Capítulo 4. A forja da margem: do rifte de 3,2 Ga ao break-off de 2,76 Ga

Como o bloco paleoarqueano virou margem, orógeno e sutura, e como uma placa rasa carregou essa herança até a ruptura

Modelo de trabalho

O rifte de 3,2 Ga deixou o assoalho mais velho e mais frio junto ao cráton. A subducção nucleou nesse degrau térmico e mergulhou para norte. O interior jovem da placa virou de barriga; a faixa velha foi consumida num sistema acrescionário. A colisão travou, a raiz eclogitizada caiu e uma sutura larga permaneceu. Depois, uma placa rasa resfriou e hidratou o manto litosférico por setenta milhões de anos. A ruptura de 2,76 Ga abriu a janela que iniciou a bacia extensional de Itacaiúnas. A polaridade, a queda da raiz, a placa rasa e a ruptura são hipóteses deste livro; as idades e as estruturas que elas encadeiam são medidas.

Rio Maria · Complexo Xingu · overturn · sanukitoide · sutura E-W · flat slab · break-off · bacia de Itacaiúnas · Mesoarqueano–Neoarqueano · ca. 3,2–2,76 Ga

Resumo

O capítulo anterior entregou um bloco com certidão de nascimento e uma margem recém-aberta. Este acompanha o que a margem virou nos quatrocentos e cinquenta milhões de anos seguintes. Ela foi consumida, travada, espessada, aliviada e, por fim, rompida. Cada um desses verbos deixou uma estrutura ou uma idade em Carajás, e a sequência inteira cabe numa página.

Quando a convergência alcançou a margem passiva, o assoalho mais velho e mais denso, soldado ao continente, foi o primeiro a mergulhar, e mergulhou para norte, sob o bloco. O interior jovem da placa, quente e flutuante, não desceu em lâmina. Engrossou e virou de barriga em afundamentos verticais que o Domínio Rio Maria preserva até hoje. A faixa velha entrou num sistema de arcos que produziu os TTG do Complexo Xingu entre 3,08 e 2,93 Ga. A chegada de um bloco pelo sul travou o consumo em ca. 2,93 Ga; o orógeno engrossou até que sua raiz, transformada em eclogito, caísse no manto em ca. 2,87 Ga. Granitoides e metamorfismo de 2,87 a 2,83 Ga registram essa reorganização. Restou uma sutura larga, de vários fios, mergulhante para norte.

A convergência migrou então para a margem setentrional e instalou uma placa rasa e sem vulcões, capaz de resfriar e hidratar o manto sob o bloco durante o silêncio de 2,83 a 2,76 Ga. Foi o tempo de carga. A ruptura dessa placa em ca. 2,76 Ga abriu uma janela de manto quente sobre um reservatório hidratado. A extensão de 2,76 a 2,73 Ga alojou granitoides e corpos máfico-ultramáficos em estruturas verticais de abertura e iniciou a bacia de Itacaiúnas. O reator do capítulo 5 nasce dessa descarga.

1. Para que lado a placa mergulha

A seção 10 do capítulo 3 deixou armada a alavanca. Numa margem passiva, a borda de continente nascida num rifte, sem limite de placa, o assoalho oceânico mais velho, mais frio e mais denso é o que está colado ao continente, porque foi o primeiro a nascer. Quando a con-

vergência chega, esse degrau térmico é a zona preferencial de ruptura, e a placa mergulha sob o continente que a gerou. O Pilbara, na Austrália, fornece o paralelo arqueano. Rifteou na mesma janela de ca. 3,2 Ga, preservou enxames de diques e sucessões de margem passiva e retomou a subducção cerca de cento e vinte milhões de anos depois (Van Kranendonk et al., 2010).

Em Carajás, a subducção começa em ca. 3,08 Ga, e nesse instante a margem passiva vira ativa, com fossa, placa mergulhante e, logo adiante, vulcões. Para que lado a placa desceu é a primeira pergunta de qualquer reconstrução, porque a polaridade decide onde fica o arco, onde fica a bacia e onde a estrutura vai reabrir depois. Este livro propõe que ela mergulhou para norte, sob o bloco paleoarqueano, e sustenta a escolha com três argumentos.

O primeiro é o degrau. A faixa oceânica velha estava junto ao bloco e teria afundado sob ele. O segundo é Rio Maria. O domínio ao sul preserva sua arquitetura vertical do Mesoarqueano, e a deformação da colisão foi absorvida antes de penetrar nele. É a geometria de um indentador. Pense num dedo apertando um bloco de argila. A argila se deforma na frente e nos lados do dedo, não dentro dele. A placa sul foi o dedo, avançando por baixo; o bloco norte, a argila. O terceiro argumento é a bacia posterior. Ela ocupa o bloco norte, exatamente o lado que desceria quando um plano mergulhante para norte fosse reativado em extensão. A polaridade organiza a colisão, a sutura e a abertura que viria.

2. Dois destinos para uma placa

A placa oceânica fabricada entre 3,2 e 3,0 Ga não tinha uma idade só. O assoalho perto do continente era velho e frio; o interior, perto do centro de espalhamento, era jovem e quente. Essas duas partes tiveram destinos diferentes, e Carajás preserva os dois.

O interior jovem era flutuante demais para mergulhar. Em vez disso, engrossou, porque o manto quente continuava a despejar magma em

cima dele, formando um platô oceânico. Quando a base dessa pilha passou pela transformação que o capítulo 2 descreveu, basalto virando granulito e eclogito, mais pesado que o manto, a pilha virou de barriga. É o que a literatura chama de overturn. O que estava em cima afunda em quilhas e o que estava embaixo, mais quente e mais leve, sobe em domos. Era a tectônica vertical do capítulo anterior, agora operando sobre um platô oceânico em vez de sobre a tampa primordial.

O Domínio Rio Maria conserva o resultado. Arquitetura de domos e quilhas, suítes de TTG juvenis em três episódios com máximo entre 2,98 e 2,92 Ga, idades-modelo próximas de 3,0 Ga e cinturões de rochas verdes comprimidos entre os domos (Oliveira et al., 2009; Almeida et al., 2011). Há também sanukitoides de ca. 2,87 Ga, granitoides ricos em magnésio e potássio que exigem um manto previamente enriquecido por fluidos, típicos do fim do Arqueano e um sinal de que, por baixo de Rio Maria, algum processo já tinha molhado o manto. O que Rio Maria não tem é tão importante quanto o que tem. Não há trama colisional penetrativa, não há bacia neoarqueana por cima, não há alteração regional. Por isso o domínio funciona como controle para tudo o que Carajás sofreu depois. É a amostra que ficou fora do reator.

A faixa velha junto ao cráton teve o outro destino. Rompeu e foi consumida durante cerca de cento e trinta milhões de anos num sistema acrescionário, isto é, num conjunto de arcos vulcânicos e fatias de crosta que vão sendo empilhados contra a margem à medida que a placa desce. Esse sistema não corre liso. Colisões de platôs oceânicos travam segmentos da fossa, a subducção se desloca e recomeça num traço novo. A colisão atual do platô de Ontong Java com o arco das ilhas Salomão, no Pacífico, mostra o mecanismo em andamento. A crosta espessa do platô trava um segmento, a placa se destaca e a convergência pula para outro lugar (Mann e Taira, 2004). Um sistema assim produz pulsos de magma separados por silêncios. Os TTG do Complexo Xingu registram exatamente esse espectro entre 3,08 e 2,93 Ga (Machado et al., 1991; Tavares et al., 2018).

Uma ressalva pertence à honestidade do método. A geoquímica dos TTG, isoladamente, admite outra origem. As razões elevadas entre es-

trôncio e ítrio, ou entre lantânio e itérbio, que marcam esses granitoides, também aparecem quando a base de uma crosta máfica espessa funde sem placa mergulhante nenhuma, como o capítulo 2 mostrou (Nagel et al., 2012). A leitura de subducção não vem da química de uma rocha. Vem da convergência entre idade, estrutura e regime térmico.

3. O travamento e a queda da raiz

Em ca. 2,93 Ga, um bloco continental chegou pelo sul à fossa e travou o consumo oceânico. Crosta continental é leve demais para descer, e quando dois continentes se encontram a convergência deixa de ser absorvida pela placa que mergulha e passa a ser absorvida pelo espessamento. É assim que nasce um orógeno, uma cadeia de montanhas com raiz. O Himalaia, onde a Índia empurra a Ásia, é o caso vivo. A crosta dobra, se empilha em fatias e engrossa até o dobro da espessura normal, e a montanha que sobe tem uma raiz proporcional que desce.

A raiz é o ponto fraco. A base de um orógeno espesso atinge pressões em que a rocha máfica vira eclogito, e a régua de densidade do capítulo 2 faz o resto. A raiz fica mais pesada que o manto ao redor e, a certa altura, desaba. Em Carajás, este livro coloca essa queda em ca. 2,87 Ga.

Os análogos modernos mostram as etapas. Na Sierra Nevada, na Califórnia, xenólitos trazidos por vulcões e imagens de tomografia registram a antiga raiz máfico-ultramáfica do arco e seu afundamento, ainda em curso em parte da cadeia (Ducea e Saleeby, 1998; Zandt et al., 2004). No Alborán, no Mediterrâneo ocidental, a retirada de uma litosfera espessada reorganizou o gradiente térmico e o metamorfismo da região inteira (Platt e Vissers, 1989). No Tibete, o aquecimento do manto litosférico que tinha sido enriquecido por fluidos produz magmas potássicos com assinatura herdada de arco (Turner et al., 1993). Quando a raiz cai, o manto quente sobe para ocupar o lugar, a crosta que ficou é aquecida por baixo, funde, e o orógeno responde com magmatismo e metamorfismo de alta temperatura.

Em Carajás, granitoides sincinemáticos, isto é, cristalizados enquanto a deformação ainda operava, aparecem entre 2,87 e 2,83 Ga, e o registro anterior é transposto sob condições de anfibolito alto a granulito. O encurtamento é norte-sul e o transporte no interior do bloco é para norte. Numa colisão de indentador, o lado da argila que está sobre o dedo é empurrado na direção do avanço. É o que se vê. O outro lado, a frente que deveria avançar para sul sobre a placa inferior, permanece como previsão a mapear no corredor da sutura.

4. A sutura que ficou

Sutura é a cicatriz que resta quando um oceano fecha. Na superfície pode parecer uma faixa de rochas deformadas; em profundidade é uma zona que atravessa a litosfera inteira e separa dois blocos que um dia estiveram a milhares de quilômetros de distância. Toda colisão deixa uma, e toda sutura continua funcionando, porque é o plano mais fraco da região.

A transição estrutural em Carajás tem apoio independente. Grandjean da Costa et al. (2020) contrastam os domos e quilhas do Mesoarqueano com o cinturão linear que organiza a província mais jovem. Lacasse et al. (2020), ao reconstruírem a composição das rochas vulcânicas neoarqueanas, favorecem contaminação crustal durante rifteamento continental para o evento de ca. 2,76 Ga. Os dois resultados fixam limites úteis. Estruturas profundas lineares já existiam; a reativação de 2,76 a 2,73 Ga foi extensional. A proposta específica deste livro coloca entre esses limites uma sutura formada durante a acresção e a colisão de 3,08 a 2,83 Ga, depois reaberta pelo rifte.

A sutura de Carajás não é uma linha. Cada pulso acrescionário deixou uma descontinuidade; a transposição as colocou paralelas; a extensão posterior reativou o conjunto. O produto é uma zona larga, feita de vários fios, como uma corda. Essa largura controla a abertura de 2,76 Ga, o volume de magma, a geometria da bacia e a distribuição linear das câmaras profundas. A sutura vira a memória mecânica do bloco. Uma estrutura antiga que continua escolhendo onde a litosfera rompe, por

onde o magma sobe e onde a alteração se concentra. Ela vai reaparecer em todos os capítulos seguintes.

5. A placa rasa que carrega

Depois do travamento, a convergência migrou para a margem norte do bloco amalgamado. Este livro propõe que ali se instalou uma subducção rasa, sem vulcões e refrigerante. Placas normalmente mergulham em ângulo, deixando entre si e o continente uma cunha de manto quente que funde e alimenta os vulcões do arco. Uma placa rasa, o flat slab da literatura, desliza quase horizontal, colada por baixo da litosfera continental, e empurra essa cunha quente para longe. Sem cunha, não há vulcões. Mas a placa continua a perder água enquanto avança, e essa água entra no manto litosférico de cima, onde minerais como anfibólio e flogopita a fixam.

O oeste dos Estados Unidos mostra o processo recente. Durante o período Laramide, entre oitenta e cinquenta milhões de anos atrás, a placa Farallon deslizou rasa sob a América do Norte, hidratou a litosfera, calou o vulcanismo da costa e levantou as Montanhas Rochosas a mais de mil quilômetros da fossa. A atividade magmática e hidrotermal que veio depois, quando a placa afundou, foi condicionada pela água que ela tinha deixado (Humphreys et al., 2003). Uma placa rasa transforma um sistema de produção de magma em sistema de armazenamento.

Imagine uma chapa fria e úmida deslizando sob uma superfície quente. Enquanto fica ali, afasta o material quente, esfria o sistema e libera água. Quando se rompe, abre uma janela por onde o calor retorna e encontra matéria previamente hidratada. É uma bateria carregando em silêncio. Em Carajás, o hiato de ca. setenta milhões de anos entre 2,83 e 2,76 Ga é a resposta esperada desse estado. Um arco ativo produziria um eixo contínuo ou migrante de vulcões e plútons; a placa rasa atravessa o intervalo calada. O hiato magmático não era vazio. Era o tempo de carga.

6. A ruptura que descarrega

Em ca. 2,76 Ga, a placa rompeu. O rasgo de uma placa em profundidade, o break-off, não acontece de uma vez ao longo de toda a sua extensão. Propaga-se lateralmente, como um rasgo num tecido, e se localiza em descontinuidades herdadas. O sistema do Mediterrâneo e dos Cárpatos registra rasgos desse tipo em andamento, com segmentos de placa se destacando um após o outro, e as falhas que acompanham as bordas de uma placa em retirada mostram como a litosfera se rompe de lado (Wortel e Spakman, 2000; Govers e Wortel, 2005). Uma sutura larga favorece uma janela larga.

Pela janela aberta, a astenosfera subiu. Encontrou um manto que tinha sido hidratado duas vezes, primeiro pelo sistema de arcos de 3,08 a 2,93 Ga, depois pela placa rasa de 2,83 a 2,76 Ga. Manto hidratado funde com facilidade, e o magma que sai carrega uma impressão digital que merece explicação, porque vai confundir o leitor desatento nos capítulos seguintes. Quando uma placa desce e perde água, essa água leva consigo para o manto de cima os elementos que se dissolvem bem em fluido, como potássio, rubídio, bário e estrôncio, e deixa para trás os que ficam presos em minerais resistentes, como nióbio, tântalo e titânio. Um manto que passou por isso produz magmas enriquecidos nos primeiros e empobrecidos nos segundos. É a assinatura de arco. O detalhe é que a assinatura fica gravada na fonte e sobrevive ao ambiente em que a fusão finalmente acontece. Um magma com cara de arco pode subir num rifte, dezenas de milhões de anos depois de o arco ter morrido, se o manto que ele veio ainda guardar a memória. É esse o caso proposto para Carajás.

Três observações separam a descarga extensional de um arco ativo contemporâneo. Falta um eixo de plútons de arco entre 2,83 e 2,76 Ga e falta uma frente magmática migrante. O vulcanismo que começa em 2,76 Ga tem distribuição de bacia, não de cordilheira. E o intervalo anterior é um hiato de setenta milhões de anos. As previsões também divergem. Um arco mantém ou desloca sua produção; o break-off dispara um pulso abrupto sobre uma janela fixa. O registro disponível

favorece a segunda geometria.

A bacia de Itacaiúnas instala-se sobre essa anomalia térmica. Um meio-gráben, uma bacia limitada por uma falha normal de um lado só, reativa o fio externo da sutura; câmaras alimentadoras se alinham na interface entre crosta e manto; granitoides e corpos máfico-ultramáficos de 2,76 a 2,73 Ga, entre eles o Luanga do capítulo 2, usam estruturas verticais de abertura. Esse intervalo pertence ao desenvolvimento extensional da bacia. A sutura fornece o caminho, a placa rasa fornece a água e a ruptura fornece o calor. A forja termina quando os três passam a funcionar juntos.

7. Níveis de confiança

São evidência as idades dos TTG do Complexo Xingu, entre 3,08 e 2,93 Ga; os episódios de TTG e os sanukitoides do Domínio Rio Maria; a arquitetura de domos e quilhas preservada ao sul; o clímax metamórfico e magmático de 2,87 a 2,83 Ga; o cinturão estrutural linear; o hiato de 2,83 a 2,76 Ga; e a abertura extensional da bacia de Itacaiúnas com magmatismo entre 2,76 e 2,73 Ga.

São modelos publicados, usados como análogos de processo, a interrupção e a renucleação da subducção por platôs oceânicos em Ontong Java; a remoção de raiz na Sierra Nevada e no Alborán; o magmatismo potássico após reorganização litosférica no Tibete; a hidratação e o silêncio magmático do Laramide; a localização de rasgos de placa em falhas de borda; a transição de domos e quilhas para cinturões lineares em Carajás; e o rifte continental como ambiente do magmatismo neoarqueano da província.

São hipóteses de trabalho deste livro a margem passiva de 3,2 Ga como condição de contorno; a nucleação da subducção no degrau térmico; sua polaridade para norte; a leitura do cinturão linear como sutura acrescionária e colisional; a queda da raiz como causa da reorganização de 2,87 Ga; a placa rasa sem vulcões como estágio de carga; e o break-off como descarga em 2,76 Ga. A cadeia é coerente com o re-

gistro disponível, mas seus elos precisam ser testados separadamente por mapeamento estrutural, geocronologia, petrologia e distribuição espacial do magmatismo.

Conclusão

Entre 3,2 e 2,76 Ga, a margem passou por uma sequência mecânica contínua, e cada etapa preparou a seguinte. O rifte fabricou um degrau térmico; o degrau localizou a subducção; a acresção consumiu a faixa oceânica velha enquanto o interior jovem virava de barriga; a colisão travou o sistema; a raiz caiu; a transposição deixou uma sutura larga; a placa rasa resfriou e hidratou o manto; a ruptura abriu a janela. Nada aqui exige um mecanismo exótico. Exige que mecanismos conhecidos tenham ocorrido nesta ordem, neste lugar.

A ruptura de 2,76 Ga transforma herança em reator. O magmatismo que se segue pertence à extensão que abre a bacia, ainda que carregue a memória geoquímica de subducções anteriores. Essa distinção entre o ambiente em que o magma sobe e a história da fonte de onde ele vem será decisiva daqui em diante. O capítulo seguinte recebe uma bacia quente, estruturada e hidratada, e pergunta como ela concentrou ferro na zona fótica.

Referências

Almeida, J. A. C. et al. (2011). Zircon geochronology, geochemistry and origin of the TTG suites of the Rio Maria granite-greenstone terrane. Precambrian Research, 187, 201–221. https://doi.org/10.1016/j.precamres.201

Ducea, M. N.; Saleeby, J. B. (1998). The age and origin of a thick mafic-ultramafic keel from beneath the Sierra Nevada batholith. Contributions to Mineralogy and Petrology, 133, 169–185.

Govers, R.; Wortel, M. J. R. (2005). Lithosphere tearing at STEP faults: response to edges of subduction zones. Earth and Planetary Science Letters, 236, 505–523. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.03.022

Grandjean da Costa, F. et al. (2020). From Mesoarchean drips to modern-style tectonics in the Carajás Province, Amazonian Craton. Journal of South American Earth Sciences, 104, 102817. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102817

Humphreys, E. et al. (2003). How Laramide-age hydration of North American lithosphere by the Farallon slab controlled subsequent activity in the western United States. International Geology Review, 45, 575–595. https://doi.org/10.2747/0020-6814.45.7.575

Lacasse, C. M.; Ganade, C. E.; Mathieu, L.; Teixeira, N. A.; Lopes, L. B. L.; Monteiro, C. F. (2020). Restoring original composition of hydrothermally altered Archean metavolcanic rocks of the Carajás Mineral Province (Brazil): geodynamic implications for the transition from lid to mobile tectonics. Lithos, 372–373, 105647. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105647

Machado, N.; Lindenmayer, Z.; Krogh, T. E.; Lindenmayer, D. (1991). U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon shield, Brazil. Precambrian Research, 49, 329–354. https://doi.org/10.1016/0301-9268(91)90040-H

Mann, P.; Taira, A. (2004). Global tectonic significance of the Solomon Islands and Ontong Java Plateau convergent zone. Tectonophysics, 389, 137–190. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2003.10.024

Nagel, T. J.; Hoffmann, J. E.; Münker, C. (2012). Generation of Eoarchean tonalite-trondhjemite-granodiorite series from thickened mafic arc crust. Geology, 40, 375–378. https://doi.org/10.1130/G32729.1

Oliveira, M. A.; Dall'Agnol, R.; Almeida, J. A. C. (2009). Mesoarchean sanukitoid rocks of the Rio Maria Granite-Greenstone Terrane, Amazonian craton, Brazil. Journal of South American Earth Sciences, 27, 146–160. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2008.07.003

Platt, J. P.; Vissers, R. L. M. (1989). Extensional collapse of thickened continental lithosphere: a working hypothesis for the Alboran Sea and Gibraltar arc. Geology, 17, 540–543.

Tavares, F. M.; Trouw, R. A. J.; Silva, C. M. G.; Justo, A. P.; Oliveira, J. K. M. (2018). The multistage tectonic evolution of the northeastern Carajás Province, Amazonian Craton, Brazil: revealing complex structural patterns. Journal of South American Earth Sciences, 88, 238–252. https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.08.024

Turner, S. et al. (1993). Timing of Tibetan uplift constrained by analysis of volcanic rocks. Nature, 364, 50–54. https://doi.org/10.1038/364050a0

Van Kranendonk, M. J. et al. (2010). Evidence for Mesoarchean (\~3.2 Ga) rifting of the Pilbara Craton: the missing link in an early Precambrian Wilson cycle. Precambrian Research, 177, 145–161. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2009.11.007

Wortel, M. J. R.; Spakman, W. (2000). Subduction and slab detachment in the Mediterranean-Carpathian region. Science, 290, 1910–1917. https://doi.org/10.1126/science.290.5498.1910

Zandt, G. et al. (2004). Active foundering of a continental arc root beneath the southern Sierra Nevada in California. Nature, 431, 41–46. https://doi.org/10.1038/nature02847