

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**Taxas de encurtamento no leste dos Andes peruanos a partir de
modelagem termocinemática**

ÍCARO DE JESUS CHIQUETTO DA SILVA

TF-23/29

Monografia apresentada à Comissão do
Trabalho de Formatura para obtenção do
título de Bacharel em Geologia

Área de concentração: Geodinâmica

Orientador: Prof. Dr. Mauricio Parra
Amézquita (GMG)
Coorientador: Prof. Dr. Claudio Alejandro
Salazar Mora (GMG)

SÃO PAULO
2023

AGRADECIMENTOS

Agradeço à minha mãe, Mônica Regina, e ao meu pai, Luiz Carlos, por sempre terem me incentivado a estudar ao longo de toda a minha vida, mesmo quando a Filosofia parecia uma barreira impossível de transpor.

Ao meu irmão, Antonini, por ter sido meu primeiro amigo em jogos online. Jogamos juntos desde Club Penguin até Drakensang, ao longo de mais de seis anos e sempre com a gente gritando de um quarto pro outro pra conseguirmos conversar durante os jogos. Normalmente eu costumo esquecer de te valorizar.

Aos meus intitulados “amigos da escola”, Guilherme Augusto, Gabriel Ribeiro (Biel), Felipe Oliveira, João Celite, Gabriel Ângelo (Bielzinho) e Guilherme Moulin, por terem me acompanhado desde o 8º ano do Fundamental (Moulin veio um pouco depois) e me ensinado como a amizade pode mudar uma vida. Ainda sorrio quando lembro das nossas calls no Skype jogando Minecraft o dia todo.

Ao Billy, por ter sido um cachorro irritante que me fez pela primeira vez sentir o que é amor e como a perda pode afetar nossa vida, mesmo que meu coração seja duro como pedra e eu não demonstre muito meus sentimentos.

À Bia, por ser muito mais amável e me permitir expressar meu afeto sem que eu sinta que a esteja incomodando. Adoro te segurar no colo com as patas pra cima, enquanto faço carinho.

Às pessoas que fizeram parte da minha vida acadêmica, tornando esse ambiente muito mais amigável e cheio de boas lembranças (algumas ruins também, mas já superamos essa fase). William (sim, seu nome só pra te irritar), Jay e Carita, que me acompanharam cada um em um momento diferente, mas todos me ensinaram coisas que levo para a vida. Tey, colega de quarto nos campos de Mapeamento Geológico e que sempre deixa meus dias mais leves com nossas conversas e crises existências em comum. Gina, Catatau, Mari e Nicole que vez ou outra nos aproximamos mais ou nos afastamos mais, mas sinto que a amizade sempre permanece.

Ao Mauricio, meu orientador, que me mostrou esse belo mundo da termocronologia no ano passado durante a minha IC, também nos Andes. Eu andava meio perdido no que seguir na Geologia e precisava dessa luz que surgiu num email buscando alunos para IC.

Ao Kabong, por ter me mostrado pela primeira vez que professores e alunos podem também ter uma relação de amizade. E, claro, pela coorientação neste trabalho, que foi feita principalmente através da sua optativa, embora você talvez não saiba disso.

E aos demais professores, da escola ou graduação. Sem vocês eu não estaria onde estou.

RESUMO

Em ambientes orogênicos com história geodinâmica complexa, a abordagem clássica de restauração de seções 2D e análise de estratos sin-tectônicos nem sempre é suficiente para caracterizar completamente a evolução tectônica de uma região. A utilização de modelagem termocinemática e dados termocronológicos de superfície vêm como uma alternativa viável para contornar esse problema, haja vista que permitem avaliar as taxas de encurtamento calculadas e os períodos de ativação tectônica. No norte dos Andes peruanos, a redução do ângulo de subducção do *slab* oceânico é considerada como o principal fator de incremento das taxas de encurtamento. Mas a magnitude dessa influência na exumação das rochas do norte do Peru foi apenas recentemente realizada e se baseia principalmente em observações de campo e de seções sísmicas. Neste trabalho, modelagem termocinemática foi conduzida numa seção balanceada NE-SW no norte do Peru, compreendendo a Cordilheira Oriental, a Zona Sub-Andina e parte da Bacia de Marañón, a fim de validar as taxas de encurtamento previamente calculadas. A utilização de dados publicados de traços de fissão e datação (U-Th)/He em apatita aliados à modelagem termocinemática permitiu observar que o padrão de idades termocronológicas não é reproduzido em cenários com (i) gradiente geotérmico constante no espaço e no tempo, (ii) gradiente constante no espaço e variável no tempo, e (iii) gradiente constante no tempo e variável no espaço. Apenas cenários com (iv) gradiente geotérmico variável no espaço e no tempo, que simulam a influência da subducção em *flat slab* e sua propagação para dentro do continente, reproduzem satisfatoriamente bem os dados termocronológicos publicados ao longo da seção. No entanto, tais modelos sugerem que as taxas de encurtamento na seção sejam menores do que as previamente calculadas e que uma avaliação quantitativa mais rigorosa aliando restauração de seções 2D e modelagem termocinemática é necessária para estimar taxas de encurtamento mais realistas.

PALAVRAS-CHAVE: modelagem termocinemática, Andes peruanos, subducção horizontal, taxas de encurtamento.

ABSTRACT

The usage of sin-tectonic strata and 2D structural sections restoration in orogenic settings with complex geodynamic history isn't always sufficient to fully understand the tectonic evolution of a region. An alternative to this is to use thermokinematic modeling and surface thermochronologic data, as they can validate shortening rates and identify inverse fault's activation periods. In the northern peruvian Andes, recent studies based only on field data and seismic profiles have shown that the reduction of the oceanic slab subduction angle is associated with increased shortening rates to the northeast. In this work, thermokinematic modeling coupled with apatite fission-track and apatite (U-Th)/He dating were conducted on a restored NE-SW section on northern Peru, comprising the Western Cordillera, Sub-Andean Zone and the Marañón Basin, aiming to validate the previously obtained shortening rates. The resultant models showed that the thermochronologic age pattern isn't reproduced when considering (i) constant geothermal gradient through time and space, (ii) constant geothermal gradient in space and variable through time, and (iii) constant geothermal gradient through time and variable in space. Only models with (iv) variable geothermal gradient through time and space can recreate the same thermochronologic age pattern on surface, as these models consider the influence of a decreasing geothermal gradient caused by the flat slab subduction setting and its propagation to northeast. Although, these models suggests that shortening rates were overestimated by previous works and less tectonic transport is needed to reproduce the geodynamic history of the study region. With that in mind, a new quantitative approach is suggested to estimate more realistic shortening rates, coupling section restoration and thermokinematic modeling.

KEY-WORDS: thermokinematic modeling, northern peruvian Andes, flat slab subduction, shortening rates.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	1
2. OBJETIVOS E JUSTIFICATIVAS	1
3. GEOLOGIA REGIONAL.....	4
3.1. Processo Orogenico.....	5
4. TERMOCRONOLOGIA	6
4.1. Traços de fissão em apatita (AFT).....	7
4.2. Datação (U-Th)/He em apatita (AHe).....	7
5. MODELAGEM TERMOCINEMÁTICA	8
6. MATERIAIS E MÉTODOS.....	9
7. RESULTADOS	15
7.1. Gradiente geotérmico constante no tempo e no espaço.....	18
7.2. Gradiente geotérmico variável no tempo.....	20
7.3. Gradiente geotérmico variável no espaço	22
7.4. Gradiente geotérmico variável no tempo e no espaço	24
8. DISCUSSÃO	27
9. CONCLUSÕES.....	34
10. REFERÊNCIAS	36

1. INTRODUÇÃO

O conhecimento acerca da duração e idade da deformação tectônica é essencial na compreensão de praticamente todos os processos geológicos. Seu estudo permite identificar períodos de dobramento e de ativação de falhas e sua relação com o transporte de material na crosta. Normalmente, trabalhos na área são baseados na restauração de seções 2D e análise de estratos sin-tectônicos adjacentes a falhas e dobras (e.g. Medwedeff, 1989; Suppe et al., 1997; Novoa et al., 2000). Contudo, é frequente que essas unidades sedimentares tenham sido parcial ou totalmente erodidas e não permitam a reconstrução total da história de deformação.

A utilização de dados termocronológicos, em especial traços de fissão e datação (U-Th)/He em apatita, é uma alternativa viável para contornar a falta de estratos sin-tectônicos porque possibilita a reconstrução da trajetória térmica das rochas e, portanto, permite identificar períodos de ativação tectônica (e.g. Parra et al., 2009). Contudo, em terrenos geologicamente complexos, especialmente naqueles onde as taxas de soerguimento tectônico são aceleradas e o relevo é proeminente e irregular, as isotermas são afetadas e deixam se der perfeitamente horizontais, sendo necessário utilizar softwares robustos de modelagem termocinemática para reconstruir com precisão a evolução tectônica passada (Almendral et al. 2015).

Os Andes Centrais no norte do Peru representam uma extensa faixa orogênica de direção NW-SE construída desde o Cretáceo Superior até o presente (Mégard, 1984). Estruturas herdadas de processos tectônicos anteriores (Ramos e Alemán, 2000), subducção em *flat slab* desde ca. 15 Ma (Hampel, 2002; Rosenbaum et al., 2005) e sedimentação sin-tectônica (Hermoza et al., 2005) contribuem para uma evolução termotectônica complexa e que somente pode ser reconstruída com precisão a partir de modelagem termocinemática calibrada com dados termocronológicos de superfície.

2. OBJETIVOS E JUSTIFICATIVAS

O objetivo principal deste trabalho de formatura envolve a validação das taxas de encurtamento e a obtenção da história do fluxo térmico no leste dos Andes peruanos nos últimos 30 Myr, quando o processo orogênico é iniciado na Cordilheira Oriental (CO) e na Zona Sub-Andina (ZSA) (Mégard, 1984).

Eude et al. (2015) já realizaram a restauração de uma seção geológica ENE-WSW que comprehende a CO, a ZSA e parte da Bacia de Marañón (Figuras 1 e 2). Os autores indicaram taxas de encurtamento gerais da ordem de $7,1 \text{ mm yr}^{-1}$ entre 17 e 8 Ma e $3,6 \text{ mm yr}^{-1}$ de 8 Ma até o presente. Contudo, a restauração foi baseada em fluxo térmico basal constante e isotermas horizontais e invariáveis no tempo. Dados termocronológicos foram utilizados pelos

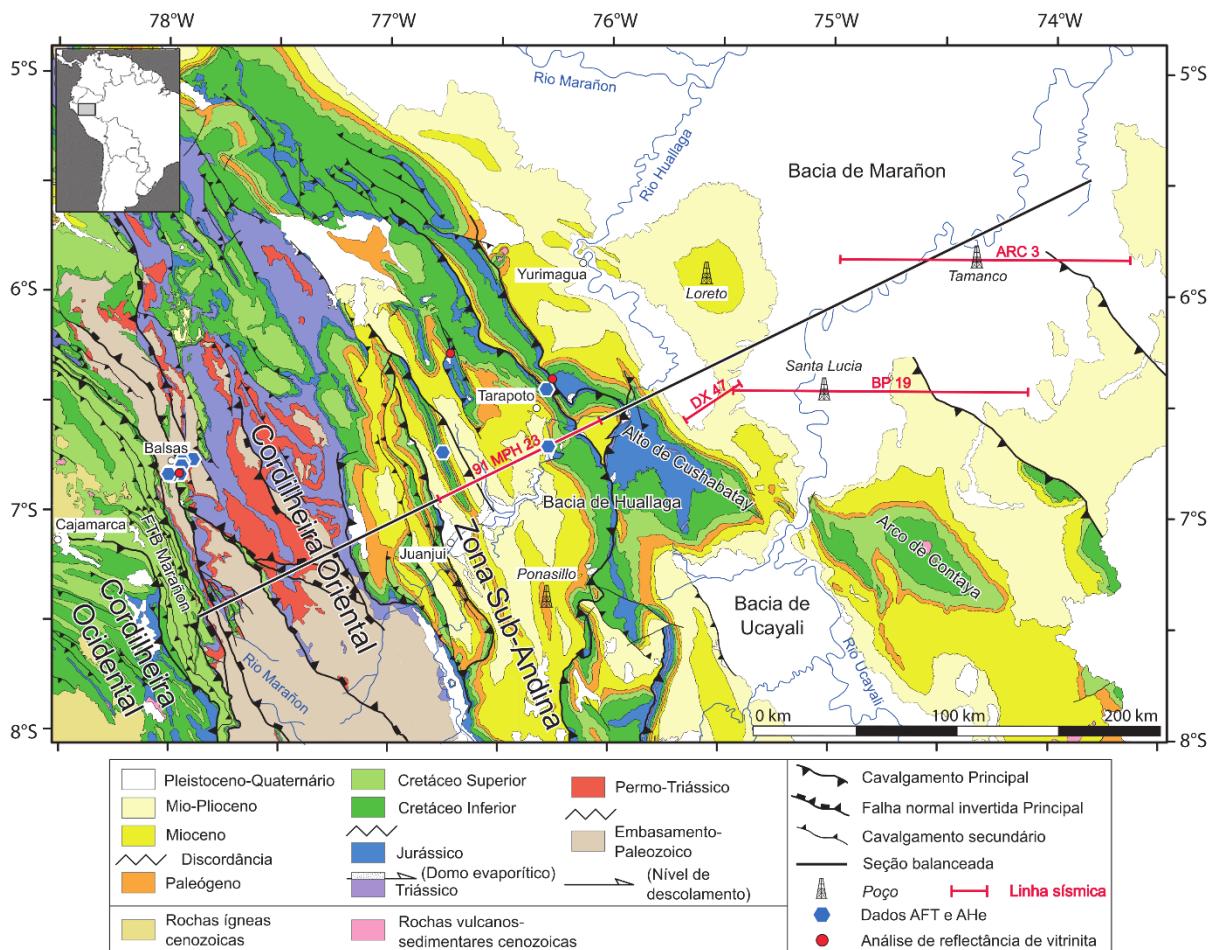


Figura 1. Mapa geológico da área de estudo, modificado a partir do mapa geológico 1:1.000.000 do INGEMMET. A localização da seção balanceada por Eude et al. (2015) está indicada pela linha preta de direção NE-SW. FTB Marañon: *Fold-and-Thrust Belt* Marañon. Modificado de Eude et al. (2015).

autores apenas de maneira semiquantitativa, para construção de trajetórias térmicas ao longo do tempo geológico e identificação de períodos de rápido resfriamento, interpretados como resultantes exclusivamente de episódios tectônicos. Essas são considerações simples que desconsideram a perturbação das isotermae pela irregularidade da topografia e pelo transporte advectivo de calor ao longo de falhas, assim como suprimem a influência da redução do fluxo térmico associada à subducção em *flat slab* (Collo et al., 2011; Ezpeleta et al., 2022).

Dessa forma, as taxas de encurtamento e o fluxo de calor ao longo da seção de Eude et al. (2015) foram reavaliados com base em modelagem termocinemática, considerando dados termocronológicos disponíveis de traços de fissão em apatita (*apatite fission-tracks* – AFT) e datação (U-Th)/He em apatita (AHe) como indicadores da confiabilidade da trajetória termocinemática modelada. Esta etapa de modelagem visou identificar o efeito da variação espacial e temporal do fluxo térmico nas idades termocronológicas e nas taxas de encurtamento calculadas, tendo em vista que um menor gradiente geotérmico indica que um maior transporte ao longo de falhas é necessário para que ocorra a mesma trajetória térmica e o padrão de idades AFT e AHe seja mantido, e vice-versa.

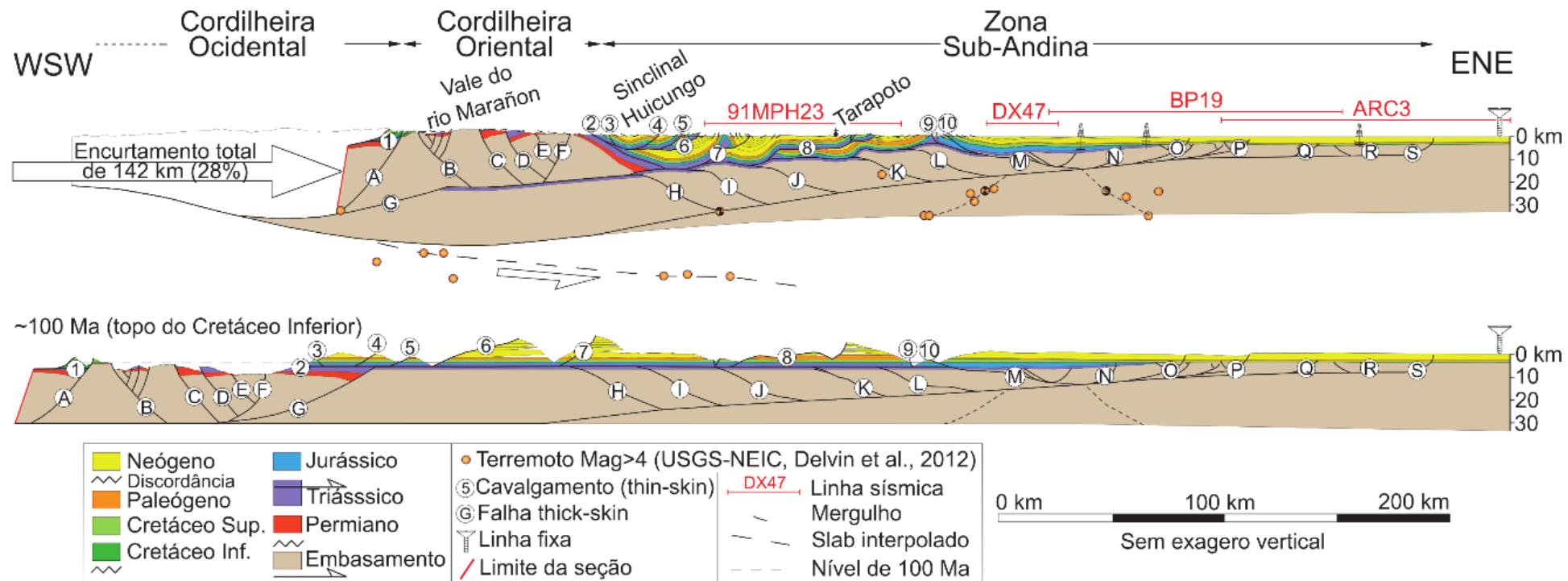


Figura 2. Seção geológica balanceada, utilizando a base da Fm. Cushabatay cretácea (~100 Ma) como superfície de referência. O encurtamento total da seção é de 28% As falhas de cavalgamento do embasamento estão nomeadas com letras, enquanto as falhas de cavalgamento na cobertura sedimentar estão numeradas. Localização dos terremotos tem incerteza de ± 5 km na profundidade e ± 10 km na posição horizontal. Modificado de Eude et al. (2015).

3. GEOLOGIA REGIONAL

Os Andes peruanos correspondem ao trecho norte dos Andes Centrais, limitado a norte pela Deflexão de Huancabamba (5° S) e a sul pela Deflexão de Abancay (14° S). Sua construção atual é derivada da subducção da placa oceânica de Nazca sob a placa continental da América do Sul e foi condicionada por estruturas herdadas de processos compressivos e distensivos desenvolvidos ao longo do Paleozoico e Mesozoico (Ramos e Alemán, 2000). Na região de estudo (Figura 1), a cadeia andina pode ser subdividida em quatro blocos tectônicos: Cordilheira Ocidental; Cordilheira Oriental (CO); Zona Sub-Andina (ZSA) e Bacia de Marañon. A Figura 3 resume o empilhamento estratigráfico da região.

Na Cordilheira Ocidental afloram essencialmente unidades sedimentares e vulcanoclásticas jurássicas e cretáceas, deformadas no Paleógeno quando da formação do *Fold-and-Thrust Belt* Marañon (Mégard, 1984). Estudos sobre a evolução tectônica da Cordilheira Ocidental no norte do Peru ainda não foram publicados, mas trabalhos conduzidos

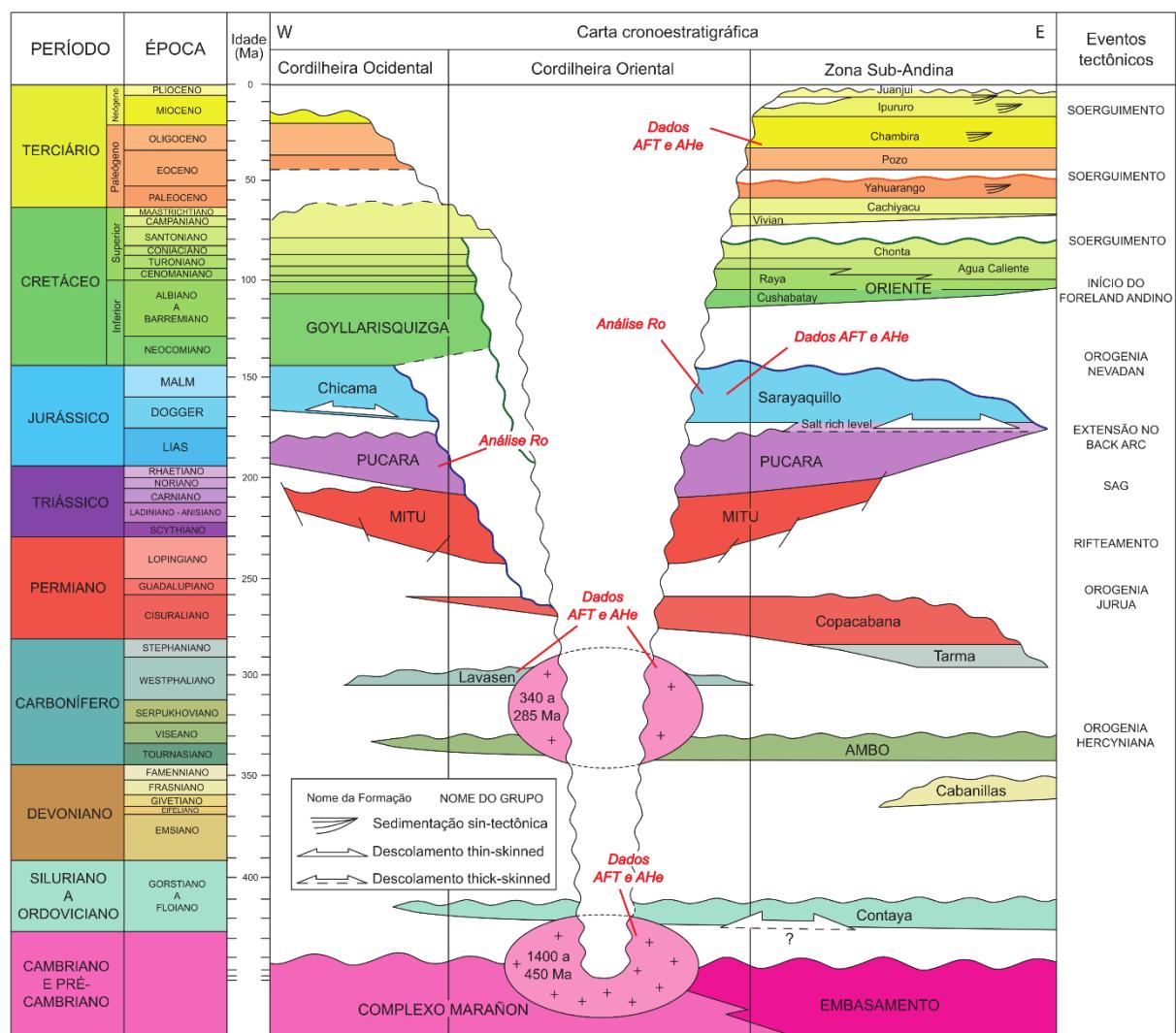


Figura 3. Carta cronoestratigráfica da Cordilheira Ocidental, Cordilheira Oriental e Zona Sub-Andina, indicando as unidades estratigráficas com dados termocronológicos e paleotermométricos publicados. Os principais eventos tectônicos estão discriminados na coluna da direita. AFT: traços de fissão em apatita; AHe: datação (U-Th)/He em apatita; Ro: reflectância de vitrinita. Modificado de Eude et al. (2015).

no Peru Central apontam aumento da atividade tectônica e formação de depósitos metálicos na Cordilheira Ocidental durante a instalação do regime de subducção de baixo ângulo (*flat slab subduction*) (Rosenbaum et al., 2005; Scherrenberg et al., 2016).

A Cordilheira Oriental (CO) é limitada a oeste pela Cordilheira Ocidental e a leste pela Zona Sub-Andina. O embasamento pré-Cambriano a Paleozoico Inferior da CO é caracterizado por xistos e gnaisses do Complexo Marañon (Wilson e Reyes, 1964; Wilson, 1984; Scherrenberg et al., 2012). Este está sobreposto por um pacote sedimentar Paleozoico Superior a Triássico, composto por arenitos, argilitos e conglomerados do Grupo Ambo, derrames ácidos da Formação Lavasen e calcários e folhelhos negros da Formação Copacabana (Wilson e Reyes, 1964). Entre o Permiano superior e Jurássico inferior foram acumuladas brechas polimíticas sin-rifte do Grupo Mitu, recobertas por carbonatos e evaporitos pós-rifte do Grupo Pucará (McLaughlin, 1924).

A ZSA na região é representada pela Bacia de Huallaga e corresponde a uma cunha orogênica desenvolvida no norte da bacia de antepaís peruana (Eude et al., 2015). A mesma sequência sedimentar observada na CO ocorre na ZSA, que conta também com um espesso pacote cenozoico sin-tectônico depositado em ambiente continental a marinho raso (Hermoza et al., 2005). Ainda segundo os autores, os evaporitos triássico-jurássicos do Grupo Pucará comportaram-se como o nível de descolamento basal.

A Bacia de Marañon representa o *foredeep* da bacia de *foreland* atual do sistema andino (Hermoza et al., 2005), com estratigrafia conhecida pela perfuração dos poços petrolíferos Loreto, Santa Lucia e Tamanco (Parsep International Report, 2001). Sua base é definida por um pacote Paleozoico superior composto pelas Formações Cabanillas (Devoniano), Tarma (Carbonífero inferior) e Copacabana (Permiano). O Triássico é marcado pelo Grupo Pucará e pela Formação Sarayaquillo, que afinam e desaparecem para leste. Unidades cenozoicas sin-tectônicas, similares às observadas na ZSA, ocorrem na Bacia de Marañon e apresentam espessura máxima de 8 km.

3.1. Processo Orogênico

A evolução tectônica dos Andes peruanos é tradicionalmente entendida a partir de duas fases de deformação (Mégard, 1984). A primeira, fase Incaica, ocorreu durante o Paleógeno e foi responsável pela deformação do *Fold-and-Thrust Belt* Marañon na Cordilheira Ocidental. Esse é considerado o intervalo principal de encurtamento nos Andes peruanos.

A segunda etapa de deformação é denominada de fase Quéchua (Mégard, 1984) e afetou a CO e a ZSA. Ela foi ocasionada pela subducção da dorsal assísmica de Nazca e do Platô Inca entre 15 e 11 Ma, resultando na diminuição do ângulo de subducção da placa oceânica de Nazca (Gutscher et al., 1999; Hampel, 2002; Rosenbaum et al., 2005). A profundidade de colocação do *flat slab* depende da espessura da litosfera continental (Liu et al., 2021), mas a análise de sismos indica que a subducção do *slab* oceânico na região

inicialmente conta com 30° de inclinação e se torna subhorizontal entre 80 e 100 km de profundidade (Dorbath et al., 1991). Em superfície esse processo é observado pela migração da deformação para leste e aumento da taxa de deformação do *foreland* andino (Ramos e Folguera, 2015). O arco magmático é também deslocado para leste e cessa sua atividade há 12 Ma no norte do Peru (Ramos e Folguera, 2015). Efeito similar é observado em outros segmentos de *flat slab* nos Andes (Manea et al., 2012; Ramos, 2000; Ramos e Folguera, 2015), onde a deformação na placa superior e o arco magmático migram para longe da fossa oceânica e ocorre aumento das taxas de encurtamento.

Esses períodos de deformação se refletem em parte na restauração realizada por Eude et al. (2015). Segundo os autores, o principal evento de encurtamento tectônico na CO e na ZSA ocorreu entre 17 e 8 Ma, compatível com a fase Quêchua de Mégard (1984), relacionado a uma redução de pelo menos 64 km no comprimento da seção. Após esse período o transporte tectônico é reduzido, resultando em encurtamento adicional de 29 km da seção entre 8 Ma e o presente. Entretanto, os autores identificaram uma fase de deformação na CO e ZSA responsável por 49 km de encurtamento, com início estimado entre 30 e 24 Ma. Este é, portanto, um indício de que a migração da deformação para a CO e a ZSA possa ter ocorrido ainda durante a fase Incaica de Mégard (1984).

4. TERMOCRONOLOGIA

A termocronologia de baixa temperatura é um ramo da geocronologia dedicado ao estudo de taxas e duração de processos geológicos de resfriamento e aquecimento próximos à superfície, a partir da análise de sistemas isotópicos sensíveis a temperaturas tipicamente menores que 300 °C (Reiners et al., 2005). Essa diferença fundamental existe porque a temperatura de cristalização dos minerais de interesse, em geral, é superior à temperatura de fechamento dos sistemas termocronológicos. Sendo assim, a caracterização do sistema em aberto ou fechado é essencialmente dependente da evolução térmica da rocha e, portanto, pode ser utilizada para reconstrução de trajetórias de aquecimento e resfriamento.

Atualmente há uma grande gama de termocronômetros utilizados para resolução de problemas geológicos distintos, e.g. traços de fissão em apatita e zircão (Tagami e O'Sullivan, 2005), datação (U-Th)/He em apatita e zircão (Gautheron e Zeitler, 2020) e termoluminescência em quartzo e feldspato (Guralnik et al., 2016; Herman et al., 2018). Contudo, os mais difundido de todos, tanto pela compreensão cinética do sistema isotópico quanto pela grande gama de aplicação, são os traços de fissão e datação (U-Th)/He em apatita.

4.1. Traços de fissão em apatita (AFT)

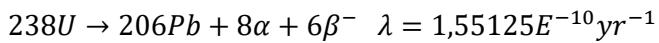
Traços de fissão são defeitos cristalinos lineares produzidos pelo deslocamento em alta velocidade de isótopos-filhos após a fissão espontânea de ^{238}U em materiais ricos no elemento (Tagami e O'Sullivan, 2005), como os minerais apatita, zircão e titanita, e vidro vulcânico. Os isótopos são desacelerados durante sua trajetória por interação elétrica e colisão elástica com o material sólido e produzem o defeito observado, com formato aproximadamente cilíndrico e preenchimento por material amorfo. O comprimento inicial do traço varia entre 15 e 20 μm , para os minerais citados, e apresenta poucos nanômetros de largura, sendo necessário realizar ataque químico controlado na superfície polida dos grãos para torná-los visíveis em microscópio óptico. Idades AFT são calculadas de maneira análoga aos demais sistemas isotópicos, através da estimativa da densidade de traços de fissão (produtos-filho) que interceptam uma superfície polida do grão e do conteúdo de ^{238}U (isótopo-pai) de cada grão.

O apagamento dos traços, a partir de seu encurtamento, ocorre de forma gradual por ativação térmica dos átomos, *i.e.*, aquecimento, onde o material amorfo começa a se reordenar e recuperar a estrutura cristalina das extremidades dos traços até seu centro, até que seja totalmente apagado (Paul e Fitzgerald, 1992). Apesar do apagamento de traços ser guiado pelo aumento de temperatura e variar conforme a taxa de aquecimento, ele também depende do ângulo do traço com o eixo cristalográfico-c do cristal, devido a anisotropias cristalográficas, e de parâmetros cinéticos e compostionais de cada grão de apatita, como Cl (wt%) e a solubilidade, mensurada pelo diâmetro D_{par} (μm) do traço de fissão após ataque químico (Donelick et al., 1999; Carlson et al., 1999; Barbarand et al., 2003). A temperatura de fechamento usualmente está restrita ao intervalo de ~ 70 a ~ 120 $^{\circ}\text{C}$ (Gleadow e Duddy, 1981).

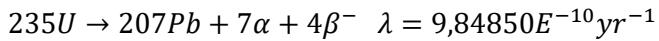
O encurtamento tem grande impacto na obtenção de idades AFT, porque diminui a quantidade de traços espontâneos que intersectam uma superfície polida no grão e, consequentemente, torna as idades mais jovens. Contudo, o apagamento parcial é extremamente útil na determinação da trajetória térmica das rochas porque permite a distinção de traços mais antigos, *i.e.* traços mais encurtados, e traços mais jovens, *i.e.* traços menos encurtados. Assim, obter a distribuição de frequência de comprimentos de traços numa amostra é essencial para a reconstrução de trajetórias térmicas (Ketcham, 2005).

4.2. Datação (U-Th)/He em apatita (AHe)

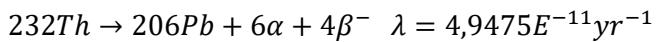
A datação AHe é fundamentada na produção radiogênica de isótopos de ^4He a partir do decaimento radioativo tipo- α nas séries de decaimento dos isótopos ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th e ^{147}Sm (Equações 1 a 4). O Samário usualmente é omitido no nome da técnica porque a produção de ^4He a partir do isótopo é consideravelmente menor que a dos demais, embora seja considerada no cálculo das idades (Reiners et al., 2018).



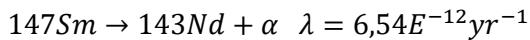
Equação 1



Equação 2



Equação 3



Equação 4

Uma importante característica do sistema isotópico é a diferença de mobilidade entre os isótopos-pai e o núcleo de ^4He . U, Th e Sm são elementos químicos incompatíveis e relativamente imóveis na maior parte dos minerais hospedeiros. Já o He é um gás nobre e, portanto, apresenta uma configuração eletrônica estável que impede com que forme ligações químicas e seja aprisionado na estrutura cristalina dos minerais. Assim, a difusão de átomos de Hélio é extremamente efetiva mesmo em baixas temperaturas, facilitando seu escape do mineral hospedeiro (Zeitler et al., 1987). A temperatura de fechamento do sistema em cristais de apatita sem defeitos é considerada próxima a ~ 70 °C (Farley, 2000). Porém, defeitos na estrutura cristalina condicionam a difusão do Hélio e alteram a temperatura de fechamento do sistema (Flowers et al., 2009, Gautheron et al., 2009)

É importante notar que o decaimento- α gera um efeito de recuo no isótopo-filho pesado e ejeção do núcleo de ^4He (Figura 4). O recuo do isótopo-filho, em escala nanométrica, produz defeitos na rede cristalina do mineral que facilitam a captura e aprisionamento de hélio radiogênico (Reiners et al., 2004). Já a ejeção do núcleo de ^4He ocorre em escala micrométrica, possibilitando com que átomos recém-produzidos sejam ejetados para fora do cristal (Farley et al., 1996). Assim, as bordas dos grãos contam com perda parcial de hélio mesmo que a temperatura do sistema esteja abaixo da temperatura de fechamento. Um fator de correção F_T , calculado com base nas dimensões do grão, é utilizado para estimar a proporção de átomos de hélio perdida apenas por ejeção e corrigir as idades medidas (Farley et al., 1996). Tanto o recuo do isótopo-filho pesado e a ejeção do núcleo de ^4He danificam a estrutura do cristal e afetam a temperatura de fechamento do sistema (Flowers et al., 2009, Gautheron et al., 2009).

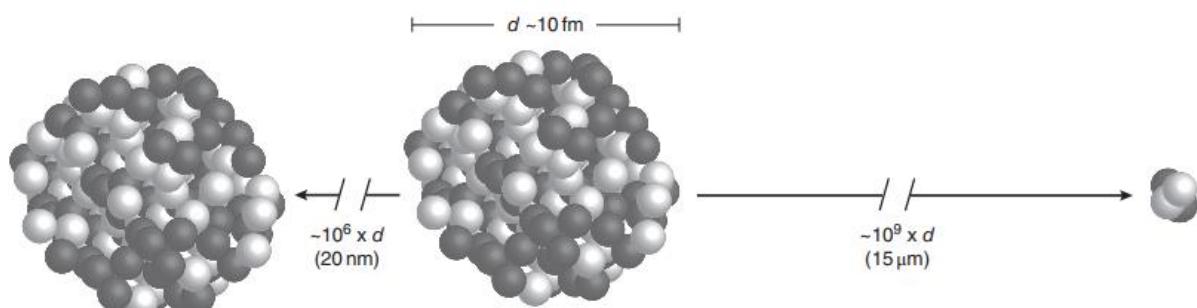


Figura 4. Esquema do recuo sofrido pelos átomos de ^4He (direita) e do isótopo-filho pesado (esquerda), após o decaimento- α de um isótopo qualquer (centro). Retirado de Reiners et al. (2018).

5. MODELAGEM TERMOCINEMÁTICA

Para reconstruir com maior precisão a história tectônica de uma região, Almendral et al. (2015) desenvolveram o software FetKin, escrito em linguagem C++. O programa realiza a

modelagem termocinemática de seções 2D e calcula idades AFT, idades (U-Th)/He em apatita e zircão, idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em muscovita e o índice de reflectância da vitrinita (%Ro), considerando os modelos multielementares de apagamento de traços e difusão de gases nobres mais recentes para cada sistema termocronométrico. As idades e o valor de reflectância da vitrinita modelados devem ser comparadas estatisticamente com dados reais, a fim de validar se a modelagem realizada reproduz satisfatoriamente a história termocinemática da região.

Para calcular os dados termocronológicos, o *software* divide a modelagem em duas etapas: a etapa “cinemática” e a etapa “térmica”. A etapa cinemática é feita a partir da interpolação dos horizontes estratigráficos em diferentes estágios de deformação de uma seção restaurada, *i.e.*, os estágios deformado atual, indeformado inicial e intermediários. Assim, os vetores de velocidade entre cada estágio podem ser calculados e considerados na etapa térmica.

A etapa térmica é conduzida a partir do método numérico de elementos finitos e considera a equação de advecção-difusão em duas dimensões de Carslaw e Jaeger (1986) (Equação 5), responsável por calcular a temperatura $T(x,y,t)$ na posição (x,y) e no tempo t , com base na densidade da rocha $\rho(x,y)$ (espacialmente dependente), no tensor de condutividade térmica $k(x,y)$, no calor específico $c(x,y)$, no vetor velocidade $v = (v_x, v_y)$ em cada estágio, e na produção de calor radioativo H .

$$\rho c \left(\frac{\partial T}{\partial t} - v_x \frac{\partial T}{\partial x} - v_y \frac{\partial T}{\partial y} \right) = \frac{\partial}{\partial x} k \frac{\partial T}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} k \frac{\partial T}{\partial y} + \rho H \quad \text{Equação 5}$$

Unindo as duas informações, o FetKin é capaz de calcular a trajetória térmica e indicar o padrão de idades termocronológicas em qualquer posição da malha de pontos.

6. MATERIAIS E MÉTODOS

A digitalização da seção geológica e a modelagem termocinemática foram conduzidas com o *software* Andino 3D® (Cristallini et al., 2008-2023), que incorporou o código C++ do FetKin para combinar modelagem estrutural e modelagem termocinemática em um único programa (Cristallini et al., 2021). O trabalho foi realizado a partir da seção restaurada (Figura 2) e dados AFT e AHe (Tabelas 1, 2 e 3) publicados por Eude et al. (2015). Como o parâmetro cinético reportado para os grãos de apatita é o conteúdo de cloro médio e o Andino 3D® não trabalha com este dado, há necessidade de conversão para D_{par} . Isso foi feito em Python por meio de um ajuste exponencial ao gráfico publicado por Donelick et al. (2005), com milhares de análises de Cl (wt%) e D_{par} realizadas nos mesmos grãos (Figura 7). Os dados que compõem o gráfico não foram publicados, mas puderam ser recuperados pelo *software online* WebPlotDigitizer, que identifica automaticamente as coordenadas de cada ponto com base nos eixos do gráfico.

Tabela 1. Localização das amostras de Eude et al. (2015). Graus dec. (graus decimais).

Nome da amostra	Latitude (graus dec.)	Longitude (graus dec.)	Idade	Tipo de rocha	Análise
<i>Cordilheira Oriental</i>					
TRU42	-77,994	-6,843	Paleozoico	Granito	AFT, AHe
<i>Zona Sub-Andina</i>					
TRU70	-76,763	-6,738	Jurássico	Arenito	AFT, AHe
TRU69	-76,287	-6,706	Oligo-Mioceno	Arenito	AFT, AHe
TRU296	-76,296	-6,447	Jurássico	Arenito	AHe

Tabela 2. Dados AFT das amostras. p_D , p_S e p_i são as densidades de traços no detector, espontâneos e induzidos, respectivamente. $P(\chi^2)$ é a probabilidade qui-quadrado da amostra. # equivale ao número de contagens ou análises.

Nome da amostra	# grãos contados	$p_D * 10^4$ (cm ⁻²)	$p_S * 10^4$ (cm ⁻²)	$p_i * 10^4$ (cm ⁻²)	U (ppm)	$P(\chi^2)$ (%)	Idade central (Ma)	$\pm 2\sigma$ (Ma)	Comp. médio dos traços (μm)	$\pm 2\sigma$ (μm)	CI (wt%) (#)	$\pm 2\sigma$ (wt%)
<i>Cordilheira Oriental</i>												
TRU42	20	142,8	20,57	305,9	26,8	81	17,6	3,5	12,4 (77)	1,8	0,216 (22)	0,143
<i>Zona Sub-Andina</i>												
TRU70	16	128,6	13,78	185,2	18,0	52	15,9	3,5	12,6 (10)	2,0	0,351 (68)	0,383
TRU69	17	128,6	30,79	127,6	12,4	27	57,0	13,0	11,0 (20)	2,0	0,553 (51)	0,554

Tabela 3. Dados AHe por alíquota. A idade corrigida é obtida diretamente a partir da correção da idade bruta pelo fator de ejeção alfa (F_T). A idade média de cada amostra é calculada a partir das idades corrigidas das alíquotas e seus respectivos erros 1σ .

Nome da alíquota	Idade bruta (Ma)	Idade corrigida (Ma)	$\pm 1\sigma$ (Ma)	Idade média (Ma)	$\pm 2\sigma$ (Ma)	U (ppm)	Th (ppm)	He (nmol g ⁻¹)	Massa (μg)	F_T
<i>Cordilheira Oriental</i>										
TRU42a	7,07	11,04	0,37	9,5 ± 2,2		35,1	100,0	2,270	4,33	0,64
TRU42c	5,79	8,00	0,23			21,9	25,0	0,883	7,03	0,72
<i>Zona Sub-Andina</i>										
TRU70a	4,70	6,82	0,36	8,4 ± 1,8		2,0	18,1	0,165	2,00	0,68
TRU70b	4,83	7,51	0,33			7,6	32,8	0,406	1,71	0,64
TRU70c	5,77	8,50	0,34			7,6	36,5	0,515	2,10	0,67
TRU70d	7,67	10,90	0,44			9,9	50,3	0,914	1,25	0,70
TRU69a	7,51	11,86	0,41	7,5 ± 3,8		61,1	225,1	4,672	1,47	0,63
TRU69b	3,18	4,94	0,23			3,1	22,8	0,150	2,68	0,63
TRU69c	3,93	5,82	0,20			13,0	56,9	0,570	4,49	0,67
TRU296a	7,50	9,14	0,24	8,8 ± 0,6		10,8	37,1	0,801	10,50	0,82
TRU296b	6,75	8,73	0,33			8,3	28,9	0,565	5,70	0,77
TRU296c	7,39	9,57	0,40			6,5	25,8	0,513	5,15	0,77
TRU296d	6,34	8,06	0,47			5,8	28,9	0,443	3,21	0,78
TRU296e	6,09	8,28	0,32			4,0	24,8	0,330	3,12	0,73

A digitalização da seção geológica considerou o estágio deformado atual (0 Ma), indeformado inicial (100 Ma) e três etapas intermediárias (8 Ma, 18 Ma e 30 Ma). Todos os horizontes estratigráficos identificados na seção foram digitalizados e nomeados da mesma forma, para que possam ser reconhecidos em seções diferentes. Um importante detalhe é que o *software* consegue rodar modelos onde o comprimento dos horizontes varia quando intersectam a superfície. Porém, a qualidade do modelo é reduzida quando isso é feito. Assim, os horizontes foram desenhados acima da topografia considerando a geometria dos estratos subjacentes que constam na seção geológica. As falhas também foram digitalizadas e identificadas com nomes únicos em todas as seções. Entretanto, para que o Andino 3D® reconheça as falhas adequadamente, foi necessário estendê-las acima da topografia para manter seu comprimento aproximadamente constante em todas as seções.

A modelagem termocinemática considera a temperatura basal do modelo (em °C), temperatura média da superfície (20 °C), gradiente térmico atmosférico (-6 °C km⁻¹), e parâmetros físicos das rochas, discriminados na Tabela 4. Com exceção da temperatura basal da seção, variável de interesse neste trabalho, os modelos serão corridos considerando os valores previamente indicados para os parâmetros mencionados. O *software* Andino 3D® até o momento não incorpora a produção de calor radiogênico das rochas.

O sistema de coordenadas no *software* considera o comprimento total da imagem da seção, incluindo as margens da imagem. Assim, a malha de pontos foi estabelecida na horizontal entre 64 km, onde o traçado da seção mais comprida (100 Ma) começa, e 710 km, onde todas as seções finalizam, e na vertical entre a curva da topografia e -50 km, a profundidade máxima a que a falha mais profunda alcança na seção de 0 Ma. Tendo em vista que a pilha sedimentar ultrapassa apenas pontualmente 10 km de profundidade e que não existem dados publicados de AFT e AHe próximos às extremidades da seção, efeitos de borda não são considerados como relevantes nos modelos estudados.

A trajetória térmica das quatro amostras publicadas por Eude et al. (2015) foram estimadas utilizando o *software* HeFTy (Ketcham, 2005), considerando sua idade de deposição ou idade de cristalização, idades AFT e AHe e distribuição de comprimento de traços confinados. Os dados de contagem e comprimentos de traços e de CI (wt%) individuais de cada grão não foram publicados em conjunto com o artigo, mas a idade central AFT, seu erro 2 σ e o número de grãos contados, a média da distribuição do comprimento de traços confinados, seu erro 2 σ e o número de traços medidos, e os histogramas da frequência de traços confinados entre 0 e 20 μ m para cada amostra acompanham o artigo. Assim, subpopulações sintéticas com os mesmos parâmetros estatísticos foram recalculadas por

Tabela 4. Parâmetros físicos considerados para as unidades litoestratigráficas identificadas na seção geológica.

Unidade	Litologia	Densidade (kg/m ³)	Condutividade térmica (W/mK)	Capacidade calorífica (J/kgK)
Fm. Juanjui	Arenito	2650	2,1	1000
Fms. Chambira e Ipururo	Arenito	2650	2,1	1000
Fm. Yahuarango e Pozo	Arenito e folhelho	2680	1,8	1000
Fms. Raya, Agua Caliente, Chonta, Cashicayu e Vivian	Arenito e folhelho	2680	1,8	1000
Fm. Cushabatay	Arenito	2650	2,1	1000
Fm. Sarayaquillo	Folhelho	2720	1,5	1000
Grupo Pucará	Evaporito	2200	5,4	1000
Grupo Pucará	Calcário	2100	2,5	1000
Grupo Mitu	Conglomerado	2650	2,1	1000
Complexo Marañón	Gnaisse, xistos, quartzito	2730	2,5	1000

bootstrapping no software QTQt (Gallagher, 2012). Com essas populações sintéticas, as trajetórias térmicas das amostras foram recalculadas no HeFTy até que 100 bons ajustes fossem obtidos. Bons ajustes são aqueles onde o modelo ajustado explica satisfatoriamente os dados utilizados e resulta em trajetórias que reproduzem os dados de entrada. O ajuste deve explicar pelo menos 50% da variabilidade dos dados para ser considerado bom.

No caso específico da amostra TRU69, o trabalho de Eude et al. (2015) utilizou três alíquotas de AHe para calcular uma idade média de $7,5 \pm 3,8$ Ma. Contudo, as idades obtidas para cada alíquota são bastante discrepantes ($11,86 \pm 0,41$ Ma, $4,94 \pm 0,23$ Ma e $5,82 \pm 0,20$ Ma). Seguindo a sugestão de Flowers et al. (2023), alíquotas AHe com idades muito discrepantes não devem ser utilizadas para se obter uma única idade média. Não existem critérios estabelecidos sobre o limite de tolerância para descartar *outliers*, mas sugere-se que a idade média entre alíquotas deve ser pelo menos cinco vezes maior que o desvio padrão dessa idade média. Assim, a idade média de $7,5 \pm 3,8$ Ma obtida para a amostra TRU69 não está de acordo com esse princípio. Por conta dos resultados dos modelos rodados, a alíquota de $11,86 \pm 0,41$ Ma foi considerada como a idade AHe para essa amostra durante o cálculo da trajetória térmica no HeFTy e na validação dos modelos. As demais alíquotas foram desconsideradas, até mesmo por apresentarem idade mais jovem que a idade média da amostra TRU269, algo que não deveria ocorrer por esta ter sido coletada numa unidade estratigráfica mais antiga e associada à mesma falha de cavalgamento.

O primeiro modelo foi conduzido considerando gradiente geotérmico constante no tempo e no espaço de $20,1\text{ }^{\circ}\text{C km}^{-1}$, indo de acordo com o gradiente atual obtido no poço

Ponasillo (Parsep International Report, 2001). Esse dado foi utilizado por Eude et al. (2015) durante a restauração da seção para estimar a profundidade das rochas no passado a partir dos dados termocronológicos. O Andino 3D® não trabalha com o valor do gradiente geotérmico, sendo necessário converter esse valor para uma temperatura basal do modelo.

Nesse momento, um importante detalhe deve ser levado em consideração: o Andino 3D® não leva em conta a produção de calor pelo decaimento de isótopos de U, Th e K. Segundo Allen e Allen (2005), o gradiente geotérmico ao longo da crosta varia conforme a profundidade por conta da produção de calor radiogênico, decaindo exponencialmente com a

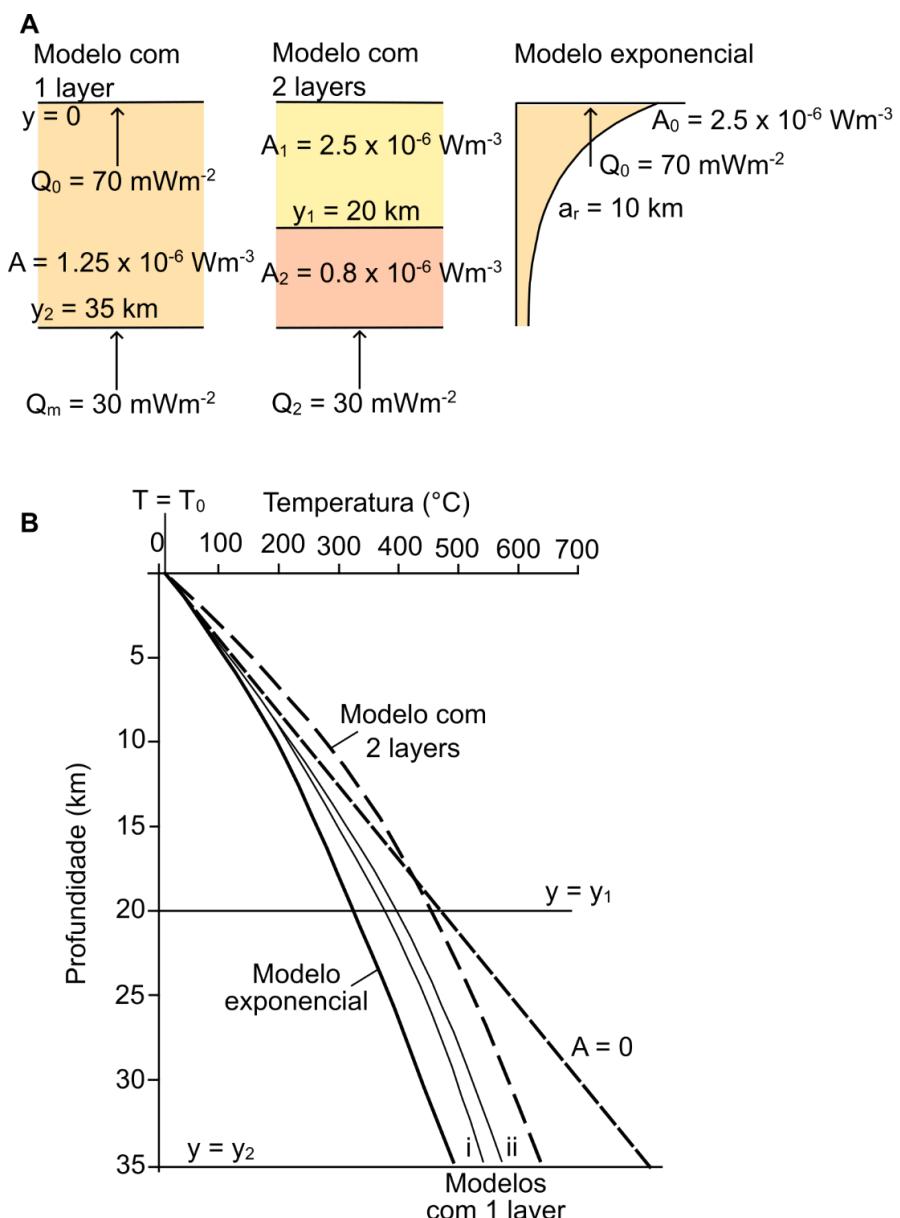


Figura 5. Geotermas da crosta continental, considerando diferentes estruturas crustais. **A.** Configuração dos modelos crustais: modelo de um *layer* com produção de calor constante numa crosta de 35 km, com (i) fluxo de calor na superfície de 70 mWm⁻² ou (ii) fluxo de calor basal de 30 mWm⁻²; modelo de dois *layers* com uma camada superior de 20 km com maior produção de calor e outra inferior com 15 km e menor produção de calor; e modelo com decréscimo exponencial da produção de calor radiogênico com a profundidade. **B.** Geotermas resultantes de cada um dos modelos anteriores, e geoterna linear calculada para cenários sem produção de calor radiogênico. Notar como o aumento de temperatura até aproximadamente 10 km de profundidade é similar em todos os modelos. Retirado de Allen e Allen (2005).

profundidade. Contudo, por não levar em conta essa produção, o Andino 3D® considera que o aumento da temperatura com a profundidade segue uma trajetória linear, estimando temperatura muito mais alta do que a temperatura observada nessas profundidades (Figura 5). Esse, porém, é um problema quando são validados processos crustais mais profundos, onde o aumento constante da temperatura produz grande divergência entre a realidade e o que é modelado. Para o presente trabalho, onde a porção de interesse da crosta normalmente não ultrapassa 10 km de profundidade, as diferentes estruturas térmicas da crosta calculadas por Allen e Allen (2005) pouco divergem e todas podem ser consideradas boas aproximações. Assim, levar em conta um gradiente geotérmico linear de $20,1\text{ }^{\circ}\text{C km}^{-1}$ acarreta numa temperatura de aproximadamente $1000\text{ }^{\circ}\text{C}$ a 50 km de profundidade sem que a região de interesse (primeiros 10 km da crosta) seja afetada consideravelmente.

Dessa forma, o primeiro modelo foi rodado considerando temperatura basal constante no tempo e no espaço de $1000\text{ }^{\circ}\text{C}$ e serviu como base para definir a temperatura basal nos modelos subsequentes. Outros modelos foram rodados em seguida, considerando quatro diferentes cenários: (i) temperatura basal constante no tempo e no espaço, considerando gradientes geotérmicos maiores e menores que $20,1\text{ }^{\circ}\text{C km}^{-1}$; (ii) temperatura basal constante no espaço e variável no tempo; (iii) temperatura basal constante no tempo e variável no espaço; (iv) e temperatura basal variável no tempo e no espaço. Os modelos IV foram produzidos levando em consideração todos os resultados obtidos nos modelos anteriores e a história geológica conhecida da região.

Os resultados de cada modelo foram comparados estatisticamente com os dados termocronológicos compilados, a fim de identificar quais apresentam história termocinemática que reproduz o padrão de idades AFT e AHe observado na superfície. Para isso, foi utilizada a Equação 6, adequada para populações com poucas amostras, que calcula o *misfit* (φ) entre as idades modeladas (α_{mod}) e as idades reais (α_{real}), considerando o desvio padrão das idades reais (σ) e o número de amostras (N) (Braun et al, 2012). A partir dessa equação, idades AFT e AHe modeladas podem ser comparadas com seus valores reais e um único valor *misfit* ser calculado para o modelo.

$$\varphi = \frac{1}{N} \sqrt{\sum_{i=1}^N \frac{(\alpha_{i,mod} - \alpha_{i,real})^2}{\sigma_i^2}} \quad \text{Equação 6}$$

Diversas amostras foram também distribuídas na superfície para se obter o padrão de idades AFT e AHe modeladas para as diferentes porções da seção, numa malha regular equiespaçada em 5 km na Cordilheira Oriental e no oeste da Zona Sub-Andina, e numa malha irregular no leste da Zona Sub-Andina e na Bacia de Marañón. Isso permite identificar as principais falhas responsáveis pelo transporte tectônico, como os dois termocronômetros se comportam ao longo da seção e também quais seriam os locais chave para coletar novas amostras a fim de validar um modelo ou outro. A idade herdada para os dois sistemas foi

escolhida como de 500 Ma, para facilitar a visualização de amostras resetadas, não resetadas e parcialmente resetadas. Amostras resetadas são aquelas que alcançaram temperatura acima da temperatura de fechamento do sistema termocronológico considerado e apresentam idade inferior à idade estratigráfica. Amostras não resetadas nunca foram suficientemente aquecidas e ainda conservam idade AFT ou AHe próxima à idade herdada do grão. Já as parcialmente resetadas ainda conservam parte de sua herança, mas foram aquecidas a temperatura suficiente para ativar o apagamento dos traços ou a difusão do He dentro do cristal.

7. RESULTADOS

O ajuste aos dados do D_{par} versus Cl (wt%) para mais de 4000 grãos de Donelick et al. (2005) foi bem sucedido, retornando uma curva exponencial descrita pela Equação 7. As análises de Cl (wt%) e D_{par} apresentam grande dispersão e o ajuste explica apenas 24% da variância dos dados (Figura 6). Como os dados reais não puderam ser utilizados, o erro das análises não pode ser incorporado na equação. Porém, ainda assim o ajuste é capaz de reproduzir a correlação positiva entre as duas variáveis e é suficiente para converter o conteúdo de cloro de um grão em seu D_{par} aproximado. Os valores de Cl (wt%) médio para cada amostra de Eude et al. (2015) e seu D_{par} equivalente estão discriminados na Tabela 5. Estes valores foram considerados na modelagem termocinemática, para retornar idades mais realistas para as posições das amostras de idade conhecida.

$$D_{par} (\mu\text{m}) = 1,92 * e^{0,49*Cl \text{ wt\%}}$$

Equação 7

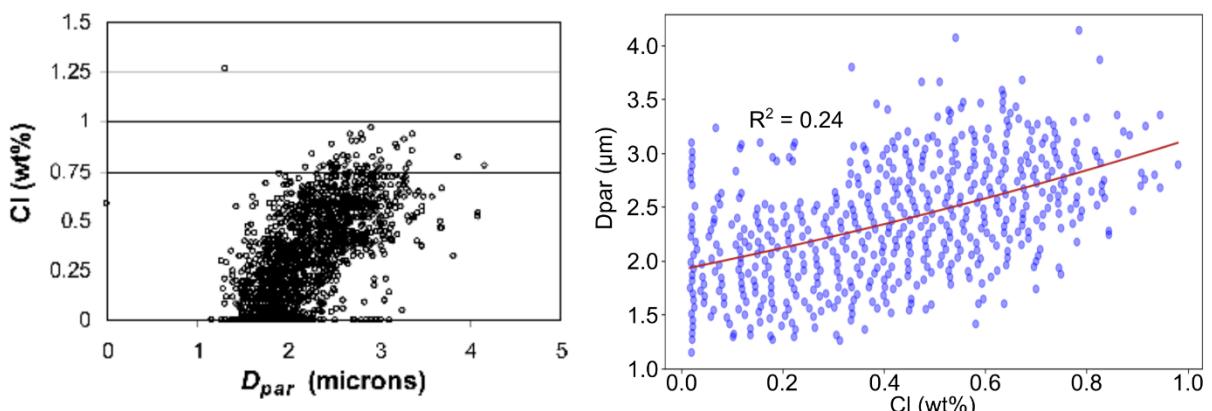


Figura 6. A. Diagrama de dispersão do conteúdo médio de cloro e do D_{par} , medidos num mesmo grão. Há correlação positiva entre os dois parâmetros cinéticos, mas a nuvem de pontos apresenta grande dispersão. Retirado de Donelick et al. (2005). B. Curva de regressão exponencial entre Cl (wt%) e D_{par} (μm) (linha vermelha) ajustada para a nuvem de pontos extraída digitalmente do gráfico indicado em A. Os eixos foram invertidos para se adequar à conversão proposta. O coeficiente de correlação (R^2) é relativamente baixo (0,24) dada a grande dispersão da nuvem de pontos, mas o ajuste realizado é suficiente para converter valores de Cl (wt%) em D_{par} .

Tabela 5. Conversão dos valores de Cl (wt%) em D_{par} , segundo a Equação 7, para as amostras publicadas por Eude et al. (2015). Idades AFT reais e seu erro 2σ associado também estão indicados.

Amostra	Cl (wt%)	D_{par} (μm)	Idade Central AFT (Ma)	$\pm 2\sigma$ (Ma)
TRU42	0,216	2,13	17,6	3,5
TRU70	0,351	2,28	15,9	3,5
TRU69	0,553	2,52	57,0	13,0

As trajetórias térmicas das cinco amostras com populações sintéticas obtidas por *bootstrapping* retornam modelos com alta qualidade de ajuste e que permitem identificar os principais períodos de resfriamento das amostras. As trajetórias individuais estão indicadas na Figuras 7 e 8.

A amostra TRU42 (Figura 7), representativa da Cordilheira Oriental, foi totalmente resetada para os sistemas AFT e AHe, não sendo possível estimar a temperatura máxima a que a rocha chegou. Porém, os melhores ajustes indicam que a amostra deve ter ultrapassado 110 °C para resetar o sistema AFT. A trajetória térmica entre 30 e 18 Ma não é bem definida, e pode tanto indicar rápido resfriamento de mais de 160 °C até 100 a 80 °C, quanto indicar resfriamento lento. De qualquer forma, esse período inicial é sucedido por um momento de lento e contínuo resfriamento até 50 °C há 7 Ma, e um novo período de rápido resfriamento entre 7 e 0 Ma, responsável por reduzir a temperatura da rocha até temperatura ambiente.

Já a Zona Sub-Andina, representada pelas amostras TRU70, 69 e 296 (Figura 8), tem comportamento diferente. Novamente um pico de rápido resfriamento é observado nessas rochas, mas ele ocorre entre 14 e 10 Ma e é responsável por reduzir a temperatura para menos de 55 °C. A esse período se segue um momento de resfriamento lento até a temperatura no presente. A temperatura máxima a que as amostras TRU70 e 296 alcançaram não é possível de ser definida a partir dos termocronômetros utilizados, mas os ajustes calculados indicam temperatura mínima de 110 °C para a amostra TRU70 e de 60 °C para a TRU296. Já a amostra TRU69 foi aquecida a um máximo entre 60 e 100 °C, tendo em vista o resetamento total do sistema AHe e resetamento apenas parcial do sistema AFT.

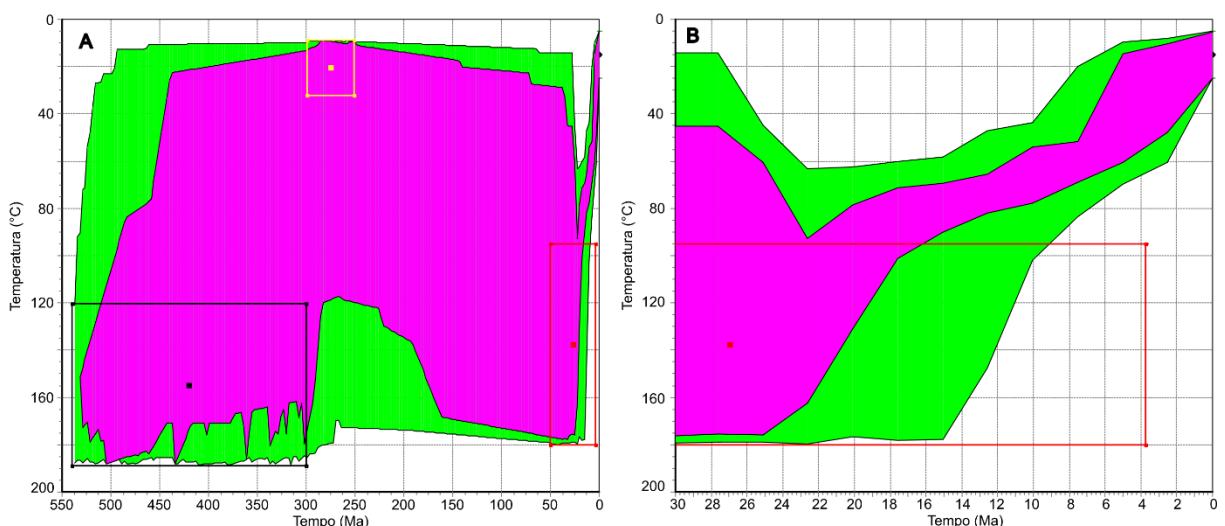


Figura 7. Trajetória térmica da amostra TRU42 no tempo geológico, representativa da Cordilheira Oriental. **A.** Trajetória térmica completa da amostra. O polígono rosa resume a trajetória térmica de todos os ajustes bons encontrados. A caixa preta indica a idade de cristalização da amostra, a caixa amarela indica o momento em que a rocha esteve na superfície para ser recoberta por sedimentos, e a caixa vermelha facilita a busca por bons ajustes que estejam relacionados a aquecimento e resfriamento pela tectônica andina. **B.** Recorte dos últimos 30 Myr, para facilitar a visualização da influência do soerguimento dos Andes na trajetória térmica. Notar um evento de resfriamento lento entre 18 e 7 Ma, seguido por rápido resfriamento entre 7 e 0 Ma.

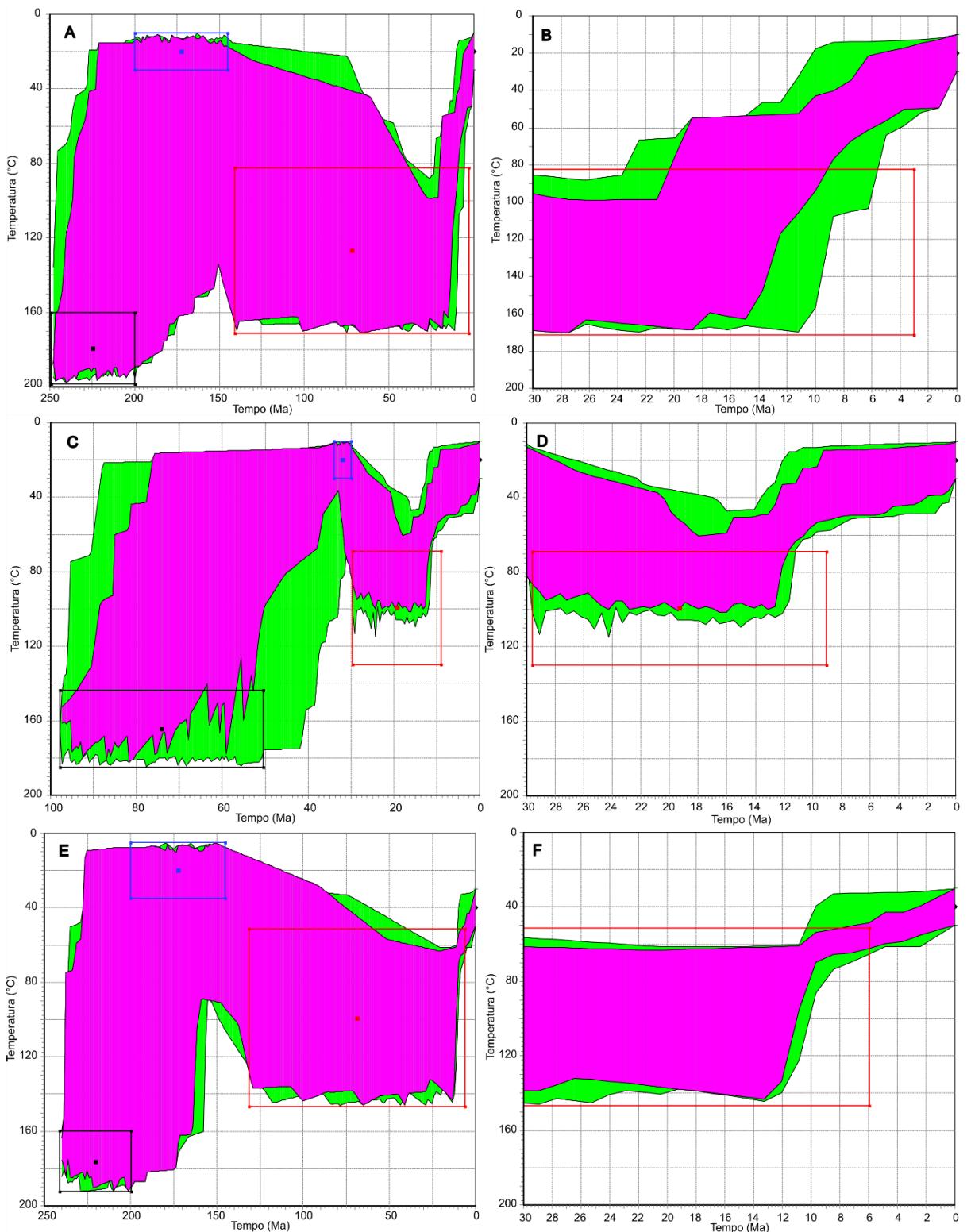


Figura 8. Trajetórias térmicas das amostras da Zona Sub-Andina no tempo geológico. **A.** Amostra TRU70. **B.** Amostra TRU69. **C.** Amostra TRU296. As caixas azuis equivalem à idade estratigráfica de cada unidade, as caixas vermelhas facilitam a busca por bons ajustes nos últimos 30 Ma, período relacionado à tectônica andina, e as caixas pretas apenas foram posicionadas para que as amostras incorporem uma idade herdada anterior à deposição sedimentar. **B., D. e F.** são recortes dos últimos 30 Myr das amostras TRU70, TRU69 e TR296, respectivamente, para facilitar a visualização da influência da evolução dos Andes nas trajetórias térmicas. Notar o pico único de rápido resfriamento das amostras entre 14 e 10 Ma.

7.1. Gradiente geotérmico constante no tempo e no espaço

O primeiro modelo rodado (M1A), com temperatura basal de 1000 °C, *i.e.* gradiente de 20 °C km⁻¹, é capaz de simular com sucesso o estado de resetamento das idades AFT e AHe das amostras de Eude et al. (2015). Contudo, como demonstrado nas Tabelas 6 e 7, as idades modeladas são vários milhões de anos mais jovens do que as idades reais e a trajetória térmica calculada (Figura 9) é continuamente mais quente do que a trajetória térmica real. A única exceção é a idade AHe modelada para a amostra TRU69, que apresenta o valor exato da idade real. As idades modeladas para a maior parte das amostras diferem tanto das idades reais ao ponto de não haver sobreposição de idades nem mesmo considerando o intervalo 2 σ , retornando um alto valor de *misfit* para o modelo (0,92).

No modelo M1B, de temperatura basal igual a 800 °C (16 °C km⁻¹) e representando um cenário mais frio, o padrão de resetamento das idades não é mantido. Tanto a idade AFT da amostra TRU70, quanto a idade AHe da amostra TRU69 não foram totalmente resetadas, diferindo dos dados reais. Entretanto, a idade AFT modelada para a posição da amostra TRU42 se torna bastante parecida à idade real (17,5 e 17,6 ± 3,5 Ma, respectivamente), e as idades AHe da mesma amostra e da amostra TRU70 também se tornam mais próximas aos valores reais, embora ainda não estejam dentro de seu intervalo 2 σ . Apesar disso, o *misfit* calculado é bastante elevado (3,39) pela inabilidade do modelo em resetar todas as idades.

Já o modelo M1C conta com temperatura basal constante de 1200 °C (24 °C km⁻¹). Nele o padrão de resetamento das idades é adequadamente reproduzido. Mas todas as idades modeladas são vários milhões de anos mais jovens do que as idades reais e estão fora de seus intervalos 2 σ , similar ao que é observado no modelo M1A, refletindo num alto *misfit* de 1,68.

A estrutura térmica desses três cenários e o padrão de idades AFT e AHe da superfície estão indicados nas Figuras 9 e 10, respectivamente. Nelas, é possível observar que o resetamento total dos sistemas AFT e AHe ocorre preferencialmente na Cordilheira Oriental e no sudoeste da Zona Sub-Andina. Contudo, mesmo nessas regiões existem idades não totalmente resetadas nos modelos M1A e M1B, e apenas o cenário M1C conta com todas as idades resetadas no trecho.

Tabela 6. Idades AFT reais e modeladas para os diferentes cenários M1 considerados, em milhões de anos.

Amostra	Real	2 σ	M1A	M1B	M1C
TRU42	17,6	3,5	12,5	17,5	8,77
TRU70	15,9	3,5	11,6	74,4	8,96
TRU69	57	13	425	449	385

Tabela 7. Idades AHe reais e modeladas para os diferentes cenários M1 considerados, em milhões de anos, e o *misfit* calculado a partir dos dados AFT e AHe.

Amostra	Real	2 σ	M1A	M1B	M1C
TRU42	9,5	2,2	6,11	7,26	5,47
TRU70	8,4	1,8	4,36	6,33	4,48
TRU69	11,9	0,4	11,9	67,8	8,07
TRU296	8,8	0,6	6,89	7,31	4,47
<i>Misfit</i>			0,92	3,39	1,68

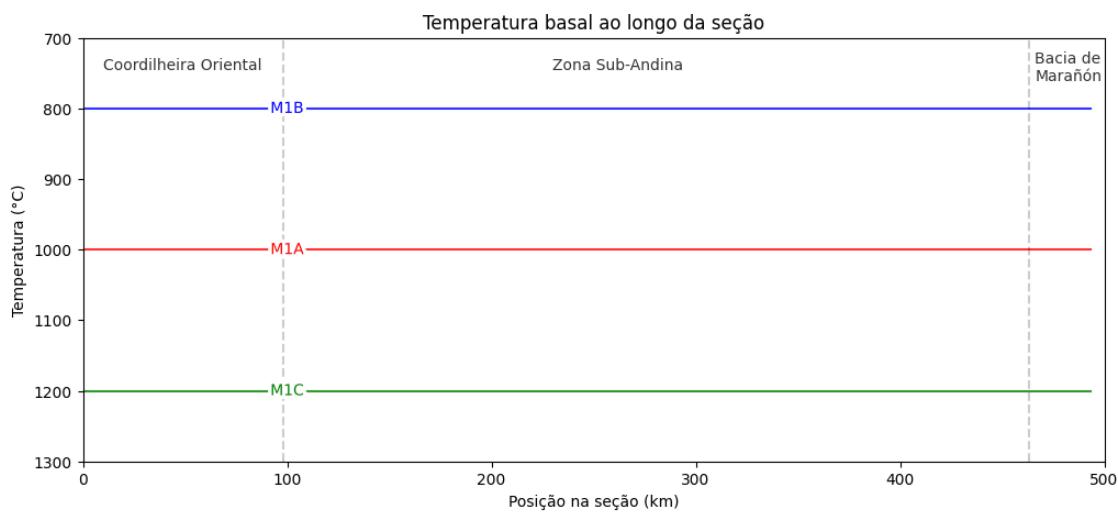


Figura 9. Estrutura térmica dos modelos M1, com temperatura basal constante no tempo e ao longo de toda a seção. As linhas tracejadas representam a divisão da cadeia andina.

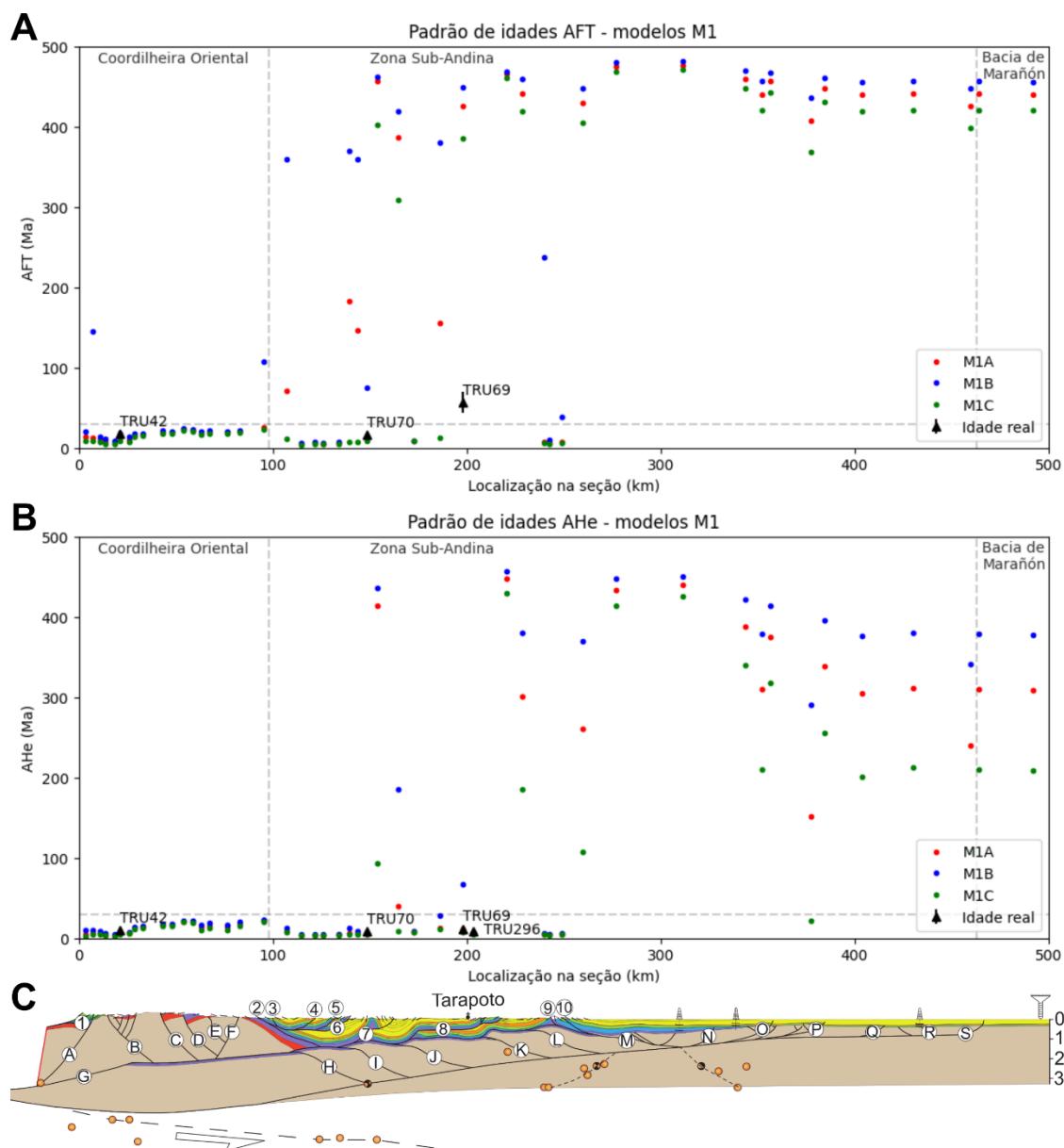


Figura 10. Padrão de idades termocronológicas dos modelos M1 na superfície da seção estudada, com indicação da subdivisão da cadeia andina (linhas tracejadas verticais) e da zona de resetamento total das idades (linha tracejada horizontal). **A.** Idades AFT modeladas. **B.** Idades AHe modeladas. **C.** Seção deformada atual com a localização das principais falhas de cavalgamento e da cidade de Tarapoto. Retirada de Eude et al. (2015).

7.2. Gradiente geotérmico variável no tempo

Nos modelos com gradiente geotérmico variável no tempo, dois cenários foram considerados: cenário M2A, onde o gradiente é constante no espaço, mas decresce em $1\text{ }^{\circ}\text{C km}^{-1}$ a cada estágio de deformação da seção; e cenário M2B, onde o gradiente é constante no espaço, mas decresce em $2\text{ }^{\circ}\text{C km}^{-1}$ a cada estágio de deformação da seção. A estrutura térmica desses dois cenários está indicada na Figura 11. As Tabelas 8 e 9 comparam as idades AFT e AHe reais e as idades modeladas nos cenários M2A e M2B.

O modelo M2A reproduz o padrão de resetamento e também as idades AFT de todas as amostras com dados reais. Contudo, as idades AHe modeladas ainda não se adequam aos dados reais considerando os erros 2σ . As amostras TRU42, 70 e 296 apresentam idades modeladas muito mais jovens do que suas respectivas idades reais, enquanto a amostra TRU69 conta com idade modelada mais antiga. Entretanto, reproduzir as idades AFT com sucesso reduziu o *misfit* calculado para 0,64, indicando uma melhora geral do modelo.

Tabela 8. Idades AFT reais e modeladas para os diferentes cenários M2 considerados, em milhões de anos.

Amostra	Real	2σ	M2A	M2B
TRU42	17,6	3,5	14,2	15,6
TRU70	15,9	3,5	13,5	14,3
TRU69	57	13	435	452

Tabela 9. Idades AHe reais e modeladas para os diferentes cenários M2 considerados, em milhões de anos, e o *misfit* calculado a partir dos dados AFT e AHe.

Amostra	Real	2σ	M2A	M2B
TRU42	9,5	2,2	6,45	7,01
TRU70	8,4	1,8	4,98	5,72
TRU69	11,9	0,4	16,4	95,9
TRU296	8,8	0,6	7,73	9,54
<i>Misfit</i>			0,64	0,47

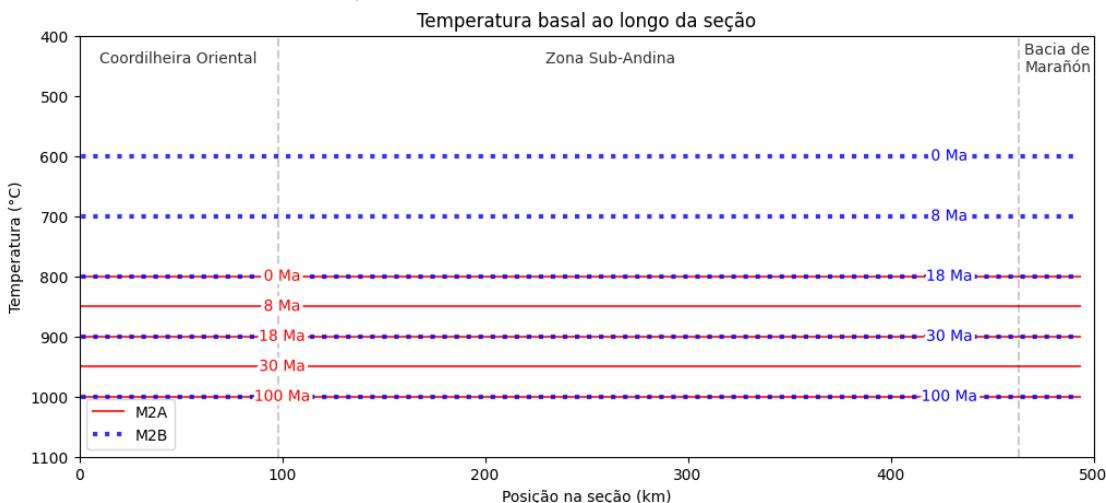


Figura 11. Estrutura térmica dos modelos M2, que simulam resfriamento contínuo da base da seção. As idades indicadas se referem ao estágio de deformação da seção que utilizada cada uma das temperaturas basais. As linhas tracejadas indicam a subdivisão da cadeia andina.

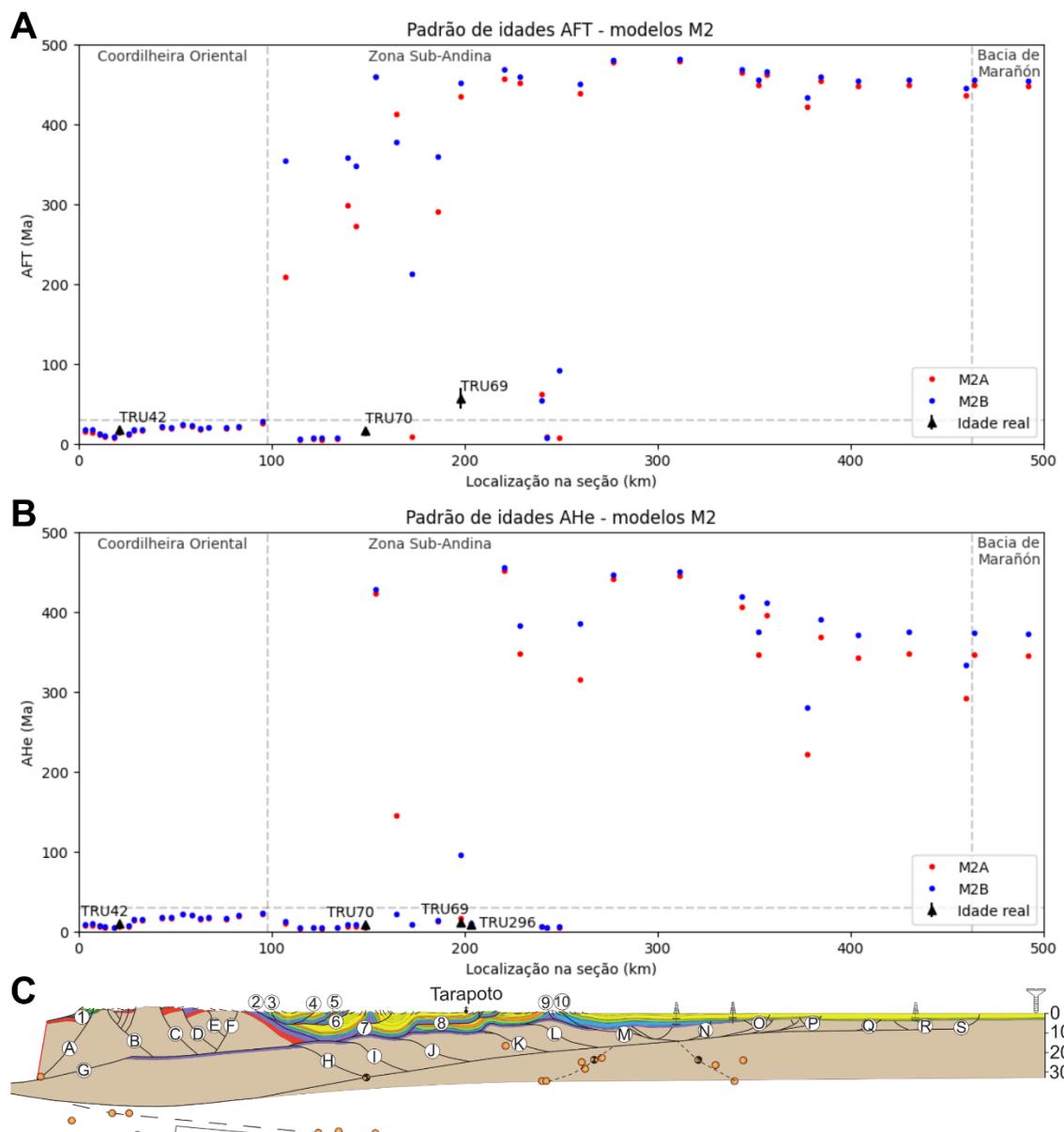


Figura 12. Padrão de idades termocronológicas dos modelos M2 na superfície da seção estudada, com indicação da subdivisão da cadeia andina (linhas tracejadas verticais) e da zona de resetamento total das idades (linha tracejada horizontal). **A.** Idades AFT modeladas. **B.** Idades AHe modeladas. **C.** Seção deformada atual com a localização das principais falhas de cavalgamento e da cidade de Tarapoto. Retirada de Eude et al. (2015).

O padrão de idades na superfície é muito semelhante ao observado para o modelo M1A, apenas com um leve deslocamento de alguns milhões de anos nas idades modeladas para valores mais antigos (Figura 12). A Cordilheira Oriental é marcada por um completo resetamento de ambos os termocronômetros, com idades AFT calculadas entre 5 e 28 Ma e idades AHe entre 3 e 23 Ma. Contudo, na Zona Sub-Andina apenas a porção sudoeste foi quase totalmente resetada, com resetamento das idades AFT até as proximidades da falha de cavalgamento 7 e resetamento das idades AHe até as proximidades da cidade de Tarapoto. No nordeste da Zona Sub-Andina e na Bacia de Marañón apenas algumas poucas amostras apresentam resetamento parcial das idades, associado à proximidade com falhas de cavalgamento.

Já modelo M2B apresenta uma discrepância entre a idade AHe real e a modelada para a amostra TRU69, que não foi adequadamente resetada pelo modelo. Contudo, neste cenário todas as idades AFT estão dentro do intervalo 2σ das idades reais, e as idades AHe se tornam mais próximas aos valores reais, embora estejam fora de seus intervalos 2σ . Isso indica uma melhora considerável do modelo, que se reflete no *misfit* calculado de 0,47.

O mesmo padrão de idades observado para o modelo M2B permite as mesmas considerações do modelo M2A, com um pequeno deslocamento das idades para valores alguns milhões de anos mais antigos (Figura 12). Existem apenas pequenas divergências na Zona Sub-Andina, onde certas amostras resetadas no modelo M2A foram apenas parcialmente resetadas no modelo M2B, em especial as idades AFT.

7.3. Gradiente geotérmico variável no espaço

Dois modelos foram rodados para esse cenário, que considera a temperatura basal variável no espaço e constante no tempo. O primeiro cenário, M3A, conta com gradiente geotérmico de $20\text{ }^{\circ}\text{C km}^{-1}$ no extremo oeste da seção, dentro da Bacia de Marañón, e gradiente de $16\text{ }^{\circ}\text{C km}^{-1}$ no extremo leste da seção, na Cordilheira Oriental. Já o segundo cenário, M3B, conta também com $20\text{ }^{\circ}\text{C km}^{-1}$ no extremo oeste da seção, mas gradiente geotérmico em torno de $8\text{ }^{\circ}\text{C km}^{-1}$ no extremo leste. A estrutura térmica desses dois cenários pode ser observada na Figura 13 e visa entender qual seria o efeito de considerar a influência da subducção de baixo ângulo ao longo de todo o intervalo de modelagem nas idades modeladas. As idades AFT e AHe modeladas estão indicadas nas Tabelas 10 e 11, respectivamente.

No cenário M3A (*misfit*: 5,74), parte do padrão de resetamento das idades AFT e AHe das amostras reais é reproduzida pelo modelo. As idades termocronológicas das amostras TRU42 e 196 foram resetadas com sucesso. Porém, o modelo resetou apenas o sistema AHe da amostra TRU70 e não resetou totalmente a idade AHe na amostra TRU69, divergindo dos dados reais. Quanto à reproduzibilidade das idades reais, as idades AFT e AHe modeladas da amostra TRU42 (18,2 Ma e 7,37 Ma, respectivamente) e a idade AHe modelada da amostra TRU296 (8,36 Ma) estão dentro do intervalo 2σ das idades reais, sugerindo um bom ajuste do modelo nestas regiões. Apesar dessas idades bem ajustadas, as divergências observadas no padrão de resetamento das idades elevam o *misfit* consideravelmente.

O padrão de idades na superfície é relativamente diferente dos cenários modelados anteriores. A partir da estrutura térmica utilizada, duas amostras de AFT na Cordilheira Oriental não foram totalmente resetadas e contam com idade calculada superior a 100 Ma. Esse mesmo comportamento não é observado no sistema AHe, onde todas as amostras foram resetadas na Cordilheira Oriental. Já na Zona Sub-Andina o comportamento das amostras é parecido aos modelos anteriores, com predomínio de idades resetadas a sudoeste e predomínio de idades não resetadas a parcialmente resetadas a nordeste. Há, contudo, um aumento do número de idades AFT e AHe não totalmente resetadas no oeste da região.

Já o cenário M3B (*misfit*: 18,5) conta com diversas discrepâncias em relação aos dados reais. As idades AFT das amostras TRU42 e 70 e a idade AHe da amostra TRU69 não foram resetadas no modelo, contando com idades acima de 150 Ma e indicando resetamento apenas parcial do sistema. Para as outras três idades AHe resetadas, apenas a da amostra TRU70 (6,84 Ma) se encontra dentro do intervalo 2σ da idade real ($8,4 \pm 1,8$ Ma). Esses fatores combinados culminam num altíssimo valor de *misfit* calculado.

As idades modeladas para a superfície da seção indicam várias amostras AFT e algumas AHe não resetadas na Cordilheira Oriental, especialmente em seu extremo sudoeste, diferindo dos modelos anteriores que normalmente apresentam idades bastante jovens nesse trecho da seção. Idades parcialmente resetadas também se tornam bastante comuns no sudoeste da Zona Sub-Andina, onde diversas idades AFT e AHe apresentam 100 Ma ou mais. Apenas a região entre as falhas 3 e 6 está majoritariamente resetada considerando os dois termocronômetros.

Tabela 10. Idades AFT reais e modeladas para os diferentes cenários M3 considerados, em milhões de anos.

Amostra	Real	2σ	M3A	M3B
TRU42	17,6	3,5	18,2	190
TRU70	15,9	3,5	48,9	289
TRU69	57	13	443	457

Tabela 11. Idades AHe reais e modeladas para os diferentes cenários M3 considerados, em milhões de anos, e o *misfit* calculado a partir dos dados AFT e AHe.

Amostra	Real	2σ	M3A	M3B
TRU42	9,5	2,2	7,37	13,1
TRU70	8,4	1,8	5,17	6,84
TRU69	11,9	0,4	33,7	157
TRU296	8,8	0,6	8,36	10,2
<i>Misfit</i>			1,94	18,5

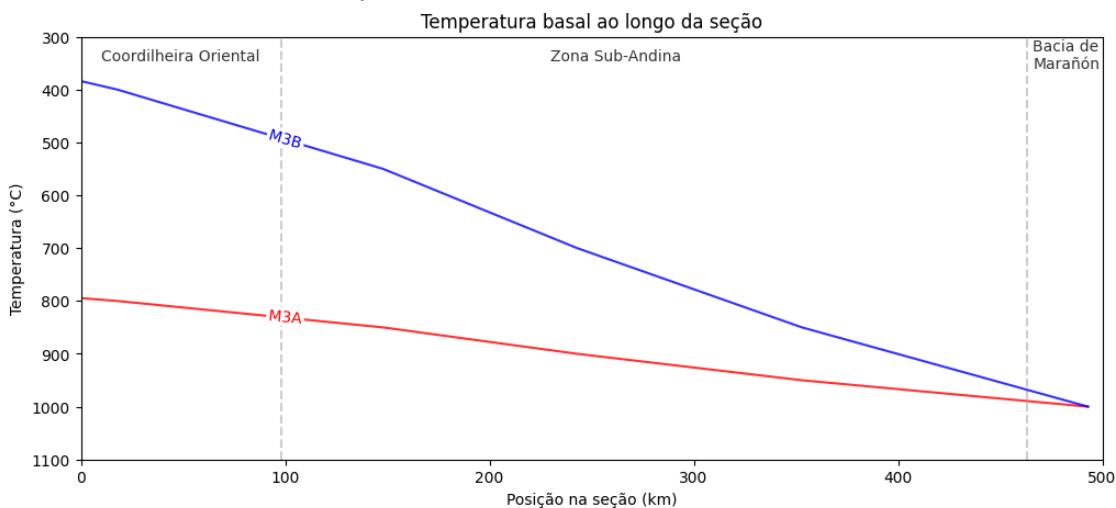


Figura 13. Estrutura térmica dos modelos M3, que consideram o efeito da subducção em *flat slab* nas isotermas durante todo o período da seção. As linhas tracejadas indicam a subdivisão da cadeia andina.

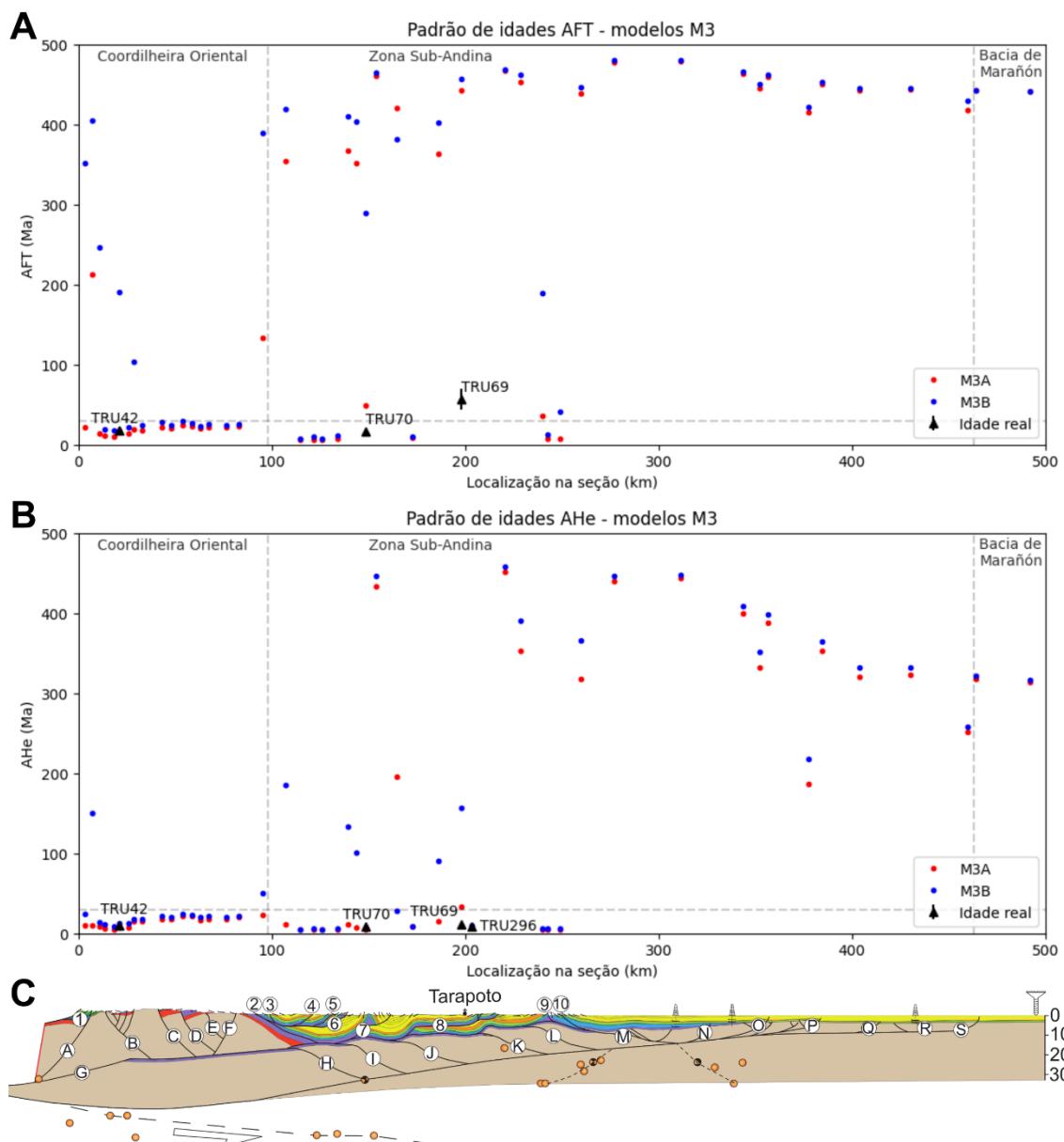


Figura 14. Padrão de idades termocronológicas dos modelos M3 na superfície da seção estudada, com indicação da subdivisão da cadeia andina (linhas tracejadas verticais) e da zona de resetamento total das idades (linha tracejada horizontal). **A.** Idades AFT modeladas. **B.** Idades AHe modeladas. **C.** Seção deformada atual com a localização das principais falhas de cavalgamento e da cidade de Tarapoto. Retirada de Eude et al. (2015).

7.4. Gradiente geotérmico variável no tempo e no espaço

A partir dos resultados dos modelos anteriores, quatro cenários diferentes, M4A, M4B, M4C e M4D, com temperatura basal variável no tempo e no espaço foram testados. Nos quatro cenários, o gradiente geotérmico da seção em 100 e 30 Ma foi mantido igual a $20\text{ }^{\circ}\text{C km}^{-1}$ em todos os pontos. Em 18 e 8 Ma, os gradientes variam no espaço e no tempo entre 8 e $20\text{ }^{\circ}\text{C km}^{-1}$ para tentar simular o efeito da subducção horizontalizada da crosta oceânica. E o padrão térmico em 0 Ma é igual àquele em 8 Ma para todos os modelos. A evolução da estrutura térmica em cada modelo pode ser avaliada na Figura 15. Idades AFT e AHe calculadas para as posições das amostras de Eude et al. (2015) estão indicadas nas Tabelas 12 e 13.

Para os cenários considerados, o padrão de resetamento das idades reais é observado em todas as idades modeladas na mesma posição para os dois termocronômetros utilizados. As idades modeladas também sempre caem dentro do intervalo 2σ das idades reais, exceto para a amostra TRU69, onde nenhum modelo consegue reproduzir a idade AHe observada ($11,9 \pm 0,4$ Ma), e para a amostra TRU70, onde apenas o modelo M4D reproduz adequadamente a idade AHe. O *misfit* para os modelos M4A (0,37), M4B (0,35), M4C (0,28) e M4D (0,25) é relativamente baixo. Dentre todos os modelos testados, esses são os menores valores de *misfit* obtidos e indicam excelente qualidade dos ajustes realizados.

Na Cordilheira Oriental, o padrão de idades da superfície está totalmente resetado para os dois sistemas termocronológicos e admite idades entre 5 e 25 Ma, para AFT, e 3 e 23 Ma, para AHe (Figura 14). Na Zona Sub-Andina, também existe predomínio de idades resetadas a sudoeste e idades não resetadas a nordeste. Contudo, para o sistema AFT, o ajuste na temperatura basal faz com que a região de resetamento total na seção seja maior do que o dos modelos anteriores e alcance a charneira antiformal associada à falha de cavalgamento 8, na região de Tarapoto. Apenas algumas poucas idades parcialmente resetadas são encontradas a sudoeste da falha 8. O sistema AHe apresenta esse mesmo comportamento em todos os modelos, com todas as idades AHe totalmente resetadas na Cordilheira Oriental e apenas duas idades não resetadas no sudoeste da Zona Sub-Andina. As idades calculadas para os quatro modelos ao longo da seção são extremamente parecidas, mas usualmente são mais jovens no modelo M4B, consistentemente mais quente que os demais, e mais velhas no modelo M4D, predominantemente mais frio (Tabelas 12 e 13).

Tabela 12. Idades AFT reais e modeladas para os diferentes cenários M4 considerados, em milhões de anos.

Amostra	Real	2σ	M4A	M4B	M4C	M4D
TRU42	17,6	3,5	15,6	15,7	16,0	16,5
TRU70	15,9	3,5	14,3	13,7	15,4	17,7
TRU69	57	13	434	433	435	433

Tabela 13. Idades AHe reais e modeladas para os diferentes cenários M4 considerados, em milhões de anos, e o *misfit* calculado a partir das idades AFT e AHe.

Amostra	Real	2σ	M4A	M4B	M4C	M4D
TRU42	9,5	2,2	7,62	7,75	8,03	8,76
TRU70	8,4	1,8	6,07	6,23	6,44	6,66
TRU69	11,9	0,4	15,4	15,0	15,8	14,5
TRU296	8,8	0,6	8,36	8,53	8,69	8,57
<i>Misfit</i>			0,37	0,35	0,28	0,25

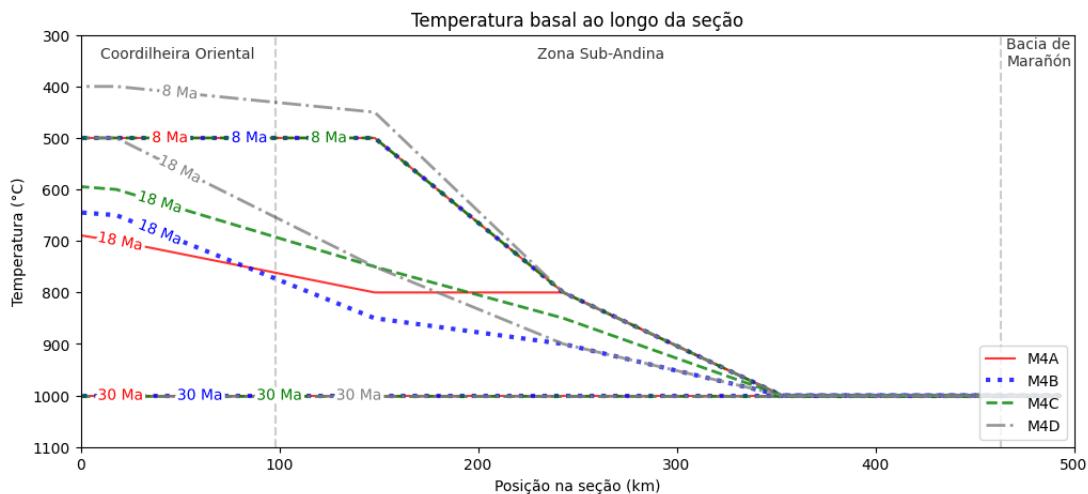


Figura 15. Estrutura térmica dos modelos M4, que simulam o início da subducção horizontal há 18 Ma, indicada pela redução da temperatura basal, e sua manutenção até 8 Ma, com uma nova queda da temperatura basal. As diversas idades indicadas se referem ao estágio da seção em que o padrão de temperatura é considerado em cada modelo. A temperatura basal em 100 e 0 Ma é sempre igual à temperatura em 30 e 8 Ma, respectivamente.

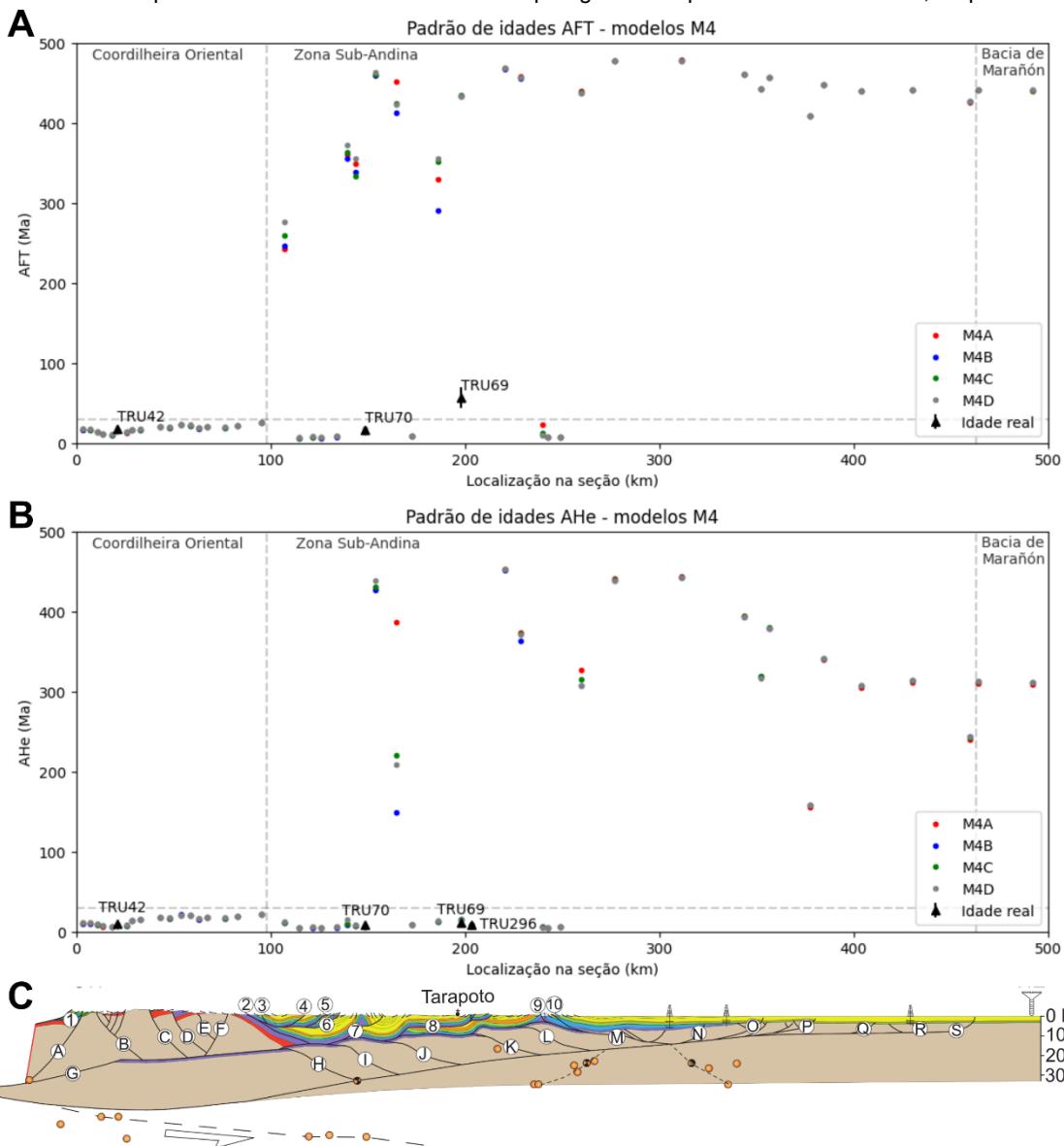


Figura 16. Padrão de idades termocronológicas dos modelos M4 na superfície da seção estudada, com indicação da subdivisão da cadeia andina (linhas tracejadas verticais) e da zona de resetamento total das idades (linha tracejada horizontal). **A.** Idades AFT modeladas. **B.** Idades AHe modeladas. **C.** Seção deformada atual com a localização das principais falhas de cavalgamento e da cidade de Tarapoto. Retirada de Eude et al. (2015).

8. DISCUSSÃO

As trajetórias térmicas recalculadas para as amostras de Eude et al. (2015) são bastante úteis na validação dos modelos rodados. A amostra TRU42, por contar com o maior número de traços confinados medidos ($n = 72$), conta também com trajetória térmica bem definida no intervalo de 120 a 20 °C e permite a identificação de um evento claro de resfriamento lento seguido por outro de resfriamento rápido. Já as amostras na ZSA apresentam menor número de traços confinados medidos ($n \leq 20$) e não contam com boa resolução em temperaturas abaixo de 60 °C. De maneira geral elas contam com um evento de rápido resfriamento entre 14 e 10 Ma, mas a baixa quantidade de dados dificulta a identificação de claros períodos de resfriamento lento ou rápido após esse período.

De toda forma, durante o balanceamento da seção, Eude et al. (2015) consideram que esses episódios de rápido resfriamento estejam relacionados apenas ao deslocamento ao longo de falhas inversas durante a construção da cadeia andina. Contudo, conforme evidenciado pelos modelos rodados, essas trajetórias térmicas são melhor reproduzidas por modelos que consideram resfriamento por transporte tectônico associado a redução do gradiente geotérmico próximo à superfície.

Nos modelos que consideram temperatura basal constante no tempo e no espaço (modelos M1), as idades não são adequadamente reproduzidas. Os modelos M1A e M1C são capazes de reproduzir o padrão de resetamento das idades AFT e AHe observado em locais com dados reais. Contudo, esses mesmos modelos falham em reproduzir as idades dessas amostras. Nos casos em que ocorre reprodução da idade AFT ou AHe de ao menos uma amostra, é usual que as demais amostras apresentem idade modelada fora do intervalo 2σ da idade real e não possam ser explicadas única e exclusivamente por esse modelo. Esse problema se reflete no *misfit* dos modelos, que é próximo ou maior que 1,0 para esses cenários.

Para os modelos M1A e M1C, as idades modeladas são geralmente mais novas do que as idades reais, indicando que a temperatura está elevada em toda ou em quase toda a seção. Os modelos M1B apresentam comportamento misto, com algumas idades mais jovens do que o ideal e outras mais velhas, sugerindo que a temperatura basal esteja alta demais em alguns trechos e baixa demais em outros. Nenhum desses modelos resultou em idades predominantemente mais jovens do que as amostras reais.

A partir desses modelos, e também dos que serão discutidos a seguir, é possível verificar a dificuldade em reproduzir a idade AHe da amostra TRU69 ($11,9 \pm 0,4$ Ma). Os modelos com a temperatura basal mais alta (M1C) retornam idades muito mais jovens para essa posição. Mas mesmo os modelos mais frios (M1B) ainda não são suficientemente frios para reproduzir a idade calculada para a amostra e retornam idades jovens demais. Neste cenário, um importante problema surge: a amostra TRU296 está espacialmente muito próxima

à amostra TRU69 e foi coletada no mesmo bloco tectônico associado à falha de cavagem 8, então suas histórias térmicas estão intimamente relacionadas e ambas apresentam um único pico de resfriamento entre 14 e 10 Ma. Contudo, a idade termocronológica e a trajetória térmica da amostra TRU296 consegue ser reproduzida por vários modelos, enquanto a da amostra TRU69 somente é reproduzida pelo modelo M1A.

Como este trabalho parte da cinemática calculada por Eude et al. (2015), esta dificuldade em ajustar a AHe da amostra TRU69 pode estar associada a problemas na restauração da seção. Contudo, analisando as alíquotas de AHe das amostras TRU96 e 296, é possível concluir que a amostra TRU296 apresenta cinco alíquotas de AHe com idades bastante parecidas, enquanto a amostra TRU69 apresenta apenas três alíquotas, sendo que as idades obtidas são bastante diferentes entre si. Dessa forma, uma maior preferência foi dada para ajustar a idades da amostra TRU296 em detrimento da amostra TRU69, e o *misfit* calculado para todos os modelos passou a desconsiderar as duas idades da amostra TRU69 por: (i) a idade AFT não resetada não pode ser adequadamente comparada com as idades modeladas, já que a idade herdada definida arbitrariamente para os grãos exerce papel fundamental no valor modelado; e (ii) a idade AHe parece não ser confiável nem mesmo considerando o critério de Flowers et al. (2023), por conta da alta dispersão de idades na amostra e baixa quantidade de alíquotas. Para solucionar essa questão e definir se há erro na cinemática deste trecho da seção, um maior número de alíquotas para AHe devem ser coletadas nessa localidade para ser possível avaliar com maior rigor a causa da dispersão de idades e selecionar as alíquotas que melhor representam o evento tectônico estudado.

Simular uma redução contínua da temperatura basal no tempo (cenários M2) também não se provou efetivo para reproduzir as idades reais. Como é observado no modelo M2A, quando o gradiente geotérmico é reduzido em parcelas menores ($1\text{ }^{\circ}\text{C km}^{-1}$ por estágio da seção), o padrão de resetamento das idades termocronológicas consegue ser reproduzido, mas não seu valor absoluto. Esse problema é especialmente relevante nas idades AHe, que contam com menor intervalo 2σ e registram a influência da subducção em *flat slab* no norte do Peru, efeito que não está sendo adequadamente simulado por essa estrutura térmica. Entretanto, o melhor ajuste das idades AFT reduz consideravelmente o *misfit*, indicando que há necessidade de variação temporal da temperatura basal do modelo.

Quando a redução do gradiente geotérmico por estágio da seção aumenta para $2\text{ }^{\circ}\text{C km}^{-1}$, o padrão de resetamento das idades já não é adequadamente replicado. Algumas regiões da seção permanecem muito frias durante a subsidência das rochas e também durante sua trajetória de exumação, resultando em idades modeladas parcialmente resetadas em locais onde a idade real está totalmente resetada. Esse efeito ocorre apenas no oeste da ZSA onde a subsidência máxima das rochas é consequência do rápido soerguimento da Cordilheira Oriental, entre os estágios de 30 e 18 Ma. Assim, a redução da temperatura basal da seção nesse trecho supera o efeito do aquecimento por subsidência das unidades

sedimentares e não permite o total resetamento do sistema AHe da amostra TRU69. Dessa forma, apesar da redução da temperatura basal ter melhorado consideravelmente os resultados do modelo M2A, existe um limite térmico onde as idades começam a não ser totalmente resetadas na ZSA.

Os modelos M3 consideram cenários de temperatura basal constante no tempo e variável no espaço, simulando parcialmente o efeito do *flat slab* como se ele estivesse presente a todo momento na região desde 100 Ma. Dentre os modelos rodados, esses são os únicos onde a idade AFT modelada para a amostra TRU42 é mais antiga que a idade real. Para o cenário M3A, a idade AFT modelada é apenas um pouco mais velha e ainda está dentro do intervalo 2σ , podendo ser considerada como uma boa aproximação. Entretanto, esse mesmo comportamento não é observado para sua idade AHe, que ainda retorna uma idade mais jovem que a observada e que está praticamente fora do intervalo 2σ . Já o modelo M3B reseta apenas parcialmente o sistema AFT da amostra, retornando uma idade de 190 Ma, e resulta numa idade AHe antiga demais, fora do intervalo 2σ da idade real. Esses fatores levam a importantes considerações sobre a temperatura basal da seção nessa região: (i) considerar 800 °C como a temperatura basal não é um problema para os estágios iniciais da seção, mas é um valor elevado demais para modelar adequadamente os estágios finais; e (ii) a temperatura basal não pode ser continuamente tão baixa quanto 400 °C, já que isso acarreta em trajetórias térmicas frias demais em qualquer estágio da seção.

No sudoeste da ZSA, efeitos mais diversos são observados para esses dois cenários. A amostra TRU70, no modelo M3A, apresenta um comportamento similar ao da amostra TRU42, porém mais extremo. Seu sistema AFT não foi totalmente resetado e o sistema AHe apresenta idade muito nova, fora do intervalo 2σ da idade real. Esses mesmos problemas ocorrem no modelo M3B, sugerindo que a temperatura basal utilizada em ambos os cenários (850 e 500 °C, respectivamente) está fria demais nos estágios iniciais da seção e quente demais nos estágios finais. Entretanto, a idade AHe da amostra TRU296 é adequadamente modelada no cenário M3A, estando dentro do intervalo 2σ da idade real, e antiga demais no cenário M3B. Isso sugere que considerar a temperatura da base da seção em torno de 890 °C durante os estágios finais da seção gera bons resultados, mas uma temperatura tão baixa quanto 680 °C não é adequada.

Apesar de ser difícil considerar a idade modelada para a amostra TRU69 para validar os modelos, pelos motivos anteriormente citados, ainda é possível considerar seu estado de resetamento e não resetamento dos sistemas termocronológicos na qualidade do ajuste. Em ambos os cenários, M3A e M3B, e no cenário M2B, a idade AFT foi apenas parcialmente resetada e ainda conserva valores muito próximos ao da idade herdada de 500 Ma. Contudo, as idades AHe modeladas não foram adequadamente resetadas nos dois cenários considerados. Isso indica que, apesar da idade AHe da amostra TRU296 ser satisfatoriamente reproduzida pelo cenário M3A, ainda é necessário considerar um período de maior

aquecimento anterior ou durante o momento de subsidência máxima dessas unidades sedimentares para resetar totalmente o sistema AHe da amostra TRU69.

Com base em todas essas considerações, o *misfit* calculado para os modelos M3 acaba sendo bastante alto e superior a 5,0. Esses valores elevados derivam principalmente da inabilidade dos modelos em reproduzir o padrão de resetamento das idades termocronológicas. Assim, apesar de algumas idades estarem ajustadas, o quadrado da diferença entre as idades modeladas não resetadas e as idades reais resetadas ganha muito peso no cálculo do *misfit* e eleva consideravelmente seu valor.

A partir das informações levantadas durante todos os modelos rodados, conclui-se que os melhores resultados provêm daqueles que consideram estrutura térmica variável no tempo. Contudo, mesmo estes modelos apresentam falhas que só podem ser corrigidas considerando também temperatura basal variável no espaço.

Assim, os modelos com gradiente geotérmico variável no tempo e no espaço foram propostos, com o principal objetivo de verificar o impacto da redução do gradiente geotérmico nas idades modeladas, como consequência da instalação da subducção em *flat slab*. Os quatro cenários considerados apresentam valor de *misfit* bem menor do que todos os outros modelos testados (abaixo de 0,4) e resultam em boas aproximações para o problema avaliado.

Nesses quatro modelos, $20 \text{ }^{\circ}\text{C km}^{-1}$ é considerado como gradiente geotérmico ao longo de toda a seção em 100 Ma. De acordo com os cenários M1 testados, gradientes acima desse mantém o resetamento das idades AFT e AHe, mas retornam idades jovens demais, enquanto gradientes abaixo desse valor falham em manter o padrão de resetamento e retornam idades antigas demais. Assim, $20 \text{ }^{\circ}\text{C km}^{-1}$ é utilizado como a temperatura inicial ideal, na qual a seção pode ser submetida sem que ocorram erros no resetamento das amostras ou idades muito discrepantes. Essa mesma estrutura térmica é mantida até 30 Ma, haja vista a ausência de processos de rifteamento, orogênese ou cratonização nesse período.

Para simular adequadamente o início do *flat slab*, a temperatura basal da seção deveria ser alterada apenas a partir de 15 Ma. Contudo, isso não é possível de ser realizado no Andino 3D®, já que o software somente permite alterar a estrutura térmica nas etapas previamente definidas para a seção, ou seja, em 100, 30, 18, 8 e 0 Ma. Assim, a influência do *flat slab* é considerada já na seção de 18 Ma.

Dessa forma, há uma expressiva redução do gradiente geotérmico na região da CO, de $20 \text{ }^{\circ}\text{C km}^{-1}$ para 14, 13, 12 ou $10 \text{ }^{\circ}\text{C km}^{-1}$ (modelos M4A, M4B, M4C e M4D, respectivamente). Essa busca redução do gradiente não apresenta muito efeito na idade AFT modelada, já que a idade real da amostra TRU42 ($17,6 \pm 3,5$ Ma) antecede a própria instalação do *flat slab* na região. Mas é extremamente importante para a idade AHe modelada, que enfim começa a estar dentro do intervalo 2σ da idade real com uma boa margem de segurança. Em 8 Ma, há outra redução do gradiente geotérmico da CO para $10 \text{ }^{\circ}\text{C km}^{-1}$

(modelos M4A, M4B e M4C) ou $8 \text{ }^{\circ}\text{C km}^{-1}$ (modelo M4D). Contudo, ela pouco afeta as idades modeladas na região porque não existe tempo hábil para que a queda da temperatura basal influencie o fechamento do sistema AHe.

Na ZSA, a influência do *flat slab* já começa a perder efeito. Em seu extremo oeste, nas proximidades da CO, a perturbação térmica associada à subducção horizontalizada ainda é bastante significativa no gradiente geotérmico, mas é menos intensa que na Cordilheira Oriental. Isso é evidenciado pela variação do gradiente próximo à amostra TRU70, que decresce de $20 \text{ }^{\circ}\text{C km}^{-1}$ para 17 a $15 \text{ }^{\circ}\text{C km}^{-1}$ em 18 Ma, a depender do modelo. Essa redução da temperatura é determinante na idade AFT modelada para as amostras, que variam entre 13,7 e 17,7 Ma para o modelo mais quente e para o mais frio, respectivamente. Esse estágio é sucedido por uma nova redução do gradiente para $10 \text{ }^{\circ}\text{C km}^{-1}$ nos modelos M4A, M4B e M4C em 8 Ma, momento a partir do qual permanece constante. A queda do gradiente em 8 Ma é especialmente relevante para a idade modelada de AHe, mas os modelos citados apresentam dificuldade em reproduzir a idade AHe real da amostra e todas as idades modeladas estão fora do intervalo 2σ . Apenas no modelo M4D, onde o gradiente geotérmico na região foi reduzido para $8 \text{ }^{\circ}\text{C km}^{-1}$ em 8 Ma, esse problema foi contornado. A idade modelada está contida no intervalo 2σ da idade real e indica um melhor ajuste dos dados. Assim, o gradiente geotérmico nesta região da seção deve apresentar um máximo de $8 \text{ }^{\circ}\text{C km}^{-1}$ no período de 8 a 0 Ma para que as idades sejam adequadamente reproduzidas.

Já nas proximidades da amostra TRU296, a variação térmica associada ao *flat slab* é ainda menos intensa e representada por gradientes de 18 a $16 \text{ }^{\circ}\text{C km}^{-1}$ em 18 Ma, a depender do modelo, e de $16 \text{ }^{\circ}\text{C km}^{-1}$ em 8 Ma, onde passa a ser constante. Essa estrutura térmica reproduz sem problemas a idade AHe da amostra TRU296 e a idade AFT não resetada da amostra TRU69. A nordeste dessa região, o gradiente geotérmico foi sempre mantido constante a $20 \text{ }^{\circ}\text{C km}^{-1}$, já que não existem amostras reais para validar os modelos.

Esse padrão de variação de temperaturas basal sugere uma migração do regime de *flat slab*. Apesar de as temperaturas da base da seção não estarem corretas, devido à inabilidade do Andino 3D® em reconhecer a produção de calor radiogênico, o gradiente geotérmico próximo à superfície a magnitude da variação térmica simula o avanço da subducção horizontal para dentro do continente e reconhece sua importância na trajetória térmica das amostras localizadas na CO e no sudoeste da ZSA, principalmente. Modelos que não consideram a subducção horizontal da placa oceânica e sua propagação de sudoeste para nordeste falham em reproduzir adequadamente as idades termocronológicas de amostras com idade conhecida.

Contudo, a influência do *flat slab* não pode ser adequadamente avaliada no nordeste da ZSA e dentro da Bacia de Marañón pelos termocronômetros utilizados porque não existem dados publicados nessa região e a grande maioria das idades não foram resetadas ou foram resetadas apenas parcialmente. Assim, não é possível definir com precisão se a propagação

da subducção horizontal alcança regiões tão distantes da fossa oceânica a partir dos métodos utilizados neste trabalho. Mas é certo que sua zona de influência alcançou a região das falhas 9 e 10 em torno de 8 milhões de anos atrás.

A cinemática e as taxas de encurtamento calculadas por Eude et al. (2015) para os diferentes estágios da seção não podem, porém, ser consideradas como corretas. Apesar de ser possível ajustar modelos termocinemáticos que simulem a evolução geodinâmica da região e que reproduzem o padrão de idades na superfície, a temperatura basal da seção necessária para isso é muito baixa e acarreta em gradientes geotérmicos muito menores do que $20,1 \text{ } ^\circ\text{C km}^{-1}$ na região do poço Ponásillo (Figura 1), localizado no sistema de cavalgamento associado à falha 8. Assim, mesmo o melhor cenário modelado ainda não é capaz de retornar uma história termocinemática correta.

Como o balanceamento da seção pelos autores supracitados foi feito considerando as trajetórias térmicas modeladas para as amostras individuais e que o gradiente geotérmico medido no poço Ponásillo é constante ao longo de toda a seção e no tempo, todo o resfriamento das amostras foi considerado como ocasionado pelo transporte tectônico ao longo das falhas normais invertidas e de cavalgamento da região. Contudo, com base nos diversos modelos testados neste trabalho, parte do resfriamento é também derivado da diminuição do fluxo térmico na crosta por conta da instalação da subducção horizontal, indicando que menores taxas de encurtamento são necessárias para manter o mesmo resfriamento.

Para solucionar esse problema, seria necessário restaurar novamente a seção geológica, considerando que parte do resfriamento das amostras é derivado da redução do gradiente geotérmico, e produzir novos modelos termocinemáticos para validar a restauração realizada. Diversas tentativas podem ser necessárias para que se chegue ao melhor resultado, onde o transporte tectônico ao longo de falhas e a queda do gradiente geotérmico com o tempo se somem e retornem modelos que reproduzem as idades termocronológicas conhecidas, o gradiente geotérmico na região do poço Ponásillo e a história geodinâmica conhecida da região.

Quanto ao padrão de idades AFT e AHe na superfície, todos os modelos rodados conseguem reproduzir a exumação tectônica ao longo das principais falhas da região. A CO é marcada por uma série de falhas normais invertidas durante a orogênese andina, que reduzem localmente as idades AFT e AHe em alguns milhões de anos por conta de blocos recentemente soerguidos ou basculados. Contudo, a principal queda das idades modeladas é observada na fronteira entre a CO e a ZSA, marcada por um importante descolamento basal nos evaporitos do Grupo Pucará (falha 2) (Figura 2). Esse bloco tectônico se encontra praticamente todo resetado nos diversos modelos rodados, por conta da grande subsidência flexural que sofre durante o soerguimento da CO. As falhas 3, 4 e 5 segmentam esse bloco tectônico em diversas fatias menores, mas pouco influenciam no padrão de idades superficial.

A falha 6 separa esses blocos do sistema de cavalgamento associado à falha 7, que contém a amostra TRU70. Na região entre as falhas, é comum que as idades AFT não estejam totalmente resetadas porque afloram unidades sedimentares superficiais, que nunca alcançaram alta profundidade, *i.e.* alta temperatura, durante a subsidência das unidades. Esse padrão se altera apenas na charneira antiformal associada à falha, onde unidades mais antigas afloram e registram o resetamento total do sistema AFT. As idades AHe são sempre resetadas nesse bloco, independentemente da unidade estratigráfica. O modelo M3B é o único no qual as idades AHe não foram resetadas em algumas amostras posicionadas nas unidades estratigráficas mais recentes. Essa problemática, porém, deriva do baixo gradiente geotérmico do modelo M3B na região (10 a 12 $^{\circ}\text{C km}^{-1}$), que não é capaz de reproduzir o aquecimento das amostras de Eude et al. (2015) durante o período de 30 a 18 Ma, principal período de subsidência nessa região da ZSA. Assim, é esperado que nesse modelo as unidades mais superficiais não alcancem temperatura suficientemente alta para resetar completamente os sistemas termocronológicos considerados.

O próximo bloco tectônico é limitado pela falha 8 e compreende a cidade de Tarapoto. Esse bloco é marcado por um nível de descolamento basal em geometria de rampa-patamar-rampa, que conforma totalmente o padrão de idades termocronológicas do bloco. As idades AFT em geral não são resetadas totalmente neste trecho da seção, porque foram principalmente exumadas rochas muito superficiais e que nunca foram suficientemente aquecidas. As exceções são os modelos M1A e M1C, que contam com gradiente geotérmico suficiente (20 e 24 $^{\circ}\text{C km}^{-1}$, respectivamente) durante o período de 30 a 18 Ma para resetar completamente o sistema AFT. Contudo, a cinemática da falha é melhor estudada a partir das idades AHe. Elas indicam um rejuvenescimento das idades para sudoeste, contrário à vergência da falha. Isso ocorre porque a rampa de cavalgamento mais profunda é o trecho da falha responsável por soerguer tectonicamente as rochas para baixas profundidades. Durante esse movimento, as rochas são postas em temperaturas abaixo da temperatura de fechamento do sistema AHe e acabam registrando o momento em que alcançam o patamar e passam a se deslocar apenas horizontalmente. Assim, as rochas mais a nordeste registram idades AHe mais antigas do que as rochas a sudoeste, porque foram também soerguidas anteriormente pela primeira rampa. Apenas na segunda rampa esse padrão se inverte, porque ocorre exumação de unidades estratigráficas mais profundas.

A nordeste da falha 8, predominam idades AFT e AHe não resetadas ou resetadas parcialmente, com resetamento total registrado apenas nas unidades estratigráficas antigas exumadas pela charneira antiformal observada nas proximidades das falhas 9 e 10. Apesar disso, o efeito das falhas nas idades ainda pode ser observado em todos os modelos, pela exumação de unidades mais profundas. A magnitude do deslocamento ao longo da falha pode também ser mensurado pelo grau de resetamento da idade, já que as unidades superficiais não sofreram subsidência considerável e apenas a exumação de unidades mais profundas

próximo às falhas perturba o padrão de idades termocronológicas. Assim, as falhas O, P e S produzem uma perturbação considerável nas idades que pode ser observada em todos os modelos, conforme observado nas Figuras 10, 12, 14 e 16. A redução da idade AFT é da ordem de 50 Ma na falha P e de 20 Ma nas falhas O e S. Já nas idades AHe, esse efeito é ainda mais expressivo e alcança até 200 Ma na falha P e 80 Ma nas falhas O e S. A falha S representa o extremo nordeste da Zona Sub-Andina e o ponto final onde a tectônica andina afeta as idades termocronológicas. Dentro do pequeno trecho estudado da Bacia de Marañón, nenhum efeito térmico perturba as idades AFT e AHe modeladas para a superfície.

9. CONCLUSÕES

A consideração inicial feita por Eude et al. (2015) de que o gradiente geotérmico atual, obtido a partir do poço Ponásillo, pode ser extrapolado para o passado não se provou correta. O modelo M1A, que considera $20,1\text{ }^{\circ}\text{C km}^{-1}$ como gradiente geotérmico constante no tempo e no espaço, não é capaz de reproduzir o padrão de idades AFT e AHe conhecidas na superfície. Na realidade, nenhum modelo testado com temperatura basal constante no tempo e no espaço retorna idades suficientemente parecidas com as idades modeladas, sendo que os mais frios não reproduzem nem mesmo o padrão de resetamento dessas idades.

Modelos que consideram a temperatura basal constante no espaço e variável no tempo, M2, e modelos de temperatura basal variável no espaço e constante no tempo, M3, também não são a solução ideal. Eles fazem considerações iniciais que desconsideram o efeito da subducção horizontal, observada no norte do Peru a partir de 15 Ma, e sua história de propagação. Assim, o padrão de resetamento das idades e as próprias idades modeladas se tornam diferentes do que os dados reais sugerem e indicam evolução termocinemática incompatível com a região de estudo.

Apenas modelos de temperatura basal variável no espaço e no tempo, M4, produzem resultados satisfatórios comparáveis aos resultados reais. Isso porque nesses modelos é possível considerar a instalação do regime de subducção subhorizontal a partir da seção de 18 Ma e sua migração para dentro do continente, entre 18 e 8 Ma. De 8 Ma até o presente, os modelos não são mais sensíveis ao avanço do *flat slab* porque não existem amostras na porção nordeste da seção e todas as idades modeladas indicam resetamento apenas parcial dos sistemas AFT e AHe. Assim, mesmo que haja diminuição da temperatura basal nesse trecho, esse efeito não pode ser adequadamente avaliado pelos métodos utilizados neste trabalho.

Entretanto, problemas na cinemática da seção de Eude et al. (2015) impedem com que esses modelos sejam considerados válidos, por não respeitarem o gradiente geotérmico atual da região e considerarem que todo o resfriamento deriva do transporte tectônico ao longo de falhas. Assim, as taxas de encurtamento previamente estimadas para a seção foram superestimadas e se faz necessário reavaliá-las quantitativamente, a partir de uma nova

restauração da seção seguida de modelos termocinemáticos que respeitem a história geodinâmica da região e que considerem que parte do resfriamento observado nas amostras seja causado pela redução do fluxo térmico pela subducção horizontalizada.

Além disso, a análise do padrão de idades AFT e AHe da superfície de cada modelo também permite identificar as principais falhas responsáveis pelo transporte tectônico da região. Essas falhas estão sempre associadas a uma queda brusca nas idades modeladas para os dois termocronômetros, porque trazem rochas de maior profundidade para a superfície. As principais falhas são: falha 2, que separa a Cordilheira Oriental e a Zona Sub-Andina; falha 6, falha 7; e falha 8. As falhas O, P e S, no extremo nordeste da Zona Sub-Andina não geram resetamento total das idades, mas podem ser reconhecidas por uma queda considerável das idades AFT e AHe, diretamente proporcional à magnitude do transporte tectônico.

10. REFERÊNCIAS

- Allen, P., Allen, J., eds, 2005, Basin Analysis: Principles and Applications: Blackwell Publishing, Oxford, 2^a edição, 560 p., ISBN-13: 978-0-632-05207-3.
- Almendral, A., Robles, W., Parra, M., Mora, A., Ketcham, R.A., Raghib, M., 2015, FetKin: Coupling kinematic restorations and temperature to predict thrusting, exhumation histories, and thermochronometric ages: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 99, n. 8, p. 1557-1573, doi: 10.1306/07071411112.
- Barbarand, J., Carter, A., Wood, I., Hurford, T., 2003, Compositional and structural control of fission-track annealing in apatite: Chemical Geology, v. 198, p. 107-137, doi:10.1016/S0009-2541(02)00424-2.
- Braun, J., van der Beek, P., Valla, P., Robert, X., Herman, F., Glotzbach, C., Pedersen, V., Perry, C., Simon-Labric, T., Prigent, C., 2012, Quantifying rates of landscape evolution and tectonic processes by thermochronology and numerical modeling of crustal heat transport using PECUBE: Tectonophysics, v. 524-525, p. 1-28, doi: 10.1016/j.tecto.2011.12.035.
- Carlson, W.D., Donelick, R.A., Ketcham, R.A., 1999, Variability of apatite fission track annealing kinetics: I. Experimental results: American Mineralogist, v. 84, p. 1213-1223.
- Carslaw, H.S., Jaeger, J.C., 1947, Conduction of heat in solids: London, Oxford University Press, 520 p.
- Collo, G., Dávila, F.M., Nóbile, J., Astini, R.A., Gehrels, G., 2011, Clay mineralogy and thermal history of the Neogene Vinchina Basin, central Andes of Argentina: Analysis of factors controlling the heating conditions: Tectonics, v. 30, p. 1-18, doi: 10.1029/2010TC002841.
- Cristallini E., Hernández R., Balciunas D., Nigro J., Dellmans M., Costilla M. (2008-2023). Andino 3D: software de modelado estructural (Versión 2.0.1.2). LA. TE. ANDES. Disponível em: <http://www.andino3d.com.ar/>.
- Cristallini, E., Sánchez, F., Balciunas, D., Mora, A., Ketcham, R., Nigro, J., Hernández, J., Hernández, R., 2021, Seamless low-temperature thermochronological modeling in Andino 3D, towards integrated structural and thermal simulations: Journal of South American Earth Sciences, v. 105, p. 102851, doi: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102851>.
- Donelick, R.A., Ketcham, R.A., Carlson, W.D., 1999, Variability of apatite fission track annealing kinetics: II. Crystallographic orientation effects: American Mineralogist, v. 84, p. 1224-1234.
- Donelick, R.A., O'Sullivan, P.B., Ketcham, R.A., 2005, Apatite Fission-Track Analysis, in Reiners, P.W., Ehlers, T.A., eds, Low-Temperature Thermochronology: Techniques, Interpretations, and Applications: Reviews in Mineralogy and Geochemistry, Mineralogical Society of America, Snowbird, Utah, v. 58, p. 49-94, doi: 10.2138/rmg.2005.58.0.

- Dorbath, L., Dorbath, C., Jimenez, E., Rivera, L., 1991, Seismicity and tectonic deformation in the Eastern Cordillera and the Sub-Andean zone of central Peru: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 4, n. 1/2, p. 13-24, [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(91\)90015-D](https://doi.org/10.1016/0895-9811(91)90015-D).
- Eude, A., Roddaz, M., Brichau, S., Brusset, S., Calderon, Y., Baby, P., Soula, J.C., 2015, Controls on timing of exhumation and deformation in the northern Peruvian eastern Andean wedge as inferred from low-temperature thermochronology and balanced cross section: *Tectonics*, v. 34, p. 715-730, doi: 10.1002/2014TC003641.
- Ezpeleta, M., Parra, M., Collo, G., Wunderlin, C., Borrego, A.G., Sobel, E.R., Glodny, J., 2022, Thermochronometry unveils ancient thermal regimes in the NW Pampean Ranges, Argentina: From Mesozoic rifting to Miocene flat-slab subduction: *Basin Research*, v. 34, n. 6, p. 1983-2012, doi: <https://doi.org/10.1111/bre.12693>.
- Farley, K.A., 2000, Helium diffusion from apatite: General behavior as illustrated by Durango fluorapatite: *Journal of Geophysical Research*, v. 105, n. B2, p. 2903-2914.
- Farley, K.A., Wolf, R.A., Silver, L.T., 1996, The effects of long alpha-stopping distances on (U-Th)/He ages: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 60, n. 21, p. 4223-4229.
- Flowers, R.M., Ketcham, R.A., Enkelmann, E., Gautheron, C., Reiners, P.W., Metcalf, J.R., Danišík, M., Stockli, D.F., Brown, R.W., 2023, (U-Th)/He chronology: Part 2. Considerations for evaluating, integrating, and interpreting conventional individual aliquot data: *The Geological Society of America*, v. 135, n. 1-2, p. 137-161, <https://doi.org/10.1130/B36268.1>.
- Flowers, R.M., Ketcham, R.A., Shuster, D.L., Farley, K.A., 2009, Apatite (U-Th)/He thermochronometry using a radiation damage accumulation and annealing model: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 73, p. 2347-2365, doi: 10.1016/j.gca.2009.01.015.
- Gallagher, K., 2012, Transdimensional inverse thermal history modeling for quantitative thermochronology: *Journal of Geophysical Research*, v. 117, B02408, doi: 10.1029/2011JB008825.
- Gardner, T.W., Fisher, D.M., Morell, K.D., Cupper, M.L., 2013, Upper-plate deformation in response to flat slab subduction inboard of the aseismic Cocos Ridge, Osa Peninsula, Costa Rica: *Lithosphere*, v. 5, n. 3, p. 247-264, doi: 10.1130/L251.1.
- Gautheron, C., Tassan-Got, L., Barbarand, J., Pagel, M., Effect of alpha-damage annealing on apatite (U-Th)/He thermochronology: *Chemical Geology*, n. 266, p. 157-170, doi:10.1016/j.chemgeo.2009.06.001.
- Gautheron, C., Zeitler, P.K., 2020, Noble Gas Deliver Cool Dates from Hot Rocks: *Elements*, v. 16, p. 303-309, doi: 10.2138/gselements.16.5.303.
- Gleadow, A.J.W., Duddy, I.R., 1981, A Natural Long-Term Track Annealing Experiment for Apatite: *Nuclear Tracks*, v. 5, p. 169-174.
- Guralnik, B., King, G.E., Valla, P.G., Herman, F., 2016, Trapped-charge thermochronometry and thermometry: A status review: *Chemical Geology*, v. 446, p. 3-17, <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.08.023>.

- Gutscher, M.A., Olivet, J.L., Aslanian, D., Eissen, J.P., Maury, R., 1999, The “lost Inca Plateau”: cause of flat subduction beneath Peru?: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 171, n. 3, p. 335-341.
- Hampel, A., 2002, The migration history of the Nazca Ridge along the Peruvian active margin: a re-evaluation: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 203, p. 665-679.
- Herman, F., Biswas, R.H., King, G.E., Braun, J., 2018, Thermoluminescence of feldspar as a multi-thermochronometer to constrain the temporal variation of rock exhumation in the recente past: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 495, p. 56-68, <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.04.030>.
- Hermoza, W., Brusset, S., Baby, P., Gil, W., Roddaz, M., Guerrero, N., Bolaños, M., 2005, The Huallaga foreland basin evolution: Thrust propagation in a deltaic environment, northern Peruvian Andes: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 19, p. 21-34, doi: 10.1016/j.jsames.2004.06.005.
- Ketcham, R.A., 2005, Forward and inverse modeling of low-temperature thermochronometry data, in Reiners, P.W., Ehlers, T.A., eds, *Low-Temperature Thermochronology: Techniques, Interpretations, and Applications: Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, Mineralogical Society of America, Snowbird, Utah, v. 58, p. 275-314, doi: 10.2138/rmg.2005.58.0.
- Liu, X., Currie, C.A., Wagner, L.S., 2021, Cooling of the continental plate during flat-slab subduction: *Geosphere*, v. 18, n. 1, p. 49-68, doi: 10.1130/GES02402.1.
- Manea, V.C., Pérez-Gussinyé, M., Manea, M., 2012, Chilean flat slab subduction controlled by overriding plate thickness and trench rollback: *Geological Society of America*, v. 40, n. 1, p. 35-38, doi: 10.1130/G32543.1.
- McLaughlin, D.H., 1924, Geology and Physiography of the Peruvian Cordillera, Departments of Junin and Lima: *Bulletin of Geological Society of America*, v. 35, p. 591-632.
- Medwedeff, D.A., 1989, Growth Fault-Bend Folding at Southeast Lost Hills, San Joaquin Valley, California: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 73, n. 1, p. 54-67.
- Mégard, F., 1984, The Andean orogenic period and its major structures in central and northern Peru: *Journal of Geological Society of London*, v. 141, p. 883-900.
- Novoa, E., Suppe, J., Shaw, J.H., 2000, Inclined-Shear Restoration of Growth Folds: *American Association of Petroleum Geologists*, v. 84, n. 6, p. 787-804.
- Parra, M., Mora, A., Sobel, E.R., Strecker, M.R., González, R., 2009, Episodic orogenic front migration in the northern Andes: Constraints from low-temperature thermochronology in the Eastern Cordillera, Colombia: *Tectonics*, v. 28, doi:10.1029/2008TC002423.
- Paul, T.A., Fitzgerald, P.G., 1992, Transmission electron microscopic investigation of fission track in fluoapatite: *American Mineralogist*, v. 77, p. 336-344.

- Parsep Internation Report, 2001, Final report on the Huallaga Basin and adjacent área: The hydrocarbon potential of NE Peru Huallaga, Santiago and Marañon Basins Study, 68 p. Disponível em: <http://www.perupetro.com.pe/wps/wcm/connect/d12b9489-47f6-4f8c-b20e-c25b76efe165/Huallaga+Basin+Final+Report,+Perupetro+2001.pdf?MOD=AJPERES>
- Ramos, V.A., 2000, The Southern Central Andes, *in* Cordani, U.G., Milani, E.J., Filho, T., Campos, D.A., eds, 2000, Tectonic Evolution of South America: 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, p. 561-604.
- Ramos, V.A., Alemán, A., 2000, Tectonic Evolution of the Andes, *in* Cordani, U.G., Milani, E.J., Filho, T., Campos, D.A., eds, 2000, Tectonic Evolution of South America: 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, p. 635-685.
- Ramos, V.A., Folguera, A., 2015, Andean flat-slab subduction through time, *in* Murphy, J.B., Keppie, J.D., Hynes, A.J., eds, 2015, Ancient Orogens and Modern Analogues, Geological Society of London, London, Special Publications, v. 327, p. 31-54, doi: 10.1144/SP327.3.
- Reiners, P.W., Carlson, R.W., Renne, P.R., Cooper, K.M., Granger, D.E., McLean, N.M., Schoene, B., 2018, Geochronology and Thermochronology: John Wiley & Sons, EUA, 491 p.
- Reiners, P.W., Ehlers, T.A., Zeitler, P.K., 2005, Past, Present, and Future of Thermochronology, *in* Reiners, P.W., Ehlers, T.A., eds, 2005, Low-Temperature Thermochronology: Techniques, Interpretations, and Applications: Reviews in Mineralogy and Geochemistry, Mineralogical Society of America, Snowbird, Utah, v. 58, p. 1-18, doi: 10.2138/rmg.2005.58.0.
- Reiners, P.W., Spell, T.L., Nicolescu, S., Zanetti, K.A., 2004, Zircon (U-Th)/He thermochronometry: He diffusion and comparisons with $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 68, n. 8, p. 1857-1887.
- Rosenbaum, G., Giles, D., Saxon, M., Betts, P.G., Weiberg, R.F., Duboz, C., 2005, Subduction of the Nazca Ridge and the Inca Plateau: Insights into the formation of ore deposits in Peru: *Earth and Planetary Letters*, v. 239, p. 18-32, doi:10.1016/j.epsl.2005.08.003.
- Scherrenberg, A.F., Jacay, J., Holcombe, R.J., Rosenbaum, G., 2012, Stratigraphic variations across the Marañón Fold-Thrust Belt, Peru: Implications for the basin architecture of the West Peruvian Trough: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 38, p. 147-158, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsames.2012.06.006>.
- Scherrenberg, A.F., Kohn, B.P., Holcombe, R.J., Rosenbaum, G., 2016, Thermotectonic history of the Marañón Fold-Thrust Belt, Peru: Insights into mineralisation in an evolving orogen: *Tectonophysics*, v. 667, p. 16-36, <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2015.11.007>.
- Suppe, J., Sàbat, F., Muñoz, J.A., Poblet, J., Roca, E., Vergés, J., 1997, Bed-by-bed fold growth by kink-band migration: Sant Llorenç de Morunys, eastern Pyrenees: *Journal of Structural Geology*, v. 19, n. 3-4, p. 443-461, doi: 10.1016/S0191-8141(96)00103-4.

- Tagami, T., O'Sullivan, P.B., 2005, Fundamentals of Fission-Track Thermochronology, *in* Reiners, P.W., Ehlers, T.A., eds, Low-Temperature Thermochronology: Techniques, Interpretations, and Applications: Reviews in Mineralogy and Geochemistry, Mineralogical Society of America, Utah, v. 58, p. 19-47, doi: 10.2138/rmg.2005.58.0.
- Wilson, J., 1984, Geología de los Cuadrangulos de Jayanca, Incahuasi, Cutervo, Chiclayo, Chongoyape, Chota, Celedin, Pacasmayo, Chepen: Boletín del Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico, Serie A: Carta Geológica Nacional Lima, v. 38, 104 p., INGEMMET, Lima.
- Wilson, J., Reyes, L.C., 1964, Geología del Cuadrangulo de Pataz: Boletín del Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico, Serie A: Carta Geológica Nacional Lima, v. 9, 91 p., INGEMMET, Lima.
- Zeitler, P.K., Herczeg, A.L., McDougall, I., Honda, M., 1987, U-Th-He dating of apatite: A potential thermochronometer: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 51, p. 2865-2868.