possível idade de cristalização das rochas da seqüência superior do Complexo Niquelândia. Esta interpretação é aplicável devido às características morfológicas, estrutura interna, homogeneidade e as altas razões de Th/U encontradas nos zircões das amostras utilizadas. Isto se verificando, deve-se ter em mente a reorganização da escala geocronológica e a interpretação dos eventos que causaram os diferentes graus de metamorfismo nos complexos, pois devem ter ocorrido entre 830 e 450, último evento metamórfico registrado.

A ordem cronológica dos eventos é fortemente discutida pelos diferentes autores atribuindo idades próximas para os mesmos eventos. Levando em consideração os eventos apenas, sem as idades, pode-se estabelecer uma certa história evolutiva para este complexo: primeiro ocorreu a colocação de um primeiro pulso magmático que pode ter acompanhado um rift continental gerando a série inferior, logo em seguida ouve outro evento que metamorizou este conjunto litológico e gerou as seqüências vulcano-sedimentares junto com as séries superiores, depois disto ocorreu entre 1 a 2 eventos metamórficos que atuaram sobre o complexo e por último o exumou trazendo para profundidades rasas. Este é um possível caminho evolutivo percorrido por este e pelos outros complexos. Este caminho pode ter realmente começado por volta de 2.0 Ga como é indicado pelos diversos autores, ou pode ter começa bem mais recentemente, por volta de 800 Ma (Correia, 2005). Se a interpretação de Correia (2005) estiver correta, indicando que

os eventos antes ditos como espaçados ocorreram mais rapidamente ou que os eventos tectônicos podem ter gerado mais de um metamorfismo com graus diferenciados ao longo da sua evolução.

Para a modelagem gravimétrica o evento mais importante foi possivelmente o último tectonismo, interpretado como o responsável pela sua exumação ao longo da zona de falha Rio Maranhão. Igualmente como o complexo anterior pode-se ver que tectonismo afetou a forma original do complexo inclinando todas as camadas originalmente horizontais para oeste. Se o tectonismo final foi o responsável pela exumação do complexo em um regime mais rúptil pode ter causado imbricações, tornando o relevo basal acidentado, se ocorreram em um regime mais dúctil o relevo basal será mais suave.

3.2.3 Complexo Barro Alto

Danni et al. (1984) realizam um estudo geológico da região de Ceres - Rubiatada na área do complexo. No trabalho eles dividem o complexo em três grandes unidades: um conjunto de rochas granulíticas compostas por associações supracrustais e plutônicas, um conjunto de rochas plutônicas acamadadas gabro-anortosíticas, submetido a metamorfismo de fácies anfíbolito e um conjunto vulcano-sedimentar metamorfizado na fácies anfíbolito até xisto verde. Os autores interpretam o conjunto litológico e suas encaixantes e constroem uma linha evolutiva para o corpo:

a) a pré-existência de uma crosta sílica de natureza tonalítica a granodiorítica, representada pelas rochas do embasamento gnaissico no momento da intrusão do magma que deu origem as rochas granulíticas. Também constataram que deva ter pré-existido rochas supracrustais em relação às épocas de consolidação das intrusões gabro noríticas. Sendo demonstrado pelos autores pela

presença de restos de teto e de xenólitos de rochas supracrustais encontrados no interior dos gabro noritos granulitizados;

b) evento metamórfico de fácies granulito que afetou as rochas já cristalizadas, e;

c) desenvolvimento das intrusões acamadadas gabro-anortosíticas, abaixo da espessa carapaça vulcânica de natureza basáltica, que evolui para lavas mais diferenciadas, associadas a sedimentos químicos e pelíticos. Estas seqüências foram depois metamorfozadas a fácies anfíbolito, não sendo encontrado evidências do metamorfismo granulítico.

Fuck et al. (1986) interpretam que as falhas de cavalgamento que delimitam o complexo com as rochas encaixante e que marcam as relações de contato interna das unidades indicam que a tectônica envolvida seja do tipo de escamamento, possivelmente colisional. Esta tectônica teria sido responsável pela geometria do complexo, possivelmente desenvolvida pela obdução do complexo sobre o bloco crustal de leste (denominado Brasília) como indicado na época pela modelagem 2,5 D gravimétrica feita por Assumpção et al. (1985).

Fuck et al. (1989) interpreta que o magma original das rochas deste complexo tenha sido extraído por volta de 1490 e 1770 Ma. O próximo registro encontrado pelos autores foi interpretado como um indicador que as rochas do Complexo Barro Alto devam ter sofrido ação de um evento metamórfico por volta de 1300 Ma, durante o Mesoproterozóico. O processo responsável por este metamorfismo deva ter sido a colisão de blocos crustais, levando a cavalgamento e exposição dos tratos crustais mais profundos. As idades mais jovens por volta de 650 a 885 Ma deveriam ser resultado de perda parcial de argônio devido a eventos termo-tectônico relacionados com o Ciclo Brasileiro.

Para este complexo Correia et al. (1999) e Correia (2001) realizam determinações U-Pb (SHRIMP II) para rochas da seqüência vulcano-sedimentar e para as rochas de alto grau metamórfico do Complexo Barro Alto. Neste estudo foram feitos diagramas isocrônicos que revelaram idades que variam desde 2.1 Ga para rochas do embasamento, até 700Ma para rochas do complexo, com vários agrupamentos distribuídos em determinadas idades. Foram encontrados em alguns diagramas isocrônicos uma grande distribuição das idades desde próximo a 700 Ma até próximo a 2.4 Ga (ponto mais distante) com o agrupamento superior datando em 2125 ± 14 Ma o evento de cristalização ígnea dos zircões do ortognaisse do embasamento. Em outros diagramas as idades se agrupam no intervalo de 1200 Ma e de 1300Ma em amostra de metagranitóide. As idades encontradas nos granulitos ácidos (mega enclaves) estão distribuídas entre as idades de 800 até 2100Ma, com agrupamentos nos intervalos entre 830-870, 1040-1080 e 1180-1310Ma. Para as amostras da seqüência vulcano-sedimentar as idades encontradas foram por volta de 800Ma, sendo interpretados como correspondente ao evento principal de metamorfismo compressivo do Neoproterozóico na região, não refletindo o momento de cristalização primária dos zircões.

Moraes et al. (2006) realiza um estudo sobre este complexo e sugere uma ordem de eventos para a formação e evolução do Complexo Barro Alto (fig. 3.1):

Estágio Mesoproterozóico (1.3 – 1.26 Ga). Ruptura continental começa com a intrusão da série acamadada superior a extrusão dos basaltos da seqüência Juscelândia (fig. 3.1a). Intrusão de fusões quentes de magma máfico na crosta continental, resultando na geração de magmatismo félsico que gera os corpos graníticos dentro das rochas acamadadas máficas e da seqüência Juscelândia (fig. 3.1b). Por último neste estágio o

rift progride até a formação de uma bacia e de uma litosfera oceânica (fig. 3.1c).

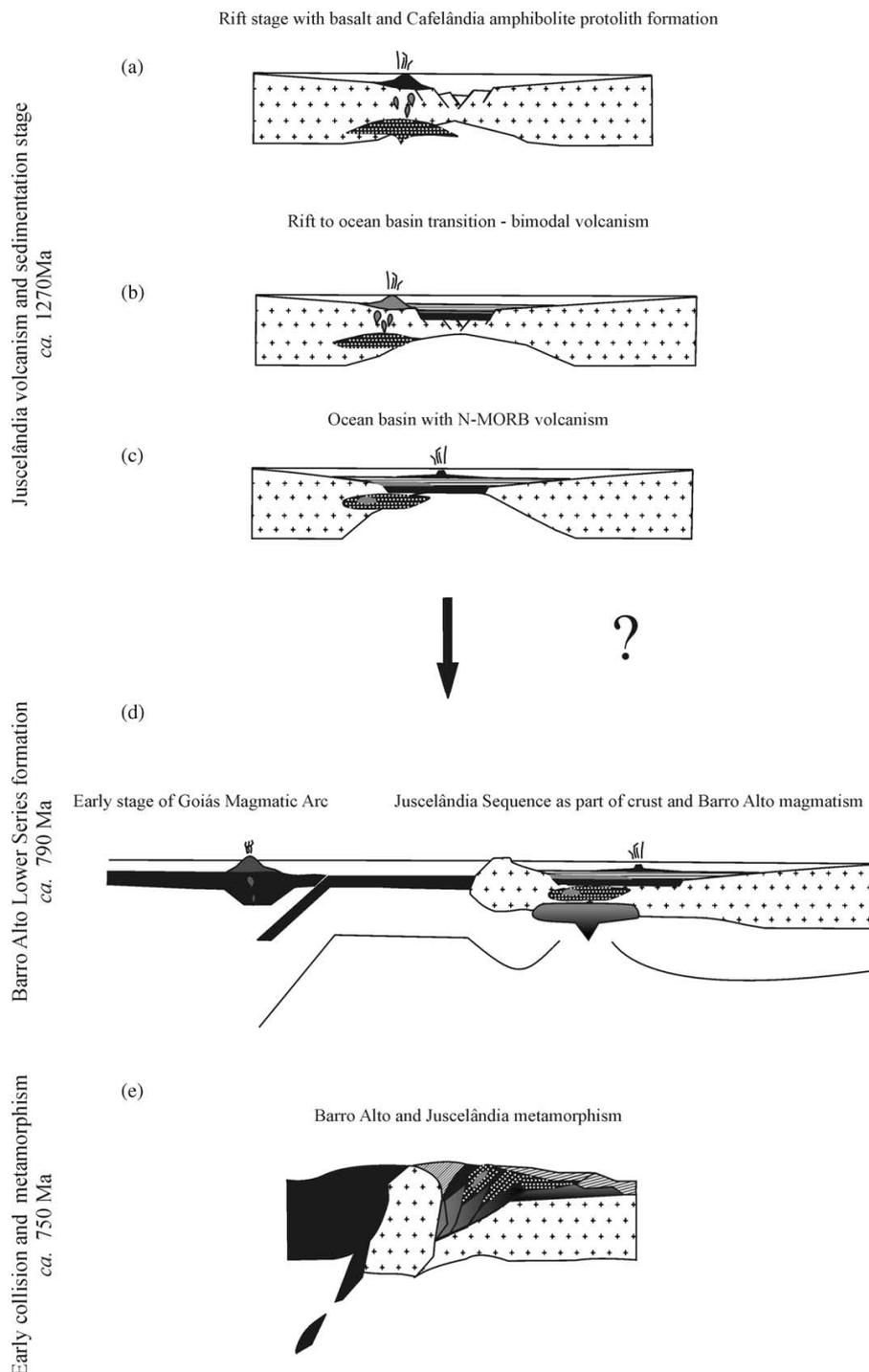


Figura 3.1 – (a) Estágio Mesoproterozóico começo do rift continental, intrusão da série acamadada superior e (b) extrusão dos basaltos da seqüência Juscélândia. (c) Ainda neste estágio magmatismo félsico dentro da seqüência Juscélândia. (d) Neoproterozóico I intrusão da série acamadada inferior em Barro Alto. (e) Neoproterozóico II metamorfismo de alto grau afetando todas as rochas sob fácies granulito a amfibolito. Isto é seguido por um último estágio Neoproterozóico superior que marca a orogênia Brasiliana, onde o complexo é exumado e incorporado ao orógeno Brasília. Modificado de Moraes et al. (2006).

Estágio Neoproterozóico I (790 Ma). Intrusão da série acamadada inferior do Complexo Barro Alto (fig. 3.1d).

Estágio Neoproterozóico II (750 Ma). Metamorfismo de alto grau que afetou tanto as rochas acamadadas máficas como a seqüência vulcano-sedimentar sob condições de fácies anfíbolito a granulito (fig. 3.1e).

Estágio Neoproterozóico Superior (650 a 630 Ma). Exumação das rochas do Complexo Barro Alto e da Seqüência Vulcano-Sedimentar Juscelândia ao longo da falha Rio Maranhão e incorporado dentro do orógeno Brasília.

Assim como para o complexo anterior, este também possuiria uma história evolutiva muito complexa, com idades e eventos sendo interpretados de maneira parecida com algumas diferenças. Correia et al. (1999) e Correia (2001) interpretam que a cristalização deva ter ocorrido por volta de 2,1 Ga para o embasamento. Para Fuck et al. (1989) a extração do magma deva ter ocorrido entre 1,4 e 1,77 Ga, uma idade bem mais jovem. Outro ponto discordante é o evento metamórfico granulítico que é interpretado como tendo ocorrido por volta de 1.3 Ga por Correia et al. (1999), Correia (2001) e Fuck et al. (1989), mas é interpretado como tendo ocorrido por volta de 750 Ma, por Renato Moraes et al. (2006). Analisando as linhas evolutivas sem entrar na discussão das idades destes eventos pode-se ver que este complexo teve uma história parecida com o anterior: uma extração seguida de cristalização primeiramente da seqüência superior das rochas acamadadas seguida de um metamorfismo de alto grau, depois a formação da seqüência inferior, e por último dois eventos metamórficos, onde o mais recente pode ter exumado os corpos até próximo da superfície. Esta seqüência de eventos e idades pode ser corroborada pela idade encontrada por Correia (2005), que coloca a idade de formação do Complexo Niquelândia por volta dos 833 Ma. Se esta idade estiver correta e puder ser extrapolada também para o complexo Barro Alto, indicaria

que estes complexos são mais jovens em comparação as interpretações dos demais autores.

3.3 Discussão

Como visto acima os três complexos são considerados corpos estratiformes originados a partir de diferenciação magmática a partir de magmas basálticos. De uma maneira geral pode-se notar padrões bem distintos: a) diferenciação magmática com precipitação gravitacional a partir de um pulso magmático de composição basáltica; b) cristalização em um sistema aberto ou semi-aberto, onde ocorre a entrada de vários pulsos de magma no início ou durante todo o evento de cristalização; ou c) possivelmente a presença de duas câmaras com histórias de diferenciação diferentes (Niquelândia). A diferenciação magmática em um sistema fechado é aplicado para os complexos de Cana Brava e Niquelândia (Rivalenti et al., 1982; Girardi & Kurat, 1982; Girardi et al., 1986; Correia, 1994; e Correia & Girardi, 1998). A cristalização em um sistema aberto, onde ocorre a entrada de diversos pulsos magmáticos é aplicado para os complexos de Cana Brava e Barro Alto (Lima, 1997; e Oliveira & Jost, 1992). Para o Complexo Niquelândia (Girardi et al., 1986) sugere que o sistema inicialmente possa ter recebido vários pulsos de magma, para depois ocorrer a cristalização com apenas o líquido contido na câmara. Para o Complexo Barro Alto surge a terceira hipótese onde possivelmente poderia ter ocorrido duas câmaras com histórias de diferenciação diferentes, devido à falta de possibilidade de correlação entre algumas unidades do complexo. Um fator comum aos complexos Cana Brava e Niquelândia é a variação de pressão para explicar a ausência/presença de cromita nas suas rochas. Para Cana Brava, Correia (1994) e Correia & Girardi (1998) vêm à necessidade do regime de pressão ser algo maior para inibir a cristalização de

cromita. Para Niquelândia (Rivalenti et al., 1982) indica que a pressão também possa ter variado ao longo da cristalização aumentando ocasionalmente o campo do sólidos da cromita para favorecer a formação de camadas de cromita. Este é um indicador muito bom que determinada que na época de formação, a situação tectônica variou, mudando diferentemente as condições de pressão nos complexos. Os demais dados discutidos pelos diferentes autores mostram diferenças pormenorizadas nas formações mineralógicas individuais, importantes para a explicação da origem comum ou não dos magmas originais. Para este trabalho um fato importante é entender se os três complexos eram uma única grande câmara magmática que se partiu durante o tectonismo que atuou sobre eles ou se eram três grandes câmaras isoladas que podem ter sido afastadas. Analisando os dados fornecidos pelos autores pode-se notar que o magma original seria basáltico com uma composição toleítica. Para Cana Brava a composição original estimada foi básica toleítica olivina normativo para Cana e picrítica para Niquelândia, com registros de variação de pressão ao longo do resfriamento. Em todos os complexos há várias litologias parecidas. Isto tudo indica que o magma original pode ter sido o mesmo ou com composição muito parecida, como demonstrado em Correia (1994) e Correia & Girardi (1998) e foram afetados por mecanismos parecidos, mas localmente sofreram diferenças devido a sua posição geográfica, indicando que apesar de próximos eles poderiam estar separados. Deste modo para a proposta deste trabalho os três complexos têm praticamente a mesma origem, o mesmo histórico genético, mas podem não ter evoluído da mesma câmara magmática.

Após a formação os complexos tiveram histórias evolutivas parecidas sofrendo dois ou três eventos metamórficos, onde o último pode ter sido o responsável pela exumação dos complexos até próximo da superfície. As diferenças existentes nas interpretações estão principalmente nas idades quando cada evento

ocorreu, como a separação e formação das rochas dos complexos e os eventos metamórficos que os afetaram. A concordância existente entre os autores está na época e intensidade quando ocorreu o último evento metamórfico nos complexos por volta de 650 a 700 Ma. Para o Complexo Niquelândia existem algumas divergências sobre a ordem da formação da série superior em relação a formação da série inferior e as relações de deformação e metamorfismo. Uma diferença marcante é a ausência da série superior no Complexo Cana Brava, podendo indicar tanto que esta série pode não ter se formado por diferenças localizadas, como ela simplesmente não estar exposta por ter sido erodida. As interpretações dos autores discutidos nos itens anteriores mostram um registro tectônico com algumas diferenças, onde o Complexo Niquelândia foi atingido por um conjunto menos complexo de falhas do que os complexos de Cana Brava e Barro Alto.