

## CAPÍTULO 3

### MÉTODOS UTILIZADOS

#### 3.1 TRABALHO DE CAMPO

De início deve-se esclarecer que a visão empregada neste trabalho de integração entre geologia e geomorfologia segue uma linha mestra baseada no mapeamento geológico do embasamento reativado, que constitui o substrato aonde as formas do relevo são esculpidas.

Os trabalhos de campo abrangem os métodos básicos indispensáveis em geologia, compreendendo das atividades relacionadas ao mapeamento geológico com a coleta de dados estruturais e amostras de rochas, além das observações das feições geomorfológicas. As medidas de estruturas foram obtidas por meio de bússola geológica, sendo de utilizada, preferencialmente, a notação estrutural *direção de mergulho* (p.ex. 315/28°). A amostragem de rochas visou a confecção de lâminas delgadas para os estudos petrográficos, bem como a obtenção de cristais de apatita para os estudos de termocronologia por traço de fissão. Os afloramentos foram, sempre que possível, georeferenciados em campo através de aparelho GPS (*Global Position System*), no sistema de coordenadas UTM (*Universal Transversa de Mercator*), zona 23 no datum Córrego Alegre. Para mapear as áreas de difícil acesso, por exemplo, no interior do Parque Nacional da Serra da Bocaina e os principais picos, foram realizadas várias travessias a pé e acampamentos.

##### 3.1.1 Mapeamento Geológico

Em algumas partes da área de estudo, o mapeamento geológico foi iniciado antes desta tese, especialmente na Folha Bananal (escala 1:50.000), que começou em torno de 1990, sob a orientação do Prof. Julio Almeida (UERJ) em parceria com o GEOHECO - Laboratório de Geo-hidroecologia/ UFRJ. Portanto, nesta tese foram integrados dados oriundos de levantamentos geológicos realizados em diferentes épocas e vinculados a projetos distintos,

com a participação de vários pesquisadores e estudantes, principalmente do *TEKTOS* – Grupo de Pesquisa em Geotectônica/ UERJ. A Figura 3.1a ilustra a articulação destes levantamentos.

O levantamento geológico foi desenvolvido, de modo geral, na escala 1:50.000, sendo que o Mapa Geológico (Anexo 1) apresentado nesta tese corresponde a uma integração na escala 1:150.000. As bases cartográficas do mapeamento geológico são as folhas topográficas 1:50.000 editadas pelo IBGE (Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística) e DSG-ME (Deptº do Serviço Geográfico do Ministério do Exército) (Tabela 3.1; Figura 3.1b).

O mapeamento geológico também utilizou cartas topográficas na escala 1:25.000 da DSG-ME, disponíveis para a região entre Bananal e Arapeí (SP), e da Prefeitura de Angra dos Reis (RJ), para a região do litoral da Baía da Ilha Grande. Os levantamentos de campo foram ainda apoiados pelas fotografias aéreas 1:25.000 (Terrafoto/1973) para áreas no Estado de São Paulo, 1:25.000 (Aeroimagem/1991) para a área do município de Angra dos Reis, incluindo a Ilha Grande, e 1:60.000 (USAF/1965).

Foi integrada ao mapa geológico uma pequena área de cerca de 5,4 km<sup>2</sup> localizada no vale do rio da Fortaleza, a SW da cidade de Bananal (SP), mapeada na escala 1:10.000, em meados da década de 90, sob a orientação do Prof. Julio Almeida. O objetivo, na ocasião, foi detalhar a estratigrafia de uma unidade metassedimentar do Grupo Paraíba do Sul, visando entender o controle litológico-estrutural sobre as formas das encostas e orientações da rede de drenagem, estudo desenvolvido junto ao GEOHECO/UFRJ.

Juntamente ao mapeamento geológico foram realizadas observações geomorfológicas de campo. Foram descritas as formas do relevo e suas relações com os elementos geológicos (litologia, estruturas), bem como as feições erosivas e, eventualmente, algumas seções de depósitos sedimentares e mantos de intemperismo. Durante os trabalhos de campo, as descrições do relevo alternaram duas escalas distintas de observação: uma mais ampla e panorâmica, como um extenso vale fluvial ou a visão de um “mar de morros”, e

outra numa escala mais localizada ou pontual, como por exemplo, um segmento de encosta ou de canal.

TABELA 3.1 - Relação e proporção da área das folhas topográficas 1:50.000 utilizadas nos mapeamentos e na digitalização. \*Porções de folhas utilizadas somente para os estudos geomorfológicos e sobre a tectônica mesozóica-cenozóica. Ver a articulação das folhas na Figura 3.1 ou no Anexo 1.

<b>Folha 1:50.000</b>	<b>Área Utilizada</b>
Bananal (IBGE)	Total
Cunhambebe (DSG-ME)	Total
Rio Mambucaba (IBGE)	Total
Ilha Grande (IBGE)	Total
Angra dos Reis (IBGE)	Total
Parati (IBGE)	Total
São José do Barreiro (IBGE)	Metade
Cunha (IBGE)	Parcial
Campos de Cunha (IBGE)	Parcial
Mangaratiba (DSG-ME) *	Parcial
Volta Redonda (IBGE) *	Muito parcial
Cruzeiro *	Muito parcial

### 3.2 ANÁLISE ESTRUTURAL

Os dados estruturais foram organizados numa planilha de banco de dados, onde os campos principais de classificação (entrada de dados) são: as coordenadas UTM, folhas topográficas 1:50.000, domínios tectônicos da Faixa Ribeira e o tipo de estrutura. Esta organização das medidas é importante na confecção de mapas e perfis estruturais, e principalmente, para elaboração dos diagramas de orientação tipo estereogramas e rosetas. Os programas utilizados para geração desses diagramas foram o StereoNett 2.30 e o Tectonics FP 1.60, escritos, respectivamente, por Johannes Duyster e por Franz Reiter e Peter Acs. Todos os estereogramas estruturais usaram a projeção no hemisfério inferior.

As estruturas planares e lineares coletadas estão relacionadas tanto à deformação dúctil da Faixa Ribeira (foliações, lineações, eixos e planos axiais de

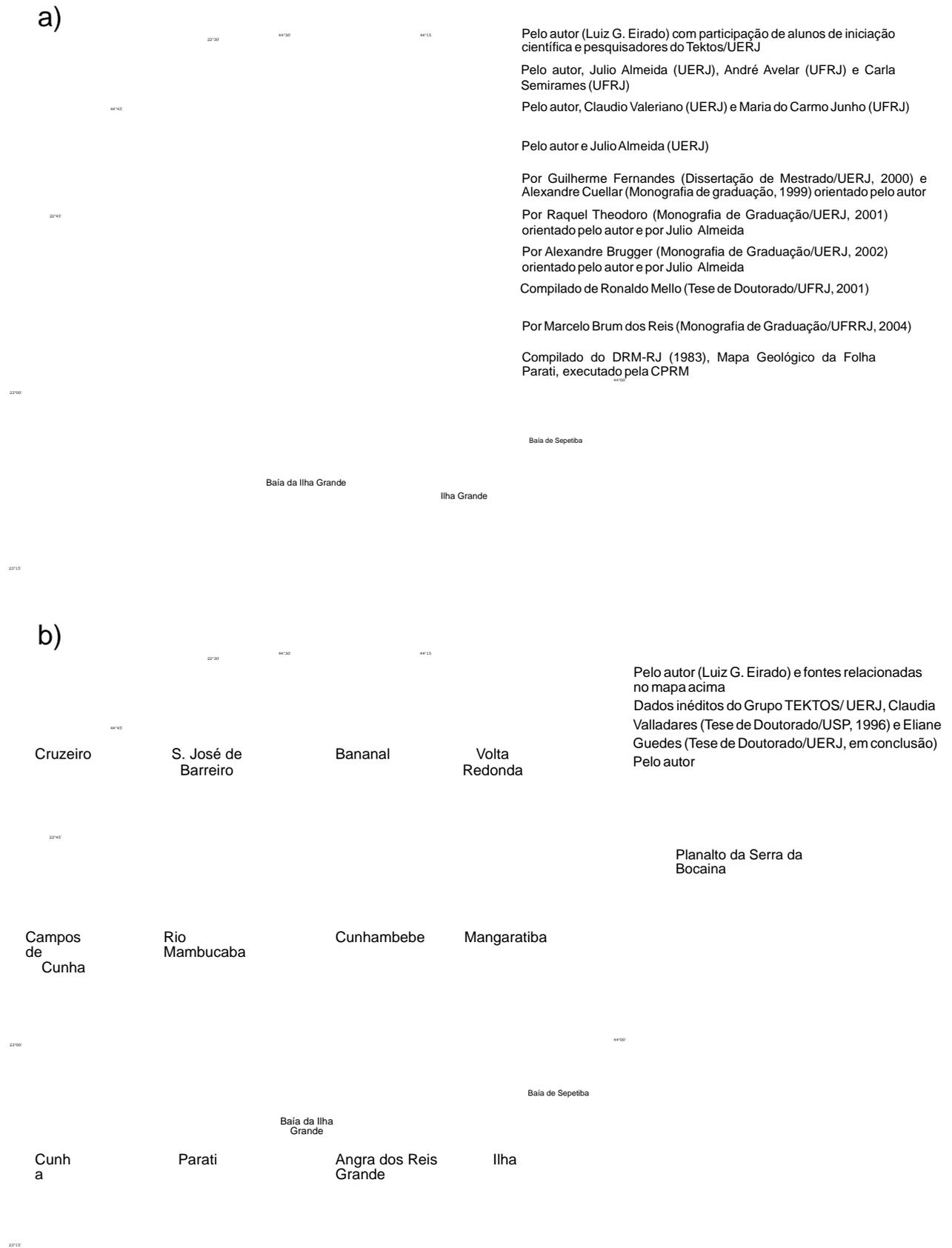


FIGURA 3.1 - Articulação das fontes dos levantamentos utilizados nesta tese, sendo: a) área do mapa geológico (Anexo I) com ênfase as unidades da Faixa Ribeira; b) área para os estudos geomorfológicos e da tectônica mesozóica-cenozóica, com a identificação das folhas topográficas 1:50.000 utilizadas.

dobras, zonas de cisalhamento,...), como à deformação rúptil mesozóica-cenozóica (diques, planos e estrias de falhas, fraturas). Deve-se esclarecer que a área do mapa geológico que enfoca as unidades da Faixa Ribeira é um pouco menor que a área relacionada aos estudos da tectônica fanerozóica e da geomorfologia (comparar as Figuras 3.1a e 3.1b).

A análise estrutural compreendeu basicamente a caracterização geométrica e, na medida do possível, cinemática das estruturas. Em relação à tectônica rúptil foi feita a tentativa de análise cinemática e dinâmica com a determinação da orientação dos paleotensores, nas áreas onde os afloramentos ofereciam informações de planos e estrias de falhas, além de bons indicadores de movimento (p.ex. ressaltos). Porém, quando os afloramentos só apresentavam o par plano e estria, sem indicadores cinemáticos, as falhas foram classificadas somente quanto ao tipo de rejeito, a partir da obliquidade entre a estria e o strike do plano, em: rejeito direcional (transcorrente), de mergulho (normal ou reversa) e oblíquo. Para a análise cinemática e dos eixos de paleotensores foram utilizados os métodos de diedros retos de Angelier e de eixos-PT de Turner, por meio do programa Tectonics FP, que gerou os diagramas específicos.

Em relação às fraturas, as atitudes coletadas nos afloramentos foram medidas de modo aleatório e depois tratadas por meio de diagramas de rosetas, que mostram as direções do *strike* dos planos.

### 3.3 ANÁLISE PETROGRÁFICA

A descrição de lâminas delgadas teve como objetivo reconhecer a mineralogia, as texturas e a classificação composicional das rochas, ampliando a definição das unidades litológicas mapeadas em campo. Durante esta atividade, também foram observadas as microestruturas a fim de enriquecer as interpretações tectônicas.

### 3.4 CARTOGRAFIA DIGITAL

As folhas topográficas 1:50.000 citadas anteriormente (Tabela 3.1), que compõem a base cartográfica deste estudo, foram digitalizadas através dos

y  
programas Microstation ou R2V, a partir de mapas escaneados (*raster*). Este trabalho foi desenvolvido pelo LABGIS – Laboratório de Geoprocessamento e pelo TEKTOS – Grupo de Pesquisa em Geotectônica, ambos da UERJ.

Os mapas geológicos de campo e alguns dados geomorfológicos foram vetorizados por meio de mesa digitalizadora, utilizando o programa AutoCAD R14. Posteriormente, tanto as cartas topográficas, como os mapas geológicos e geomorfológicos, foram editados e integrados no programa AutoCAD Map 2000. No entanto, a edição final do mapa e dos perfis geológicos (Anexos 1 e 2) foi feita no programa CorelDRAW 12, a partir dos vetores exportados dos arquivos do AutoCAD Map.

Foi também gerado um modelo digital do terreno com dados geológicos sobrepostos, através do programa Oasis Montaj 6.0 da Geosoft Inc., a partir do arquivo do AutoCAD Map com a base topográfica, que foi transformado em coordenadas (x,y,z) pelo programa DXF2XYZ.

### 3.5 ANÁLISE GEOMORFOLÓGICA

Os estudos geomorfológicos integraram atividades desenvolvidas em campo e escritório. A compartimentação do relevo da área de estudo foi elaborada através do mapeamento dos domínios geomorfológicos: o Planalto da Serra da Bocaina e suas vertentes (escarpas). A delimitação destes domínios foi feita por meio da análise das cartas topográficas (escala 1:50.000) com apoio das fotografias aéreas e imagem de satélite Landsat.

Para auxiliar as interpretações geomorfológicas foi elaborado um mapa hipsométrico do relevo com as principais estruturas geológicas (Anexo 6), a partir do modelo digital do terreno gerado, por sua vez, baseado nas cartas topográficas 1:50.000. Também foi analisado o mapa de compartimentação topográfica do Planalto da Bocaina, escala 1:150.000 (Figura 6.4) elaborado por Fernandes de Mello (2002), segundo o método proposto por Meis *et al.* (1983), baseado em classes de desnivelamento altimétrico de bacias de drenagem de 2ª ordem de Strahler, em cartas 1:50.000.

Na descrição do relevo dos domínios geomorfológicos considerou-se, principalmente, as seguintes características: a) orientação da rede de drenagem; b) presença de níveis de base locais (*knickpoints* ou cachoeiras) que geram vales fluviais suspensos; c) presença de feições erosivas, destacando as formas côncavas das encostas. Foram mapeados os principais depósitos sedimentares situados nos fundos de vales fluviais e nas planícies costeiras que encontram-se indiscriminados no mapa geológico (Anexo 1). É importante esclarecer que não foram desenvolvidos levantamentos estratigráficos nesses depósitos neogênicos.

A análise das bacias e da rede de drenagem envolveu as seguintes atividades com cartas topográficas:

a) delimitação do divisor principal da Serra da Bocaina e das grandes bacias de drenagem na escala 1:50.000;

b) elaboração de perfis longitudinais dos canais fluviais na escala 1:50.000, com a localização dos principais níveis de base locais (*knickpoints*) e varredura de topos (Figura 6.25). Esta última consiste no mapeamento das cotas máximas dos morros e divisores em ambas as margens do canal, dentro de uma faixa de 5 km centralizada ao longo do eixo do vale;

c) orientação da rede de drenagem, através da digitalização de segmentos de linhas retas desenhadas sobre a base hidrográfica das cartas 1:50.000. Para isto utilizou-se o programa AutoCAD Map 2000 associado a uma rotina Lisp, que gera uma lista com os dados de orientações e comprimentos das linhas.

y

Posteriormente, por meio do programa StereoNett, são gerados diagramas de rosetas mostrando as orientações dos segmentos de drenagem, que são confrontadas com as orientações das estruturas geológicas, permitindo analisar o controle estrutural. Os diagramas de orientação da rede de drenagem das bacias situadas na escarpa sul (atlântica) da Serra da Bocaina e da linha de costa da Baía da Ilha Grande foram elaboradas por Medeiros (2003). Também foram analisadas as orientações dos limites do Planalto da Bocaina adotando-se os mesmos procedimentos descritos para a drenagem.

Por fim, deve-se ressaltar que os mapas elaborados para os estudos geomorfológicos possuem uma área um pouco maior que o mapa geológico (Anexo 1), com intuito de cobrir toda a extensão do Planalto da Bocaina.

### 3.6 ANÁLISES DE TRAÇOS DE FISSÃO EM APATITA

Os traços de fissão em apatita (TFA) consistem numa valiosa ferramenta em geociências, fornecendo dados termocronológicos de eventos de média a baixa temperatura. Nesta tese, as análises TFA tiveram por objetivo a geração de dados indicativos da história da evolução tectônica e geomorfológica da área em estudo. Embora tenha sido reduzido o número de amostras, as análises realizadas possibilitaram a aquisição de experiência nos procedimentos envolvidos no método e nos problemas de interpretação das idades e comprimentos de calculados.

As análises de TFA foram realizadas no Laboratório de Traços de Fissão (LATF) da Faculdade de Geologia/ UERJ, sob orientação da Prof<sup>a</sup>. Ana Maria Netto, adotando o método do detector externo em cristais de apatita. Como nos demais métodos de datação, as análises de TFA seguem uma sistemática de procedimentos de amostragem e laboratório que devem ser cuidadosamente aplicados. De modo geral, o protocolo analítico em laboratório inclui: (i) separação da apatita das rochas e polimento das amostras no Laboratório Geológico de Processamento de Amostras (LGPA/FGEL/UERJ); (ii) preparação das amostras, revelação dos traços e trabalhos de microscopia e informática no LATF; (iii) a irradiação das amostras em reator nuclear (Reator IEA-R1) do Instituto de Pesquisas Nucleares (IPEN/CNEN), na cidade de São Paulo.

Uma síntese das etapas de trabalho envolvidas nos estudos de TFA, desde a amostragem de campo e preparação das amostras, até a determinação das idades, será descrita abaixo. Antes porém, serão relatados os fundamentos básicos do método. Informações detalhadas sobre os procedimentos e padrões utilizados em TFA são encontradas em vários trabalhos, por exemplo, Hurford (1990) e Gallagher *et al.* (1998).

### 3.6.1 A Metodologia TFA

#### FORMAÇÃO DOS TRAÇOS DE FISSÃO

O isótopo radioativo  $^{238}\text{U}$  decai por emissão de partículas alfa e apresenta fissão espontânea de seu núcleo, gerando danos na estrutura da rede cristalina dos minerais. Esses “estragos” são chamados de traços de fissão e podem ser observados ao microscópio em uma superfície polida do mineral, após ataque químico específico.

No momento da fissão, os traços são formados em seu tamanho máximo, mas em função da temperatura na qual o mineral se encontra tendem a desaparecer gradativamente. Cada mineral possui um intervalo de temperatura acima do qual os traços formados desaparecem ou, usando a linguagem técnica, são totalmente encurtados, apagados ou submetidos a *annealing* e, abaixo da qual os traços formados são mantidos no seu tamanho máximo. Entre esses dois valores, os traços sofrem encurtamentos parciais (*partial annealing*) em função do tempo que aí permanecem. Este intervalo de temperatura se chama Zona de Apagamento (*Annealing*) Parcial ou ZAP (Figura 3.2).

Os minerais normalmente utilizados para análises de traços de fissão que são a apatita [ $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F},\text{Cl},\text{OH})$ ], zircão ( $\text{ZrSiO}_4$ ) e titanita [ $\text{CaTiO}(\text{SiO}_4)$ ], acessórios comuns em boa parte das rochas ígneas e metamórficas, e frequentes nas rochas sedimentares clásticas. Entretanto é na apatita que os traços de fissão são gerados em mais baixa temperatura. Assim, o valor da ZAP para apatitas é  $110 \pm 10$  a  $60^\circ\text{C}$  ou  $130 \pm 10$  a  $60^\circ\text{C}$ , em função de sua composição química.

#### AS VARIÁVEIS DO ANNEALING

O conhecimento acerca da cinética do *annealing* ainda é reduzido, sendo a temperatura o principal fator responsável pelo encurtamento dos traços de fissão. Além da temperatura, a influência da composição química das apatitas sobre o encurtamento dos traços tem sido demonstrada por alguns experimentos e incorporada nos modelos numéricos desenvolvidos para TFA.

Embora as apatitas possuam um amplo espectro de possibilidades em sua composição molecular, em referência a cinética de *annealing*, experimentos indicam a razão  $Cl/(Cl+F)$  como principal fator atuante. O aumento do teor de Cl na estrutura do cristal produz resistência ao *annealing* e na velocidade global de ataque químico da apatita quando sujeita a influências térmicas (Sanders, 1998). Desse modo uma Cl-apatita (ricas em cloro) começa a registrar os traços de fissão a temperaturas mais elevadas. A base da ZAP para F-apatitas, tipo mais comum, é considerada a faixa de  $110 \pm 10$  °C, enquanto para Cl-apatitas é mais elevado, em torno de 130 °C. Desse modo, digamos a 100 °C, entre uma F e uma Cl-apatita de mesma idade, a Cl apatita apresentará uma maior densidade TF fósseis, e sua idade calculada será maior que a da F-apatita. Portanto, considerando um gradiente geotérmico de  $30^{\circ}\text{C km}^{-1}$  e uma temperatura da superfície de 20°C, a ZAP para F-apatitas está situada numa profundidade aproximada entre 1,5 e 3 km (Figura 3.2). Em profundidades maiores que 3 km a idade TF será zero, pois os traços de fissão não ficam registrados. O comportamento de outras espécies de apatita (p.ex. ricas em OH e Mn) ao *annealing* é menos conhecido.

#### SIGNIFICADO DAS IDADES TF

De modo simplificado, a idade TF pode ter os seguintes significados:

- 1) idade de resfriamento abrupto de rochas, especialmente, vulcânicas (Figura 3.2, caminho A);
- 2) idade de resfriamento lento de uma rocha, a partir da sua passagem pela isoterma de  $110 \pm 10$  °C ou  $130 \pm 10$  °C (Figura 3.2, caminho B);
- 3) idade com várias possibilidades de interpretação (resfriamento complexo), por exemplo, recorrência de evento de aquecimento durante um resfriamento contínuo, etc (Figura 3.2, caminho C).

Esses três significados representam diferentes caminhos temperatura-tempo que a rocha levou desde a base da ZAP até a superfície. A combinação da idade TF e o padrão de distribuição dos comprimentos de traços de uma mesma população de cristais de apatita permitem avaliar sua história térmica

da rocha. No entanto, são indispensáveis os parâmetros geológicos que restrinjam essas possibilidades de caminhos, dando consistência a história de resfriamento.

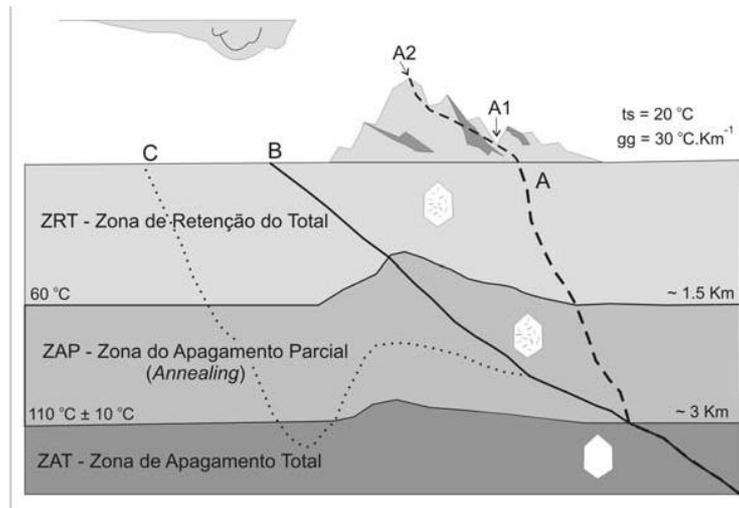


FIGURA 3.2 – Esquema mostrando as zonas de estabilidade dos traços de fissão em apatitas (ricas em flúor) na crosta. Três caminhos de soerguimento e denudação são mostrados para a mesma origem na base da ZAP: (A) resfriamento rápido; (B) resfriamento lento; (C) resfriamento complexo. No caminho A, a amostra A2 (no pico mais alto) vai ter idade TF mais velha do que A1 (no fundo do vale). Notar a influência da topografia montanhosa nos limites superiores das zonas.  $t_s$  = temperatura da superfície;  $g_g$  = gradiente geotérmico. Desenho de fundo adaptado de Sanders (1998)

Em geral, caso não ocorra nenhum fenômeno tectônico complicador, para uma determinada coluna de rochas, as idades mais velhas estarão situadas em cotas mais elevadas, e idades mais jovens em níveis mais profundos (Figura 3.2, ver amostras do caminho A). Essa contínua diminuição da idade e do comprimento médio dos traços com a profundidade, defini a estratigrafia dos traços de fissão no interior da crosta (Brown, 1991).

#### PADRÕES DE DISTRIBUIÇÃO DOS TAMANHOS DOS TF

Além da idade, outro parâmetro fundamental em TFA é o comprimento dos traços, que reflete o grau de encurtamento ou de *annealing* no tempo em que a rocha permaneceu na ZAP, nos permitindo estimar sua história térmica. Para isto, é necessário adotar um comprimento inicial dos traços de fissão ( $L_0$ ), que para apatitas, varia entre 15,9 a 16,6  $\mu\text{m}$  (Green *et al.*, 1986, Gleadow *et al.*, 1986). Um dos modelos de *annealing* mais utilizados é o de Laslett *et al.* (1987 *apud* De

Bruijne, 2001) para as apatitas de Durango, que adota um  $L_0$  de  $16,3 \mu\text{m}$ . No entanto, outros modelos que empregam  $L_0$  menores, entre  $15,8$  e  $14,5 \mu\text{m}$ , também têm sido testados (p.ex. Gunnell *et al.*, 2003). Os padrões de distribuição dos tamanhos dos traços são representados em histogramas e frequência, e a comunidade *trackista* tem adotado o método onde são realizadas ao menos 100 medidas de comprimentos de traços espontâneos confinados, horizontais e, sempre que possível, medidos em planos de polimento paralelos ao eixo c cristalográfico do cristal (Green, 1988 *apud* Sanders, 1998).

A Figura 3.3 abaixo ilustra a relação entre padrão de distribuição dos comprimentos dos traços de fissão espontâneos, induzidos e a história de resfriamento das rochas. Os traços espontâneos (ou fósseis) são os naturais, enquanto os traços induzidos são gerados por irradiação em reator nuclear.

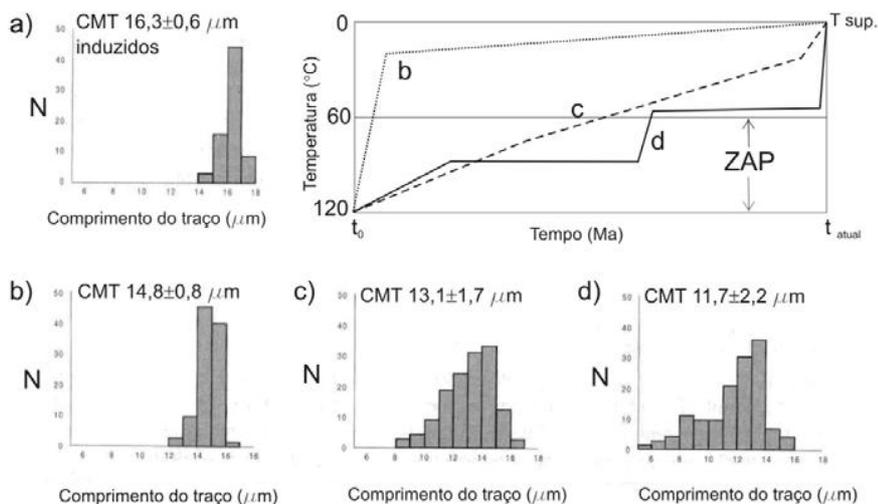


FIGURA 3.3 – Distribuição dos comprimentos de traços induzidos (a) e espontâneos (b) do tufo vulcânico Fish Canyon, mostrando resfriamento rápido; distribuição dos comprimentos de traços indicando resfriamento lento (c) e complexo (d), ambos com aumento de traços curtos. Acompanhar os histogramas com o gráfico à direita, que indica o caminho T-t dessas amostras. CMT = comprimento médio dos traços; ZAP = zona de apagamento parcial. Modificado de De Bruijne (2001).

Em rochas que sofreram resfriamento muito rápido através da ZAP (p. ex. rochas vulcânicas) a distribuição dos comprimentos de traços é concentrada e a média dos comprimentos dos traços é  $= 14 \mu\text{m}$  (Figura 3.3b). Uma larga distribuição dos comprimentos de traços e a média dos comprimentos dos traços  $< 14 \mu\text{m}$  indicam um resfriamento lento e contínuo (Figura 3.3c), ou uma

história de resfriamento complexa (Figura 3.3d). Geralmente, um histograma onde se observa uma cauda de traços curtos é indicativo que a amostra permaneceu um bom tempo na ZAP. O comportamento bimodal da distribuição dos comprimentos de traços pode evidenciar uma história com duas fases distintas (de alta e baixa temperatura), separadas por um rápido evento de resfriamento.

### CÁLCULO DA IDADE TF

A equação da idade TF é deduzida a partir da equação fundamental do decaimento radiativo (Equação 3.1), como nos métodos clássicos de geocronologia isotópica.

$$N_0 - N = N (e^{-\lambda T} - 1) \quad (\text{Equação 3.1})$$

De modo que T, idade do mineral, pode ser calculada a partir de:

$$T = 1/\lambda \log [ 1 + (N_0 - N/N) ] \quad \text{onde,} \quad (\text{Equação 3.2})$$

N = número de átomos presentes num tempo T

$\lambda$  = constante de desintegração (decaimento), própria para cada elemento radioativo

$N_0$  = número inicial de átomos radioativos

$N_0 - N$  = átomos radiogênicos (formados por transformação do elemento radioativo)

No caso de geocronologia TF, a fissão do U não gera átomos radiogênicos, mas sim traços de fissão, cuja densidade substituirá, com as devidas constantes de proporcionalidade, o valor  $N_0 - N$  na fórmula acima. O valor de T, tempo decorrido para transformar  $N_0$  em N, é a idade TF do mineral, que será (Price & Walker, 1963; Naesser, 1967):

$$T = (1/\lambda D) \ln [ 1 + (e/\lambda_i) (D/f) I \sigma \lambda g ] \quad (\text{Equação 3.3})$$

Onde, os valores  $\lambda_e / \lambda_i$ , g e  $\lambda$  são obtidos por microscopia em cada irradiação e os demais, constantes conhecidos na literatura. Desse modo:

T = idade do mineral em Ma

$\lambda_e$  = densidade de traços espontâneos ou *fósseis* (nº de traços/ cm<sup>2</sup>)

$\lambda_i$  = densidade de traços induzidos no mineral (nº de traços/ cm<sup>2</sup>)

$\lambda_D$  = constante de decaimento total do  $^{238}\text{U}$  ( $1,55125 \cdot 10^{-10} \text{ a}^{-1}$ )

$\lambda_f$  = constante de decaimento da fissão espontânea do  $^{238}\text{U}$  (entre  $7,03 \cdot 10^{-17} \text{ a}^{-1}$  e  $8,46 \cdot 10^{-17} \text{ a}^{-1}$ )

$I$  = razão isotópica  $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$  ( $7,2527 \cdot 10^{-3}$ )

$g$  = fator geométrico (0,5); correção da diferença de geometria das superfícies onde são medidas as densidades dos traços de fissão e das diferenças de percurso das partículas

$\sigma$  = captura de nêutrons térmicos da fissão do  $^{235}\text{U}$  em seção transversal ( $580,2 \cdot 10^{-24} \text{ cm}^2$ )

$J$  = fluxo de nêutrons térmicos (nêutrons/ $\text{cm}^2$ )

O valor  $\lambda_e$ , densidade de traços fósseis (fissão do  $^{238}\text{U}$ ), é obtido por contagem dos traços de fissão espontânea por unidade de área em microscópio ótico, observando-se uma face polida e quimicamente atacada do mineral. No entanto, para obtenção dos traços de fissão induzidos e da sua densidade  $\lambda_i$ , o mineral tem de ser irradiado em reator nuclear por fluxo de nêutrons adequado para determinação de  $J$  (fluxo de nêutrons térmicos). Para esta determinação deve-se irradiar, junto com as amostras, vidros dosimétricos padrões (com teores de U reconhecidos).

Após a irradiação, os traços de fissão induzidos poderão ser observados e sua densidade  $\lambda_i$  determinada, tanto numa superfície do próprio mineral, como os traços de fissão espontâneos, ou observados numa película de material apropriado (detectores externos de traços de fissão), que recobrem os cristais a serem irradiados.

A determinação de  $J$  e a escolha do valor de  $\lambda_f$  (varias determinações conhecidas) podem acarretar em erros de até 20% na determinação da idade TF. Desse modo, vem sendo usada uma outra equação para cálculo da idade TF, onde alguns valores da Equação 3.3 são substituídos pelo chamado parâmetro zeta ( $\zeta$ ) (Hurford & Green, 1983). Para cálculo desse parâmetro, irradia-se junto com as amostras, além dos vidros dosimétricos, um cristal de apatita considerado como padrão entre os pesquisadores *trackistas*. Esta apatita padrão

(p. ex. Durango) possui idade bem determinada, inclusive por outros métodos, com pouco efeito de *annealing* e distribuição homogênea dos átomos de urânio.

A equação da idade TF utilizando o método do parâmetro **zeta** é:

$$T = \frac{1}{\lambda_d} \ln \left[ \frac{D_e}{D_i} \right] \lambda_d (g + 1) \quad (\text{Equação 3.4})$$

Onde  $\zeta$  é obtido através da equação:

$$\zeta = e^{\lambda_d T_{std}} - \frac{1}{\lambda_d} \left( \frac{D_e}{D_i} \right)_{std} \lambda_d g \quad \text{sendo,} \quad (\text{Equação 3.5})$$

$\zeta$  = fator de calibração zeta

$T$  = idade TF;  $T_{std}$  = idade TF da apatita padrão (p. ex. Durango)

$\lambda_d$  = densidade de traços do dosímetro (nº de traços/ cm<sup>2</sup>)

As outras variáveis ou constantes são aquelas da Equação 3.3

### 3.6.2. Trabalhos Desenvolvidos em TFA

As análises TFA realizadas foram dirigidas para a identificação em escala regional da região da Serra da Bocaina, visando reconhecer diferentes níveis de denudação, identificados pelas idades TF, e balizados pelos dados geológicos e geomorfológicas.

#### AMOSTRAGEM

A amostragem de campo privilegiou a coleta de rochas em níveis topográficos distintos, de modo a serem obtidas idades TF diferentes. Foi amostrada uma seção transversal a Serra da Bocaina, desde a Baía da Ilha Grande até o vale do rio Paraíba do Sul. Foram também coletadas amostras em pontos elevados do Planalto da Bocaina, uma vez que os dados de TFA disponíveis na bibliografia para a região sudeste do Brasil mostram uma carência de amostras para as porções mais elevadas da Serra do Mar. Desta forma, foi amostrado o ponto mais alto da Serra da Bocaina, o pico do Tira Chapéu (2.088m). Coletou-se, em média, 15 kg de amostras por afloramento.

Das 8 amostras de rochas inicialmente coletadas, situadas em unidades da Faixa Ribeira e em domínios geomorfológicos diferentes, 5 amostras foram descartadas por apresentar traços de baixa qualidade ou serem observados

apenas cristais de apatita muito pequenos. Portanto foram inicialmente analisadas três amostras e foram incluídos os dados referentes a uma datação mais antiga (amostra F-2), coletada pelo Prof. Ronaldo Melo (UERJ) na margem da represa do Funil, ao norte da área de estudo, cuja idade foi determinada pela Prof<sup>a</sup>. Ana Maria Netto (ver Tabela 3.1 e localização no Anexo 1). Posteriormente foram selecionadas mais três amostras, já submetidas a irradiação, mas os trabalhos de microscopia não foram ainda concluídos.

TABELA 3.2 - Relação das amostras analisadas para TFA. \*Amostra contada anteriormente pela Prof<sup>a</sup>. Ana Maria Netto. \*\*Amostras preparadas e irradiadas, mas que não foram realizados os trabalhos de microscopia para determinação das idades.

Amostra	UTM E	UTM N	Altitude (m)	Domínio Geomorfológico	Litologia Terreno Tectônico	Irradiação N°
CB-L-02	557682	7458434	15	Vertente Sul <i>Litoral</i>	Ortognaisse Oriental	05-10
CB-L-284	552309	7461740	1592	Planalto da Bocaina <i>Pico do Frade</i>	Granito Mambucaba (pós-colisional)	05-10
RM-L-84	534935	7481828	2088	Planalto da Bocaina <i>Pico do Tira Chapéu</i>	Embu	05-10
F-2 *	544430	7508400	460	Vertente Norte <i>Vale do Paraíba do Sul</i>	Granito foliado Embu	00-05
BAN-09 **	558688	7192040	575	Vertente Norte <i>Vale do Paraíba do Sul</i>	Quartzito Paraíba do Sul	05-11
CN-L-13 **	518605	7440173	1753	Planalto da Bocaina <i>~ Pico da Macela</i>	Granito Parati (tardi-colisional)	05-11
SB-L-10 **	549721	7506960	475	Vertente Norte <i>Vale do Paraíba do Sul</i>	Granito foliado Embu	05-11

### PREPARAÇÃO DAS AMOSTRAS

Após a coleta de campo, as amostras seguiram uma rotina de preparação visando à separação das apatitas, com o devido o cuidado para não ocorrer contaminação. De forma resumida, esta etapa de preparação das amostras consistiu em: a) britagem da rocha, b) separação por peneiramento de frações granulométricas entre 60 e 80 mesh e 80 e 100 mesh, c) separação densimétrica com bromofórmio ou bateia manual, d) separação magnética por imã de mão, e) separação eletromagnética, por meio do aparelho Frantz<sup>®</sup>. A última fração recolhida do Frantz<sup>®</sup>, menos magnética, foi levada para lupa binocular para a seleção dos cristais de apatitas. Esta série de procedimentos encontra-se esquematizada na Figura 3.4.

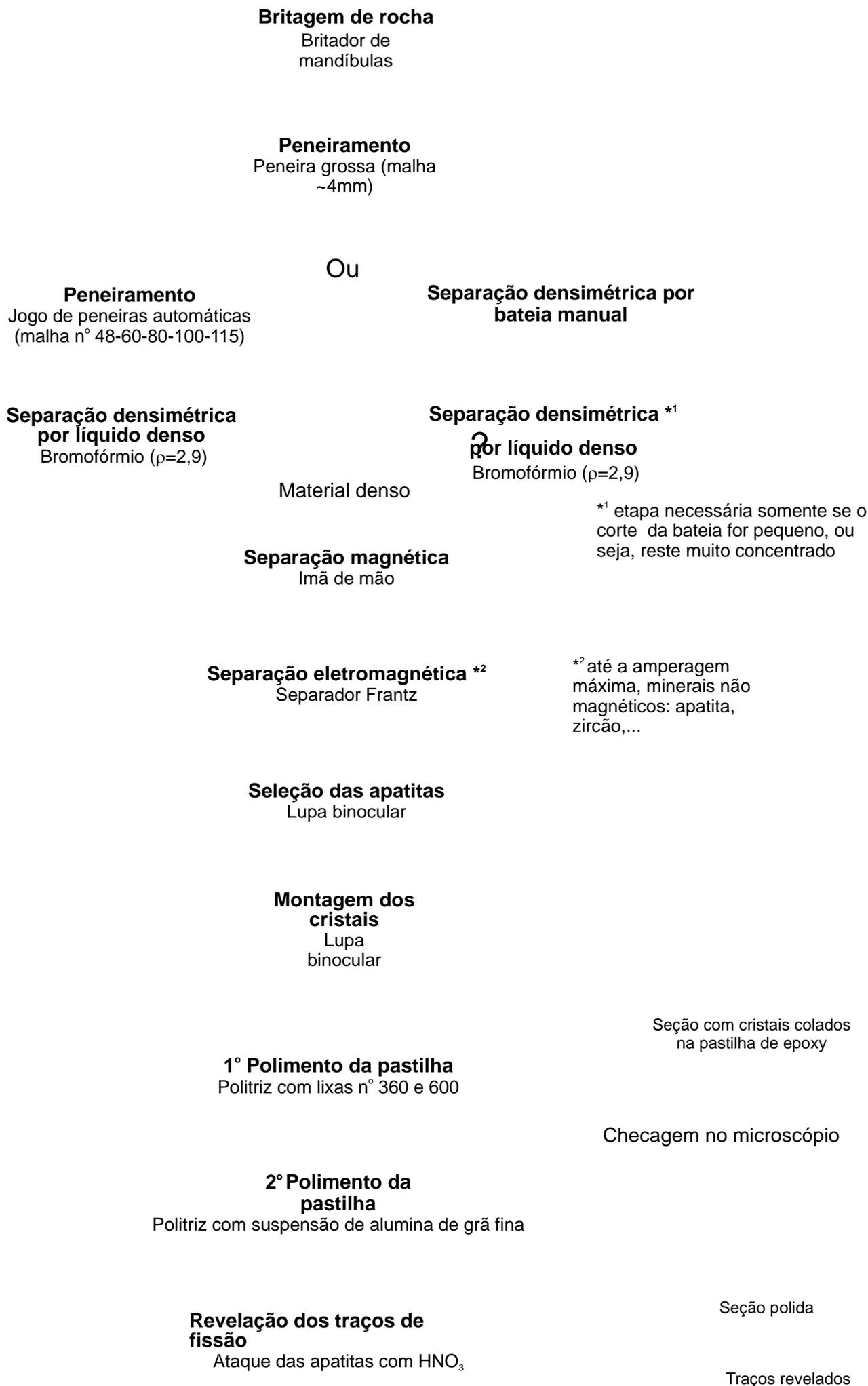


FIGURA 3.4 - Fluxograma mostrando as principais etapas de preparação das amostras (seleção

dos cristais) para análises de traço de fissão em apatitas.

Selecionadas as apatitas, as mesmas foram preparadas para aplicação do método do detector externo. Cerca de 100 cristais de cada amostra foram montados sobre a base de um molde plástico cilíndrico, coberto por uma película de cola à base de epoxy. Os cristais foram colados de forma ordenada (linhas e colunas), porém formando um desenho assimétrico para que, posteriormente, os agrupamentos dos traços induzidos obtidos no detector externo pudessem ser relacionados aos cristais que lhe deram origem (Figura 3.4). Sempre que possível os cristais foram colados segundo faces prismáticas, paralelas ao eixo C cristalográfico.

Uma vez fixados os cristais, o molde plástico foi coberto por outra resina epoxy mais fluida, formando uma pastilha cilíndrica com cerca de 20 mm de altura e 30 mm de diâmetro. De cada amostra foram feitas, pelo menos, duas preparações (pastilhas) cilíndricas, que através de desbaste com lixas e polimento com alumina do lado contendo as apatitas foram transformadas em pastilhas finas de cerca de 2 mm de espessura.

Nesta etapa, as pastilhas devem ser frequentemente observadas no microscópio para verificação do desbaste e nível do polimento desejado, evitando-se a perda de cristais (Figura 3.5a, b). Em cada fase do polimento as amostras são lavadas e submetidas à limpeza em ultra-som de bacia.

#### *REVELAÇÃO DOS TRAÇOS DE FISSÃO*

Finalizado o polimento, as pastilhas estão prontas para o ataque químico que provoca um aumento do diâmetro dos traços, permitindo sua observação ao microscópio. De cada amostra uma pastilha é atacada para determinação da idade TF e outra, é mais intensamente atacada, para medição do comprimento dos traços.

Para determinação da idade, a revelação dos traços foi realizada pela imersão das pastilhas, uma por vez, em solução aquosa de ácido nítrico ( $\text{HNO}_3$ ) a 1N (~0,8%) a temperatura de 22°C durante 45 segundos com agitação manual (Figura 3.5c).

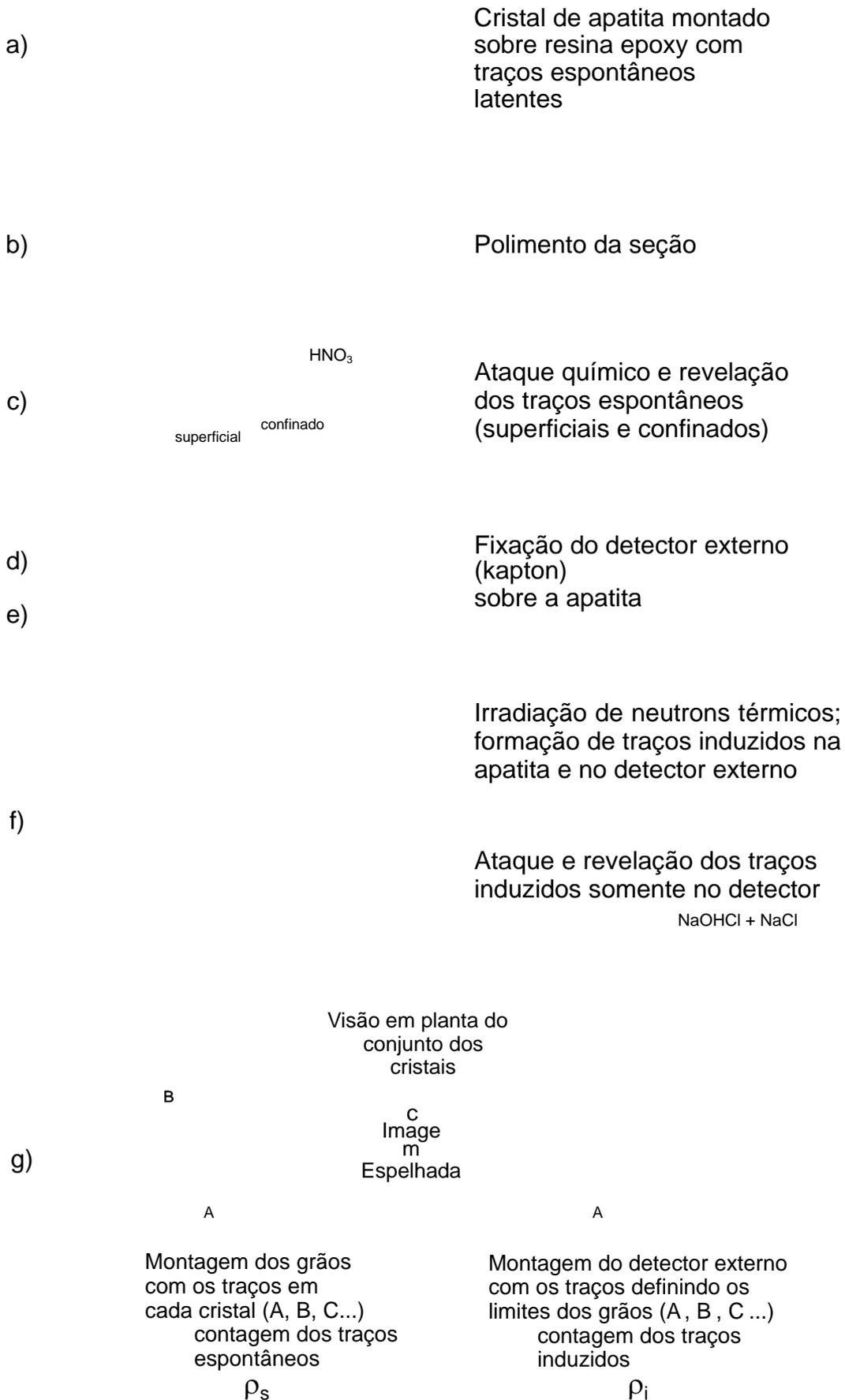


FIGURA 3.5 - Esquema dos procedimentos de preparação e ataque químico (*revelação*) dos cristais de apatita para análise de traço de fissão pelo método do detector externo. (modificado de Gallagher *et al.*, 1998)

Para medição do comprimento dos traços o ataque químico foi semelhante, porém com duração de 2 minutos. Deste modo, foram revelados tanto os traços cortados pela superfície de polimento como aqueles confinados, ou seja, inteiros, situados no interior do cristal. Os traços confinados só são revelados quando *cortados* por traços superficiais, clivagens ou fraturas, que atuam como um conduto para a infiltração do ácido (ver detalhe da Figura 3.5c). Essas preparações já estão prontas para os trabalhos de microscopia de medição do comprimento dos traços.

As pastilhas para datação só seguem as próximas etapas da metodologia se apresentarem pelo menos 15 cristais contendo traços de boa qualidade, no sentido de serem bem visualizados e identificados como traços de fissão.

#### *MÉTODO DO DETECTOR EXTERNO*

Pela Equação 3.4 da idade TF é necessário, entre outras determinações, que a relação  $\lambda_e / \lambda_i$  (razão entre a densidade de traços espontâneos e induzidos) seja calculada. Dois métodos são normalmente utilizados para obtenção dessa relação: o método da população e o método do detector externo (Hurford & Green, 1983). O método da população é usado quando a distribuição do U é uniforme nos cristais de apatita. O método do detector externo (MDE) é usado com vantagem no caso mais comum, quando a distribuição do U nos minerais não é homogênea, assegurando que tanto  $\lambda_e$ , quanto  $\lambda_i$  sejam medidos na mesma região do mineral. Este foi o método utilizado nas amostras analisadas.

No MDE, as pastilhas contendo os cristais para datação que são levadas para a irradiação são recobertas por película de material especial onde os traços de fissão induzidos ficarão registrados (Figura 3.5d, e). A imagem dos traços de cada cristal no detector é obtida por ataque químico específico para o tipo de detector usado (Figura 3.5f). As imagens obtidas serão imagens espelhadas dos cristais (Figura 3.5g). Podem ser usados detectores de material plástico (livre de U), ou folhas de muscovita especial (teor de urânio praticamente inexistente).

Nos trabalhos realizados foi usado como detector externo folha de Kapton, um filme sintético de polímero. Tanto as pastilhas quanto os

detectores devem ser devidamente marcados com o número da amostra e o lado brilhante do Kapton deve ficar em contato com a pastilha. Após a irradiação, os traços induzidos no Kapton são revelados por ataque químico em solução de NaOCl (14%) + NaCl (12%) em ebulição, durante 8min (Figura 3.5f).

Outra vantagem do MDE é que a idade de cada cristal poderá ser calculada individualmente. Testes estatísticos irão permitir a distinção de uma única população de apatita ou indicar um caráter bimodal (mistura) da distribuição das idades.

#### IRRADIAÇÃO DAS AMOSTRAS

As pastilhas com os cristais de apatita selecionados foram, juntamente com as pastilhas contendo a apatita padrão e vidros dosimétricos, colocadas dentro de um “container” cilíndrico de polipropileno (Figura 3.6). Todas as pastilhas foram recobertas por película do plástico Kapton para registrar os traços induzidos pela irradiação.

A apatita padrão usado neste estudo foi a de Durango, México, oriunda de rocha vulcânica e cuja idade K-Ar é de  $31,40 \pm 0,3$  Ma (Naeser & Fleischer, 1975 *apud* Sabil, 1995). Os vidros dosimétricos que servem como monitores do fluxo de nêutrons da irradiação foram do tipo NBS-962.

A posição no reator para colocação do “container” com o material a ser irradiado deve ser aquela onde o fluxo de nêutrons que irá bombardear o material induza preferencialmente a fissão do  $^{235}\text{U}$ . Para isso é necessário que seja uma posição onde o reator seja enriquecido em nêutrons térmicos em relação a nêutrons rápidos. As informações para a escolha desta posição foram obtidas junto aos técnicos do IPEN, aonde foi feita a irradiação.

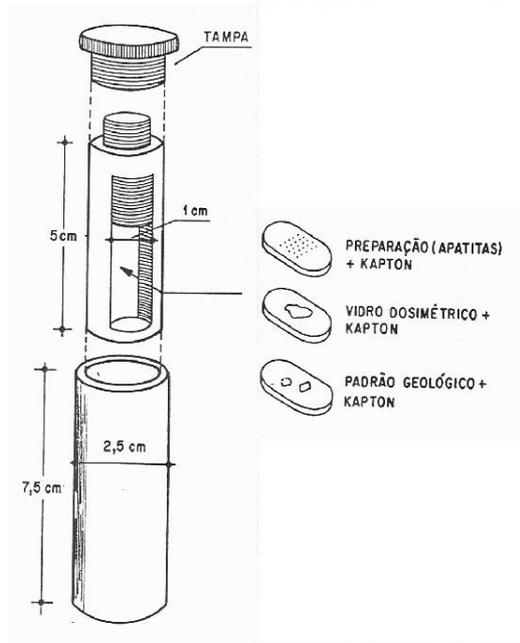


FIGURA 3.6 - Container de polietileno onde são colocadas as amostras para irradiação no reator nuclear: apatita para datação, apatita padrão e vidros dosimétricos, todos cobertos pelo detector externo (Kapton). Desenho por Ana Maria Netto.

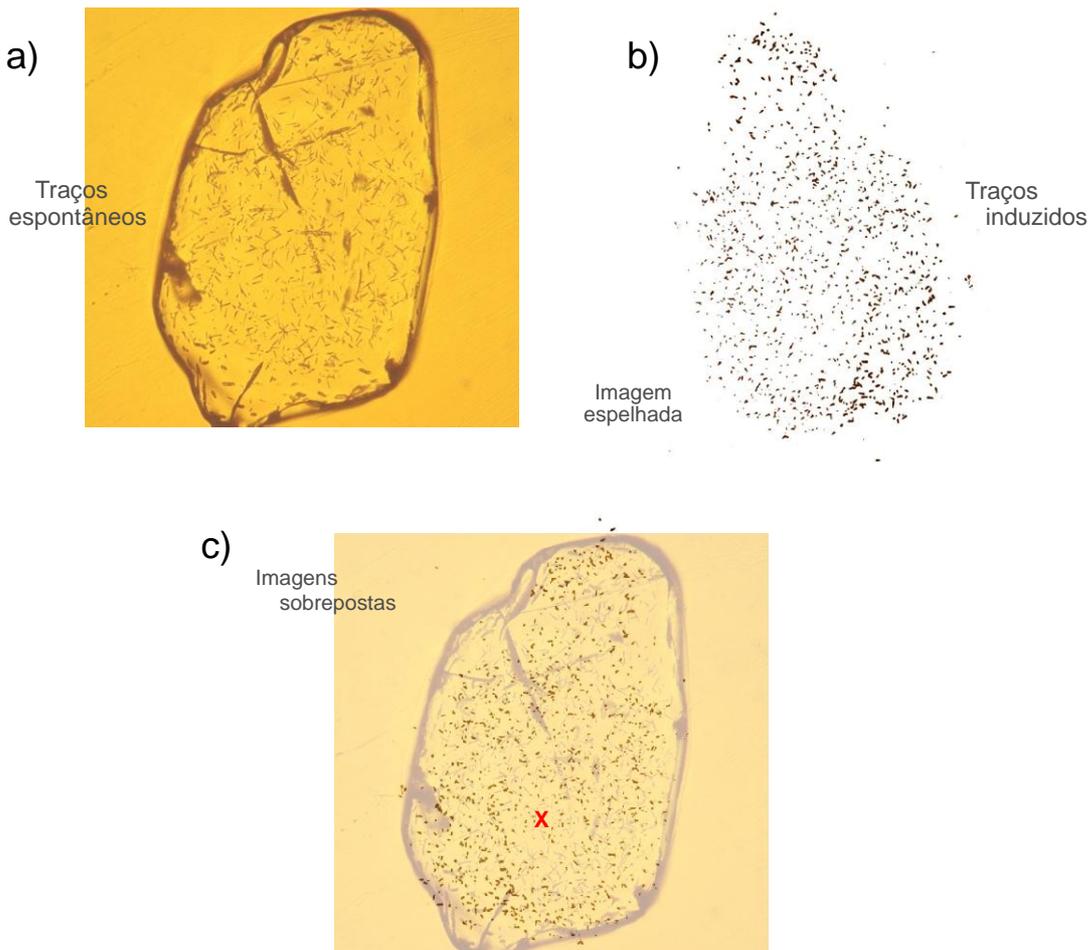


FIGURA 3.7 - Microfotografias: a) cristal de apatita com traços de fissão espontâneos; b) imagem espelhada do detector externo (Kapton) com traços de fissão induzidos; c) Imagens do cristal e Kapton sobrepostas, com o rebatimento do Kapton (b) para auxiliar a identificação do campo a ser contado os traços no microscópio. Notar o X vermelho na porção inferior de (c) que indica o centro escolhido para o campo de contagem. Amostra CB-L-02, cristal E-6.

## DETERMINAÇÃO DA IDADE TFA

Foi usada a Equação 3.4 com o parâmetro zeta ( $\zeta$ ) para a determinação das idades TF. As pastilhas com cristais de apatita a serem datados e a apatita de Durango já estavam com seus traços de fissão espontâneos revelados quando recobertas por Kapton<sup>→</sup> e enviadas no “container” para serem irradiadas. Desse modo, na volta da irradiação apenas os detectores de todas as pastilhas tiveram de ser revelados.

A partir daí, o primeiro passo a ser realizado foi a determinação do parâmetro zeta (Equação 3.5). Procedeu-se então a contagem do número de traços de fissão por unidade de área nos detectores dos vidros dosimétricos para determinação da densidade dos traços induzidos no vidro dosimétrico ( $\rho_{iNBS}$ ). Foi também feita a contagem dos traços de fissão espontâneos no cristal de apatita padrão (Durango) e induzidos no respectivo detector, para determinação da razão  $(\rho_e/\rho_i)_{std}$ . A escolha do valor de  $g$  (fator geométrico) foi feito por estimativa do observador em datações anteriores, sendo escolhido o valor 0,5, que corresponde ao convencional. Com esses valores determinados, foi calculado o valor de zeta da irradiação (Tabela 3.3).

O próximo passo foi a determinação das razões  $\rho_e/\rho_i$  para os diferentes cristais das diferentes amostras. O retículo em grade usado na ocular para determinação das densidades dos traços de fissão foi sempre o mesmo, com área de 10.000 mm<sup>2</sup>.

TABELA 3.3 - Relação dos valores envolvidos no cálculo do parâmetro zeta ( $\zeta$ ), utilizado nas idades TFA determinadas nesta tese. Onde,  $n$  = nº de campos;  $\Sigma N$  = somatório nº de traços;  $N = \Sigma N/n$ ;  $\rho_e$  = densidade;  $e$  = traços espontâneos;  $i$  = traços induzidos;  $d$  = traços induzidos no dosímetro;  $g$  = fator geométrico;  $\pm 1\sigma$  = desvio padrão. Ver também as Equações 3.3 e 3.5.

Irradiação nº	$n_e$	$\Sigma N_e$	$N_e$	$\rho_e$	$\pm 1\sigma$	$n_i$	$\Sigma N_i$	$N_i$	$\rho_i$	$\pm 1\sigma$
10 - 2005	200	3233	16,1650	1,6165E+05	2,8430E+03	230	12779	55,5609	5,56E+05	4,9184E+03
$\rho_e/\rho_i$	$G$	$nd$	$Nd$	$\rho_d$	$\pm 1\sigma$	$Zeta (\zeta)$	$\pm 1\sigma$			
0,2907	0,60	833	47644	5,7196E+05	2,6204E+03	315,5192	9,4946			
						<b>315,52</b>	<b>9,49</b>			

No MDE é fundamental que o campo escolhido no cristal para a contagem dos traços espontâneos seja o mesmo na imagem correspondente no detector para contagem dos traços induzidos. Para auxiliar esta identificação foram feitas fotografias digitais de cada cristal e do Kapton<sup>→</sup> correspondente (Figura 3.7a, b). As fotografias foram obtidas em microscópio da marca Zeiss, modelo Axiosplan, com ocular de 10X e objetivas de 40X. Posteriormente, as fotos foram tratadas nos programas Adobe PhotoShop<sup>→</sup> para ressaltar os traços no detector e CorelDRAW para rebater e sobrepor a imagem do Kapton<sup>→</sup> sobre a imagem do cristal de apatita no monitor do computador. Deste modo, a posição do centro de cada campo escolhido para contagem dos traços espontâneos num cristal de apatita pode ser marcada e depois rebatida sobre a imagem do detector, indicado o centro do campo de observação a ser medido na contagem dos traços induzidos (Figura 3.7c).

Os traços espontâneos e induzidos foram contados em microscópio modelo Jenapol da marca Zeiss-Jena, utilizando lente ocular de 10x de aumento e objetiva de imersão de 100x de aumento para os cristais, sendo substituída pela objetiva seca de 100x na contagem dos traços induzidos no detector.

#### REPRESENTATIVIDADE DAS IDADES CALCULADAS

A partir das idades individuais calculadas pelo MDE podem ser calculados três tipos de idades: média, *pool* e central. A idade média é a média aritmética do somatório das razões individuais de traços espontâneos pelos induzidos. A idade *pool* é a soma dos traços espontâneos divididos pela soma dos induzidos, baseada numa estatística Poissoniana (Gallagher *et al.*, 1998). A idade central (Galbraith & Laslett, 1993) é essencialmente uma média ponderada da distribuição logarítmica normal das idades individuais de cada cristal. Quando a variação na contagem é consistente com uma distribuição de Poisson as três idades calculadas são basicamente as mesmas. Caso contrário, a idade central vem sendo adotada pelos *trackistas*, por considerar outras variações não-Poissonianas (Gallagher *et al.*, 1998).

A idade central é representada graficamente por meio do *radial plot* (Galbraith, 1990). Este gráfico apresenta as idades individuais de cada cristal e o erro padrão, bem como a idade central da população e seu desvio padrão (Figura 3.8). A linha curva a direita do gráfico representa a idade, o eixo y marca o desvio padrão ( $\pm 2\sigma$ ) e o eixo x indica a precisão da idade. Nesse tipo de gráfico, uma forte dispersão das idades dos cristais indica uma mistura de duas ou mais populações de apatitas com componentes de idades distintos (Galbraith & Laslett, 1993).

Também podem ser aplicadas técnicas estatísticas sobre os dados referentes ao número de traços espontâneos e induzidos contados numa amostra, para ser verificado se representam uma população homogênea de dados ou não. Geralmente é realizado o teste de Pearson ou do CHI quadrado ( $\chi^2$ ), onde para valores do  $\chi^2$  calculado inferiores ao do  $\chi^2$  teórico, a amostra passa no teste ou seja, os dados são homogêneos representativos de uma única população de apatitas (Galbraith, 1981). Também é levado em consideração o valor da precisão do  $\chi^2$  calculado ou  $P(\chi^2)$ , em percentagem. Quanto maior, maior sua precisão ou probabilidade. Assim, se o valor  $P(\chi^2)$  for <5%, a amostra não passa no teste, indicando que a população é heterogênea e sua idade corresponde a uma mistura (Galbraith & Green, 1990 *apud* Sanders, 1998).

Nesse trabalho foram calculadas idades centrais para as amostras, aplicando-se o programa Trackkey, versão 4.2f, desenvolvido por István Dunkl (Dunkl, 2002). Para auxiliar a identificação dos componentes de idades misturadas nas populações heterogêneas foi utilizado também o programa PopShare 1.0 também escrito por István Dunkl, incluído no pacote do Trackkey 4.2f. Os dados obtidos e gráficos elaborados serão apresentados no Capítulo 7.

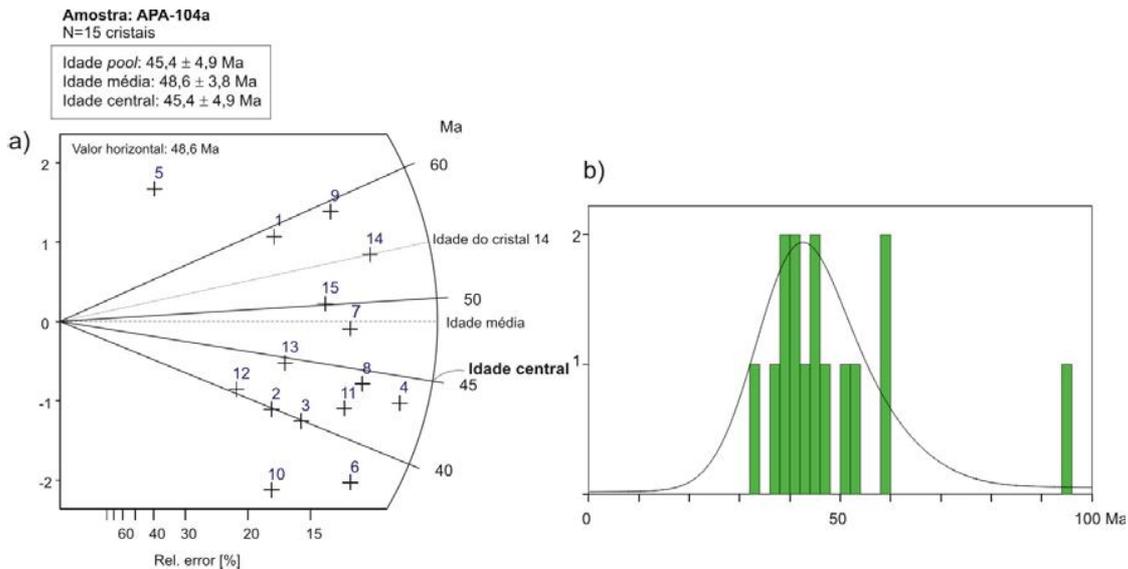


FIGURA 3.8 – a) *Radial plot* indicando as idades central (no caso = a idade *pool*) e média de uma amostra com 15 cristais de apatita. Para determinar a idade individual de cada cristal (nº 14) é só traçar uma linha que saia da origem (0,0), passe pelo grão desejado até a curva da idade. b) Histograma revelando uma distribuição unimodal das idades, mas com um cristal (nº 5) de idade mais velha, indicando não pertencer à mesma população. Exemplo fornecido junto com o programa Trackkey 4.2f (Dunkl, 2002).

### DETERMINAÇÃO DOS COMPRIMENTOS DOS TRAÇOS CONFINADOS

Nas preparações de apatitas destinadas à medição dos comprimentos dos traços de fissão fósseis foram medidos apenas os traços horizontais, seguindo o procedimento relatado anteriormente. Um traço confinado é reconhecido como horizontal ao microcópio, por estar totalmente inserido num mesmo plano de foco. Nos traços confinados subhorizontais ou mais inclinados as suas duas extremidades não podem ser, concomitantemente, focadas.

Duas técnicas foram usadas na determinação dos comprimentos dos traços. No Laboratório de Traço de Fissão da UERJ foi realizado segundo o método tradicional, onde as medidas de comprimento dos traços confinados foram feitas com ocular de retículo móvel de precisão e objetiva de imersão de 100x em microscópio modelo Orthoplan, marca Leitz.

No Laboratório de Geocronologia Isotópica da UFRGS também foram realizadas medições de tamanhos dos traços confinados horizontais, utilizando-se o sistema automatizado AutoScan<sup>→</sup>. Consiste de uma platina de

deslocamento automatizado montada sobre um microscópio modelo Axiosplan (Zeiss), com o tubo de imagem acoplado ao microscópio, uma mesa digitalizadora e um microcomputador com programa específico para deslocamento da preparação em observação e medição de tamanho dos traços de fissão. Este trabalho de medição foi orientado pela Prof<sup>a</sup>. Lídia Vignol (IGEO/ UFRGS).

## CAPÍTULO 4

### MODELOS DE EVOLUÇÃO DO RELEVO E A TERMOCRONOLOGIA POR TRAÇO DE FISSÃO EM APATITAS

#### 4.1 INTRODUÇÃO

O relevo da superfície da Terra é marcado pela interação entre os fenômenos *internos* (tectônica) e *externos* (clima, organismos, gravidade). Neste quadro, uma tradicional questão em geomorfologia é repetida: qual o papel dos esforços tectônicos *versus* climáticos na mudança dos níveis de base e na modelagem do relevo? A compreensão desta e outras questões acerca do desenvolvimento das formas da paisagem necessita de uma abordagem holística (“visão panorâmica”) que integre a atuação dos processos tectônicos e superficiais em várias escalas.

Ainda neste contexto, outro ponto importante refere-se ao papel da herança geológica sobre as formas do relevo. As características litológicas e estruturais do substrato condicionam marcadamente os processos superficiais, sendo responsáveis, em grande parte, pelo intemperismo e a erosão diferencial do relevo. “A erosão é mais rápida quando a rocha oferece menor resistência” (Gilbert, 1877, p. 103). Esta frase está contida no clássico trabalho *Report on the Geology of Henry Mountains*, realizado por G. K. Gilbert, que foi pioneiro em perceber e sistematizar os aspectos que controlam as formas do relevo, especialmente suas relações com a lito-estrutura, declividade e clima.

O avanço das ciências naturais no século XIX permitiu surgir as primeiras teorias a respeito da evolução do relevo, seguindo a tendência aberta por C. Darwin e sua obra *The Origin of Species*. Assim, na virada para o século XX W. M. Davis idealizou *The Geographical Cycle*, propondo que o relevo seria desenvolvido em sucessivas etapas dependentes do tempo, envolvendo soerguimento, denudação e aplainamento. A inovação promovida pela teoria davisiana influenciou uma extensa geração de estudos geomorfológicos em várias partes do mundo. No entanto, as controvérsias acerca do Ciclo de Erosão

de Davis permitiram o aparecimento de idéias diferentes sobre a evolução do relevo, destacando as propostas elaboradas por W. Penck e L.C. King.

De maneira geral, esses modelos evolutivos do relevo visaram, num primeiro momento, entender a relação entre duas paisagens distintas: as montanhas e as regiões rebaixadas. A coexistência desses relevos contrastantes suscitou o interesse sobre a atuação dos processos de soerguimento e denudação responsáveis pelo desenvolvimento das vertentes e das superfícies aplainadas.

Focalizadas em torno das teorias de evolução da paisagem, as pesquisas geomorfológicas foram redirecionadas para a investigação dos processos superficiais (sobretudo a erosão) e para a associação com os estudos estratigráficos do Quaternário. Com isto, o conhecimento sobre as formas de relevo se ampliou, sendo elaborados diversos experimentos de campo e modelos matemáticos acerca dos processos, permitindo, por exemplo, estimar taxas de erosão nas encostas e nas bacias de drenagem.

No entanto, nos últimos vinte anos foram desenvolvidos métodos geocronológicos mais adequados à elucidação de questões geomorfológicas, sobretudo em relação à história da denudação. A aplicação de novas técnicas de datação vem apoiando sobretudo o retorno das discussões a respeito da evolução do relevo de longa duração ( $10^5$ - $10^8$  anos) (Summerfield, 1991). Entre os métodos utilizados, destacam-se a termocronologia por traço de fissão (TTFA) e por U-Th/He, ambos em apatita, que registram a idade de resfriamento de rochas na faixa entre  $120$ - $60^\circ$  C e  $75$ - $35^\circ$  C, respectivamente. Portanto esses dois geocronômetros são complementares, fornecendo informações sobre a história térmica ocorrida em nível crustal raso, permitindo assim, estimar taxas de denudação. Outras ferramentas valiosas para estudos geomorfológicos são aquelas que permitem datar processos superficiais, destacando alguns isótopos cosmogênicos e o  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  em minerais supergênicos ricos em Mn, que fornecem idades, respectivamente, de erosão da superfície e de intemperismo.

Neste sentido, a intenção deste capítulo é elaborar uma revisão sobre os principais modelos de evolução do relevo e sobre a aplicação da TTFA nas pesquisas geomorfológicas. Como já abordado por Gallagher *et al.* (1998) e Gunnell (2000), serão enfatizadas as potencialidades e limitações deste método geocronológico frente às questões geomorfológicas. Serão enfocados ainda os trabalhos realizados em ambientes intraplaca de margens continentais passivas, já que a área de estudo da tese insere-se neste contexto tectônico.

## 4.2 MODELOS DE EVOLUÇÃO DO RELEVO

De modo geral, as idéias a respeito do desenvolvimento do relevo podem ser agrupadas em duas correntes distintas, porém complementares. A primeira apresenta uma perspectiva evolutiva, cíclica e genérica da paisagem, como por exemplo, as teorias de W. M. Davis, W. Penck e L. C. King, onde relevo montanhoso tenderia a ser aplainado ao longo do tempo. A outra corrente possui um olhar funcional da paisagem, ou seja, visa compreender os elementos e processos (erosão, intemperismo, sedimentação) responsáveis pelas formas do relevo, sistematizando a interação entre os fenômenos “internos” e “externos”.

Nesta segunda perspectiva insere-se os estudos pioneiros realizados no oeste norte-americano por J. W. Powell e G. K. Gilbert. A idéia do conceito de nível de base foi formulada por Powell em 1875, durante seus levantamentos na região do rio Colorado, percebendo que a dissecação do relevo é controlada por uma superfície imaginária, abaixo da qual não ocorre erosão. Gilbert já possuía uma visão sistêmica da paisagem, ressaltando a tendência ao equilíbrio dinâmico. A paisagem seria condicionada por elementos interdependentes, onde a energia erosiva responsável pela esculturação do relevo seria continuamente ajustada numa relação de força e resistência com o substrato geológico, segundo leis fundamentais. Deste modo, Gilbert (1877) elaborou importantes conceitos, destacando-se, por exemplo, três leis relacionadas à erosão: a) *lei da declividade*, a erosão é mais intensa onde a encosta é mais íngreme; b) *lei da estrutura*, a erosão é maior onde a resistência da rocha é menor; c) e a *lei dos divisores*, sobre a tendência do perfil longitudinal de um rio

a ser côncavo para cima, e quanto mais próximo da cabeceira mais íngreme é a encosta (*perfil de equilíbrio*).

A idéia do equilíbrio dinâmico de Gilbert foi retomada por J. T. Hack, que contrário aos modelos de evolução cíclica do relevo, especialmente o de W. M. Davis, propôs que a paisagem está em constante ajuste à tectônica, litologia e ao clima, independente das mudanças de nível de base ao longo do tempo. O conceito de Hack (1960) sugere que as formas do relevo serão mantidas e rebaixadas na mesma taxa quando as energias responsáveis pela erosão encontram-se em equilíbrio. As diferenças de relevo são geradas pelas variações de intensidade da erosão no espaço, assim como no tempo, condicionadas, geralmente, pelo substrato geológico.

Por outro lado, a corrente interessada na evolução do relevo de longa duração desenvolveu os modelos clássicos, cujas discussões e aplicações perduram até hoje, mesmo sendo elaborados numa época anterior ao estabelecimento da tectônica de placas. Deste modo, serão relatadas a seguir as principais idéias sobre a evolução do relevo, desde os clássicos, tema de revisões de diversos autores (p. ex. Summerfield, 1991), até os modelos mais contemporâneos desenvolvidos para ambientes de margens continentais passivas, que possuem maior interface com a tectônica global. Tratando-se de uma compilação bibliográfica, será descrita somente a essência de cada modelo.

#### **4.2.1 Modelos Clássicos**

##### *O CICLO DE EROSÃO DE W. M. DAVIS*

O modelo de evolução do relevo desenvolvido por Davis (1899), conhecido como Ciclo de Erosão, compreende uma seqüência de estágios ao longo do tempo iniciada por um pulso de soerguimento rápido e episódico (Figura 4.1). Após a fase de profunda incisão fluvial, o relevo seria progressivamente rebaixado, com a diminuição da amplitude topográfica entre os fundos de vale e os interflúvios (ou picos), bem como o declínio das encostas (Figura 4.2a). O esquema evolutivo finaliza com o alargamento dos vales e a formação de superfícies aplainadas ajustadas ao nível de base regional, chamadas de peneplanos, onde predominariam formas suavemente convexas.

Em analogia às etapas da vida humana, Davis denominou os estágios de denudação da paisagem de juvenil, maturidade e velhice (peneplanização). Ele ainda previu que o ciclo de erosão poderia ser interrompido por um novo pulso de soerguimento, levando ao rejuvenescimento do relevo, onde formas juvenis coexistiriam com formas antigas, gerando uma paisagem policíclica. O ciclo de erosão normal seria típico para áreas de clima temperado úmido, como a região dos Apalaches, aonde Davis originalmente desenvolveu seus estudos.

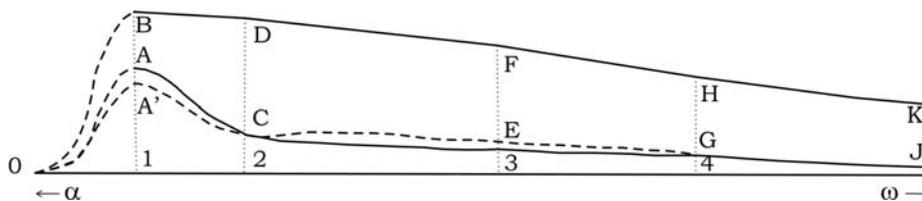


FIGURA 4.1 - Ciclo de erosão de Davis (1899). A linha basal  $\alpha - \omega$  representa a passagem do tempo, 0 a 4 são estágios evolutivos do relevo: 1) ápice do soerguimento, 2) juvenil, 3) maturidade, 4) velhice. A linha superior B-K representa a altitude média das partes mais altas, enquanto a linha inferior A-J é a altitude media das partes mais baixas. A linha tracejada A'-C corresponde à degradação dos vales, enquanto o segmento C-E-G é a agração dos vales.

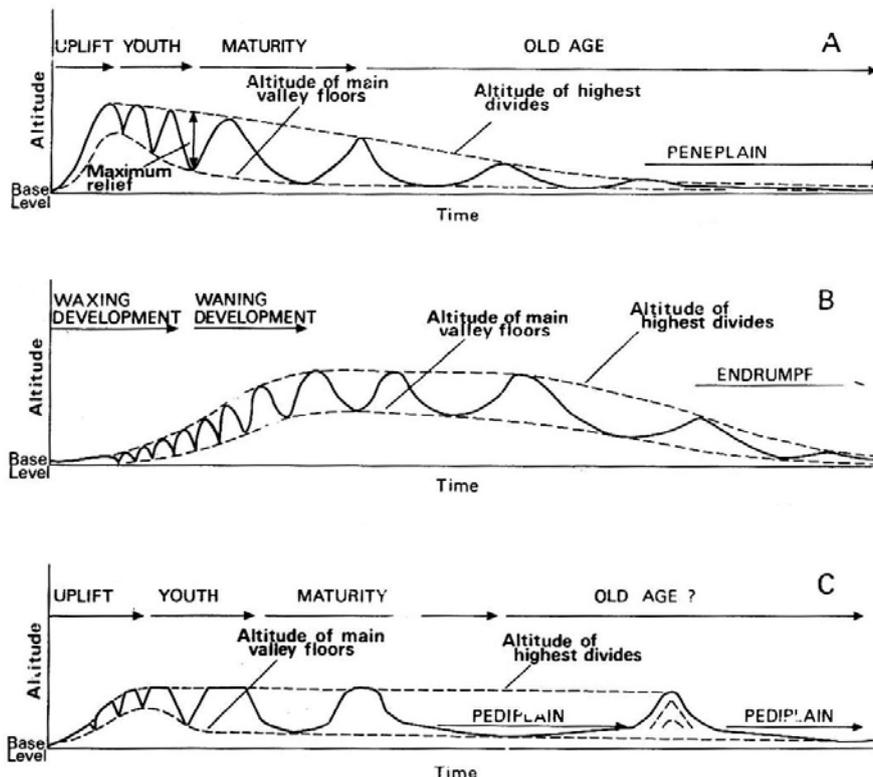


FIGURA 4.2 - Seções esquemáticas dos modelos de evolução da paisagem elaborados por (A) W.M. Davis, (B) W. Penck e (C) L.C. King. O nível de base é assumido como fixo através do tempo e a escala temporal não é necessariamente a mesma entre os três diagramas. Extraído de Summerfield (1991), p. 458.

## W. PENCK: SOERGUIMENTO VERSUS DENUDAÇÃO E A EVOLUÇÃO DAS ENCOSTAS

As idéias de Penck (1953) baseiam-se na relação entre as taxas de soerguimento e denudação, e o reflexo na incisão fluvial e no desenvolvimento das encostas. Diferente do modelo Davisiano, o soerguimento das cadeias de montanhas proposto por Penck é lento e contínuo. Outro ponto que distingue seu modelo, idealizado nos Alpes, é o enfoque das formas das encostas, introduzindo o conceito de recuo paralelo, já que Davis contemplou o rebaixamento das vertentes (Figura 4.3). Curiosamente, apesar das diferenças entre as idéias sobre a evolução da paisagem, foi Davis o principal difusor da obra de Penck<sup>1</sup> para a comunidade de língua inglesa (Summerfield, 2000).

Segundo Penck, quando a taxa de soerguimento é maior que a denudação, ocorre o aumento da incisão fluvial e dos gradientes dos canais, gerando encostas íngremes com perfis convexos (*waxing development*) (Figura 4.2b). Ao contrário, com o declínio do soerguimento e aumento da taxa de denudação, a incisão fluvial e os gradientes dos canais diminuem, enquanto as encostas tornam-se mais suaves e com perfis côncavos (*waning development*). Nos períodos de equilíbrio entre as taxas de soerguimento e denudação, as encostas são retilíneas. Importante notar que Penck ressalta a mudança da forma ou substituição das encostas. Sintetizando o modelo evolutivo, o soerguimento gradual de uma superfície inicial (*Primärrumpf*) é seguido pela aceleração desta taxa, formando um relevo escalonado por uma série de degraus (*Piedmottreppen*), caracterizado por encostas convexas. Posteriormente, a queda da taxa de soerguimento leva a um rebaixamento contínuo do relevo através do recuo das encostas, que assumem formas côncavas. Por fim, ocorre a geração de uma superfície aplainada, denominada de *endrumpf* (Figura 4.2b).

---

<sup>1</sup> Publicação original alemã de 1924.

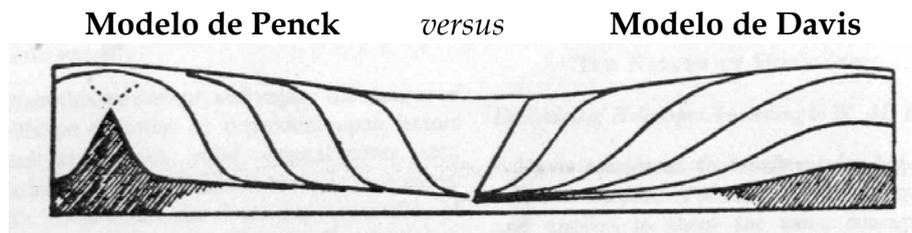


FIGURA 4.3 – Esquema mostrando o alargamento dos vales e evolução das encostas, segundo o modelo de rebaixamento do relevo de W.M. Davis (à direita) e de recuo paralelo de W. Penck (à esquerda), na visão de Davis. Extraído de King (1953), p. 723.

#### L. C. KING: RECUO DAS ESCARPAS E PEDIPLANAÇÃO

King (1953) propôs um modelo de evolução cíclica da paisagem, onde o relevo gerado por um soerguimento acelerado seria denudado através do recuo paralelo das escarpas por longas distâncias, originando os pedimentos e as superfícies de erosão aplainadas (Figura 4.2c). Os pedimentos formados na base das escarpas seriam constituídos por encostas suaves de perfis geralmente côncavos. As coalescências destes pedimentos formariam extensas superfícies de erosão, denominadas de pediplanos. Neste estágio terminal, elevações residuais ou *inselbergs*, constituídos por rochas mais resistentes à erosão, poderiam permanecer em meio aos pediplanos.

A ênfase no recuo paralelo das encostas revela a afinidade do esquema evolutivo de King com as idéias de Penck, diferenciando do modelo de Davis, que ressalta o declínio uniforme do relevo (Figura 4.3). Porém, apesar das divergências, nota-se a influência de alguns conceitos Davisianos, especialmente no que diz respeito ao soerguimento episódico e a geração de superfícies aplainadas. King também previu que cada novo episódio de soerguimento desencadearia outro ciclo de denudação, promovendo o recuo das escarpas, erodindo os pediplanos suspensos preexistentes e formando novos. Deste modo, King montou seu esquema de cronologia da paisagem, onde cada pediplano e depósitos correlatos estariam relacionados a um ciclo distinto de soerguimento e denudação (Figura 4.4). Portanto, comparado ao ciclo Davisiano, o modelo de King possibilita a maior sobrevivência de antigas superfícies de erosão, situadas em níveis topográficos elevados da paisagem atual (Figura 4.2).

King desenvolveu suas pesquisas inicialmente na África do Sul e arredores, porém depois aplicou seu modelo para outras regiões visitadas, como o Brasil e a Austrália. Posteriormente, King (1962) antecipou que os pulsos de soerguimento ao longo dessas margens continentais rifteadas seriam uma resposta isostática à descarga promovida pela denudação. Este mecanismo envolveria a flexura crustal e um arqueamento destas margens, iniciando novos ciclos de recuo de escarpas e pediplanação. Portanto, como veremos abaixo, as idéias de King continuam bem difundidas nos ambientes de margens continentais passivas, sendo aprimoradas por estudos mais recentes (Partridge & Maud, 1987; Ollier & Pain, 1997; entre outros).

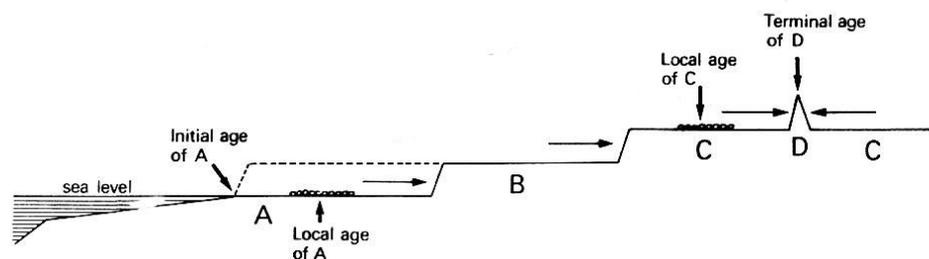


FIGURA 4.4 - Formação das superfícies de erosão (pediplanos), segundo o modelo de recuo paralelo das escarpas de L.C. King. As superfícies A-D foram iniciadas durante três episódios de queda do nível de base. Elas são diacrônicas e os sedimentos podem fornecer uma idade mínima local. Extraído de Summerfield (1991), p. 461.

Baseados no modelo evolutivo de King, alguns trabalhos enfatizaram o papel das mudanças climáticas na variação de nível de base, promovendo o recuo das encostas e pediplanação. Neste contexto, destacam-se os estudos realizados por Bigarella *et al.* (1965) e Bigarella & Mousinho (1966), a respeito da evolução das vertentes durante o Quaternário do sul e sudeste do Brasil. Estes autores sugerem que durante o período de clima úmido prevaleceria a incisão fluvial e o rebaixamento de nível de base, enquanto no clima seco, prevaleceria o recuo das encostas e formação dos pedimentos, pediplanos e depósitos correlativos.

#### 4.2.1 Modelos Contemporâneos em Ambientes de Margens Passivas

Com o avanço do conhecimento sobre a tectônica global, o relevo terrestre tem sido analisado segundo os ambientes relacionados às placas litosféricas. O ambiente intraplaca de margem passiva é produto da evolução de

riftes continentais, sendo caracterizado por um estilo tectônico extensional. Muitas dessas margens continentais, como aquelas geradas pela fragmentação do Gondwana, apresentam uma topografia elevada onde os escarpamentos paralelos ao litoral separam a faixa costeira de um planalto de relevo suave a moderado. Deste modo, os perfis transversais dessas margens elevadas mostram uma topografia assimétrica, ou seja, de um lado escarpas íngremes voltadas para o mar, e do outro, relevo suave para o interior (Figura 4.5). Além de possuírem gradientes contrastantes, as duas vertentes do escarpamento estão associadas a níveis de base distintos, de um lado é o nível do mar, e de outro, no interior, são os canais fluviais (níveis de base locais). Estas características podem gerar um comportamento erosivo diferencial nas margens continentais elevadas.

Ollier (1985 *in* Kooi & Beaumont, 1994) relacionou a origem dos escarpamentos ao rifteamento continental quando os flancos dos riftes soerguidos por falhas se propagam continente adentro, seguindo, de maneira geral, o modelo de recuo paralelo de King. Diferentes dos ambientes orogênicos, aonde as cadeias montanhosas são geradas pelo espessamento crustal, o soerguimento nos riftes e nas margens passivas está relacionado, normalmente, aos seguintes mecanismos (Gallagher *et al.*, 1994): 1) falhamentos extensionais; 2) propagação lateral dos fluxos térmicos; 3) *underplating* magmático; 4) resposta isostática à denudação *onshore* e à sedimentação *off-shore*. No entanto, a natureza e manutenção das escarpas nas margens passivas também envolvem outros fatores, entre eles, a topografia pré-rifte, a geometria e segmentação dos riftes, e pulsos de soerguimento pós-rifte (Seidl *et al.*, 1996). Este soerguimento pós-rifte pode estar associado tanto à flexura isostática da crosta em reação à denudação (King, 1962; Gilchrist & Summerfield, 1990) como às reativações tectônicas (Almeida & Carneiro, 1998; Brown *et al.*, 2000; Cobbold *et al.*, 2001), ou ainda pela combinação de ambos.

Diversos trabalhos de interface em tectônica e geomorfologia têm abordado as margens passivas elevadas pelo mundo, por exemplo: a) Serra do Mar no SSE do Brasil (Gallagher *et al.*, 1994, 1995; Almeida & Carneiro, 1998;

Brown *et al.*, 2000); b) escarpamentos da África do Sul e da Namíbia (King, 1953, 1962; Partridge & Maud, 1987; Gilchrist & Summerfield, 1990; Gilchrist *et al.*, 1994; Brown *et al.*, 2000; Cockburn *et al.*, 2000; Bierman & Caffee, 2001); c) Grande Escarpamento do ESE Austrália (Young, 1983; Ollier & Pain, 1994, 1997; Seidl *et al.*, 1996; Van der Beek *et al.*, 1999, 2001; Bishop & Goldrick, 2000; Brown, 2000; Young & Wray, 2000; Persano *et al.*, 2002); d) Ghats Ocidentais no SW da Índia (Gunnell, 1998; Gunnell *et al.*, 2003); e) parte do leste norte-americano (Pazzaglia & Brandon, 1996); f) genericamente através de modelagens com processos superficiais (Kooi & Beaumont, 1994; Beaumont *et al.*, 2000).

#### DENUDAÇÃO DAS MARGENS PASSIVAS E EVOLUÇÃO DOS ESCARPAMENTOS

Visando entender o desenvolvimento dos escarpamentos das margens continentais passivas, estudos têm indicado a importância da relação entre a morfologia assimétrica e o padrão de denudação dessas margens rifteadas. Gilchrist & Summerfield (1990) demonstraram os efeitos da resposta isostática à denudação diferencial pós-rifte nas margens passivas elevadas<sup>2</sup>. Nessas margens com topografia assimétrica, o lado do escarpamento voltado para o mar apresenta uma taxa de denudação alta comparada ao lado suave do interior continental (Figura 4.5). Este contraste das taxas de denudação entre as duas regiões é confirmado pelos estudos de traço de fissão em apatita (p. ex. Gallagher *et al.*, 1994, 1998; Brown *et al.*, 2000; Gunnell *et al.*, 2003) e idades U-Th)/He (Persano *et al.*, 2002) que serão abordados adiante. A profunda denudação na vertente oceânica, por meio do recuo paralelo, causa forte reação isostática flexural, onde o soerguimento associado é focalizado na face do escarpamento ou no divisor de drenagem continental (Figura 4.5). Portanto, neste modelo a erosão diferencial condiciona o soerguimento pós-rifte, mantendo a topografia elevada dos escarpamentos ao longo do tempo.

---

<sup>2</sup> As margens continentais elevadas diferem das margens rebaixadas por possuírem um escarpamento voltado para o oceano.

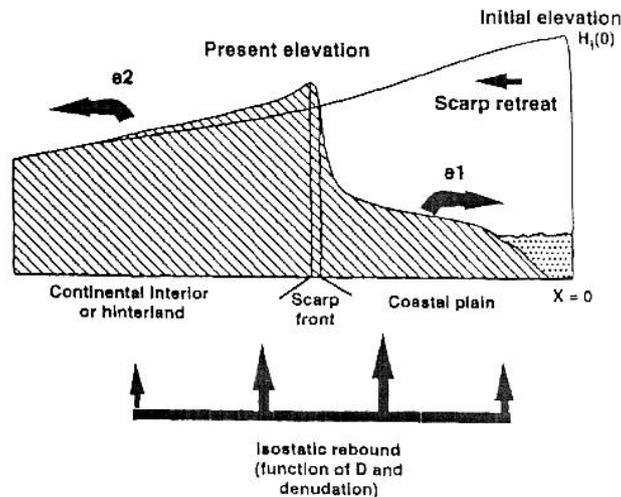


FIGURA 4.5 – Esquema do modelo de denudação diferencial de margens passivas elevadas de Gilchrist & Summerfield (1990). Observar a assimetria da topografia e o recuo do escarpamento da posição inicial na fase rifte até a presente elevação. A taxa de denudação na costa ( $e_1$ ) é maior que no interior continental ( $e_2$ ), gerando uma resposta isostática com maior soerguimento junto à escarpa (barra inferior com setas maiores);  $D$  é coeficiente de rigidez flexural da litosfera continental.

Baseados em trabalhos prévios de C. D. Ollier, Matmon *et al.* (2002) classificaram os riftes e margens passivas elevadas em dois tipos morfológicos: ombreira e arco (Figura 4.6). Nas margens tipo ombreira o divisor de drenagem continental coincide com o topo da escarpa, como por exemplo, na maior parte da margem brasileira e do sul da África. Enquanto nas margens tipo arco o divisor, que pode ser antecedente à fase rifte, está situado no interior do *plateau*, como ocorre no leste australiano. Neste tipo de margem, as bacias de drenagem que fluem para o mar possuem maior área de contribuição, oferecendo um grande potencial erosivo e, conseqüentemente, maiores taxas de recuo ou rebaixamento da escarpa. Por outro lado, nas margens tipo ombreira as áreas das bacias que drenam as escarpas são limitadas e, portanto, o recuo seria mais lento. Os dois tipos morfológicos podem ocorrer ao longo da mesma margem. Matmon *et al.* (2002) sugerem que durante a fase rifte, quando a denudação dirigida pelos esforços tectônicos é intensa, a posição do divisor é relevante no recuo das escarpas. Decorrida esta fase, o nível de base torna-se mais estável e as taxas de erosão dos escarpamentos diminuem nos dois tipos de margens, levando à estabilidade na posição destas feições do relevo.

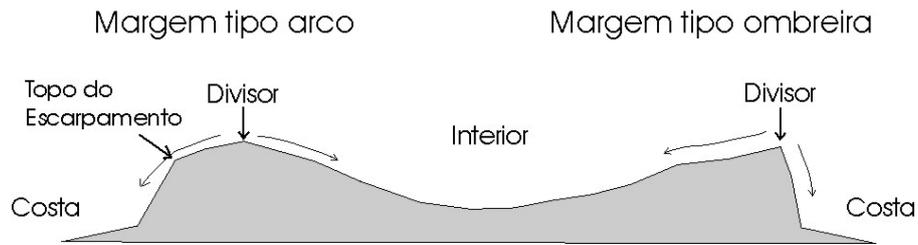


FIGURA 4.6 - Seção esquemática de margens passivas elevadas. À direita, na margem tipo ombreira (A) o divisor de drenagem (ponto mais elevado) coincide com o topo do escarpamento. Na margem tipo arco (B) o divisor de drenagem situa-se no interior do *plateau*, separado do topo do escarpamento. Modificado de Matmon *et al.* (2002).

Ollier & Pain (1997) propuseram um modelo diferente de deformação e geometria das margens passivas. As margens seriam arqueadas (*downwarping*) durante o rifteamento, deformando uma paleosuperfície pré-rifte que mergulharia suavemente para o mar, semelhante uma estrutura monoclinal (Figura 4.7a). Esta paleosuperfície arqueada corresponderia à discordância basal, que limita as sequências sedimentares situadas *offshore*. Neste modelo as falhas são subordinadas, diferentes dos esquemas anteriores, onde as falhas controlam os flancos dos riftes e o escarpamento inicial. O eixo do soerguimento situa-se no interior do *plateau* continental, condicionando o divisor de drenagem principal. Como nos outros modelos, a denudação da margem continental é concentrada na costa em relação ao interior, destruindo a paleosuperfície por meio do recuo do escarpamento em direção ao divisor (Figura 4.7b). Este modelo de arqueamento é baseado, principalmente, em estudos desenvolvidos na margem leste da Austrália e mostra a influência das interpretações prévias de King (1962) sobre a atuação da flexura isostática nas margens do sul da África, durante a quebra continental. No entanto, a aplicação deste modelo nas margens elevadas tem controvérsias, já que para alguns seria mais adequado às margens passivas rebaixadas e também devido ao limite da elasticidade da litosfera durante a flexura crustal.

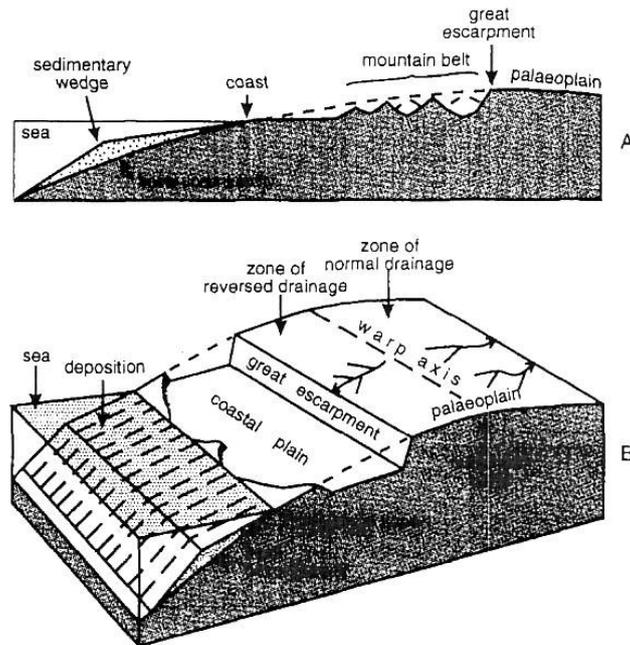


FIGURA 4.7 - (A) Seção simplificada de margem passiva arqueada, situando a paleosuperfície, a discordância basal sob a cunha sedimentar *offshore* e o escarpamento. A paleosuperfície e a discordância são correlatas. (B) Diagrama mostrando as principais feições geomorfológicas da margem continental. O eixo do arqueamento é o divisor de drenagem regional, gerando inversões no fluxo dos canais fluviais. O recuo do escarpamento segue em direção ao divisor, erodindo a paleosuperfície. Modificado de Ollier & Pain (1997).

Modelagens numéricas que integram processos superficiais e tectônicos têm apontado diversos fatores que controlam a evolução dos escarpamentos nas margens rifteadas (Kooi & Beaumont, 1994; Gilchrist *et al.*, 1994; Beaumont *et al.*, 2000). Um dos principais controles seria a relação entre a topografia antecedente e a morfologia do escarpamento originado tectonicamente na fase rifte. Nesta combinação, a posição do divisor de drenagem continental em relação ao topo do escarpamento assume um papel-chave mesmo na fase pós-rifte, ou seja, se a margem é do tipo arco ou ombreira (Figura 4.6).

A figura 4.8 sintetiza o modelo para a fase pós-rifte das margens tipo arco, mostrando os controles sobre a evolução dos escarpamentos e a relação com o divisor de drenagem. Nestas margens, a área do *plateau* suspenso entre o divisor e o topo do escarpamento sofre profunda incisão fluvial pelo avanço das cabeceiras dos canais em direção ao divisor (áreas 6 e 7 da Figura 4.8). A destruição local do divisor promoveria a captura dos rios da vertente interior, que com a inversão do fluxo passariam a drenar a escarpa rumo à costa (área 5). Isto aumentaria o potencial erosivo, degradando o escarpamento e o *plateau*,

criando longos interflúvios que seriam gradualmente rebaixados e removidos. Por fim, a atuação desses processos superficiais levaria à formação de um novo escarpamento cujo topo coincide com o paleo-divisor continental (Beaumont *et al.*, 2000), semelhante à margem tipo ombreira. Nesta situação, denominada de *pinned divide*, o novo escarpamento ficaria mais estável e a migração erosiva seria muito lenta. Este modelo é suportado pelo soerguimento associado à flexura isostática em resposta a denudação (Gilchrist & Summerfield, 1990; Gilchrist *et al.*, 1994), que provocaria um basculamento do escarpamento para o interior, ajudando a manter seu topo como o divisor principal (Figura 4.5).

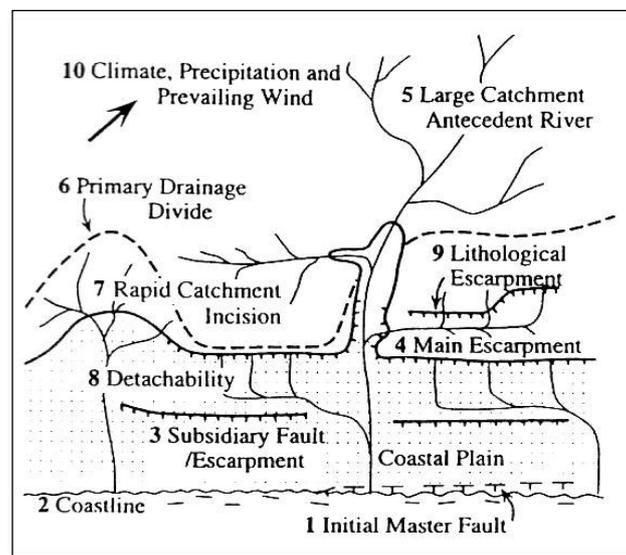


FIGURA 4.8 – Planta esquemática mostrando os controles sobre a evolução dos escarpamentos nas margens rifteadas. As principais relações dos escarpamentos com a rede de drenagem, divisor antecedente, falhas, litologia e clima estão descritas no texto. Extraído de Beaumont *et al.* (2000), p.43.

Em relação à influência climática a modelagem numérica prevê que nas condições semi-áridas os gradientes das escarpas são mais elevados e a taxa de recuo é menor, enquanto nas condições temperadas úmidas o recuo é rápido e os gradientes menores. Outro fator previsto é o contraste litológico ao intemperismo e erosão, que pode produzir uma complexa morfologia durante a evolução do escarpamento, devido à variação espacial das taxas de recuo e incisão (Kooi & Beaumont, 1994; Almeida & Carneiro, 1998). Estudos realizados por Gunnell (2004) no oeste da Índia e em Madagascar ressaltam o papel deste último fator, sugerindo que após a fase rifte, os principais controles na

manutenção das escarpas seriam os contrastes litológicos e as antigas estruturas pré-rifte do embasamento. Assim, os escarpamentos maduros seriam residuais, ou seja, condicionados pela resistência do substrato geológico à erosão.

A destruição do escarpamento tectônico e a geração de uma nova escarpa erosiva junto ao divisor principal (*pinned divide*), sugeridos pelos experimentos numéricos, envolveria os mecanismos associados às idéias tradicionais de evolução do relevo: o recuo paralelo (modelos de Penck e King) e o rebaixamento das vertentes (modelo de Davis). O predomínio de um mecanismo sobre o outro estaria relacionado à competição entre os processos erosivos das encostas (difusivos) e fluviais (advectivos), onde os primeiros, mais lentos, favoreceriam o recuo paralelo e a preservação das escarpas, enquanto a incisão fluvial, mais rápida, levaria ao declínio Davisiano (Kooi & Beaumont, 1994). Observações de campo mostram a estreita interação entre a dinâmica das encostas e a incisão fluvial no desenvolvimento dos escarpamentos da margem SE da Austrália (Seidl *et al.*, 1996). Portanto, a evolução os escarpamentos das margens rifteadas abrangeria a superposição dos modelos clássicos de evolução da paisagem, que seriam assim, complementares (Beaumont *et al.*, 2000).

### **4.3. APLICAÇÃO DA TERMOCRONOLOGIA POR TRAÇO DE FISSÃO EM APATITAS (TTFA) NA GEOMORFOLOGIA**

A TTFA consiste de uma valiosa ferramenta por fornecer informações sobre a história térmica em um intervalo específico de baixa temperatura na crosta superior. A análise do traço de fissão apatita (TFA) determina a idade que as rochas passaram pela isoterma de  $110 \pm 10^\circ \text{C}$  (fechamento do sistema radiométrico para flúor-apatitas), e portanto permite estimar a taxa de resfriamento, a partir do tempo de residência entre esta temperatura crítica e a superfície da Terra ou outra isoterma intermediária conhecida. Entretanto, o resfriamento de rochas registrado pelo TFA pode estar relacionado a um pulso lento e progressivo ou rápido e episódico, ou ainda pela combinação de ambos.

A taxa de resfriamento pode ser convertida em taxa de denudação, assumindo um valor coerente para o gradiente geotérmico (Gleadow & Brown, 2000; Gunnell, 2000):

$$\text{Taxa de denudação (km Ma}^{-1}\text{)} = \text{Taxa de resfriamento (}^{\circ}\text{C Ma}^{-1}\text{)} / \text{Gradiente geotérmico (}^{\circ}\text{C km}^{-1}\text{)} \quad (\text{Equação 4.1})$$

Desta forma, a importância da TTFA para os estudos de evolução do relevo de longa duração ( $10^6$ – $10^8$  Ma) é que ela permite estimar a profundidade de denudação, isto é, a remoção de uma determinada espessura de rochas da crosta num dado intervalo de tempo, pela atuação de processos erosivos superficiais e/ou tectônicos. O conceito de denudação não deve ser confundido com exumação, um termo mais restrito correspondente à re-exposição de rochas ou superfícies (p. ex. discordâncias, superfícies de aplainamento), que também pode ser estimado com o auxílio da TTFA. Já o termo erosão deve ser utilizado para transporte de sedimentos e fragmentos de rochas por processos superficiais ou subsuperficiais, isto é, se refere à remoção mais rasa de material (Gunnell, 2000).

Portanto, sendo a denudação um elo entre os fenômenos tectônicos e superficiais, a integração da TTFA com outras ferramentas, por exemplo, a estratigrafia de seqüências, análises estrutural e dos processos geomofológicos, é fundamental para elucidar questões acerca do desenvolvimento da paisagem em diversos ambientes tectônicos (orógenos, riftes continentais, margens passivas, interior cratônico).

#### **4.3.1 TTFA e Geomorfologia: Potenciais & Limitações**

A TTFA é capaz de identificar eventos termais de grande magnitude enquanto as rochas residiram dentro da ZAP (Figura 3.2). Acima deste intervalo térmico, ou seja, na zona de retenção total dos traços (ZRT), entre  $60^{\circ}$  C e a superfície terrestre, o método não permite estimar o padrão de resfriamento das rochas. Sem o apoio de outras ferramentas, o caminho de resfriamento fora ZAP é geralmente assumido como constante. Esta é uma das principais limitações de resolução do TFA, pois até as rochas alcançarem a superfície pode ter ocorrido rápidos pulsos de resfriamento alternados por períodos monótonos (Gunnell,

2000). Portanto, as interpretações baseadas na TTFA devem ser complementadas com outros métodos (p.ex. U-Th/He em apatitas) para melhor avaliar a história térmica na ZRT, um intervalo importante para os estudos que buscam entender a evolução do relevo.

#### *DENUDAÇÃO E SOERGUIMENTO*

Um esclarecimento conceitual importante diz respeito ao processo de soerguimento, um termo muitas vezes mal empregado e interpretado de forma incorreta. Soerguimento se refere ao deslocamento em sentido oposto à gravidade em referência a um corpo (geóide ou nível do mar), podendo ser de dois tipos: soerguimento de rochas da crosta (SR) e soerguimento da superfície terrestre (SS) (England & Molnar, 1990). O deslocamento de rochas em relação à superfície constitui a denudação (D). Assim, esses três movimentos, estariam inter-relacionados do seguinte modo:

$$\mathbf{SS = SR - D} \quad \text{(Equação 4.2)}$$

O soerguimento de rochas (SR) está relacionado à atuação de eventos tectônicos (p.ex. orogênese, rifteamento), podendo ser estimado por meio de estudos estratigráficos e tectônicos, auxiliados pela geobarometria. Por sua vez, o soerguimento de superfícies é definido como a diferença entre a elevação média inicial ( $H_i$ ) de uma área, isto é, a paleotopografia, e a elevação média final ( $H_f$ ), ou seja:

$$\mathbf{SS = H_f - H_i} \quad \text{(Equação 4.3)}$$

Assim, caso exista um equilíbrio dinâmico em determinados períodos de tempo, a taxa de soerguimento de rochas pode ser igual à taxa de denudação e, portanto, a mudança na elevação da superfície ( $\Delta H$ ) é zero (ver Equação 4.2).

No passado, boa parte dos estudos de TFA interpretava o padrão de resfriamento em termos de soerguimento da crosta. Porém, é fundamental ressaltar que a TTFA não fornece diretamente valores da taxa de soerguimento, tanto de rochas, como de superfícies, precisando para isto, o auxílio de outras ferramentas e marcadores geológicos. No entanto, se assume que os períodos de rápido resfriamento e grande intensidade de denudação acompanham, geralmente, episódios de soerguimento de rochas.

Compondo as Equações 4.2 e 4.3, e adicionando uma nova variável (I), aprimoramos a relação entre os processos (Gallagher *et al.*, 1994; Gunnell, 2000):

$$H_f = H_i - D + SR + I \quad (\text{Equação 4.4})$$

Nesta equação I é a resposta isostática, isto é, o soerguimento passivo à carga ou descarga, que varia com a rigidez flexural da litosfera. Os outros parâmetros são os mesmos das equações acima. O parâmetro  $H_f$  é claramente o mais acessível, D pode ser estimada por meio da TTFA, enquanto I por modelagem geofísica e SR pelos métodos citados anteriormente.

A natureza da atuação do soerguimento e da denudação revela que nem sempre é fácil distinguir isoladamente a resposta de cada um destes processos no relevo. Um exemplo disto é a opinião controversa de que o soerguimento de rochas das cadeias orogênicas (p. ex. Himalaias) durante o Cenozóico Superior, que pode ser mais aparente do que real (Molnar & England, 1990). Este período geológico, pós-auge colisional, caracterizado por importantes mudanças climáticas, em geral, de quente para frio, têm elevado as taxas de precipitação, intemperismo e erosão, formando profundos vales incisos. Desta forma, a intensa denudação e a resposta isostática associada seriam responsáveis pelo aumento da amplitude de relevo, que poderia ser erroneamente correlacionado ao soerguimento de rochas. Por outro lado, a ascensão tectônica das cadeias montanhosas condiciona o clima numa escala continental, influenciando o padrão de circulação atmosférica e o resfriamento de áreas mais elevadas. Neste ponto de vista, o soerguimento de rochas acarreta o aumento do gradiente do relevo, precipitação e formação das geleiras, elevando a taxa de denudação. Portanto, a TTFA pode fornecer idades e taxas de resfriamento, mas sozinha não pode distinguir os efeitos dos processos tectônicos e superficiais na denudação da crosta.

#### *DENUDAÇÃO, TOPOGRAFIA E GRADIENTE GEOTÉRMICO*

A estratigrafia do TFA mostra um padrão onde as idades e os comprimentos dos traços diminuem com a profundidade da crosta. Deste modo, a relação positiva entre o aumento da idade e a elevação topográfica, indica que a amostragem para TFA deve procurar, normalmente, uma seção

com alta amplitude de relevo para fornecer um perfil de variação de idade significativo. Este perfil de idade TFA em função da elevação topográfica, junto com a distribuição dos comprimentos dos traços permite melhor caracterizar a trajetória da história térmica (Figura 4.9), inclusive reconhecer testemunhos de uma paleo-ZAP (ou ZAP fóssil), suspensos nas áreas mais altas.

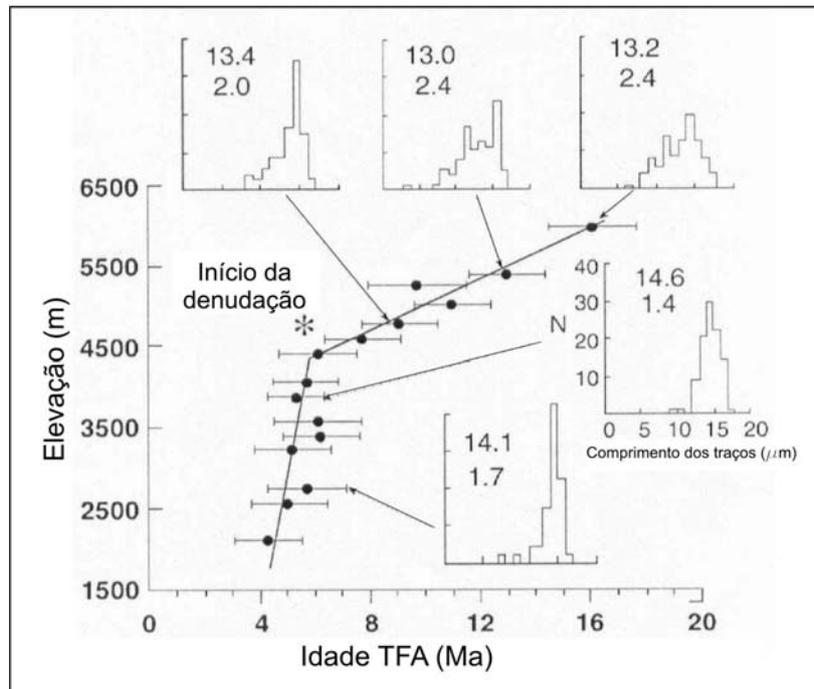


FIGURA 4.9 - Idade TFA em função da elevação (relação positiva) e histogramas de distribuição de comprimentos de traços, de rochas em Denali, Alaska. A quebra da inclinação da curva (*asterisco*) em ~6 Ma e os traços mais longos indicam o início de um pulso de rápido resfriamento. Acima da quebra da inclinação da curva os traços curtos refletem uma paleo-ZAP. Extraído de Fitzgerald *et al.*, (1995).

Por sua vez, a topografia pode influenciar os dados termocronológicos de baixa temperatura, como o TFA, afetando o comportamento das isothermas mais rasas. Nas cadeias montanhosas, especialmente os orógenos modernos, as grandes amplitudes relevo induzem uma compressão diferencial das isothermas, onde o gradiente geotérmico abaixo dos vales encaixados é maior do que o situado abaixo de picos e interflúvios. A magnitude deste efeito diminui com o aumento da profundidade. Esta influência do relevo pode complicar as interpretações baseadas no gradiente do perfil idade-elevação, levando a superestimar a real taxa de denudação (Gallagher *et al.*, 1998).

Estabelecer um valor adequado para o gradiente geotérmico é fundamental, pois se for equivocado pode subestimar ou superestimar a taxa de

denudação (ver equação 4.1). Conseqüentemente, se assumirmos um valor de gradiente geotérmico menor que o real estaremos superestimando a taxa de denudação, e ao contrário, se este valor for maior que o real, a denudação será subestimada. Outra condição importante nas interpretações de TFA é que a crosta esteve em equilíbrio térmico quando a história de resfriamento iniciou, ou seja, que o fluxo de calor na ZAP foi constante (Gunnell, 2000). Porém, essa suposição nem sempre ocorre na natureza e muda de acordo com o ambiente tectônico, por exemplo, nos orógenos colisionais aonde as intensidades do metamorfismo regional, magmatismo e hidrotermalismo variam no tempo e no espaço, desequilibrando o gradiente geotérmico.

A propagação do fluxo de calor relacionado a eventos magmáticos anorogênicos (derrames vulcânicos, passagem de um *hotspot*,...) também pode desestabilizar o equilíbrio térmico regional. A variação do gradiente térmico e seu efeito no sistema TFA dependerão da magnitude desse magmatismo.

Entretanto, nas regiões de escudos estáveis, especialmente os cratóns pré-cambrianos, em que o magmatismo anorogênico é restrito, a hipótese do equilíbrio térmico é mais aceitável. Assim, a TTFA tende a apresentar boas respostas nos riftes e margens passivas formados pela fragmentação desses ambientes durante o Mesozóico e Cenozóico (Gunnell, 2000).

Além da estabilidade térmica, outra característica dos escudos, especialmente os mais antigos, é que eles podem possuir gradiente geotérmico bem abaixo do normal. Deste modo, no interior desses ambientes a resolução da TTFA é mais limitada, onde os resultados satisfatórios ocorrem somente nas áreas com alto desnivelamento topográfico (mínimo > 0,5 km), ou seja, locais com profundidades de denudação contrastantes (Gunnell, 1998). Portanto, amostras coletadas para TFA em regiões de baixa amplitude de relevo, comuns nos escudos, deverão fornecer idades e padrões de comprimentos de traços muito semelhantes, não caracterizando o caminho de resfriamento das rochas.

#### *PADRÃO DE RESFRIAMENTO E RESISTÊNCIA LITOLÓGICA*

As observações pioneiras de Gilbert (1877) já indicavam o papel do comportamento diferencial do intemperismo e da erosão sobre as formas do

relevo, decorrente dos contrastes composicionais e estruturais das rochas. As litologias mais resistentes apresentam menores taxas de erosão, sustentando, normalmente, as áreas mais altas, as escarpas e as elevações residuais (*inselbergs*). Neste sentido, os dados de TFA podem refletir a ação do intemperismo e erosão diferencial ao longo do tempo geológico ( $>10^5$  a), onde rochas com resistências contrastantes resultariam em padrões distintos de taxas de denudação e idades de resfriamento (Figura 4.10). Assim, as amostras de litotipos mais resistentes à erosão coletadas nas áreas elevadas, além de oferecer idades TFA mais velhas, devem também mostrar resfriamento mais lento do que os litotipos friáveis que afloram nas áreas baixas (Gunnell, 2000).

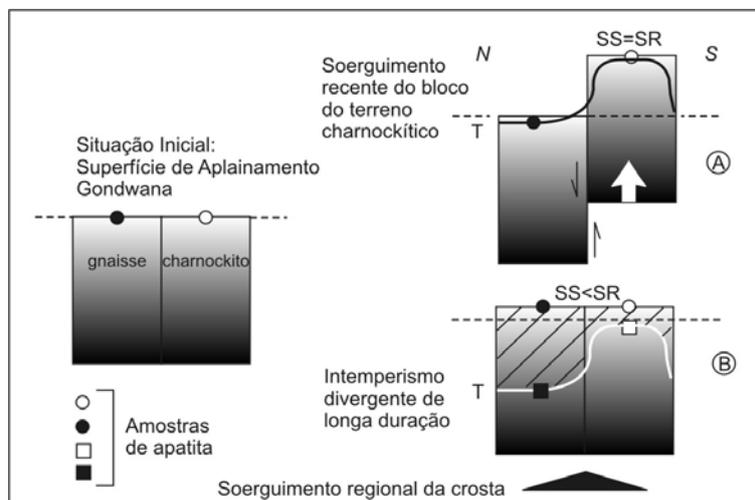


FIGURA 4.10 - Padrões de idade TFA para terrenos com contrastes litológicos, onde o charnockito é mais resistente que o gnaisse (quadro à esquerda). Duas situações podem ocorrer após o aplainamento (A e B). No quadro A (superior direito) ocorre um soerguimento do charnockito devido à reativação tectônica do contato, onde a erosão é mínima. Neste caso, as idades TFA serão semelhantes. No quadro B (inferior direito), como no escudo do sul da Índia, indica uma longa denudação diferencial das rochas, assim as idades TFA na superfície (quadrados aberto e preto) de cada litotipo serão diferentes. Os gnaisses com maior denudação terão idades mais novas que o charnockito. T = topografia atual, SS = soerguimento da superfície e SR = soerguimento de rochas. Modificado de Gunnell (2000).

Esta resposta do padrão de resfriamento TFA às diferenças de resistência litológica pode ser bem verificada em ambientes de *baixa energia* tectônica, como os antigos crátons longamente expostos a climas quentes e úmidos, que oferecem maiores taxas de intemperismo e, conseqüentemente, melhores contrastes litológicos frente à denudação. Estudos realizados por Gunnell & Louchet (1998 *in* Gunnell, 2000) no escudo do sul da Índia, mostram que os resistentes charnockitos que afloram nos planaltos elevados (~2,6 km altitude),

oferecem taxas de resfriamento bem menores, comparados aos gnaisses das áreas rebaixadas vizinhas (~0,7 km alt.) (Figura 4.10).

#### PADRÃO DE RESFRIAMENTO E MUDANÇA DO NÍVEL DE BASE

Como visto antes, o resfriamento da crosta registrado pelo TTFA pode corresponder a um pulso contínuo ou episódico, em resposta a um período de denudação significativa. Este processo de denudação é iniciado pela mudança de nível de base regional, que está associada a diversas causas: soerguimento tectônico (p. ex. rifteamento), variação eustática, mudanças climáticas e captura de fluvial. Os padrões de resfriamento TFA, muitas vezes, alternam períodos de intensa denudação (resfriamento rápido), com período de estabilidade (resfriamento muito lento), indicando uma quiescência do sistema (Figura 4.11).

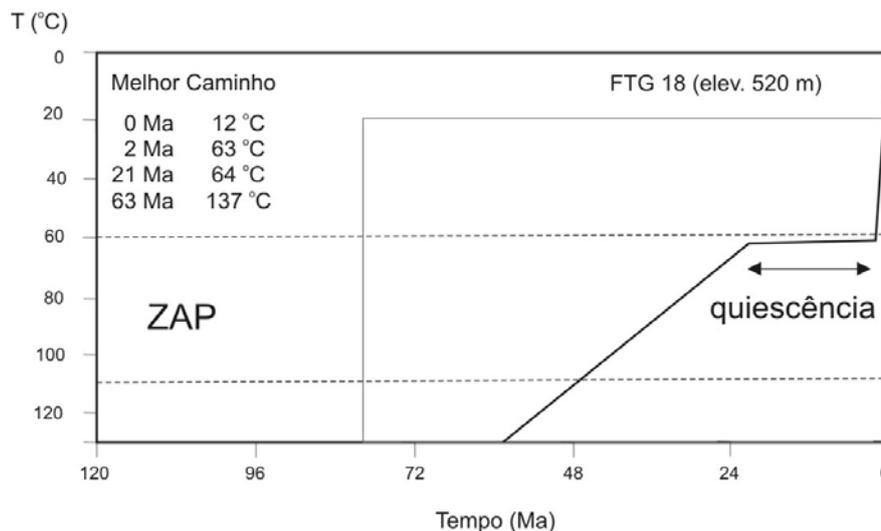


FIGURA 4.11 – Padrão de resfriamento mostrando um período de estabilidade da denudação (quiescência), interpretado como o aplainamento do relevo, situado entre dois episódios de soerguimento de rochas. Modificado de Gunnell (2000).

As altas taxas de denudação marcariam a resposta do ambiente à mudança de nível de base, geralmente relacionado ao soerguimento de rochas. Por outro lado, a queda na taxa de denudação refletiria o completo ajuste ao nível de base, que pode ser interpretado como a formação de extensas superfícies de aplainamento. Este período de baixa energia geomorfológica corresponderia, por exemplo, ao estágio final (*velhice*) do ciclo Davisiano, com extrema maturidade da paisagem (Gunnell, 2000). Um novo episódio de denudação reativaria o sistema, com o rebaixamento do nível de base. Portanto,

assumindo suas potencialidades e limitações, a TTFA consiste de uma ferramenta útil para checar os modelos evolutivos do relevo de longa duração.

#### 4.3.2 TTFA e a Denudação das Margens Passivas Elevadas

Uma das principais características das margens passivas elevadas é a presença de escarpamentos gerados pelo recuo dos flancos dos riftes. A alta amplitude topográfica e o episódio de rifteamento que sucedeu um longo período de estabilidade ocasionando um pulso significativo de soerguimento com resfriamento rápido, fazem desses ambientes um ótimo laboratório para a TTFA. Deste modo, mesmo com uma distribuição heterogênea, existe atualmente uma ampla coleção de dados de TFA disponível para diversas margens passivas do mundo. A interpretação desses dados (idades TFA e comprimentos de traços) por diversos estudos tem gerado modelos sobre os padrões de resfriamento e denudação das margens rifteadas, destacando-se os trabalhos de integração conduzidos por Gallagher & Brown (1997), Gallagher *et al.* (1998), Brown *et al.* (2000), Gunnell (2000), entre outros.

De maneira geral, estes estudos indicam que as principais características em comum das margens elevadas são (Figura 4.12): 1) um consistente padrão de idades TFA que se tornam mais jovens do interior continental em direção à costa; 2) as idades TFA mais jovens são similares ou mais novas que as idades do rifteamento; 3) as idades exibem uma correlação positiva com a atual elevação confirmando a estratigrafia TFA, isto é, as idades mais velhas situadas nas áreas mais altas.

Integrando as características acima, pode-se concluir que a morfologia assimétrica das margens elevadas expõe diferentes níveis da estratigrafia TFA da crosta. Desta forma, as taxas de denudação no interior continental são mais baixas do que na vertente oceânica do escarpamento (faixa costeira), onde a profundidade de denudação tem sido estimada entre 3 e 7 km nas margens rifteadas no Cretáceo (Gallagher & Brown, 1997; Gunnell, 2000). No *plateau* continental a denudação da crosta, em geral, é menor que 1 km. Esta denudação diferencial pode ser ressaltada pelo soerguimento acarretado pela flexura isostática da margem (Gilchrist & Summerfield, 1990).

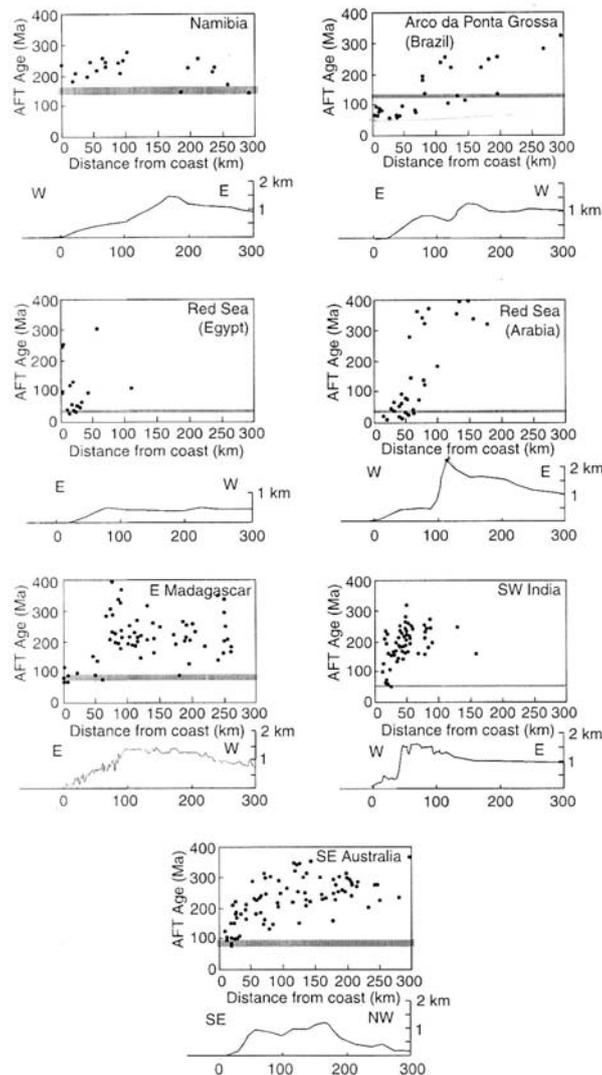


FIGURA 4.12 - Idades TFA para margens passivas em função da distância da costa. As bandas cinzas horizontais representam aproximadamente a idade do rifteamento continental. Extraído de Gunnell (2000), p. 128.

Os dados referentes aos comprimentos médios dos traços (CMT) confrontados com as idades TFA mostram, muitas vezes, um típico padrão de distribuição: uma diminuição inicial dos CMT com o decréscimo da idade até um CMT mínimo para idades intermediárias, seguido pelo progressivo aumento do CMT para as idades mais jovens (Figura 4.13). Este padrão forma uma curva côncava para cima, sendo conhecido como *boomerang plot* (Gallagher & Brown, 1997; Gallagher *et al.*, 1998). Numa extremidade da curva se situam as amostras que possuem idades mais jovens e CMT mais longos, registrando o episódio principal de resfriamento, isto é, um período de intensa de denudação. Os pontos com idades intermediárias e CMT curtos representam misturas de

eventos pré e pós-resfriamento principal. Na outra extremidade ocorrem as amostras mais velhas e CMT longos que registram temperaturas pré-resfriamento da fase rifte, ou seja, representam uma paleo-ZAP exumada.

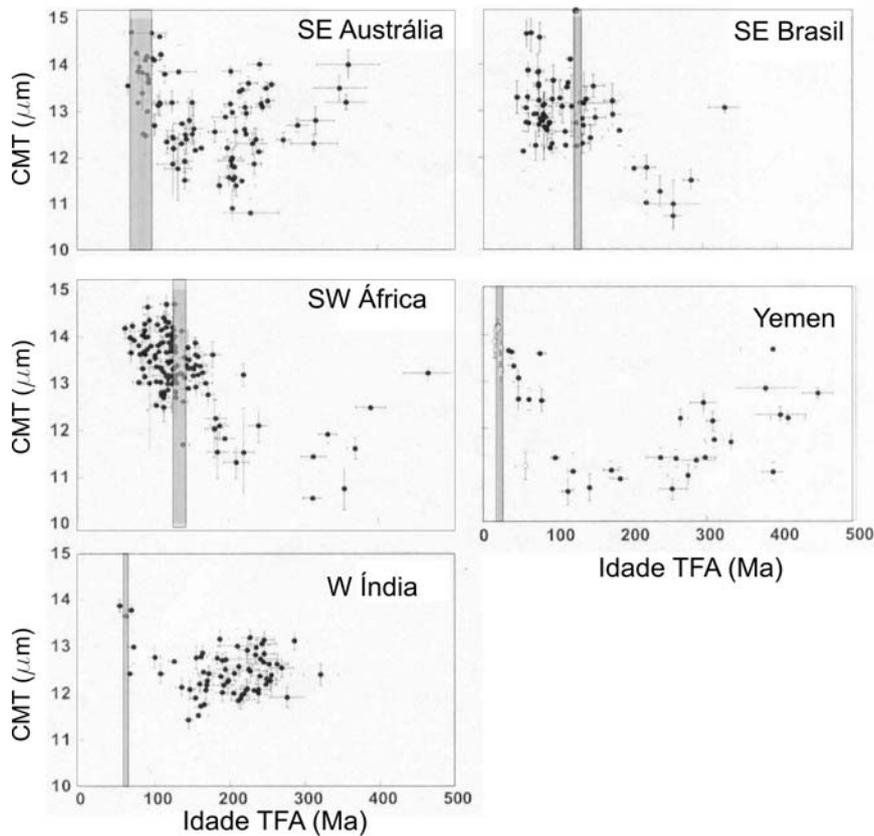


FIGURA 4.13 – Comprimentos médios de traços (CMT) em função das idades TFA (*boomerang plots*) para margens passivas selecionadas da Figura 4.12. As bandas cinzas verticais representam a idade do rifteamento. Extraído de Gallagher *et al.* (1998), p. 559.

Os diagramas da figura 4.13 mostram *boomerang plots* para as margens do Yemen e sudeste da Austrália, indicando um simples evento de resfriamento associado à fase rifte. As margens do sudoeste africano e do sudeste do Brasil exibem *boomerang plots* mais complexos, onde as idades mais jovens indicam um pulso de resfriamento mais novo que o evento rifte. No oeste da Índia este padrão não é claro, pois as idades mais velhas e intermediárias possuem o mesmo CMT, podendo refletir altas paleotemperaturas dentro da ZAP, isto é, baixíssimas taxas de resfriamento e denudação pré-rifte comparadas às outras margens.

Com relação às idades TFA da margem sul e sudeste do Brasil, diversos estudos têm mostrado que as idades mais jovens (40-90 Ma) são bem mais novas que a abertura do Atlântico Sul, há ca. 130 Ma (Gallagher *et al.*, 1994,

1995; Vignol-Lelarge *et al.*, 1994; Netto *et al.*, 2000; Oliveira *et al.*, 2000; Tello Saenz *et al.*, 2003; Jenelik *et al.*, 2003; Carmo *et al.*, 2004). Estas datações estão localizadas na faixa costeira, nas escarpas da Serra do Mar ou nas depressões dos vales principais (Figura 4.14). Portanto, a margem continental brasileira não apresenta somente os efeitos da denudação diferencial em decorrência da fase rifte. As origens dessas idades TFA neocretácicas e paleogênicas podem ser as seguintes: a) resposta isostática (Gallagher *et al.*, 1994); b) reativações tectônicas pós-rifte (Almeida & Carneiro, 1998; Brown *et al.*, 2000), especialmente, a formação dos riftes continentais terciários (Cobbold *et al.*, 2001; Tello Saenz *et al.*, 2003); c) reaquecimento crustal provocado pelo magmatismo alcalino, gerando um *reset* nas idades TFA mais antigas.

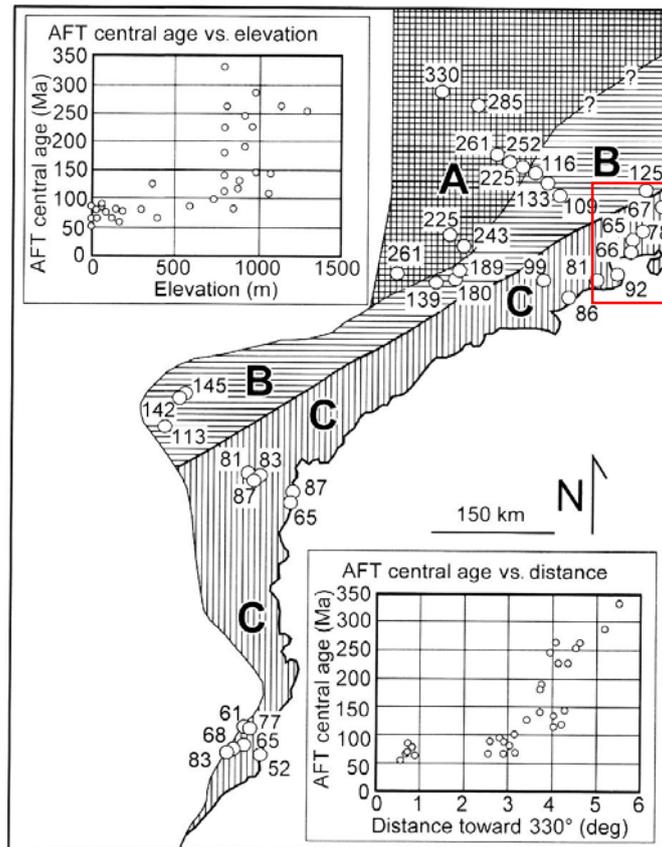


FIGURA 4.14 - Domínios de idades TFA para o sul/sudeste do Brasil: A) pré-rifte (> 200 Ma); B) rifte (200-100 Ma); C) pós-rifte (100-0 Ma). O gráfico superior mostra as idades TFA *versus* elevação topográfica, e o inferior idades TFA *versus* distância da costa. O polígono vermelho à direita representa, aproximadamente, a área de estudo desta tese. Extraído de Cobbold *et al.* (2001), baseados nos resultados de Gallagher *et al.* (1994).

## TFA E MODELOS DE EVOLUÇÃO DO RELEVO

O conjunto de dados TFA e interpretações relacionadas acima permitem testar as idéias de evolução do relevo das margens passivas elevadas descritas anteriormente no item 4.2. Os principais modelos evolutivos (clássicos e contemporâneos) estão ilustrados nas figuras 4.15 e 4.16 elaborados por Gallagher *et al.* (1998) e Gunnell (2000), respectivamente. São eles:

- 1) arqueamento da margem ou monoclinal de Ollier & Pain (1987), baseados na idéia original de King (1962), que não possui flanco de rifte levantado por falhas (Figuras 4.15a e 4.16a);
- 2) Recuo paralelo das escarpas de King (1953), depois adaptado por Gilchrist & Summerfield (1990) ao efeito da flexura isostática, possuindo flanco de rifte controlado por falhas (Figuras 4.15b e 4.16b);
- 3) *Pinned divide* de Kooi & Beaumont (1994) e Gilchrist *et al.* (1994), baseado em modelagens numéricas, onde o topo do escarpamento tende a se juntar ao divisor de drenagem principal, a partir de um flanco controlado por falhas (Figura 4.15c). De forma geral, este modelo incorporou o clássico conceito Davisiano de rebaixamento vertical do relevo (Figura 4.16c).

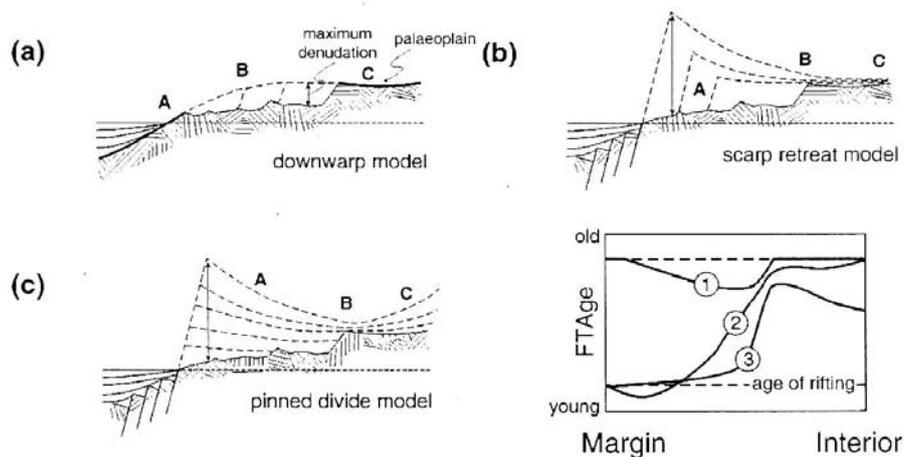


FIGURA 4.15 - Três modelos de evolução do relevo de margens passivas: (a) arqueamento da margem (King, 1962; Ollier & Pain 1987); (b) Recuo paralelo das escarpas (King, 1953; Gilchrist & Summerfield, 1990); (c) *pinned divide* (Kooi & Beaumont, 1994; Gilchrist *et al.*, 1994). O quadro inferior direito mostra os padrões de idades TFA previstos para cada modelo, onde 1 = a, 2 = b, 3 = c. As linhas finas tracejadas indicam a evolução da morfologia. Extraído de Gallagher *et al.* (1998), p. 555.

Os padrões de idades TFA exibidos nas margens passivas (Figura 4.12 e 4.13) não dão suporte ao modelo de arqueamento. Tratando-se de uma paleosuperfície arqueada que mergulha para o mar (Figura 4.7), as idades TFA obtidas junto à linha de costa deveriam ser equivalentes às encontradas no topo do escarpamento e no interior continental (Figuras 4.15a, 4.16a). Isto não tem sido verificado, pois as idades TFA ficam mais velhas da costa para o interior. No entanto, a porção costeira da paleosuperfície poderia ter sido erodida ou entrado em subsidência e coberta pelos sedimentos da plataforma ou da planície costeira, área pouco amostrada pela TTFA. Por outro lado, o modelo de arqueamento implica num volume de crosta denudada na faixa costeira bem inferior comparado aos outros modelos (Figura 4.16). Os dados TFA das margens rifteadas têm revelado altas taxas de denudação concentradas nesta faixa costeira. Portanto, o modelo sugerido por Ollier & Pain (1997) não parece adequado para as margens continentais elevadas.

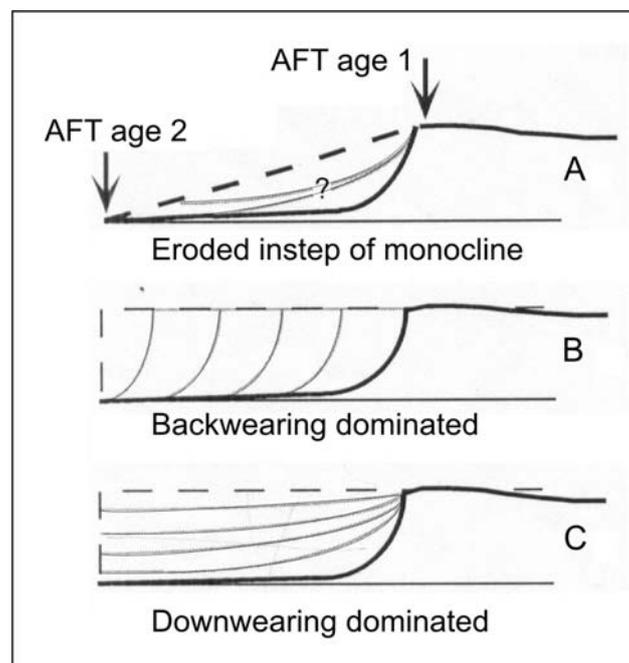


FIGURA 4.16 - Esquemas dos modelos de evolução de escarpamentos em margens passivas. Linha preta cheia é a topografia atual; linha tracejada é geometria inicial do rifte; linhas cinza são os estágios intermediários de desenvolvimento. Modelos: (A) arqueamento da margem formando um monoclinal (Ollier & Pain, 1997), onde as idades TFA 1 e 2 deveriam ser similares, mas não têm sido confirmado; (B) recuo paralelo das escarpas de King; (C) rebaixamento (ou declínio) Davisiano. Observar que o volume de crosta denudada no modelo A é, aproximadamente, a metade dos cenários B e C. Extraído de Gunnell (2000), p. 127.

O modelo de recuo paralelo de King (Figuras 4.15b e 4.16b), influenciado pelos conceitos de Penck, tem sido o favorito para explicar a evolução dos escarpamentos das margens passivas. De maneira geral, o recuo das escarpas acomoda bem o padrão de idades TFA e a denudação diferencial das margens elevadas, com taxas de remoção muito baixas no interior continental. Este modelo torna-se melhor equacionado quando é adicionada a resposta isostática à denudação diferencial, que ajudaria a manter os escarpamentos elevados (Gilchrist & Summerfield, 1990; Gallagher *et al.* 1994). No entanto, estudos têm mostrado que após a fase rifte, quando o recuo dos escarpamentos é elevado, as taxas de denudação tendem a cair marcadamente, estabilizando as escarpas.

A integração de dados de TFA com isótopos cosmogênicos ( $^{10}\text{Be}$ ,  $^{26}\text{Al}$ ) realizada na Namíbia (SW africano) indica uma queda acentuada da denudação a partir do Eoceno, com taxas de recuo do escarpamento de somente  $10\text{m Ma}^{-1}$  (Cockburn *et al.*, 2000). A partir do Pleistoceno as pequenas taxas de rebaixamento do relevo seriam, de modo geral, semelhantes em todos os domínios do relevo do SW da África:  $8\text{m Ma}^{-1}$  na costa,  $10\text{m Ma}^{-1}$  na escarpa e  $5\text{m Ma}^{-1}$  no *plateau* (Bierman & Caffee, 2001). Estes resultados sugerem um estado de equilíbrio da paisagem com baixa energia erosiva, que pode ser favorecido pela fraca reativação tectônica e pelas condições climáticas áridas. A queda da denudação na fase pós-rifte, também é verificada pelas idades U-Th/He em apatitas no sudeste australiano (Persano *et al.*, 2002).

A estabilidade alcançada pelos escarpamentos ao longo da fase pós-rifte é prevista pelo modelo *pinned divide*. De modo geral, este modelo concorda com os dados TFA, pois integra a denudação diferencial das margens na fase rifte e a queda das taxas de denudação como um todo, quando o topo do escarpamento coincidir com o divisor de drenagem continental, tornando-se “fixo” (Figura 4.15c). Comparado ao recuo paralelo de King, a denudação no interior continental é maior neste modelo, mas bem abaixo dos valores da faixa costeira, o que é adequado aos padrões de idades TFA, que aumentam com a elevação e distância da costa. Portanto, após a queda da dinâmica erosiva, devido ao “divisor fixado”, o declínio do relevo no estilo Davisiano (Figura 4.16c)

predominaria sobre o recuo paralelo das escarpas, mecanismo que também ocorre no início deste modelo, mas que não é bem representado na figura 4.15c.

De maneira geral, a dinâmica do relevo das margens rifteadas, em especial o desenvolvimento das escarpas, envolve a participação de diversos controles (litológico, tectônico, climático, relevo & drenagem antecedentes,...) e de mecanismos propostos por vários modelos, que podem mudar no tempo e no espaço ao longo do mesmo escarpamento. Assim, mais do que modelos competitivos, conceitos como o recuo paralelo das encostas de W. Penck e L. C. King, o declínio do relevo de W. M. Davis, entre outros, devem operar em conjunto (Gunnell 2000; Beaumont *et al.*, 2000).