



HAL
open science

Réactivation post-rift de la marge sud-est du Brésil

Nathan Cogné

► **To cite this version:**

Nathan Cogné. Réactivation post-rift de la marge sud-est du Brésil. Tectonique. Université Rennes 1, 2012. Français. NNT: . tel-00739050

HAL Id: tel-00739050

<https://theses.hal.science/tel-00739050>

Submitted on 5 Oct 2012

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



THÈSE / UNIVERSITÉ DE RENNES 1
sous le sceau de l'Université Européenne de Bretagne

pour le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE RENNES 1

Mention : Sciences de la Terre

Ecole doctorale Sciences De La Matière

présentée par

Nathan Cogné

Préparée à l'unité de recherche UMR-CNRS 6118
Géosciences Rennes
UFR Structure et Propriétés de la Matière

**Réactivation post-rift
de la marge sud-est
du Brésil**

**Thèse soutenue à Rennes
le 13 avril 2012**

devant le jury composé de :

Roderick Brown

Professeur, University of Glasgow / *rapporteur*

Peter van der Beek

Professeur, Université Joseph Fourier / *rapporteur*

Claudio Riccomini

Professeur, Universidade de São-Paulo /
examineur

François Roure

Professeur, Institut Français du Pétrole /
examineur

Kerry Gallagher

Professeur, Université de Rennes 1 / *directeur de
thèse*

Peter Cobbold

Directeur de Recherche Emérite au CNRS, /
directeur de thèse

Résumé

La marge du sud-est du Brésil est une marge passive élevée présentant des évidences d'activité magmatique et tectonique post-rift (intrusions alcalines et bassins sédimentaires). Nous avons mené une étude structurale et de thermochronologie (traces de fission et U-Th/He sur apatite) pour contraindre les âges, l'amplitude, les directions de contraintes et les causes de ces réactivations. La modélisation des données thermochronologiques nous a permis de mettre en évidence deux phases d'exhumation généralisée sur la région au Crétacé Supérieur et au Néogène. Une troisième phase durant le Paléogène est concentrée le long des bassins tertiaires. Au total, depuis la zone côtière jusqu'à la Serra da Mantiqueira, l'exhumation post-rift atteint 4.5 km. Une étude des profils sismiques du bassin de Taubaté, et des données d'affleurement a montré que les bassins tertiaires se formaient en transtension senestre au Paléogène, avec des contraintes compressives orientées SW-NE puis étaient réactivés en transpression dextre durant le Néogène sous l'effet de contraintes compressives E-W. Les âges, comme la cinématique des réactivations sont compatibles avec ceux inférés pour d'autres zones de la plaque sud-américaine ainsi qu'avec la cinématique de la convergence Nazca-Amérique du Sud. Nous avons donc conclu qu'un état compressif de l'ensemble de la plaque sud-américaine, sous l'effet des forces de *ridge-push* et de traction mantellique, était responsable de la réactivation des zones de faiblesses héritées, et provoquait les différentes phases de réactivation de la marge sud-est du Brésil, provoquant sa surrection et façonnant ainsi la topographie que nous connaissons aujourd'hui.

Abstract

The southeast Brazilian passive margin is elevated and shows evidence for post rift tectonic and magmatic activity (sedimentary basins and alkaline intrusions). We undertook a structural and thermochronological study (apatite fission tracks and U-Th/He) to constrain the timing, magnitude, stress orientation and causes of the reactivations. We infer, from the modelling of thermochronological data, two exhumation phases during Late Cretaceous and Neogene over the whole studied

area. A third phase during the Paleogene is restricted to the borders of the onshore Tertiary basins. The amount of exhumation attributable to post-rift reactivation from the coast to the Serra da Mantiqueira reaches about 4.5 km. The study of the seismic profiles of the Taubaté basin together with the outcrop data shown that the Tertiary basins formed under left-lateral transtension during Paleogene, with compressive stress oriented SW-NE, and was subject to right-lateral transpressive reactivation during Neogene under a roughly E-W compressive stress. Because the inferred timing and direction of stresses of the reactivation are consistent with those in other regions in the South-American plate and with the geodynamics of the Nazca – South America convergence, we conclude that the whole South American plate is under compression as a result of both ridge-push and basal tractions forces. The compression induced reactivation of inherited weak zones and uplift of the southeast Brazilian margin, leading to rejuvenation of the topography that we see today.

Remerciements

Je tiens tout d'abord à remercier mes directeurs de thèse, Kerry et Peter qui m'ont offert l'opportunité de mener ce projet de recherche et qui ont su tous deux me transmettre leurs passions. Ils ont patiemment, au cours des années, su m'aiguiller et me motiver, y compris dans les moments de doutes qui jalonnent le parcours de tout thésard.

Je remercie également les membres de mon jury d'avoir accepté de juger mon travail et pour la discussion très intéressante qui a suivi la soutenance.

Au cours des trois années et demi de cette aventure de nombreuses personnes m'ont aidé, formé et guidé à travers les dédales de la thermochronologie, de la géologie brésilienne ou de la géologie structurale:

A Glasgow je tiens à remercier Luigia pour la patience dont elle a fait preuve pendant mes analyses au SUERC, Rod et Christina pour l'apprentissage du comptage des traces de fission (et les Shadocks comptaient...). Enfin un merci tout particulier à David qui m'a fait découvrir la ligne d'extraction et ses gages, Glasgow et ses whiskys.

Cette thèse doit beaucoup au professeur Claudio Riccomini de l'université de São-Paulo, qui nous a guidé lors des missions de terrain et qui a géré la charge de la logistique. Il nous a également permis de visiter les affleurements clés du bassin de Taubaté qu'il connaît comme sa poche. Au sein de Petrobras je tiens à remercier Peter Szatmari, intermédiaire indispensable pour obtenir les lignes sismiques qui nous ont permis d'établir le modèle d'évolution du bassin de Taubaté. Isabella Carmo a également été d'une aide inestimable pour l'expédition des échantillons bloqués pendant plus de 8 mois.

A Orsay je remercie très chaleureusement Cécile Gautheron pour l'accès à la ligne d'extraction et l'accueil dans le laboratoire de l'IDES. Merci également à Guillaume pour les nombreux dépannages et à Rosella pour les analyses ICP-MS.

A Rennes la liste est bien trop longue pour être exhaustive, alors merci à Marc J. pour m'avoir appris les joies de la séparation, du montage, du polissage, j'en passe et des meilleurs. Marc P. et Philippe pour les discussions plus ou moins sérieuses mais qui font toujours réfléchir. A l'équipe de sédimentologie pour avoir pris le temps de regarder les lignes sismiques. A Christian pour la magie de la machine. VDD pour quelques palabres de premier ordre! A Laurent pour les voyages dans le manteau. Je remercie également Jacques, Fred et Jean-Pierre, parce qu'avant la thèse ils ont eu à me former aux bases du métier de chercheur durant les stages de master. Une pensée également pour tous mes enseignants, et à l'équipe du premier étage en particulier, pour toutes les discussions, scientifiques ou autres.

Entre travail et détente, l'équipe des thésards du labo. Merci Cloclo, ma collègue de bureau et sa musique, Eline pour le partage des angoisses durant les derniers mois de thèse, Maitresse Juju pour sa bonne humeur (en général) et son (faux) grand chelem, Romain pour le partage de tant d'années d'études, Mélody pour les joies de la boussole et des plis en fourreau et puis tous les autres, Alain, Céline,

Nico, Sam, Gloria, Fabou, Anne-Claire, Guigui, Gwen, Sylvia et ceux que j'oublie à l'instant mais qui ont donné à ces années de travail un cadre particulièrement agréable et convivial. Une pensée également aux masters qui sont passés par le bureau 122 durant ces quelques années.

Merci à tous mes amis de Rennes et d'ailleurs qui au cours des années m'ont toujours supporté ("en fait t'es un peu comme un bagnard, tu casses des cailloux"). La vie fut bien douce avec vous les loulous. Je ne dresse pas une liste ici mais vous savez que je pense bien fort à vous maintenant que nous sommes sur le départ.

La géologie est-elle dans les gènes? Je suis en droit de me poser la question, mais en tout cas j'ai un souvenir amusé d'une discussion au milieu du désert de Gobi, "tu sais papa je ferais jamais le même boulot que toi"... Tu dois bien te marrer maintenant ! Merci à ma famille pour m'avoir instillé l'envie d'apprendre et de comprendre le monde qui nous entoure.

Enfin, merci surtout à Camille, c'est aussi grâce à elle que j'en suis là aujourd'hui, elle qui m'a toujours encouragé. La fin de thèse n'est pas difficile que pour le thésard, elle a notamment été à mes cotés durant les derniers mois, et je lui en suis particulièrement reconnaissant.

- L'homme de science le sait bien, lui, que seule la science, a pu, au fil des siècles, lui apporter l'horloge pointeuse et le parcmètre automatique sans lesquels il n'est pas de bonheur terrestre possible. - P. Desproges

- La clef de toutes les sciences est sans contredit le point d'interrogation ; nous devons la plupart des grandes découvertes au comment ? Et la sagesse dans la vie consiste peut-être à se demander, à tout propos, pourquoi ? - H. de Balzac

Table des matières

Introduction générale.....	13
Partie I: Objet et méthodologie de l'étude.....	17
Chapitre 1: La surrection des marges passives.....	19
Introduction.....	19
1.1 Structure d'une marge passive théorique.....	21
1.2 La formation de la marge passive, le rifting et la rupture continentale..	22
1.3 Les mécanismes de surrection des marges passives.....	25
1.3.1 Liés au processus de rifting.....	25
1.3.2 Liés à des évènements postérieurs au rifting.....	27
A. Surrection due à des contraintes tectoniques.....	27
B. Surrection associée aux effets thermiques de la dynamique mantellique.....	30
C. Surrection "passive".....	32
1.4 Investiguer l'évolution des marges.....	33
Conclusion.....	36
Chapitre 2: Contexte géologique.....	37
2.1 La plaque sud-américaine.....	37
2.2 La plateforme sud-américaine et la formation du socle de la marge continentale du sud-est brésilien.....	37
2.3 La marge Pacifique, les Andes.....	41

2.4 Le rifting Crétacé Inférieur et l'ouverture de l'Atlantique au sud-est du Brésil.....	42
2.5 La marge du sud-est du Brésil.....	44
2.5.1 Les bassins de Campos et Santos.....	44
2.5.2 Evolution post-rift de la partie terrestre de la marge.....	50
A. Les intrusions alcalines.....	50
B. Les bassins tertiaires.....	51
C. La formation de la Serra do Mar et de la Serra da Mantiqueira, les données thermochronologiques.....	53
D. Les données actuelles.....	54
Chapitre 3: Méthodologie – la thermochronologie.....	59
Introduction.....	59
3.1 Notion de traces de fission.....	60
3.2 L'équation de l'âge FT.....	61
3.3 La méthode de datation par détecteur externe.....	64
3.4 Le calcul de l'âge FT.....	64
3.5 La représentation graphique de l'âge FT.....	66
3.6 Stabilité thermique des traces de fission, distribution des longueurs de traces et notion de Zone d'Effacement Partiel (PAZ)	68
3.7 Thermochronométrie (U-Th)/He.....	73
3.8 La production d'hélium.....	74
3.9 Diffusion de l'hélium dans l'apatite.....	75
3.10 Augmentation de la rétention d'hélium par les dommages dus à la radioactivité.....	76
3.11 Ejection α , mauvais voisinage, importance de la taille du cristal et zonation des éléments pères.....	78
3.12 Modélisation des données thermochronologiques.....	81

Partie II: Etude thermochronologique.....	83
Chapitre 1: Mise en évidence d'une réactivation post-rift de la marge sud-est du Brésil par les données (U-Th)/He et traces de fission sur apatite.....	85
Introduction – Résumé de l'article.....	85
Article: 'Post-rift réactivation of the onshore margin of southeast Brazil: Evidence from apatite (U-Th)/He and fission-track data'.....	87
Chapitre 2: Analyse des différentes phases de réactivation post-rift par une combinaison de modélisation inverse et directe des données thermochronologiques.....	101
Introduction – Résumé de l'article.....	101
Article: 'Post-breakup tectonics in southeast Brazil from thermochronological data and combined inverse-forward modelling: Inferences and resolution'.....	103
Chapitre 3: Discussion des données thermochronologiques.....	149
3.1 Intérêt de l'association des deux méthodes.....	149
3.2 Interpolation et confrontation des données à l'échelle de la zone d'étude.....	151
3.3 Corrélation entre refroidissement et surrection.....	157
3.4 Du refroidissement à l'exhumation, des températures aux profondeurs.	160
3.4.1 Influence de l'advection de chaleur sur les isothermes lors de la remontée des roches.....	161
3.4.2 Influence du relief sur les isothermes.....	162
3.4.3 L'exhumation post-rift au sud-est du Brésil.....	165
Partie III: Etude structurale.....	169
Chapitre 1: Contexte tectonique de la formation et de la réactivation du bassin de Taubaté: profils sismiques régionaux et données d'affleurement	171
Introduction – Résumé de l'article.....	171

Article: 'Tectonic setting of the Taubaté Basin (southeastern Brazil): Insights from regional seismic profiles and outcrop data'.....	173
Chapitre 2: Discussion sur l'évolution tectonique du bassin de Taubaté et des zones adjacentes à la lumière des données thermochronologiques.....	205
2.1 Le problème des âges des unités A et B.....	205
2.2 L'apport des données thermochronologiques.....	206
2.3 Evolution du bassin de Taubaté.....	209
Partie IV: Discussion générale, les causes de la réactivation post-rift de la marge sud-est du Brésil.....	215
Introduction.....	217
1. Causes liées au rifting.....	217
2. Causes liées à des événements post-rift.....	219
2.1 Le rôle des panaches mantelliques.....	219
2.2 Les contraintes compressives.....	221
3. La transmission des forces depuis les limites de la plaque sud-américaine.....	226
4. La concentration des déformations.....	230
Conclusion.....	233
Conclusions et perspectives.....	237
1. Conclusions.....	239
1.1 Les phases de refroidissement.....	239
1.2 Les phases de déformation.....	240
1.3 Les causes de la réactivation post-rift.....	240
2. Perspectives.....	241
2.1 Régionales.....	241
2.2 Globales.....	242

Références bibliographiques.....	245
Annexe A: La calibration du facteur zêta.....	271
Annexe B: Résultats des analyses traces de fission des échantillons du chapitre II.2.....	275
Annexe C: Résultats de la modélisation inverse des échantillons du chapitre II.1	313
Annexe D: Résultats de la modélisation inverse des échantillons du chapitre II.2	337
Annexe E: Résultats de la modélisation directe des échantillons du chapitre II.2	379

INTRODUCTION

GÉNÉRALE

Introduction générale

Les marges passives sont par définition des limites entre océan et continent au sein d'une même plaque lithosphérique où l'activité tectonique est faible à absente. Cependant, un certain nombre de ces marges montrent des enregistrements de déformations post-rift et également un relief parfois assez fort, et des altitudes pouvant atteindre plus de 2000 m. La marge du sud-est du Brésil en est un exemple, avec des sommets qui atteignent 2800 m et, à terre, des preuves d'une activité tectonique et magmatique post-rift sous forme de corps intrusifs et de bassins sédimentaires.

Cette thèse va s'attacher à comprendre, à partir d'une étude de thermochronologie basse température et d'une étude structurale à terre, mais également en confrontant ces nouveaux résultats à la littérature géologique de la région, quand, comment et pourquoi cette activité tectonique a lieu, et si elle a pu contribuer à la présence d'une topographie marquée aujourd'hui, plus de 100 Ma après le rifting et l'ouverture de l'Atlantique Sud. Pour ce faire, ce manuscrit sera divisé en quatre grandes parties.

La première partie, découpée en trois chapitres, présentera tout d'abord la problématique de l'étude, à savoir quels sont les mécanismes qui peuvent provoquer une surrection et/ou une activité tectonique post-rift sur les marges passives. Je m'attacherai ensuite à décrire le contexte géologique de la marge du sud-est du Brésil. Enfin, je présenterai les particularités des deux méthodes thermochronologiques utilisées pour investiguer l'évolution du refroidissement des roches dans la partie supérieure de la croûte du sud-est brésilien.

Dans la seconde partie, je présenterai les résultats de l'étude thermochronologique. Le premier chapitre sera constitué d'un article présentant les

résultats obtenus sur l'ensemble de la région. Un second chapitre, également sous la forme d'un article, présentera les résultats sur une région plus restreinte et présentant un fort potentiel pour étudier l'histoire tertiaire de la marge sud-est du Brésil. Enfin, dans un troisième chapitre, je discuterai les données thermochronologiques et la manière dont elles peuvent nous permettre de contraindre les variations et l'amplitude de l'exhumation lors de l'évolution post-rift de cette marge.

La troisième partie sera consacrée à l'étude structurale et s'articulera autour de deux chapitres. Le premier, là encore sous la forme d'un article, présentera les résultats acquis sur le terrain lors de l'étude du bassin sédimentaire de Taubaté, ainsi que les renseignements obtenus grâce à des profils sismiques sur le même bassin. Dans le second, je montrerai comment l'apport des données thermochronologiques nous permet de mieux contraindre l'évolution tectonique de ce bassin.

Enfin, dans une quatrième partie, je discuterai l'ensemble des résultats. Je m'attacherai alors à montrer comment la connaissance de l'âge des phases de réactivation (par la thermochronologie) et des directions de contraintes lors de ces phases (par l'étude structurale) nous permet de définir les causes probables de la réactivation comme étant des forces compressives à l'échelle de la plaque. Je montrerai également dans cette partie comment des forces aux limites de la plaque sud-américaine peuvent s'exprimer dans le sein même de cette plaque, et comment les zones de faiblesses héritées sont une zone privilégiée pour les réactivations.

Finalement, je résumerai les principales conclusions de ce travail. Je proposerai également des directions possibles pour de futures recherches dans la région, et plus généralement des perspectives pour les investigations sur les marges passives élevées.

PARTIE I

OBJET ET MÉTHODOLOGIE DE
L'ÉTUDE

Chapitre 1

La surrection des marges passives

Introduction

Les marges passives (Mitchell et Reading, 1969) constituent un des cadres géologiques principaux à la surface de la Terre, et représentent environ 50% de la totalité des marges continentales. Ces marges résultent du rifting puis de la rupture entre deux masses continentales, et de la formation d'une croûte océanique. Après la rupture, ces marges sont des zones supposées stables. Néanmoins, une grande variété de morphologie est observable à la surface de la Terre (Gilchrist et Summerfield, 1990), depuis des marges passives peu élevées (e.g. Argentine, côte est nord américaine, côte est de l'Inde) à des marges présentant un plateau relativement élevé, séparé de la plaine côtière par un escarpement présentant de fortes pentes (e.g. Brésil, Afrique du Sud, Scandinavie, sud-est australien), et ce malgré leurs différences d'âge (Fig. 1.1.1). On constate donc que des mécanismes différents doivent intervenir au cours de leurs formations et/ou évolutions pour provoquer ces différentes morphologies. Le but de ce chapitre est d'essayer d'expliquer pourquoi certaines marges passives peuvent présenter un relief fort. Après un bref rappel de la structure typique d'une marge passive et du processus de sa formation, nous verrons quels sont les principaux mécanismes invoqués pour expliquer les marges passives élevées, puis quelles méthodes nous allons employer pour déterminer quel(s) mécanisme(s) est (sont) prépondérant(s).

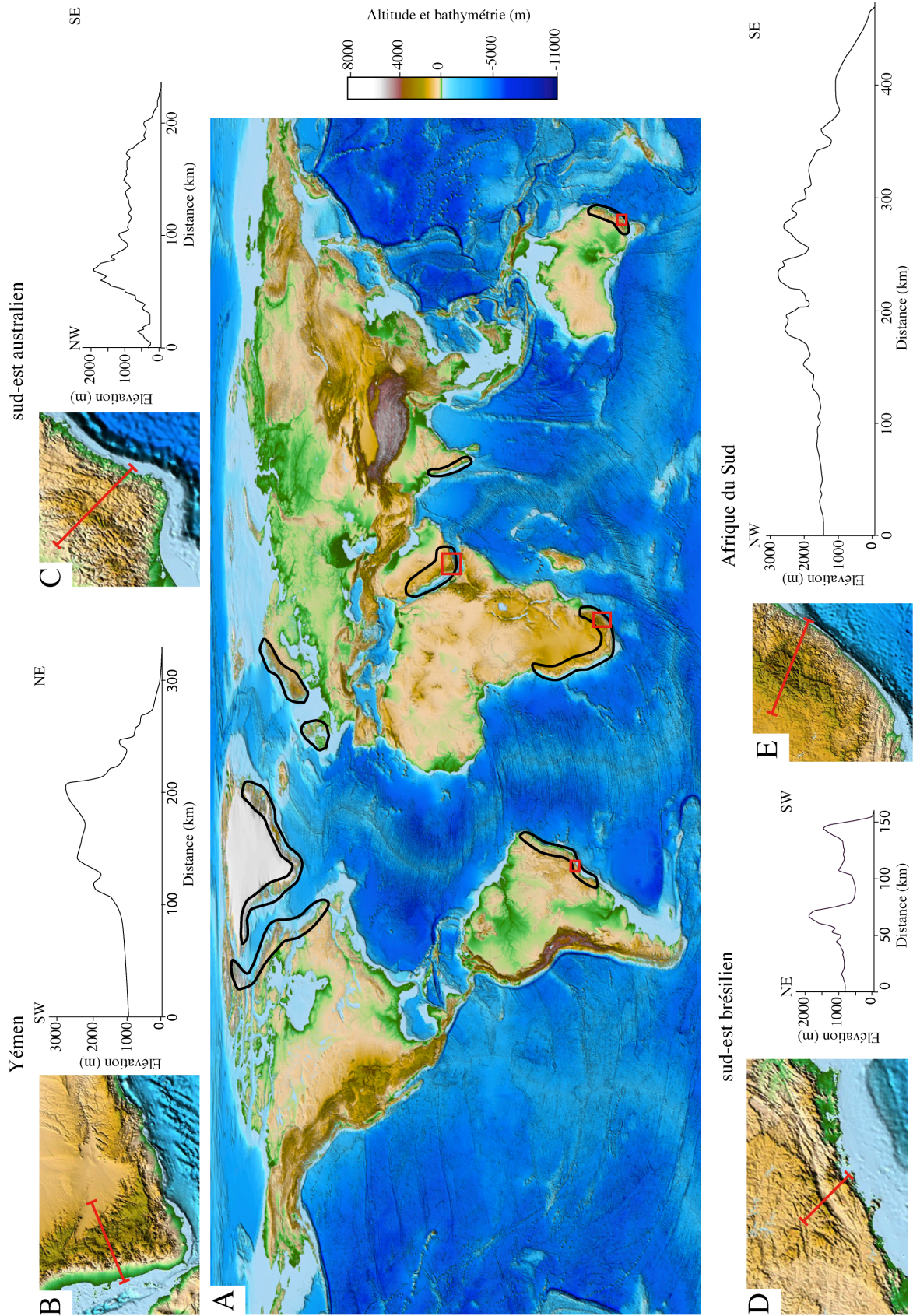


Figure 1.1.1: (a) Carte physique du monde, les marges passives élevées sont entourées en noir. (b), (c), (d) et (e), exemples en carte et coupe de la morphologie de certaines marges passives élevées (encadrées en rouge sur la carte), respectivement pour le Yémen, le sud-est australien, le sud-est brésilien et le sud-est africain. Les données topographiques proviennent de la mission ETOPO1 (<http://ngdc.noaa.gov/mgg/global/global.html>).

1.1 Structure d'une marge passive théorique

Les marges passives représentent la transition depuis la lithosphère continentale d'épaisseur 'normale' (~30 km, Turcotte et Schubert, 1982) jusqu'à la limite entre lithosphère continentale très amincie (6-8 km, Turcotte et Schubert, 1982) et lithosphère océanique. Ce sont des structures qui peuvent être très larges (×100 km), et peuvent être divisées en quatre grandes parties (Fig. I.1.2) :

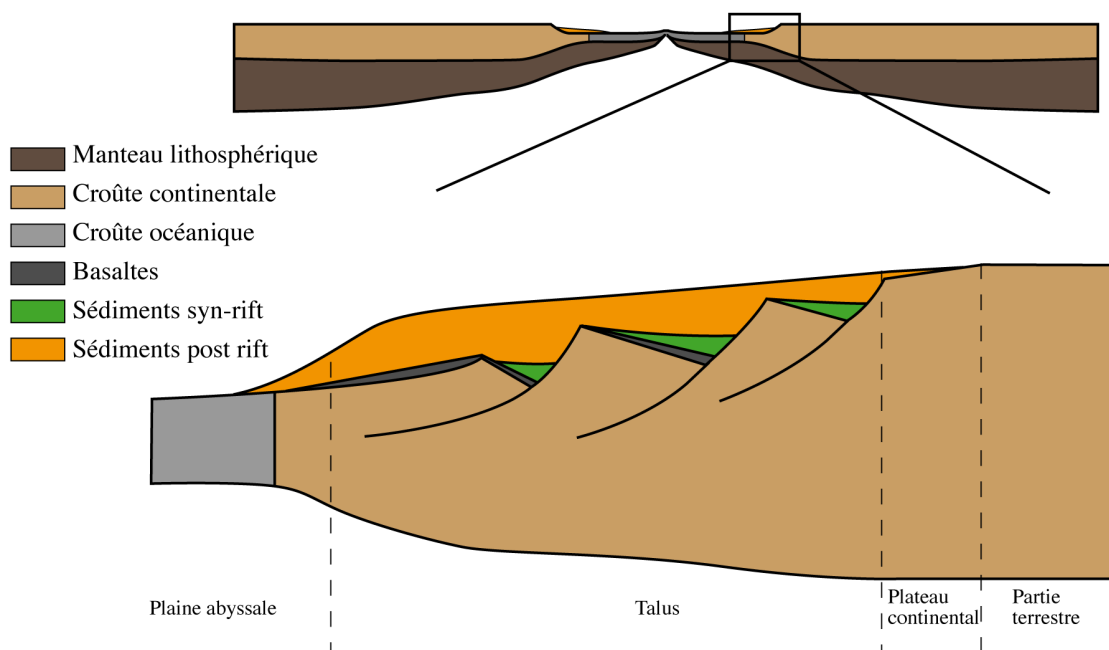


Figure I.1.2: Coupe d'une marge passive théorique montrant ses principales caractéristiques. Modifiée d'après Bradley (2008).

- Une partie terrestre au-dessous de laquelle l'épaisseur de la lithosphère n'a pas été amoindrie durant le rifting.

- Un plateau continental présentant de faibles pentes et une faible bathymétrie (de l'ordre de la centaine de mètres). Ce plateau peut atteindre plusieurs centaines de kilomètres.

- Un talus continental représentant la transition entre les faibles bathymétries du plateau continental et les fortes bathymétries de la plaine abyssale. Les pentes y sont beaucoup plus fortes. Ce talus est le résultat d'une croûte continentale amincie et fracturée par des failles normales délimitant des blocs

basculés, des horsts et des grabens. C'est un lieu privilégié pour la préservation des sédiments.

- Une plaine abyssale caractérisée par de fortes bathymétries et de faibles pentes. C'est ici que se fait la transition entre croûte continentale et océanique.

1.2 La formation de la marge passive, le rifting et la rupture continentale

Les marges passives résultent de la dislocation d'un continent par rifting puis par rupture continentale et l'individualisation de deux plaques (e.g. Merle, 2011; Ziegler et Cloetingh, 2004). Si il y a présence d'un point chaud, on aura d'abord une surrection allant avec du volcanisme. Cette remontée de matériel chaud va alors être le moteur de l'extension et l'on parle de rifting actif. Dans le cas contraire, ce sont des forces se trouvant aux limites de la plaque qui provoquent un étirement de la lithosphère, l'extension précède donc la surrection et le volcanisme, on parle alors de rifting passif (e.g. Geoffroy, 2005; Fig. I.1.3). Cependant, comme l'extension 'passive' va également entraîner la remontée de l'asthénosphère, une telle distinction n'est sans doute pas si importante (Merle, 2011; Ziegler et Cloetingh, 2004). Il existe néanmoins une distinction entre marge volcanique, où la présence de matériel provenant de la fusion mantellique est forte, et non volcanique. La présence d'un manteau anormalement chaud sous le rift (pouvant ou non être lié à la présence d'un panache mantellique) va donc avoir une influence sur l'architecture de ce rifting (e.g. Geoffroy, 2005, Fig. I.1.4).

Divers mécanismes ont été proposés pour expliquer l'amincissement de la lithosphère durant le rifting (Fig. I.1.5), depuis un modèle de cisaillement pur (symétrique; McKenzie, 1978) à un modèle de cisaillement simple (asymétrique; Wernicke, 1981). Dans ces deux cas, l'évolution du rifting peut être synthétisée comme suit. Au début du rifting, l'étirement va provoquer la formation de horsts et grabens. Selon le modèle privilégié, la déformation peut se localiser sur de grandes zones de faiblesse. Ces premiers stades d'étirement vont amincir la lithosphère et

entraîner la fusion partielle de la base de la lithosphère et du haut de l'asthénosphère par décompression adiabatique.

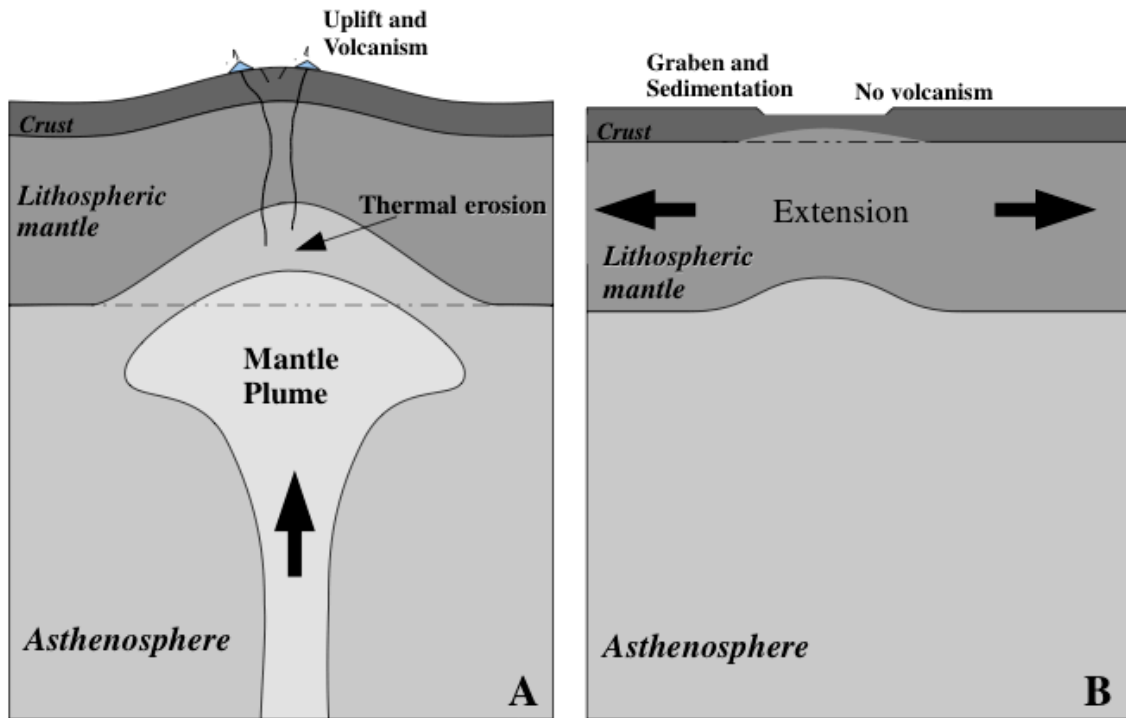


Figure 1.1.3: Mécanismes de rifting (a) actif, (b) passif (Merle, 2011).

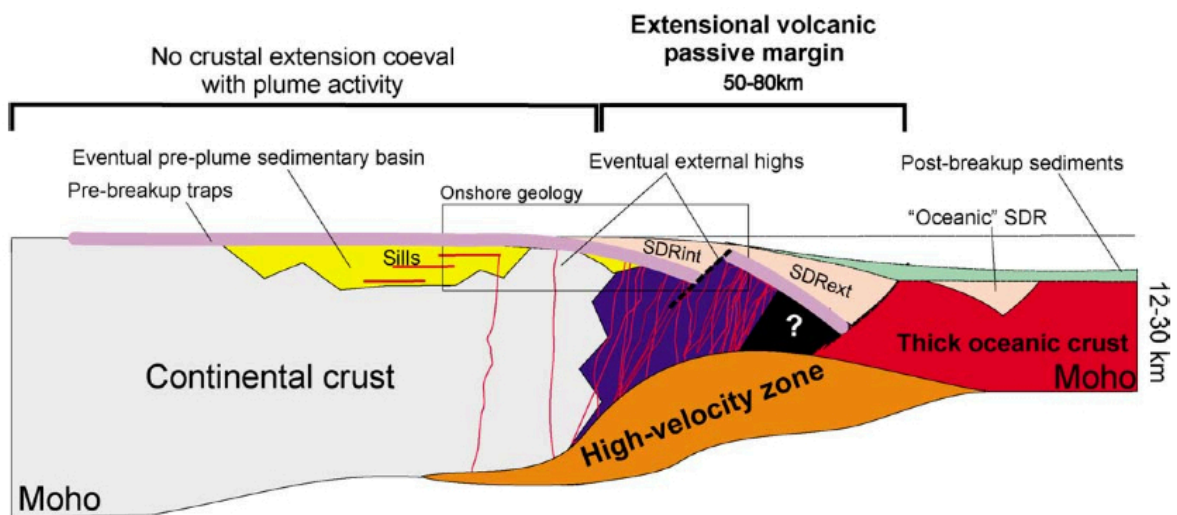


Figure 1.1.4: Coupe schématique d'une marge passive volcanique. SDR = Seward Dipping Reflectors (Geoffroy, 2005).

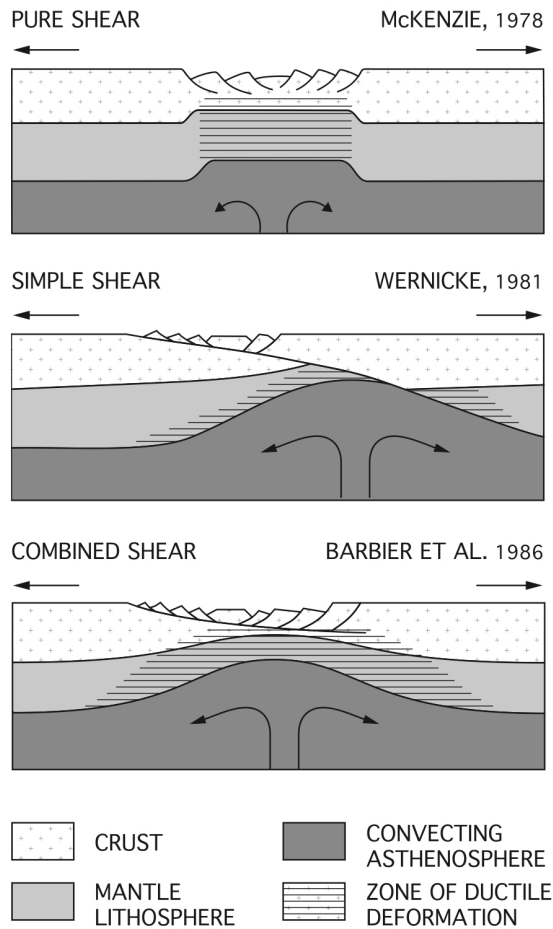


Figure 1.1.5: Les différents mécanismes proposés pour l'amincissement de la lithosphère lors du rifting (Ziegler et Cloetingh, 2004).

Si le processus d'extension continu, l'amincissement va augmenter, entraînant une augmentation de la fusion partielle, et finalement une rupture de la lithosphère continentale et la création de la croûte océanique par remontée des produits de fusion du manteau. De plus, la formation d'une ride océanique va créer une différence de relief entre la ride elle-même et le plancher océanique par réajustement isostatique dû à la baisse de température de la lithosphère en s'éloignant de la ride (e.g, Turcotte et Schubert, 1982). Ce relief va entraîner une force de poussée de la ride (le terme employé dans la suite de ce travail sera le terme anglais de *ridge-push*), et cette poussée va aider à la divergence des plaques (e.g Stüwe, 2002). Lorsque ce stade est atteint, on a individualisé de chaque côté de la lithosphère océanique deux domaines de lithosphère continentale amincie, les marges passives.

1.3 Les mécanismes de surrection des marges passives

Des mécanismes intrinsèques au rifting permettent d'expliquer la surrection de la partie terrestre des marges passives. Mais il existe également des mécanismes postérieurs au rifting qui peuvent intervenir dans l'évolution du relief des marges.

1.3.1 Liés au processus de rifting

Dans les années 1980, beaucoup de modèles expliquèrent la hauteur des marges par des processus liés à la rupture continentale et à la remontée de matériel chaud sous la croûte amincie. La conduction de chaleur entre la partie chaude amincie et la partie plus froide et épaisse adjacente va provoquer la subsidence des premières et la surrection des secondes (e.g. Cochran, 1983; Steckler, 1981). Cette différence de température peut également entraîner une convection à petite échelle qui provoquera également une surrection des épaulements du rift (Buck, 1986). Lister et al. (1991) proposent que le style de rifting, et notamment la géométrie du détachement principal pouvant provoquer une asymétrie, va influencer le degré de surrection de la marge, en influençant la perturbation thermique qui se fait alors sous la plaque formant le toit du détachement principal (Fig. I.1.5). Cependant, ces modèles ne permettent pas d'expliquer la permanence de ces hautes élévations une fois la relaxation thermique de la lithosphère passée. Or, l'ordre de grandeur de cette relaxation (i.e. 60 Ma, e.g. McKenzie, 1978; Ziegler and Cloething, 2004) est inférieur à l'âge de certaines marges passives élevées (par exemple autour de l'Atlantique sud, rupture à ~ 130-110 Ma). Il a donc été nécessaire de trouver des mécanismes de surrection permanente pour expliquer de telles élévations.

Weissel et Karner (1989) proposent que la surrection soit liée à l'ajustement isostatique par flexuration de la lithosphère liée à la décharge mécanique (i.e. érosion) des flancs du rift lors de l'amincissement. Ce mécanisme permet à l'épaulement du rift d'être maintenu au-delà de 100 Ma. McKenzie (1984) propose lui une surrection permanente par épanchements magmatiques sous la plaque (sous-

placage). Or, Gilchrist et Summerfield, (1990, 1994) ont montré que la surrection pouvait se produire à plus de 100 km de l'axe du rift. Les modèles mécaniques comme ceux de Weissel et Karner (1989) ou Braun et Beaumont (1989) ne permettent pas d'expliquer une telle distance. Quand au sous-placage (e.g. Lister et al., 1991; McKenzie, 1984; White et McKenzie, 1989) s'il permet d'expliquer des surrections sur plusieurs milliers de kilomètres, il ne permet pas d'expliquer les variations du relief ayant une plus courte longueur d'onde que le sous-placage lui-même.

Gilchrist et Summerfield (1990, 1994) ont donc proposé que l'érosion d'une topographie héritée du rifting entraîne un rebond isostatique permettant la surrection loin de l'axe du rift. Des modèles d'évolution du relief hérité du rift ont vu le jour dans les années 1990. Les deux principaux modèles sont (Fig. I.1.6) :

- Le retrait d'escarpement (e.g. Gallagher et al., 1995; Gilchrist and Summerfield, 1990, 1994).

- Modèle de limite de drainage fixée (Pinned divide model; e.g. Brown et al., 2002; Kooi and Beaumont, 1994; Persano et al., 2006; van der Beek et al., 2002).

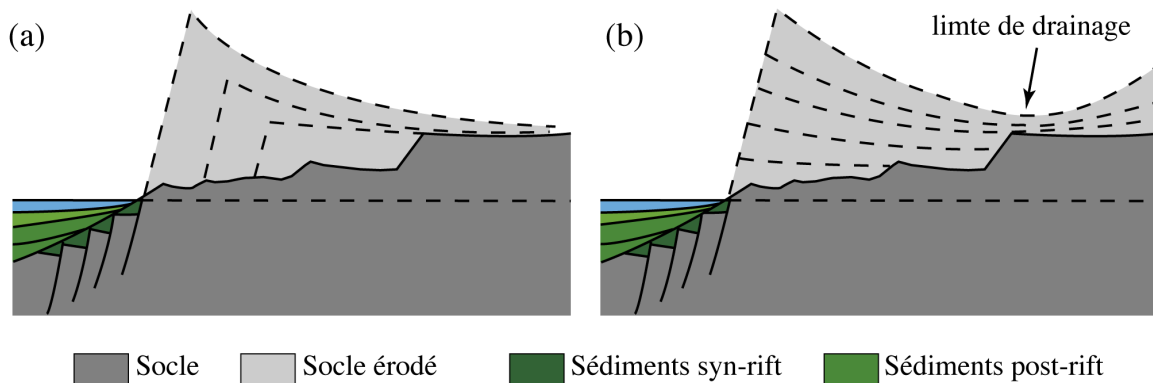


Figure I.1.6: Modèles d'évolution des marges passive élevées. (a) Modèle de retrait d'escarpement, (b) Pinned divide model. Modifiée d'après Gallagher et al. (1998).

La différence principale entre ces deux modèles est dans la manière dont l'érosion va intervenir. Pour le retrait d'escarpement, l'érosion se fait principalement horizontalement, depuis la mer vers l'intérieur des terres (Fig. I.1.6a). Dans le cas du pinned divide model, l'érosion se fait principalement de manière verticale. Dans ce

modèle, une limite de drainage est préexistante au rifting et va perdurer après ce rifting, entraînant une érosion très faible au niveau de cette limite (Fig. I.1.6b). Ces modèles conceptuels ont par la suite été testé par modélisation numérique (e.g. van der Beek et al., 2002 pour le SE de l'Afrique) montrant dans certains cas une assez bonne adéquation entre les données observées et celles prédites par ces modélisations (notamment les données thermochronologiques et géomorphologiques).

Cependant, ces modèles présupposent que la marge est restée passive depuis sa formation, i.e. qu'il n'y a donc pas eu de réactivation tectonique depuis la rupture continentale et que l'évolution est uniquement due à des ajustements isostatiques en réponse à l'érosion. Or, de nombreuses études structurales sur les bassins marins de ces marges montrent une inversion des bassins longtemps après la rupture (e.g. Cobbold et al., 2001; Doré et al., 2002; Johnson et al., 2008). Ce présupposé n'est donc pas forcément valide. De plus, des études thermochronologiques et géomorphologiques (e.g. Brown et al., 1999; Japsen et al. 2006, 2012a; van der Beek et al., 1995) ont montré que les modèles simples d'évolution depuis le rifting ne permettaient pas de rendre compte entièrement de l'enregistrement thermochronologique. Il est donc nécessaire de faire intervenir des évènements postérieurs au rifting et à la rupture pour expliquer l'évolution du relief de la partie terrestre des marges passives élevées.

1.3.2 Liées à des évènements postérieurs au rifting

A. Surrection due à des contraintes tectoniques

Osmundsen et Redfield (2011) affirment qu'après une propagation des failles normales depuis l'extérieur vers le centre du rift durant le processus de rifting, l'inverse se produit et que les mouvements post rift en failles normales loin dans

l'intérieur des terres (par rapport à l'axe du rift) peuvent expliquer des phases de surrection assez longtemps après la rupture continentale. Cependant, le modèle de ces auteurs est principalement basé sur la corrélation entre la taille du domaine de croûte amincie et la distance entre le maximum d'amincissement et l'escarpement actuel avec la hauteur de l'escarpement. C'est donc toujours un mécanisme propre au rifting qui est invoqué ici. Or, si les auteurs reconnaissent la possibilité de facteurs extérieurs (comme ceux que nous allons voir après), ils présupposent que ces facteurs sont moins importants que le processus de rifting lui-même et leur modèle n'explique donc pas les déformations compressives présentes sur certaines marges (e.g. NW Europe, SE Brésil).

Les contraintes compressives peuvent également expliquer la surrection des marges (Fig. I.1.7). Ces contraintes peuvent provenir de la ride (ridge-push) ou d'une marge en convergence (e.g. andine ou alpine). Cobbold et al. (2007) invoquent ainsi un état compressif généralisé à l'échelle de la plaque sud-américaine, entre le ridge-push de la ride est-Pacifique et de la ride médio-Atlantique ainsi qu'une compression due au relief des Andes (Cobbold et al., 2001), pour expliquer les réactivations d'anciennes zones de cisaillement et la surrection des chaînes de montagnes côtières au Brésil.

Hudec et Jackson (2002) ont montré en Angola des structures compressives post-rift dans un bassin à terre. Ces structures seraient dues pour partie au ridge-push de la ride médio-Atlantique et à une réorganisation des plaques provoquant une réactivation des zones de transfert héritées du rifting.

Les réactivations néogènes de la marge sud-est australienne seraient également dues à une interaction complexe entre les différentes forces mises en jeu aux limites de la plaque, le ridge-push de la ride sud-est Indienne et la convergence Australie-Pacifique (Hillis et al., 2008). L'inversion des bassins sédimentaires visibles dans la mer d'Irlande (Holford et al., 2008) ou au large de la Norvège (Brekke, 2000) serait elle, due à la compression alpine.

Lima (1999) propose que le flambage lithosphérique de l'Amérique du Sud forme un anticlinal sur la côte sud-est brésilienne. Le même mécanisme est proposé par Loseth et Henriksen (2005) pour le dôme de la Norvège ou par Cloetingh et al. (2008) pour la marge nord-ouest européenne. Cette explication est fortement

contestée (e.g. Nielsen et al., 2002, 2009), notamment pour le nord-ouest de l'Europe, du fait que les contraintes compressives suffisantes pour expliquer la surrection Néogène de la Scandinavie auraient dû laisser un enregistrement des déformations compressives plus importantes. Au vu des déformations, le mécanisme principal de surrection ne semblerait donc pas être la compression selon certains auteurs (e.g. Faleide et al., 2002).

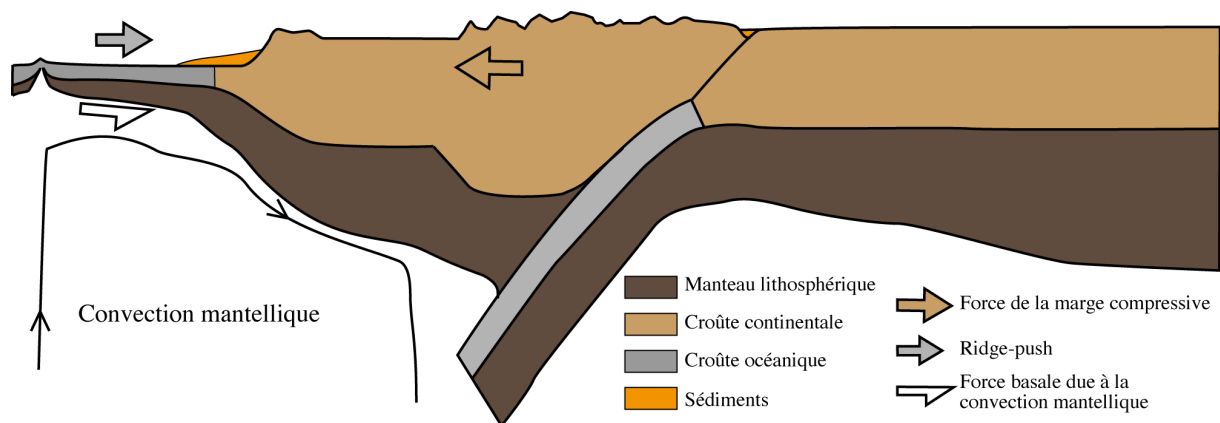


Figure 1.1.7: Schéma 2D montrant les différentes contraintes compressives pouvant être mises en œuvre sur une marge passive.

Mosar et al. (2002) proposent que l'ouverture différentielle de l'Atlantique nord puisse provoquer une différence dans les forces de traction sous les différentes micro-plaques et ainsi entraîner la réactivation et l'inversion des bassins en mer. Par extension, on peut envisager que ces réactivations se propagent jusqu'à terre et provoquent une surrection de la marge scandinave.

Enfin, une dernière force compressive peut agir sur les marges passives. Silver et al. (1998) ont proposé que les forces de tractions sous la plaque due à la convection mantellique soient responsables de la formation des Andes par leur augmentation depuis 30 Ma. Ces auteurs ont montré que la plaque sud-Américaine accélère vers l'Ouest depuis ce moment et que cette accélération est corrélée avec le raccourcissement dans les Andes. Les forces basales sous la plaque pourraient être responsables de cette accélération, par une dynamique mantellique plus intense et donc provoquer une convergence accrue (Husson et al., 2012; Silver et al., 1998). Si cette force de convergence s'applique sur la marge compressive de l'Amérique du

Sud, il est possible de l'envisager également comme une contrainte compressive sur la marge passive.

B. Surrection associée aux effets thermiques de la dynamique mantellique

Le dernier mécanisme évoqué ci-dessus est déjà un mécanisme mantellique qui provoque une force tectonique, mais nous allons ici nous intéresser aux effets thermiques de la remontée de matériel chaud pouvant entraîner une surrection permanente et/ou temporaire (Fig. I.1.8).

Tout d'abord, la mise en place d'une cellule de convection de petite échelle dû à un contraste d'épaisseur de la lithosphère (*edge driven convection*; typiquement à la limite entre lithosphère océanique et continentale) est proposé par certains auteurs pour la surrection des marges passives (e.g. Praeg et al., 2005). Cependant ce mécanisme aurait plutôt tendance, de part sa géométrie, à provoquer une subsidence et non une surrection au niveau de la marge (King et Anderson, 1998; King, 2004).

Sur la marge nord-ouest européenne, la dynamique mantellique est souvent invoquée comme mécanisme pour expliquer la surrection des domaines terrestres comme l'Ecosse ou la Scandinavie. Le point chaud islandais pourrait ainsi être responsable de la topographie dynamique rencontrée dans le NW de l'Europe. Jones et al. (2002) proposent que ce point chaud puisse provoquer à la fois une surrection permanente par sous-placage (de la même manière que ce qui peut se produire durant le rifting) et réajustement isostatique, ainsi que des surrections transitoires par montée périodique de matériel chaud provoquant une surrection dynamique. De plus, pour ces mêmes auteurs le rapprochement relatif du point chaud vers l'Europe provoquerait la surrection Neogène de la Scandinavie. Pour Nielsen et al. (2002), l'arrivée du point chaud sous la lithosphère nord-Atlantique provoque la délamination de cette lithosphère par une instabilité de Rayleigh – Taylor engendrant une topographie dynamique. Des variations de température du point chaud à courte

échelle de temps (de l'ordre du Ma) et la propagation sous la plaque de ces variations pourraient entraîner des variations de l'élévation des bassins en mer et expliquer des périodes de rapide émergence de ces bassins (Hartley et al., 2011).

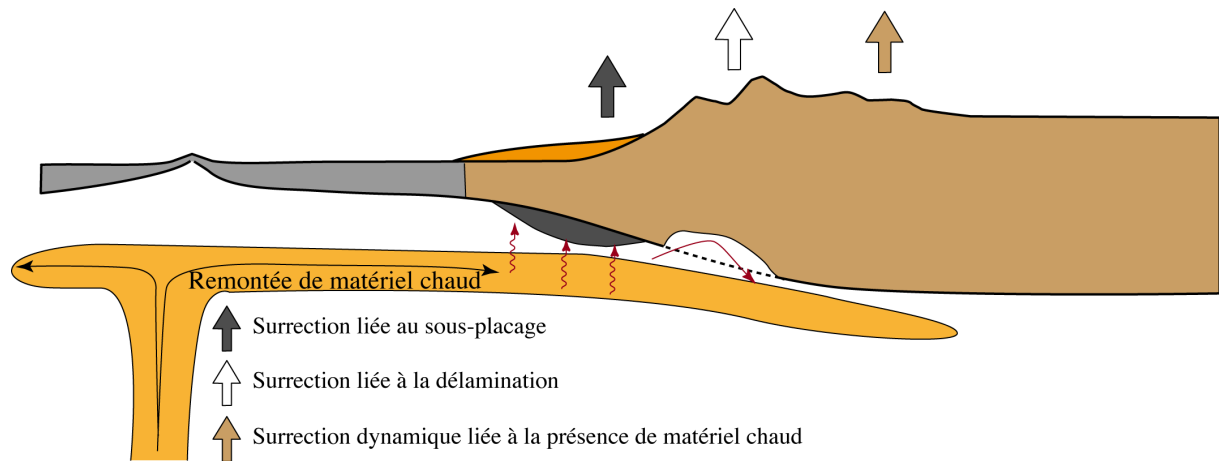


Figure I.1.8: Schéma 2D montrant les différents effets que peut avoir la remontée de matériel chaud.

Néanmoins, l'existence même du point chaud islandais est remise en question à cause du faible flux géothermique sous l'Islande, de l'absence de trace de la dérive de la plaque au-dessus de ce point chaud et d'anomalie sismique dans le manteau inférieur (Foulger, 2002). Cet auteur explique l'aspect particulier de l'Islande par le croisement entre la ride océanique et la suture Calédonienne, provoquant une fusion à faible température de roches de composition particulière et l'épaississement de la croûte.

Rohrman et al. (2002) ont imaginé une zone d'anomalie de vitesse sismique et évoquent donc également un mécanisme de remontée de matériel asthénosphérique chaud sous le sud de la Norvège pour expliquer sa surrection durant le Néogène, sans invoquer directement le point chaud islandais. Praeg et al. (2005) proposent une convection mantellique, provoquant des phases de surrections et de subsidences sur toute la marge NW européenne, due à la réorganisation des plaques et non à la présence du point chaud Islandais. Cependant, la présence d'une racine crustale sous les reliefs élevés (Svenningsen et al., 2007) du sud de la Norvège contredit clairement l'hypothèse d'une topographie dynamique en montrant la compensation isostatique de ces reliefs.

En Afrique également les reliefs élevés sont souvent reliés à une topographie dynamique due à la présence d'un 'super point chaud' dans l'asthénosphère (e.g. Behn et al., 2004; Gurnis et al., 2000; Nyblade et Robinson 1994; Nyblade et Sleep, 2003). Mais ce modèle de surrection ne permet pas d'expliquer les structures compressives constatées par exemple en Angola (Hudec et Jackson, 2002), notamment au Mésozoïque. De plus, Moore et al. (2009) ont montré que les axes de surrections (correspondant à l'escarpement côtier et à la séparation entre les bassins versants des différents fleuves majeurs) semblaient se former de manière synchrone à la réorganisation des différentes rides entourant le continent africain. Ils en déduisent que le relief est donc le résultat de la cinématique des plaques.

Enfin, si sur certaines marges passives, l'activité des points chauds pourrait avoir une certaine importance dans leurs surrections cénozoïques comme nous venons de le voir, pour d'autres marges (e.g. SE Australie, Brésil), une telle activité ne semble pas avoir eu lieu et ne permet donc pas d'expliquer les réactivations durant le Tertiaire (e.g. Cobbold et al., 2010 pour les réactivations au Brésil).

C. Surrection "passive"

La présence de glaciers est un mécanisme invoqué pour la surrection Néogène, notamment pour les marges de l'hémisphère nord (Faleide et al., 2002; Nielsen et al., 2009, 2010). Le rebond isostatique est une conséquence à la fois du retrait de la calotte glaciaire, mais surtout de l'érosion provoquée par cette calotte durant plusieurs millions d'années, formant ainsi les plateaux élevés de la Norvège. Bien que très débattu (e.g. Chalmers et al., 2010; Lidmar-Bergström et Bonow, 2009) ce mécanisme peut entraîner des surrections de l'ordre du kilomètre (Fig. I.1.9). Cependant, il n'explique pas les structures compressives importantes constatées dans la partie marine de la marge (Brekke, 2000), et si sa viabilité est possible pour les marges qui ont été recouvertes par une calotte glaciaire durant le Néogène, il est impossible d'invoquer ce mécanisme pour les épisodes d'exhumation post-rift en Australie, en Afrique ou en Amérique du Sud.

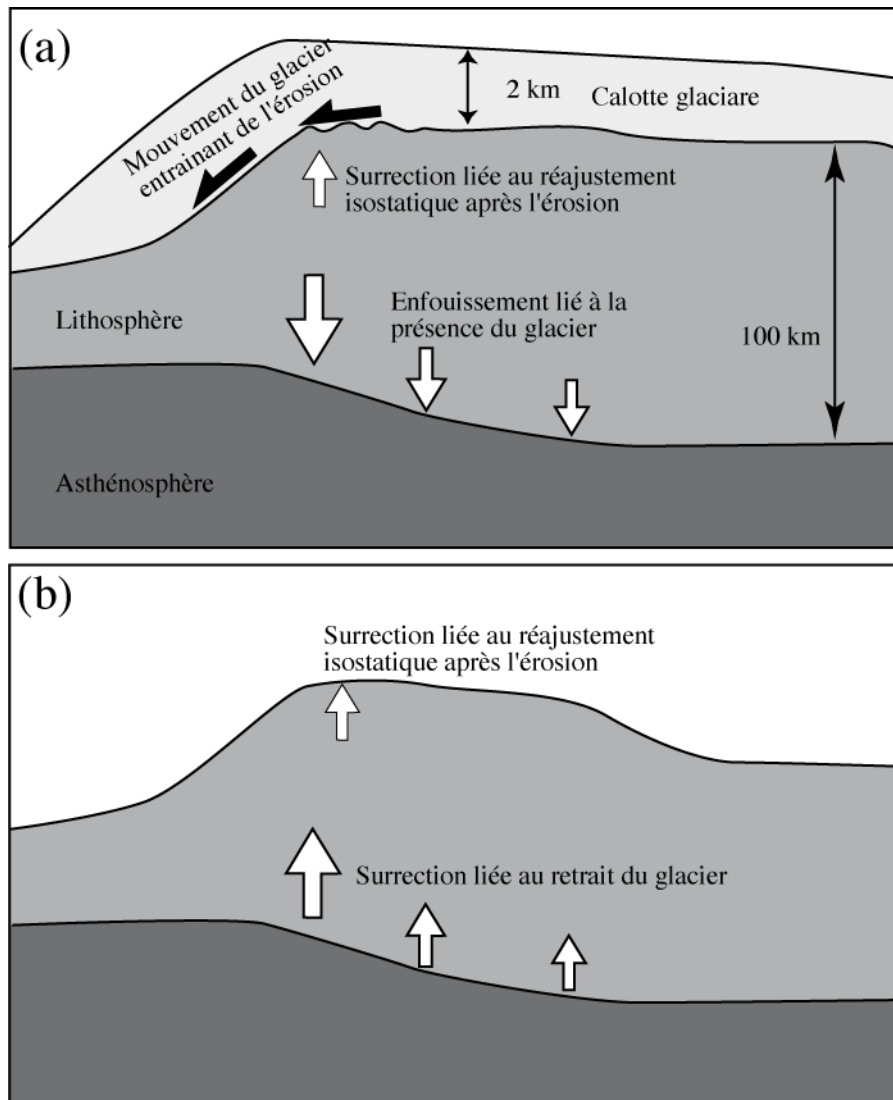


Figure 1.1.9: Effet de la mise en place d'une calotte glaciaire (a) et de son retrait (b) sur l'évolution du relief. Modifiée d'après Stewart et al. (2000).

1.4 Investiguer l'évolution des marges passives

Comme nous venons de le voir, il existe de très nombreux mécanismes pour expliquer des surrections à la fois permanentes et/ou temporaires sur les marges passives. Afin de comprendre quel(s) mécanismes est (sont) prépondérant(s), il est indispensable de pouvoir investiguer l'évolution au cours du temps de la surrection des marges. Pour ce faire, il existe énormément d'outils à notre disposition, chacun ayant ces avantages et ces inconvénients (pour une revue voir Anell et al., 2009).

Dans le cadre de cette étude, nous avons privilégié les techniques de thermochronologie de basses températures (traces de fission et U-Th/He sur apatites) pour leurs capacités à dater en absolu des phases de refroidissement. Ces techniques sont en effet de très bons outils pour déterminer l'évolution thermique d'une roche dans les premiers kilomètres de la croûte terrestre (1-5 km de profondeur, Gallagher et al., 1998). Le problème va alors être de relier le refroidissement à la surrection.

L'évolution thermique d'une roche dans la partie supérieure de la croûte est principalement due à sa distance par rapport à la surface (malgré l'influence que peut avoir la remontée de la roche sur les isothermes ou l'influence du relief sur ces mêmes isothermes, voir chapitre II.3). Ainsi, le refroidissement peut être relié à l'exhumation de l'échantillon (sous l'effet de l'érosion). Cependant, l'augmentation de l'érosion ne sera pas forcément reliée à une surrection. Ce lien, facilement fait, n'est pas toujours vrai. Un bon exemple étant probablement le Tibet, où les altitudes sont très élevées et où l'érosion reste assez limitée à l'Actuel (Fielding, 1996).

Néanmoins, en présence de relief local (ce que le Tibet n'a pas en dehors de ces bordures) et de précipitations suffisantes (ce que le Tibet ne possède pas non plus), il est fort probable qu'une surrection mène à une augmentation de l'érosion qui se traduira par une accélération de l'exhumation et *in fine* du refroidissement. Ceci est particulièrement vrai dans le cas des marges passives, où le niveau de base sera généralement la mer (par définition de l'ordre de 100 m de variation verticale au maximum) et où l'énergie potentielle sera donc augmentée (et par là même l'érosion) lorsque l'on augmentera l'altitude de la masse continentale adjacente.

A partir de cette évolution thermique, des hypothèses, au moins qualitatives, sur l'évolution du relief au cours du temps peuvent donc être faites (en tenant compte des réserves mentionnées ci-dessus). Beaucoup d'études, surtout en traces de fission, ont été menées sur les marges passives (e.g. Brown et al., 1999, 2002; Dumitriu et al., 1991; Gallagher and Brown, 1997, 1999; Gallagher et al., 1994; Hendricks et Andriessen, 2002; Persano et al., 2005; van der Beek et al., 2002; Fig. I.1.10). La plupart de ces études ont conclu à une évolution du relief des marges passives par érosion et ajustement isostatique (type modèle de retrait d'escarpement ou pinned divide model). Cependant, plusieurs études (e.g. Brown et al., 1999;

Harman et al., 1998; Japsen et al. 2006, 2012a; van der Beek et al., 1995) ont également montré qu'une évolution 'passive' n'était pas toujours suffisante pour expliquer l'ensemble des données et que des facteurs post-rift devaient intervenir.

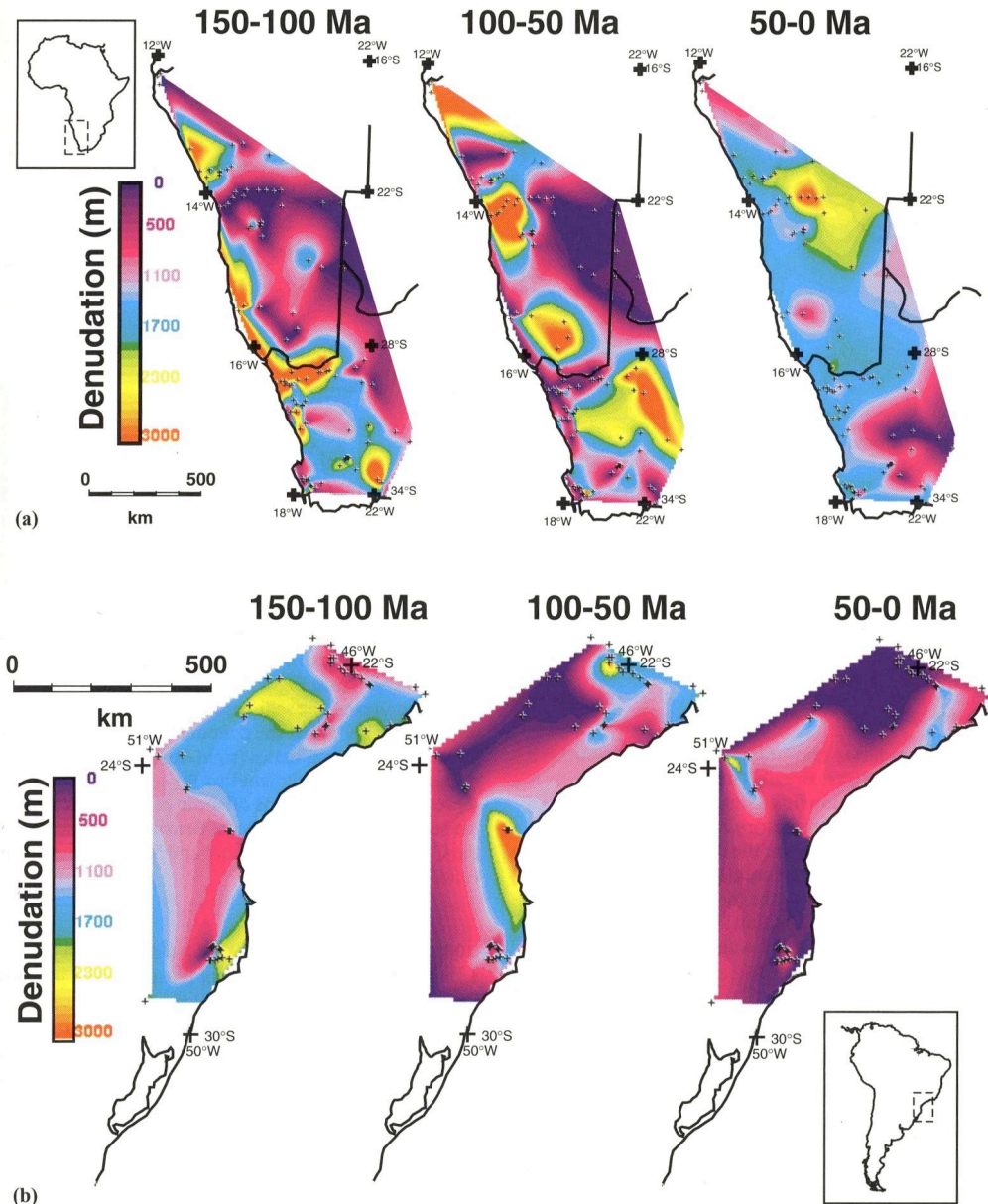


Figure 1.1.10: Exemple d'utilisation de données AFT pour déduire les dénudations des marges passives durant différents intervalles de temps. (a) Pour l'Afrique du Sud, (b) pour le sud-est du Brésil (Gallagher et Brown, 1999). Ces cartes montrent une dénudation relativement importante après le rifting.

Conclusion

Couplée aux méthodes thermochronologiques, une étude structurale permet, si le lien est fait entre l'âge des structures observées et les phases de refroidissement, de connaître les contraintes associées aux différents épisodes de refroidissement et donc potentiellement de surrection. Connaissant et l'âge et la cinématique de la déformation, il peut alors être possible de privilégier certaines causes plutôt que d'autres pour l'évolution post-rift de la marge. C'est ce que nous allons essayer de déterminer dans le cadre de la marge passive du SE Brésil.

Chapitre 2

Contexte Géologique

2.1 La plaque sud-américaine

La plaque sud-américaine est constituée de deux ensembles, une partie océanique (l'Atlantique sud) et une partie continentale (l'Amérique du Sud *sensu stricto*). Elle est limitée par (Fig. 1.2.1):

- La ride médio-Atlantique à l'est qui la sépare de la plaque africaine
- La subduction andine à l'ouest qui la sépare de la plaque Nazca et Antarctique
- La plaque Caraïbes au nord
- Les plaques Antarctique et Scotia au sud

2.2 La plateforme sud-américaine et la formation du socle de la marge continentale du sud-est brésilien

La partie continentale de la plaque sud américaine est constituée pour une grande partie de la plateforme sud américaine, définie comme la partie stable du continent Amérique du Sud, non affectée par les orogènes (Andine et Carabéenne) phanérozoïques (Almeida et al., 2000).

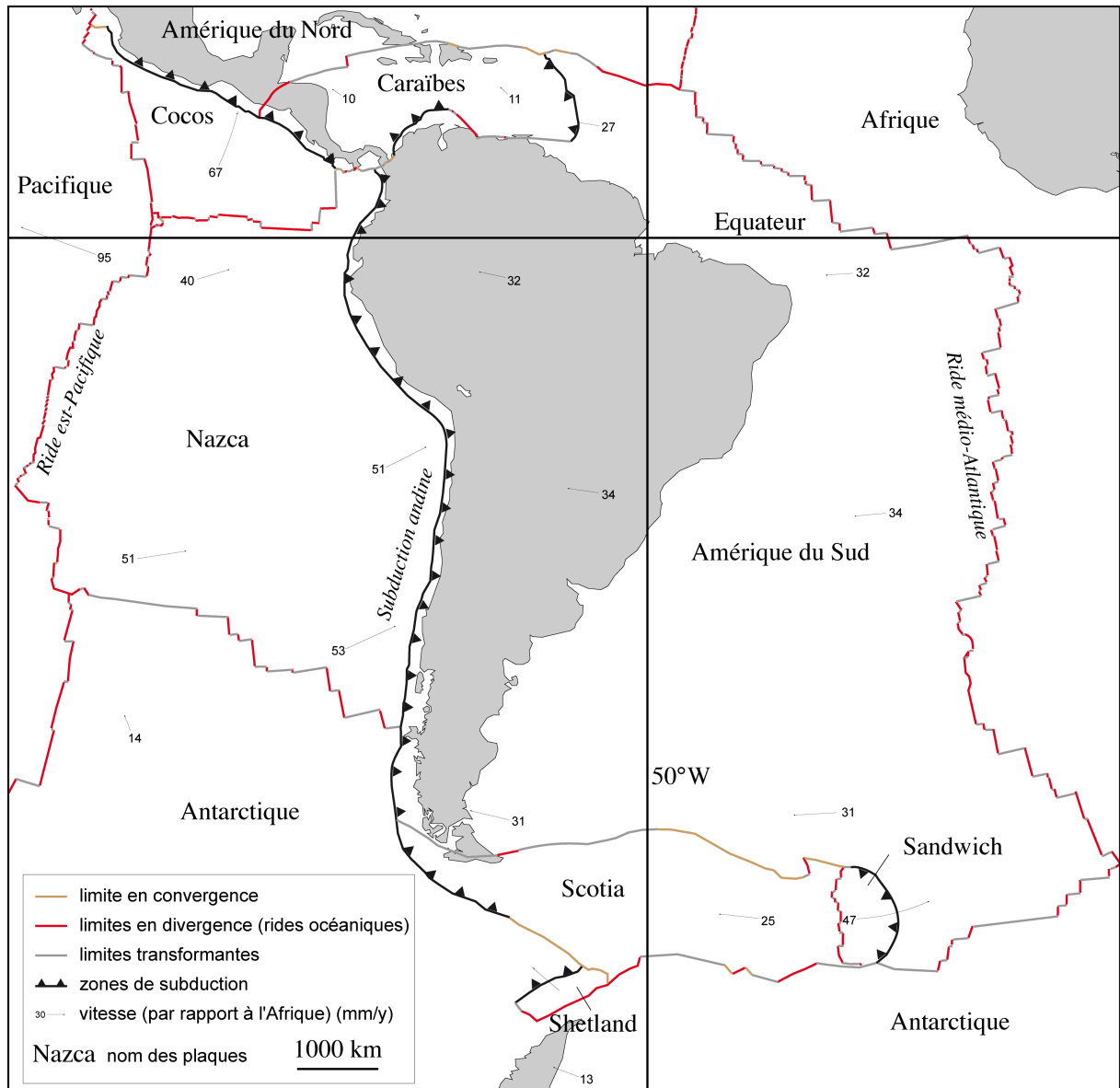


Figure 1.2.1: Carte de la plaque sud-américaine dans son contexte actuel. Modifiée d'après Bird (2003).

Le socle de cette plateforme se constitue par le collage de cratons archéens et la création de croûte continentale durant trois principaux cycles orogéniques pendant le Protérozoïque (Almeida et al., 2000). Le domaine sud de la plateforme (dont le sud-est Brésil) est dominé par le dernier de ces cycles, l'orogénèse Brésilienne (Brito-Neves et Cordani, 1991) et c'est donc celui-ci qui nous intéresse ici.

Le cycle orogénique Brésilien s'étend du Néoproterozoïque jusqu'au Paléozoïque Inférieur (e.g. Machado et al., 1996; Silva et al., 2005) et est le résultat de la formation du super-continent Gondwana (e.g. Trompette, 1994). La

reconstitution des différents épisodes de déformations et de métamorphismes est assez complexe (e.g. Trompette, 1994 pour une synthèse), et nous ne nous intéresserons ici qu'à la partie de la chaîne de Ribeira qui forme le socle de la marge sud-est brésilienne (Trouw et al., 2000, Fig. I.2.2).

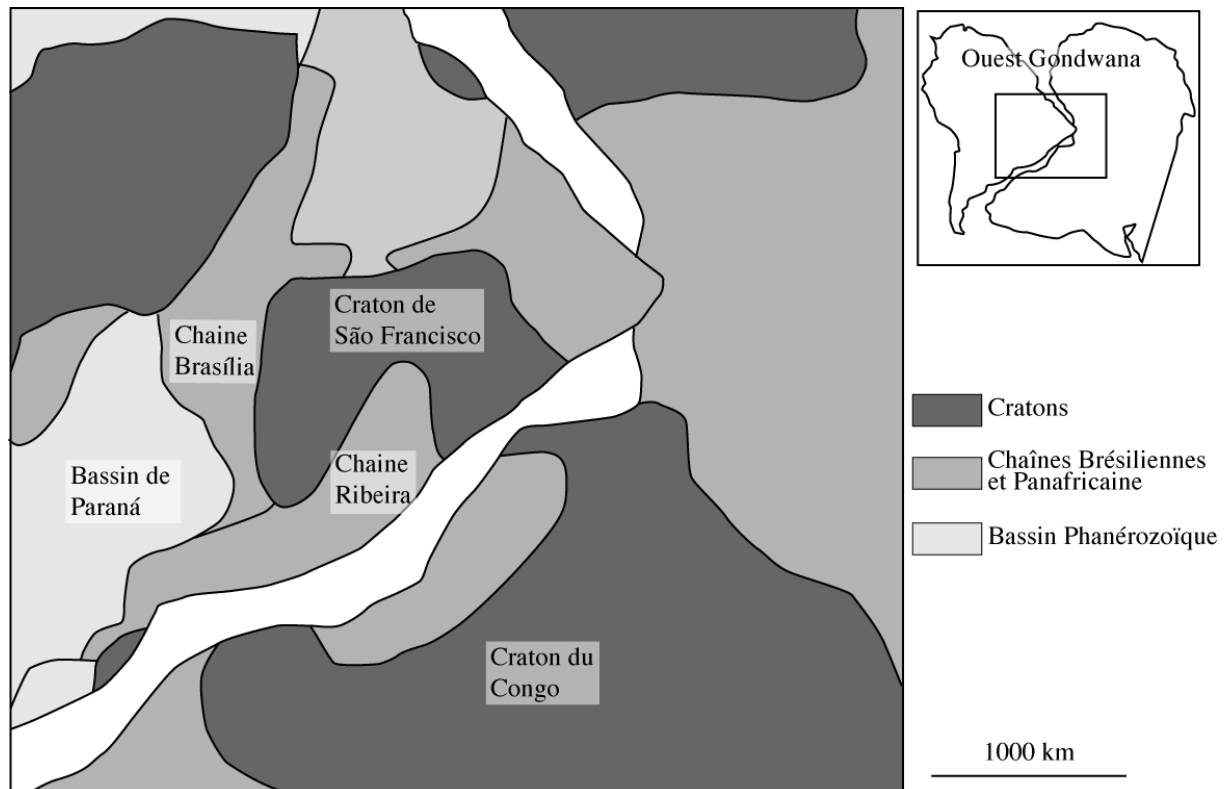


Figure I.2.2: Carte schématique montrant l'emplacement de la chaîne Ribeira avant la dislocation du super-continent Gondwana. Modifiée d'après Trouw et al. (2000).

Cette chaîne, qui s'étend sur 1400 km parallèlement à la côte dans une direction SE-NW, est la conséquence de la convergence des cratons de São-Francisco, du Congo et d'un troisième craton, qui se situe maintenant sous le bassin de Paraná, entre 700 et 520 Ma (e.g. Trouw et al., 2000 pour une synthèse). La formation de la chaîne se fait en trois principaux stades qui se superposent plus ou moins dans l'espace et le temps.

(1) 700-600 Ma. Déformation et métamorphisme des nappes de la chaîne Brasília, premières déformations dans la chaîne Ribeira.

(2) 630-520 Ma. C'est à ce moment que se font la plupart des déformations et du métamorphisme dans la chaîne de Ribeira.

(3) 520-480 Ma. Derniers incréments de déformations, plus présents dans l'ouest de la chaîne (domaine de Cabo Frio).

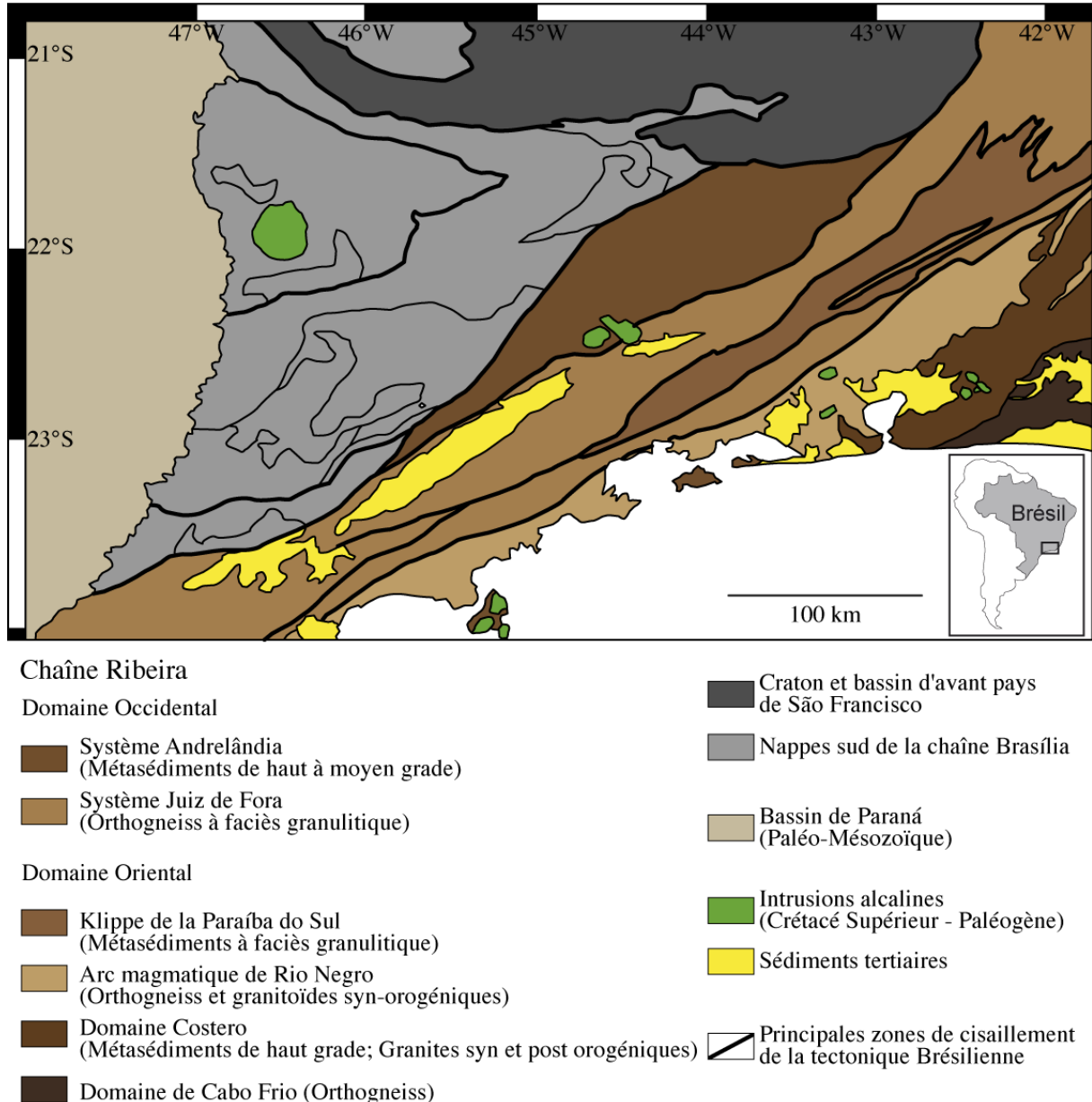


Figure 1.2.3: Carte géologique des principaux terrains et structures de la chaîne Ribeira. Modifiée d'après Schmitt et al. (2004) et Trouw et al. (2000).

La particularité du segment central de la chaîne de Ribeira est la présence de grandes zones de cisaillement sub-verticales d'échelle lithosphérique orientées NE-SW, alors que plus au nord les principales structures sont plutôt des chevauchements orientés N-S (Vauchez et al., 1994). Cette différence est due à une

tectonique d'échappement, en réaction à l'effet de coin entraîné par l'extrémité sud du craton de São-Francisco plus résistant, sous l'effet d'une convergence E-W (Vauchez et al., 1994). Le résultat de cette tectonique est un agencement de terrains d'âge et de nature variés séparés et recoupés par de grands décrochements lithosphériques (e.g. Brito-Neves et Cordani, 1991; Trouw et al., 2000) qui forment le socle de la marge sud-est brésilienne (Fig. I.2.3).

A la suite de la formation de Gondwana, la plateforme sud-américaine reste stable jusqu'à la fin du Trias, et même jusqu'au Crétacé Inférieur pour le sud-est du Brésil (Almeida et al., 2000). De grands bassins intracratoniques, dont le bassin de Paraná (Fig. I.2.2), vont alors se développer et enregistrer les séquences de transgression et régression marine ainsi que les événements orogéniques aux marges du continent (Almeida et al., 2000), depuis l'Ordovicien jusqu'au Crétacé Inférieur. Cette période de quiétude tectonique prend fin avec l'éclatement de Gondwana et l'ouverture de l'Atlantique.

2.3 La marge Pacifique, les Andes

La subduction de la plaque Nazca sous la plaque sud-américaine constitue la limite ouest de cette dernière. Cette subduction a principalement entraîné un régime extensif durant le Jurassique et le Crétacé inférieur avec la formation d'arcs volcaniques et de bassins arrière-arc (e.g. Ramos, 2010). A partir de 100 Ma le régime devient compressif, et la cordillère Andine va alors commencé à se former par raccourcissement et épaissement de la plaque sud américaine (e.g. Ramos, 2010). Trois phases principales de raccourcissement ont été identifiées durant le Crétacé Supérieur (phase Péruvienne), l'Eocène (phase Incaïque) et le Miocène (phase Quechua) pour les Andes centrales (e.g. Jaillard et Soler, 1996; Mégard et al., 1984; Steinmann, 1929). Identifiées très tôt ces phases sont aujourd'hui assez bien admises et décrites tout du long de la cordillère (voir partie III.1), mais leurs âges exacts ainsi que la possibilité de pouvoir les redécouper en différentes "sous-phases" (e.g. Noblet et al., 1996) sont toujours discutés. Cependant la reconstruction du mouvement relatif des deux plaques (e.g. Padro-Casas et Molnar, 1987) a permis

de mettre en évidence une forte corrélation entre les phases de tectonique importante dans les Andes et les phases de convergence rapide (e.g. Cobbold et al., 2007, Padro-Casas et Molnar, 1987; Fig. I.2.4a).

En plus de la vitesse variable, la direction de convergence de la plaque Nazca-Farallon vers l'Amérique du sud a également été variable au cours du temps (Fig. I.2.4a). Ces changements de direction sont dus à des changements de l'organisation des plaques, à la disparition de la ride entre la plaque Farallon et la plaque Phoenix (Mayes et al., 1990; Sdrolias et Müller, 2006) ainsi qu'à la rotation de la ride chilienne (Somoza, 1998) durant le Paléogène, puis à la rupture de la plaque Farallon en 2 plaques, Cocos et Nazca, à la transition Oligocène - Miocène (Lonsdale, 2005; Sdrolias et Müller, 2006).

Cobbold et al. (2007) montrent que ces changements de direction pourraient être responsables de variations dans le régime de déformation, à la fois dans les Andes, mais également sur l'ensemble de la plaque sud américaine.

2.4 Le rifting Crétacé Inférieur et l'ouverture de l'Atlantique au sud-est du Brésil

Le rifting de l'Atlantique sud commence dès le Jurassique tout au sud de la plaque et se propage vers le nord durant le Jurassique et le Crétacé Inférieur (Nürnberg et Müller, 1991; Torsvik et al., 2009). Dans le sud-est brésilien, le rifting, marqué par la sédimentation syn-rift, commence à l'Hautérvien (130 Ma) et dure jusqu'à la rupture continentale et la création de plancher océanique à la limite Aptien/Albien (~110Ma; Chang et al., 1992; Nürnberg et Müller, 1991; Torsvik et al., 2009).

L'initiation du rifting est synchrone de l'épanchement de basaltes dans le bassin de Paraná. Cet épanchement qui forme la formation Serra Geral se fait entre 122 et 138 Ma, et pourrait avoir commencé à 147 Ma (Herz, 1977; Marques and Ernesto, 2004; Turner et al., 1994). Cependant un pic de production entre 134 et 130 Ma a été mis en évidence par Renne et al. (1992) ou Thiede and Vasconcelos

(2010). Beaucoup d'auteurs (e.g. Gallagher et Hawksworth, 1994; Morgan, 1981; O'Connor et Duncan, 1990) ont considéré que l'impact du point chaud de Tristan da Cunha était à l'origine de ces basaltes. Ce point chaud et l'épanchement subséquent auraient alors aidé à l'ouverture de l'Atlantique Sud (e.g. Courtillot et al., 1999; Vauchez et al., 1997). Cependant, Ernesto et al. (2002) ont remis en cause l'origine des basaltes et préfèrent invoquer une anomalie thermique chaude à la base du manteau sous l'Amérique du Sud entre 180 et 130 Ma, qui aurait alors permis la génération du magma à la base de la lithosphère, puis son épanchement à la surface lors de la création du rift et des zones de transfert associées. On retrouve ici la différenciation entre rifting actif et passif évoqué au chapitre précédent.

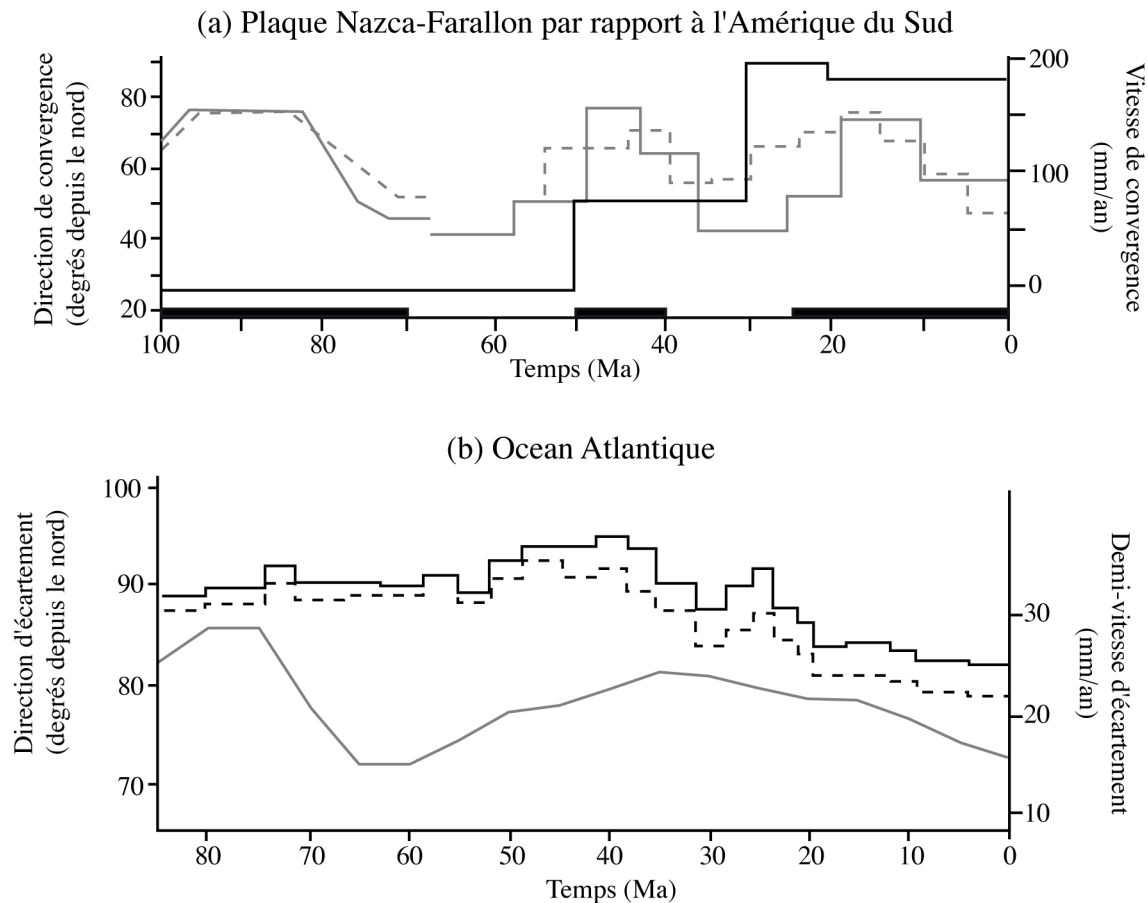


Figure 1.2.4: Vitesse et direction des mouvements des plaques. (a) pour la plaque Nazca-Farallon par rapport à l'Amérique du Sud. Les vitesses (en gris) viennent pour la partie 100-70 Ma de Noblet et al. (1996) en trait plein et de Soler et Bonhomme (1990) en tireté. Pour la partie 70-0 Ma, les données sont de Padro-Casas et Molnar (1987) en trait plein et de Sdrolias et Müller (2006) en tireté. Les données de vitesse sont modifiées d'après Martinod et al. (2010). Les directions de convergence sont modifiées d'après Mayes et al. (1990), Noblet et al. (1996) et Padro-Casas et Molnar (1987). Les rectangles noirs représentent les phases tectoniques andines. (b) pour l'ouverture de l'Atlantique depuis 85 Ma. Les données de vitesse (en gris) viennent de Torsvik et al. (2009), et les directions de divergence (en noir pour la latitude 0.5°N en trait plein et 39.9°S en tireté) de Nürnberg et Müller (1991).

Les reconstructions paléogéographiques ont conduit leurs auteurs (e.g. Moulin et al., 2010; Nürnberg et Müller, 1991; Torsvik et al., 2009) à déduire des déformations intra plaque le long de frontières E-W, jouant en décrochement et séparant l'Amérique du sud en différents nombres de blocs rigides, ainsi qu'à une extension de la croûte durant le rifting. Après la rupture continentale, la création de plancher océanique conduit à un drift de l'Amérique du sud à une vitesse et dans une direction variables au cours du temps, avec notamment une diminution de la vitesse à 80 Ma liée à la réorganisation des plaques, et un changement de direction à l'Eocène (Nürnberg et Müller, 1991; Fig. I.2.4b).

Lors du rifting au SE du Brésil, les zones de cisaillement NE-SW héritées des orogènes précambriens vont être réactivés et entraîner dans les bassins de Campos et Santos (Fig. I.2.5) une direction de rifting perpendiculaire à ces zones de cisaillement, et donc oblique à la direction d'extension supposée E-W (Chang et al., 1992; Meisling et al., 2001; Vauchez et al., 1997). Meisling et al. (2001) montrent que les bassins sont également découpés par des zones de transfert WNW-ESE durant le rifting. Ces zones de transfert peuvent être interprétées comme l'équivalent à plus petite échelle des grandes zones de cisaillement E-W, qui découpent l'Amérique du Sud et permettent l'accommodation des déformations intra plaque.

2.5 La marge du Sud-est du Brésil

La figure I.2.5 montre une carte de la marge sud-est brésilienne. Cette partie a pour but de présenter les particularités de cette marge.

2.5.1 Les bassins de Campos et Santos

Ces deux bassins font partie du système de rift est brésilien (Chang et al., 1990, 1992). Nous ne reviendrons pas ici sur leur formation mais plutôt sur la période

de drift, depuis la rupture continentale à la limite Aptien/Albien jusqu'à l'actuel. Les études sismiques et stratigraphiques pour l'exploration pétrolière permettent d'avoir une assez bonne connaissance de la structure des bassins de Campos et Santos (e.g. Contreras et al., 2010; Gamboa et al., 2008; Leyden et al., 1971; Macedo, 1989; Modica and Brush, 2004; Mohriak et al., 1990, 2008; Pereira and Macedo, 1990; Pinheiro Moreira, 2007; Rubem Winter, 2007). Ces auteurs en déduisent une variation du flux de sédiments de manière temporelle et également spatiale entre les deux bassins et dans les bassins eux-mêmes.

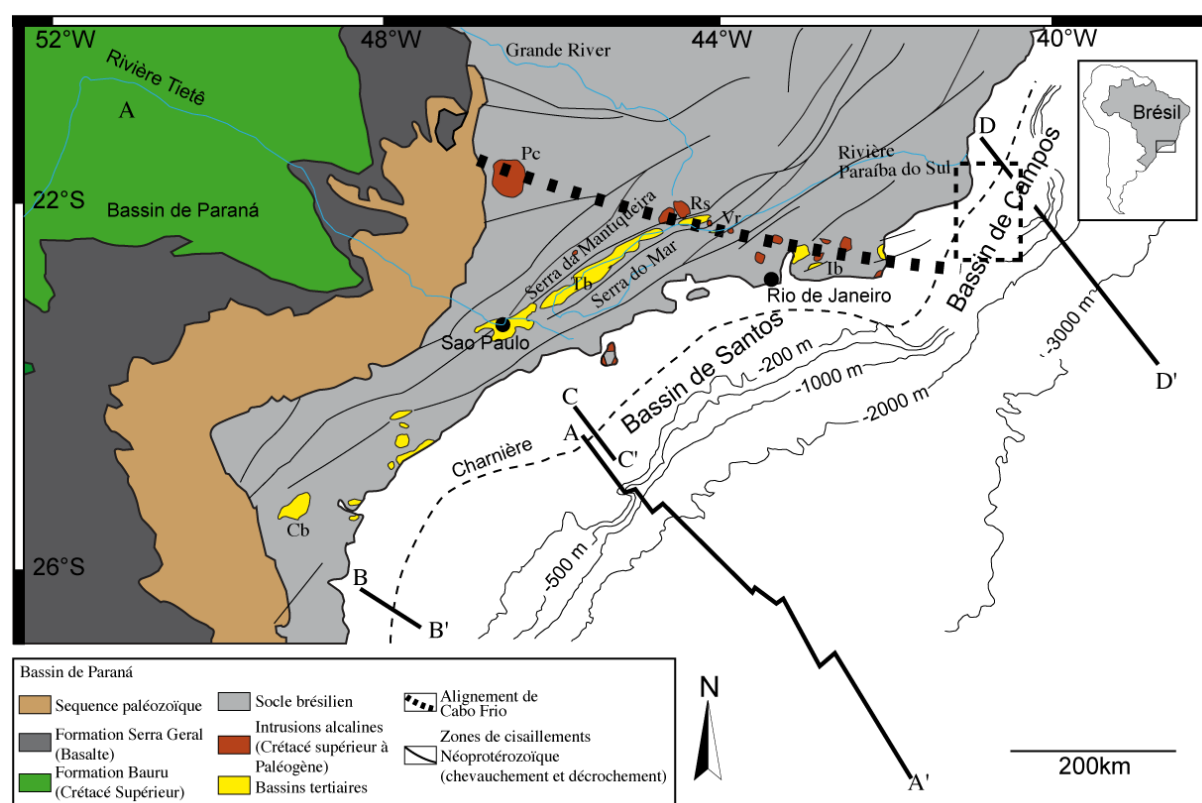


Figure 1.2.5: Carte de la marge sud-est brésilienne montrant les principaux traits géologiques. Cb= Bassin de Curitiba, Tb= Bassin de Taubaté, Rs= Bassin de Resende, Vr= Bassin de Volta Redonda, lb= Bassin d'Itaboraí, Pc= Intrusion de Poços de Caldas. Les coupes AA', BB', CC' et DD' sont montrées en Fig. 1.2.6, 1.2.7 et 1.2.8 et 1.2.11 respectivement. Le cadre tiré indique la localisation de la Fig. 1.2.10. Modifiée d'après Cobbold et al. (2001) pour la bathymétrie et Hiruma et al. (2010) pour la partie terrestre.

Le bassin de Santos (Fig. 1.2.6), qui est directement au large de la zone étudiée (Fig. 1.2.5), montre une forte accélération de la sédimentation terrigène durant le Coniacien et le Maastrichien (e.g. Assine et al., 2008; Cobbold et al., 2001; Contreras et al., 2010; Modica et Brush, 2004; Pinheiro Moreira, 2007; Fig. 1.2.6).

Cette augmentation du flux sédimentaire est attribuée à la surrection et à l'érosion de la Serra do Mar (Almeida and Carneiro, 1998; Cobbold et al., 2001; Modica and Brush, 2004). De plus, la séquence Crétacé est basculée jusqu'à 20°. Ce basculement est scellé par le Maastrichien qui se dépose en *onlap* sur le haut du Coniacien, permettant de le dater vers 75 Ma (Cobbold et al., 2001; Zalan et Oliveira, 2005; Fig. I.2.7 et I.2.8).

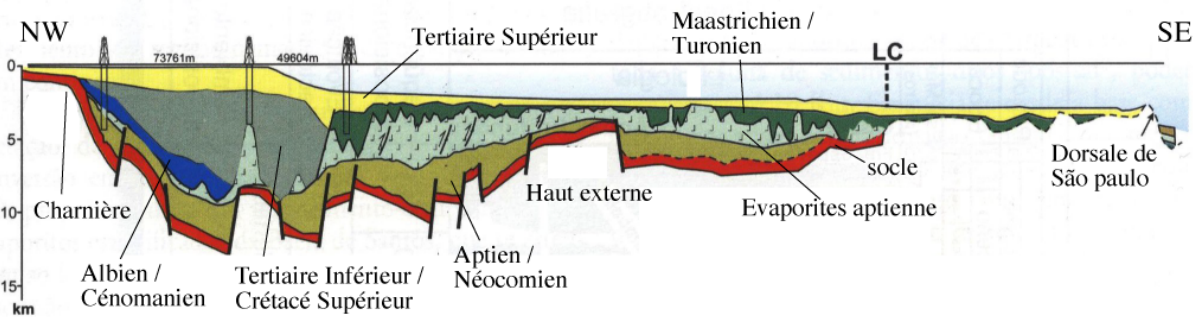


Figure I.2.6: Coupe AA' du bassin de Santos (Gamboa et al., 2008). Pour la localisation, voir Fig. I.2.5

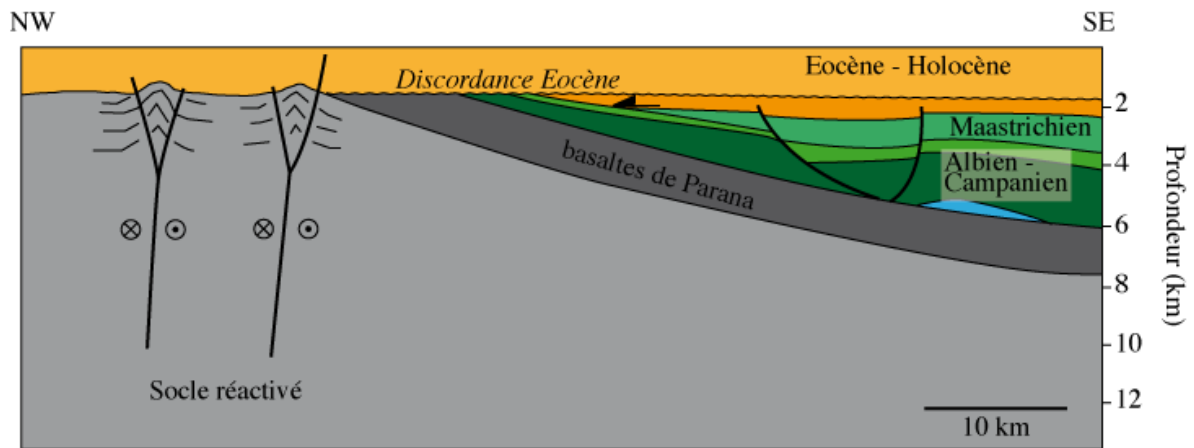


Figure I.2.7: Coupe BB' (pour la localisation voir Fig. I.2.5) montrant le basculement de la séquence Crétacé et la discordance Eocène. Modifiée d'après Cobbold et al. (2001).

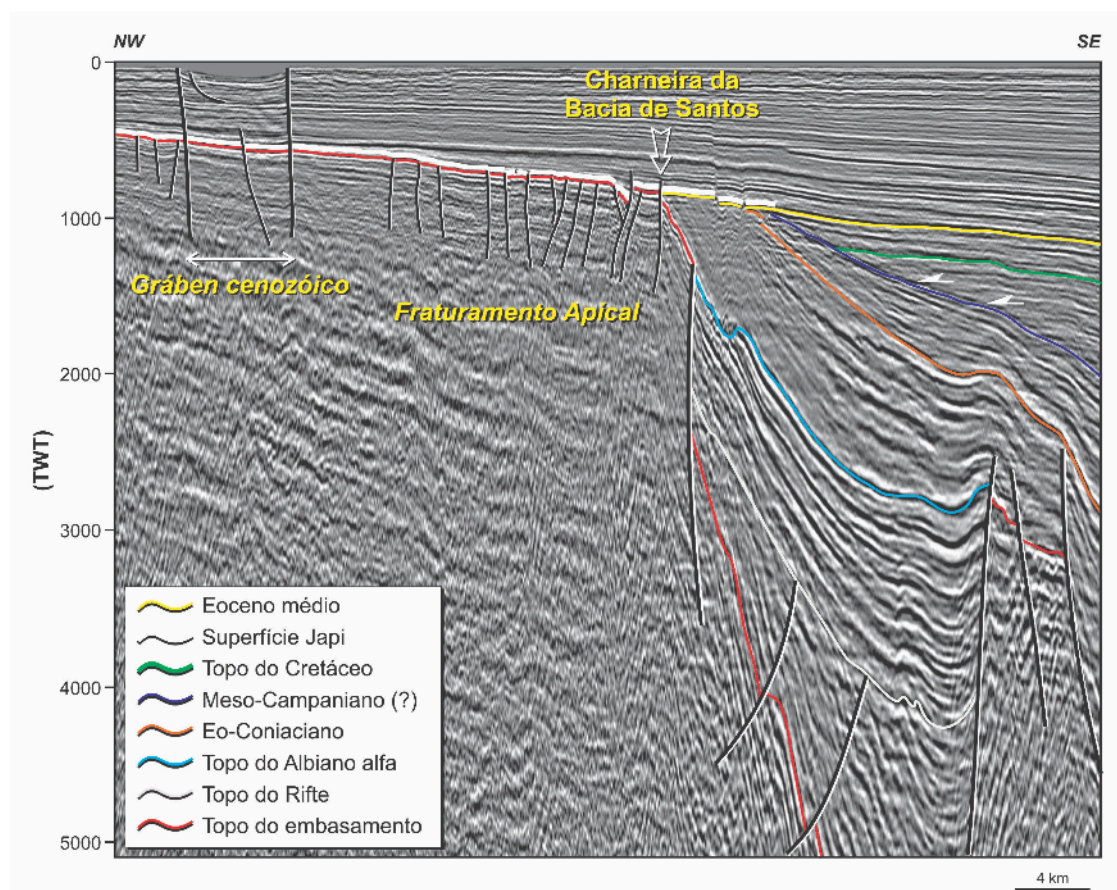


Figure 1.2.8: Coupe CC' (pour la localisation voir Fig. 1.2.5) montrant le basculement de la séquence Crétacé (Zalan et Oliveira, 2005).

A l'Eocène (~ 50 Ma), une nouvelle phase de réactivation entraîne un plissement au niveau de la charnière de Santos, ainsi qu'une phase d'érosion. A la suite de cette érosion, le dépôt de la séquence Eocène Supérieur – Actuel se fait à plat (Cobbold et al., 2001; Fig. 1.2.7). Ces auteurs, à cause de la géométrie des plis, attribuent cette phase à une réactivation en transpression de zones de cisaillement au niveau de la charnière sous l'effet de contraintes compressives NE-SW.

Durant tout le Paléogène, le centre du bassin de Santos est progressivement affamé alors que bordures nord et sud reçoivent le flux de sédiment (Assine et al., 2008; Cobbold et al., 2001; Modica et Brush, 2004. Fig 1.2.9). Ce changement spatial serait dû à la capture progressive des rivières servant à l'alimentation à cause de la formation de la Serra do Mar (Bacocoli and Aranha, 1984; Karner and Driscoll, 1999).

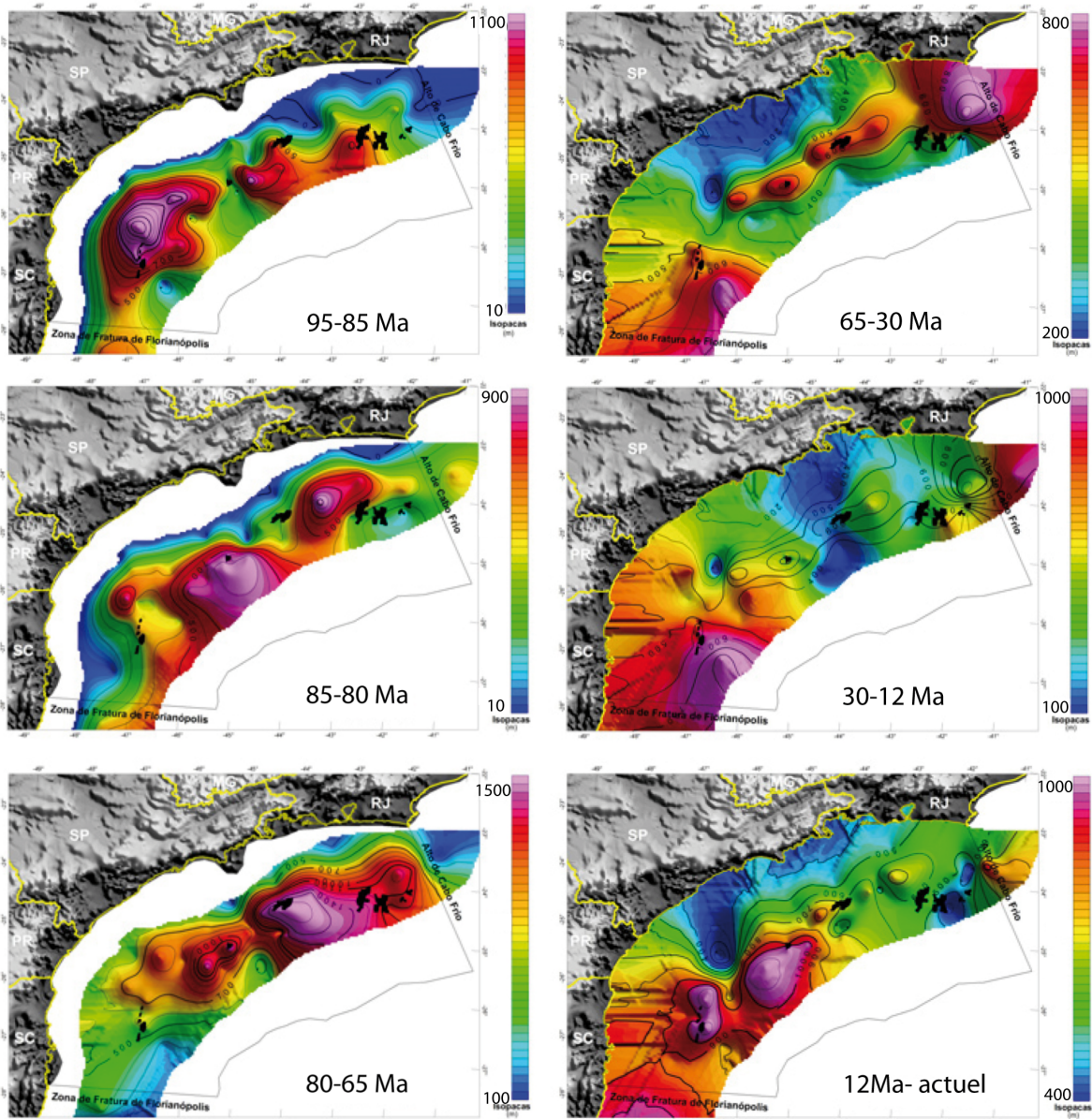


Figure I.2.9: Cartes des isopaches du bassin de Santos pour différentes périodes de temps. Modifiée d'après Assine et al. (2008).

Finalement, durant le Miocène, une augmentation du flux sédimentaire terrigène est visible dans l'ensemble du bassin de Santos (Assine et al., 2008; Contreras et al., 2010; Pinheiro Moreira, 2007; Fig I.2.9).

Une étude sismique régionale du bassin de Campos a permis de mettre en évidence une série de réactivations du socle durant toute la sédimentation. Ces réactivations en décrochement de zones de cisaillement se fait de manière

épisode durant le Crétacé Supérieur, l'Eocène et le Néogène (Fetter, 2009; Fig. I.2.10). De plus, au Miocène, on constate un très fort afflux de sédiment terrigène qui dure jusqu'à l'actuel (e.g. Contreras et al., 2010; Mohriak, 1990, 2008; Rubem Winter, 2007; Fig. I.2.11). Cette augmentation du flux sédimentaire, visible par des cônes progradant au large de l'embouchure de la Paraíba do Sul, est à mettre en parallèle de l'affaiblissement relatif dans le bassin de Santos, montrant ainsi dans le schéma sédimentaire la capture des rivières.

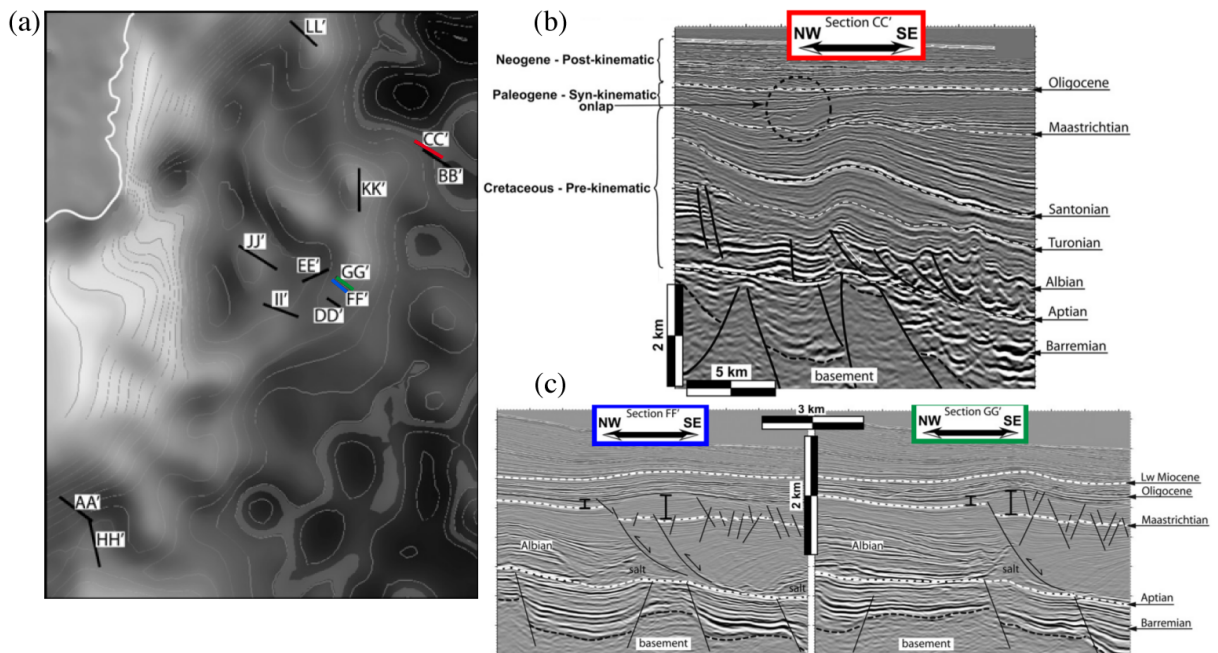


Figure I.2.10: (a) Localisation des profils sismiques (pour la localisation de la carte voir Fig. I.2.5). (b) Profil sismique montrant une réactivation Paléogène. (c) Profils montrant une inversion Néogène de dépôts centres paléogènes. Modifiées d'après Fetter (2009). D'après cet auteur ces déformations sont liées à des réactivations de failles de socle et non à la tectonique salifère.

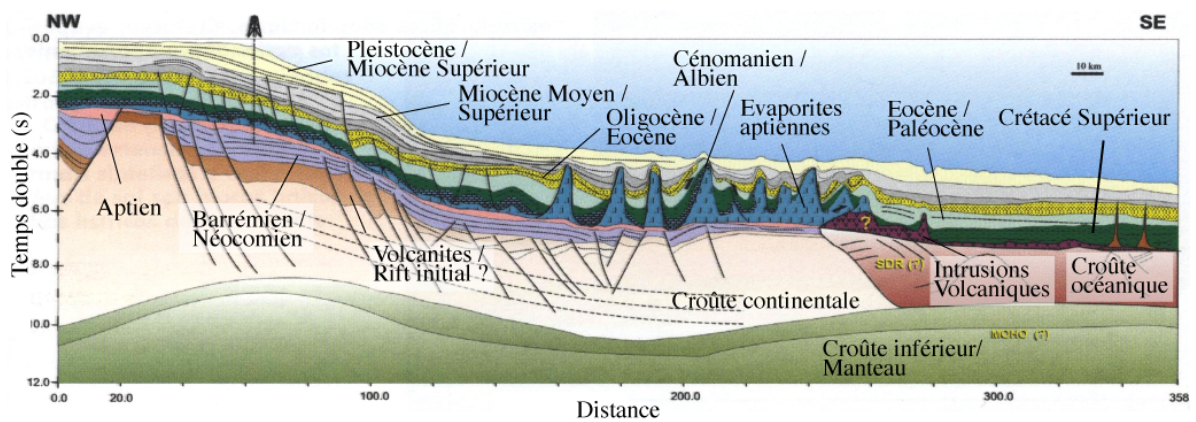


Figure I.2.11: Coupe DD' du bassin de Campos (Waisman, 2008). Pour la localisation voir Fig. I.2.5.

Les deux bassins de Campos et de Santos sont donc au première ordre des bassins assez typiques de marge passive, avec une succession de sédiments syn à post-rift pouvant atteindre 8 km (Contreras et al., 2010; Meisling et al., 2001) et montrant leur approfondissement. Cependant on constate également que ces bassins subissent des déformations, dues pour partie au moins à la réactivation de zones de faiblesse dans le socle. L'aspect épisodique de ces réactivations, ainsi que leurs âges, seraient à relier aux changements de convergence sur la marge andine de l'Amérique du Sud (Cobbold et al., 2001).

2.5.2 Evolution post-rift de la partie terrestre de la marge

La partie terrestre de la marge du sud-est brésilien est principalement composée de roches ignées ou métamorphiques de moyen à haut grade héritées des orogènes brésiliens. Comme nous l'avons vu précédemment, il en résulte un assemblage complexe découpé par des zones de cisaillement (chevauchantes de direction N-S et décrochantes de direction NE-SW).

Au sein du socle brésilien, deux évidences d'activités tectono-magmatiques post-rift sont visibles, des intrusions alcalines datant du Crétacé Supérieur et du Paléogène et la présence de bassins tertiaires (Fig. I.2.5).

A. Les intrusions alcalines

Au sud-est du Brésil, les intrusions alcalines s'alignent principalement le long d'un axe ~ ESE-WNW allant de Poços de Caldas au Cabo Frio (Fig. I.2.5). Le point chaud de Trindade pourrait être à l'origine de ces intrusions (e.g. Thompson et al., 1998). Ce point chaud impacte la lithosphère à 85 Ma près de l'actuel ville de Brasília. La présence des corps magmatiques à quasiment 500 km au sud du trajet de ce point chaud sous la lithosphère brésilienne serait due à la déflexion du panache sous la lithosphère épaisse du craton de São-Francisco jusqu'à des zones

de faiblesses permettant sa remontée (Thompson et al., 1998). Ces mêmes auteurs, suivant Herz (1977), ont déduit de l'évolution des âges depuis l'est (81 Ma pour Poços de Caldas) vers l'ouest (55 Ma pour Cabo Frio) que cet alignement provenait de la dérive de l'Amérique du Sud par rapport au point chaud.

Cependant, de nombreux auteurs (e.g. Almeida, 1991; Cobbold et al., 2001; Marsh, 1973; Riccomini et al., 2005), se basant sur une non décroissance systématique des âges vers l'est (Fig. I.2.12), défendent l'idée d'une mise en place par réactivation senestre de zone de transfert majeure WNW-ESE héritée du rift Néocomien, et qui sépare les bassins de Santos et Campos, sous l'effet d'une contrainte compressive NE-SW (Cobbold et al., 2001; Riccomini et al., 2005).

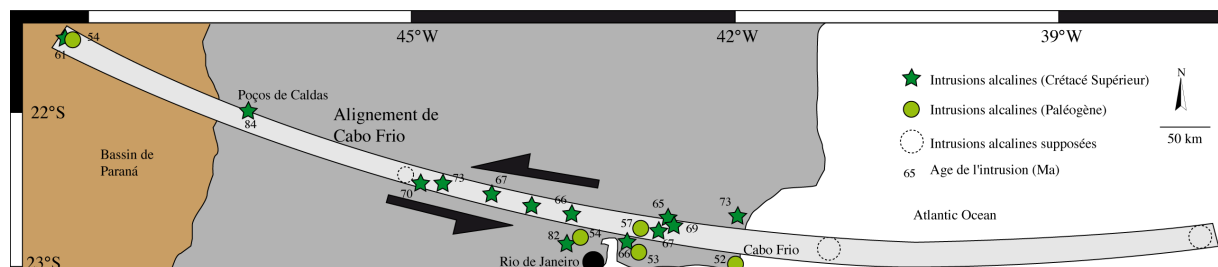


Figure I.2.12: Carte de l'alignement de Cabo Frio. Modifiée d'après Riccomini et al. (2005)

La texture hypo-abyssale de ces intrusions donne une profondeur de mise en place entre 2 et 5 km (Almeida, 1991), et donc une exhumation minimale identique pour leurs mises à l'affleurement aujourd'hui.

B. Les bassins tertiaires

La série de bassins tertiaires, qui est visible sur plus de 1000 km depuis Curitiba jusqu'à Itaboraí (Fig. I.2.5), fut nommée rift continental du sud-est brésilien (CRSB, Riccomini, 1989). Nous allons ici nous intéresser plus particulièrement à la partie centrale du CRSB qui comprend les bassins de São-Paulo, Taubaté, Resende et Volta-Redonda, pour une large part dans la vallée de la Paraíba do Sul, entre la

Serra do Mar et la Serra da Mantiqueira. Une présentation plus détaillée sera faite dans le chapitre III.1.

Ces bassins ont été identifiés assez tôt (Betim, 1930; Branner, 1915; Washburne, 1930), mais la tectonique associée à leurs formations ainsi que leurs âges restent assez débattus. Il semble que l'ouverture de ces bassins se fait de manière soit purement extensive (comme un rift, Almeida, 1976; Almeida et Carneiro, 1998; Asmus et Ferrari, 1978; Melo et al., 1985; Riccomini, 1989; Riccomini et al., 2004) soit en transtension (comme un pull-apart, Cobbold et al., 2001; Padilha et al., 1991; Zalan, 1986) durant le Paléogène et qu'ils subissent une réactivation en transpression au Néogène.

Selon les auteurs, différentes causes sont invoquées pour la formation des bassins. Almeida (1976) propose que l'ouverture soit reliée aux derniers stades de l'extension de l'ouverture de l'Atlantique Sud. Zalan et Oliveira (2005) défendent l'idée d'une surrection thermique due au point chaud de Trindade puis l'effondrement dû au déséquilibre isostatique avec le bassin de Santos adjacent. Cobbold et al. (2001) ont proposé que les contraintes compressives à l'échelle de la plaque réactivent les zones de décrochement héritées et provoquent l'ouverture du bassin en transtension. La réactivation Neogène serait alors due à la rotation des contraintes induisant une reprise transpressive des mêmes faiblesses héritées. En revanche, Riccomini et al. (2004) proposent des phases d'alternance entre extension et compression dues à la balance entre les forces de slab-pull sur la marge pacifique et les forces de ridge-push de la ride médio-Atlantique.

On constate donc que malgré les études dont ils ont été l'objet, la formation de ces bassins est toujours matière à débat. Or, connaître les contraintes tectoniques à l'origine de cette formation est primordial pour comprendre quelles forces tectoniques sont mises en jeu sur la marge sud-est brésilienne durant le Cénozoïque.

Pour le bassin de Taubaté, qui est à la fois le plus grand (170 km de long pour 20 km de large) et le plus profond (~ 800 m, Bergamaschi et al., 2010; Carvalho et al., 2011; Fernandes and Chang, 2002; Marques, 1990; Mendonça Filho et al., 2010; Padilha et al., 1991, 2002; Vidal et al., 2004) des bassins, les enregistrements de fossiles dans les sédiments à l'affleurement donnent des âges allant de l'Eocène au Néogène (Melo et al., 1985; Riccomini et al., 2004). Des laves à la base de Volta

Redonda ont donné un âge de 48 ± 1 Ma (Riccomini et al., 2004). Enfin, Marques (1990) a identifié deux formations en base du bassin qui n'affleurent pas, mais pourraient avoir un âge Paléocène à Eocène par analogie avec l'âge des travertines dans le bassin d'Itaboraí, qui sont les plus vieux sédiments tertiaires à l'affleurement (Cobbold et al., 2001; Sant'Anna et al., 2004), et parce qu'elles sont plus vieilles que l'âge Eocène Inférieur des laves de Volta Redonda.

C. La formation de la Serra do Mar et de la Serra da Mantiqueira, les données thermochronologiques

La surrection des chaînes de montagnes au sud-est Brésil est également matière à débat. Les données sédimentaires montrent une érosion forte au Crétacé Supérieur, interprétée comme la surrection des montagnes adjacentes (Almeida and Carneiro, 1998; Cobbold et al., 2001; Modica and Brush, 2004). Le schéma de capture des rivières et de variations géographiques des dépôts centres montrent lui une croissance continue de la Serra do Mar durant le Paléogène (Bacocoli and Aranha, 1984; Karner and Driscoll, 1999).

Les principales études thermochronologiques en traces de fission sur apatite sur la zone et préexistantes à cette étude prônent elles pour un retrait d'escarpement hérité du rift (Gallagher et al., 1994, 1995), ou pour un refroidissement épisodique (Hackspacher et al., 2004, 2007; Hiruma et al., 2010; Tello Saenz et al., 2003, 2005) durant le Crétacé Supérieur et le Tertiaire. Ces derniers relient alors, à cause des données sédimentaires pour le Crétacé Supérieur et de la formation des bassins Tertiaires pour le Cénozoïque, chaque épisode de refroidissement à des épisodes de surrection des chaînes côtières. Cependant, l'étude d'Hiruma et al. (2010) se concentre uniquement sur une petite partie de la Serra do Mar (le plateau de Bocaina) et les études de Tello Saenz et al. (2003, 2005) emploient une méthodologie contestable (notamment la correction des âges, et l'emploi de la méthode de population pour la datation en traces de fission). Enfin, les études de Hackspacher et al. (2004, 2007) ne propose pas de modélisation inverse pour déterminer les histoires température - temps des différents échantillons analysés.

D'autres études sur des régions adjacentes à la zone d'étude (e.g. Amaral et al., 1997, Franco Magalhaes et al., 2010, Godoy et al., 2006) montrent également des épisodes de refroidissement accéléré post-rift.

Toutefois aucune des études mentionnées ci-dessus ne proposent, comme ce sera le cas ici, de combiner l'analyse des traces de fission et de l' (U-Th)/He permettant d'obtenir des histoires thermiques mieux contraintes, et donc d'affiner l'analyse des réactivations post-rift de la région. Une seule étude U-Th/He sur 5 échantillons de la Serra do Mar (Ribeiro, 2007) existe à notre connaissance, et indique des âges AHe et AFT Crétacé supérieur à Paléogène et relativement proches. A partir de ce refroidissement, de la formation de plateau élevé et de l'augmentation du flux sédimentaire dans le bassin de Santos, Ribeiro (2007) déduit une exhumation et une érosion rapide durant cette période, dues à la surrection de la Serra do Mar.

D. Les données actuelles

Actuellement, la marge du sud-est du Brésil fait partie des marges ayant un relief fort, présentant depuis la côte (SE) vers l'intérieur (NW) une topographie principalement composée de : (1) une plaine côtière basse, (2) un escarpement de 1000 à 1500 m menant à la Serra do Mar, (3) le plateau atlantique élevé (700 à 1000 m) au faible relief, (4) la vallée de la Paraíba do Sul (400-600 m), (5) un second escarpement menant à la Serra da Mantiqueira (culminant à 2800m) et enfin un second plateau intérieur élevé à faible relief (Fig. I.2.13).

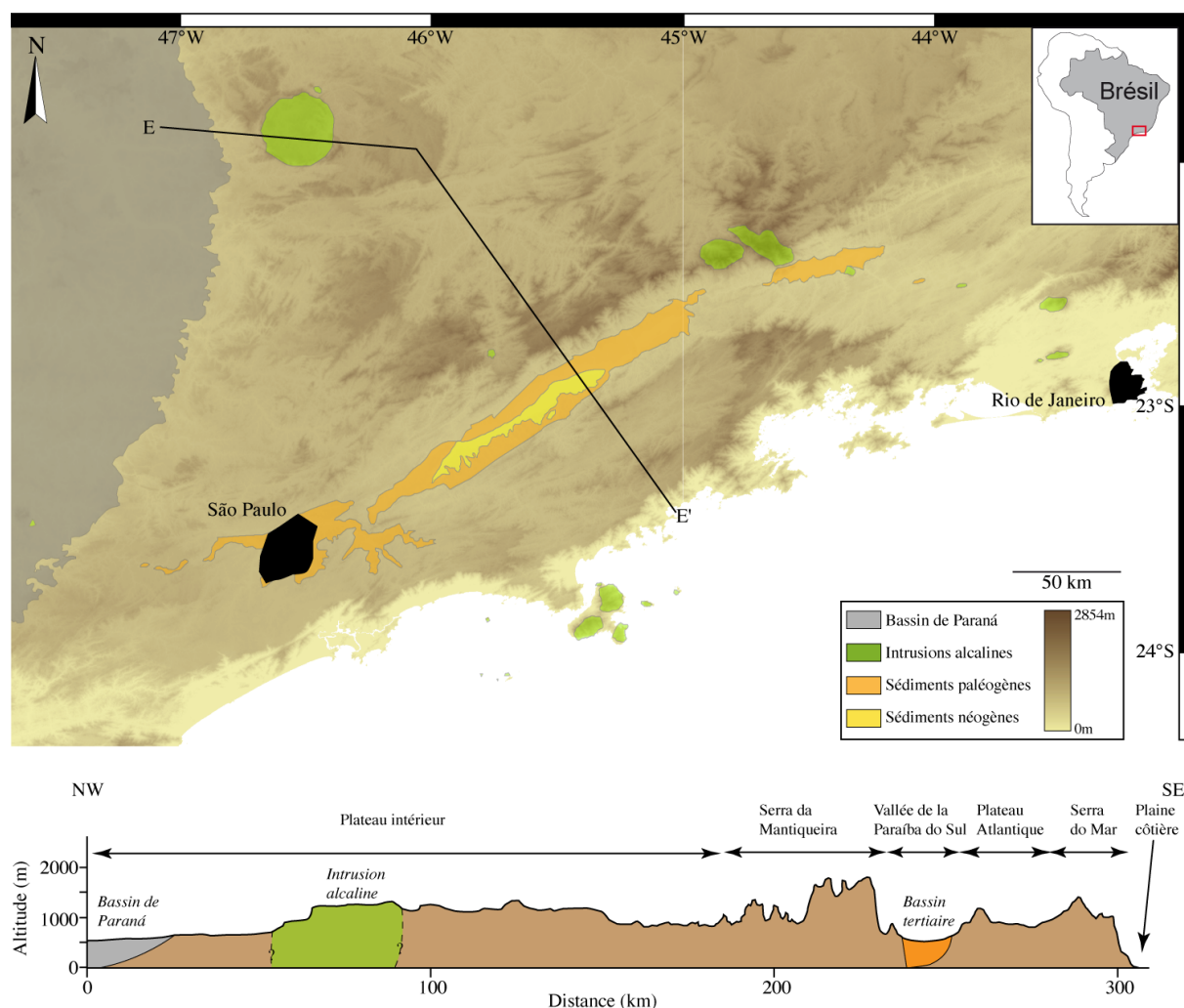


Figure 1.2.13: Carte et coupe EE' montrant la géologie simplifiée et la topographie de la marge sud-est brésilienne. La topographie vient du SRTM à 3 secondes d'arc (<http://srtm.csi.cgiar.org/>). Toutes les roches à terre non spécifiées sont du socle Précambrien.

Les données de séismes (Assumpção, 1998), de la World Stress Map (Heidbach et al., 2008) et de la déformation des sédiments Pléistocènes ou plus tardifs (Riccomini et al., 1989) montrent que l'ensemble de la marge est soumis à une compression E-W. Pedoja et al. (2011) ont également montré que les terrasses marines quaternaires ont été surélevées depuis leur formation, et argumentent que, au vu de la vitesse de cette surrection (~ 0.1 mm/an), seule une contrainte tectonique compressive peut l'expliquer. Cobbold et al. (2007, 2010) ont montré que l'ensemble de la plaque sud américaine est en compression, à cause, selon eux, de la combinaison des forces de ridge-push des rides médio-Atlantique et Est-Pacifique.

Enfin, les analyses de fonctions reçues donnent un Moho entre 34 et 43 km sous la Serra do Mar et la Serra da Mantiqueira (Assupção et al., 2002; França et Assumpção, 2004, Fig. 1.2.14). Il y a également une large anomalie de Bouguer (-60

à -80 mGal) sous ces deux reliefs (França et Assumpção, 2004, Fig. I.2.14). Il semblerait donc y avoir une racine crustale sous les reliefs du sud-est brésilien ce qui est confirmé par la carte des anomalies isostatiques (Fig. I.2.15) montrant une anomalie proche de 0 mGal qui indique une compensation isostatique (de type Airy) des reliefs.

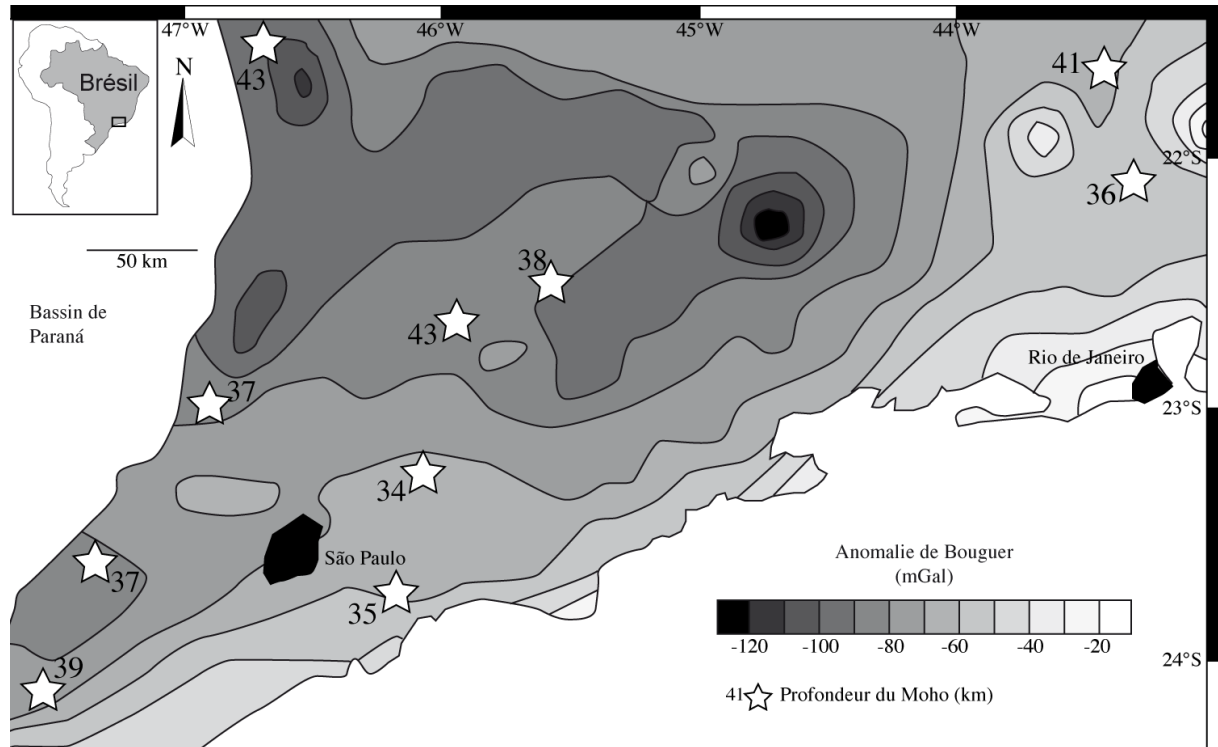


Figure I.2.14: Carte des anomalies gravimétriques et des données de fonctions reçues. Modifiée d'après França et Assumpção (2004) et Assumpção et al. (2002).

Il semble donc probable que les montagnes du sud-est brésilien ne soient pas actuellement des reliefs dynamiques supportés par une anomalie thermique sous-jacente, mais soient plutôt le résultat d'un épaissement de la croûte.

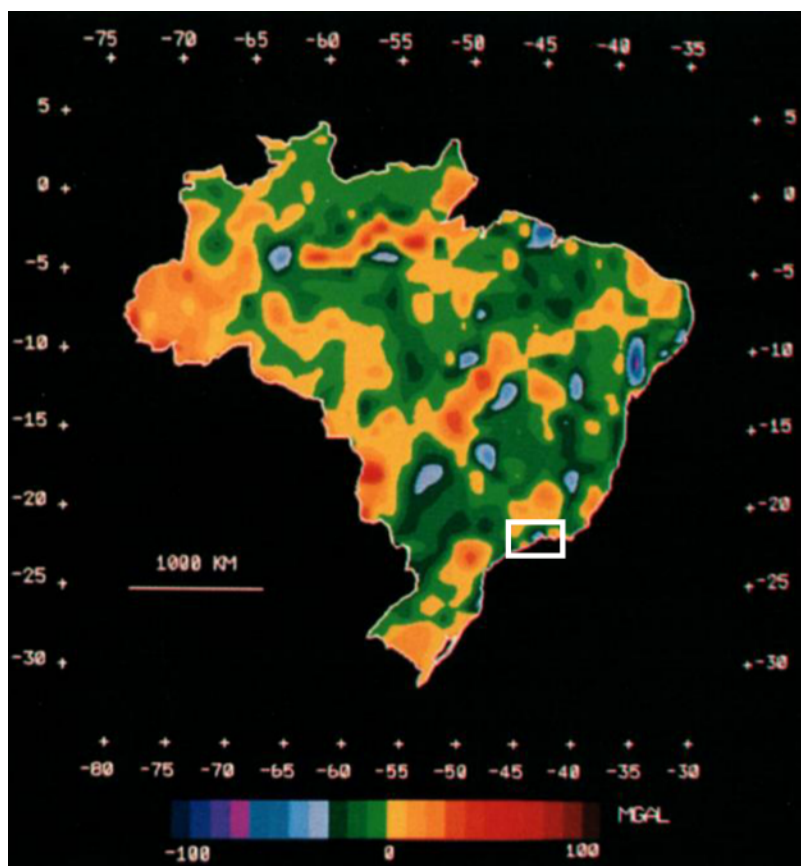


Figure I.2.15: Carte des anomalies isostatiques au Brésil (Ussami et al., 1993). Le cadre blanc indique la zone d'étude de ce travail.

Chapitre 3

Méthodologie – la thermochronologie

Introduction

La thermochronologie est l'étude de la datation du passage d'une isotherme lors du refroidissement d'une roche. Dans un minéral donné, un système isotopique peut servir de chronomètre à partir du moment où la température environnante du minéral considéré est inférieure à la température de fermeture T_c (Dodson, 1973). Cette température T_c est la température au-dessous de laquelle l'isotope fils du système considéré ne pourra plus s'échapper comme il le faisait lorsque la température était supérieure à T_c . Les techniques utilisables en Sciences de la Terre vont des hautes températures (U - Pb sur zircon, $T_c \sim 900$ °C, Cherniak et Watson, 2003) à de très basses températures (OSL sur quartz, $T_c \sim 30$ °C, Herman et al., 2010). Cette étude utilise deux techniques de datation de basses températures, les traces de fission sur apatite (AFT) et la technique (U-Th)/He sur apatite (AHe). Une utilisation fort répandue de ces deux thermochronomètres, qui sera également celle utilisée dans cette étude, est de retracer l'histoire température-temps de la roche dans la partie supérieure de la croûte (depuis 6 à 4 km à 2 à 1 km de profondeur). Ce chapitre a pour but d'expliquer le fonctionnement de ces deux méthodes.

3.1 Notion de traces de fission

La technique de datation par traces de fission (FT) se base sur la désintégration nucléaire de l'uranium 238. Lorsqu'un atome fissionne, il se crée 2 ions positifs et cela libère de l'énergie, environ 210 MeV (Wagner et Van den Haute, 1972). Ces deux particules chargées se repoussent à cause des forces de Coulomb et grâce à l'énergie cinétique dégagée. Lorsque cette désintégration se produit au sein d'un solide, les 2 ions fils vont, sur leurs parcours linéaires, endommager la structure de ce solide par la capture d'électrons ou l'ionisation (e.g. Wagner et Van den Haute, 1992). Ce dommage, invisible au microscope optique, est appelé trace latente.

La découverte de ces traces par Silk et Barnes (1959), dans une feuille de mica irradié, sous un microscope électronique en transmission, engendra un grand intérêt dans la communauté scientifique. En géologie, la technique a été développée durant les décennies 1960 et 1970 par Fleischer, Price et Walker à la General Electric Company's Research Laboratories dans l'état de New York. Leur texte majeur, *Nuclear Tracks in Solids; Principles and Applications*, publié en 1975 résume 15 ans de recherche. La découverte par Price et Walker (1963) d'une possible visualisation des traces en microscopie optique a permis une grande avancée dans la possibilité d'utiliser les traces de fission comme technique de datation. En effet, les zones des minéraux endommagées sont plus sensibles aux réactions chimiques, et donc un réactif bien choisi peut permettre d'attaquer le minéral et de révéler ces traces latentes (e.g. Wagner et Van den Haute, 1992). Le rapport des vitesses d'attaque le long de la trace et dans sa perpendiculaire donne un aspect tubulaire à ces traces révélées. La longueur d'une trace révélée dans une apatite est de l'ordre de 16.3 μm (e.g. Green et al., 1986). Cependant, la taille exacte est dépendante du réactif employé pour les révéler ainsi que de la durée d'exposition à ce réactif. C'est pourquoi toute étude traces de fission doit s'accompagner d'un descriptif de cette révélation.

3.2 L'équation de l'âge FT

Comme toute réaction de désintégration nucléaire, la radioactivité conduisant à la fission de l' ^{238}U obéit à une loi de décroissance exponentielle. Cette partie a pour but de rappeler comment est obtenue l'équation de l'âge pour la technique traces de fission.

La datation isotopique présuppose la présence d'un isotope instable dans le minéral à dater. Le taux de désintégration de cet isotope, dN/dt est fonction du nombre N d'atomes à un temps t selon la relation $dN/dt = -\lambda t$, où λ est la constante de désintégration de l'isotope considéré pour une désintégration donnée (spontanée ou émission de particule α , voir ci-dessous) . En intégrant cette équation, on obtient $\ln N = -\lambda t + C$. Si à $t = 0$, $N = N_0$ on en déduit que $C = \ln N_0$. On obtient donc l'équation de la radioactivité :

$$N = N_0 \exp(-\lambda t) \quad (I.3.1)$$

Au moment de sa formation, à un temps t_0 , le minéral incorpore un nombre d'atome d' ^{238}U $N_{(238,0)}$. A un temps donné t , ce même minéral ne contient plus que $N_{(238,t)}$ atomes. Durant ce temps écoulé il s'en sera donc désintégré par fission spontanée (fission due à l'instabilité de l'atome à cause de son poids) et radioactivité α (émission d'une particule ^4He), un nombre $N_t = N_{(238,0)} - N_{(238,t)}$. Le nombre d'événements de fission sera donc, en tenant compte de l'équation (I.3.1) :

$$N_t = [\lambda_f / (\lambda_f + \lambda_\alpha)] N_{(238,t)} \{ \exp[(\lambda_f + \lambda_\alpha)t] - 1 \} \quad (I.3.2)$$

Où λ_f et λ_α sont les constantes de désintégration par fission spontanée et radioactivité α respectivement ($\lambda_f = 8.46 \cdot 10^{-17} \text{a}^{-1}$ et $\lambda_\alpha = 1.55125 \cdot 10^{-10} \text{a}^{-1}$, Wagner et Van den Haute, 1992). Comme $\lambda_\alpha \gg \lambda_f$, on considère que $\lambda_f + \lambda_\alpha = \lambda_\alpha$.

La particularité de la datation FT est que le produit fils mesuré n'est pas un isotope (comme le père) mais un dommage physique du réseau cristallin. Ce dommage peut être quantifié par une densité $\rho = \eta N_t$ de traces sur une surface obtenue par polissage et après révélation, où η est un coefficient caractéristique de

chaque minéral, de la condition d'observation et de la taille de la surface d'observation. On obtient donc l'équation suivante:

$$\rho = \eta(\lambda_f/\lambda_\alpha)N_{(238,t)}[\exp(\lambda_\alpha t) - 1] \quad (1.3.3)$$

On peut déterminer $\rho = \rho_s$ (nombre de traces spontanées) tout simplement en comptant le nombre de traces révélées sur une surface donnée. Il y a alors 2 inconnues, t qui est l'âge FT, et donc l'inconnue recherchée, et $N_{(238,t)}$, le nombre d'atomes d' ^{238}U encore présent dans le minéral. Pour connaître ce dernier paramètre, une approche similaire au comptage de la densité des traces spontanées est adoptée.

On irradie l'échantillon avec un flux de neutrons thermique de basse énergie afin de ne faire fissionner que les atomes d'uranium 235. Les traces créées, dites induites, vont alors avoir une densité $\rho_i = \eta_i N_{235} \sigma \Phi$, où η_i est le coefficient d'observation, N_{235} le nombre d'atomes de ^{235}U , et σ la section efficace de capture (cm^{-2}) d'un neutron thermique par un noyau de ^{235}U pour la fission et Φ la fluence neutronique (neutrons/ cm^2) utilisée. Le rapport isotopique $I = ^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$ étant constant, on peut donc, en comptant le nombre de traces induites, connaître l'abondance d' ^{238}U .

Pour effectuer ces mesures, deux méthodes existent, la méthode de population (e.g. Gleadow, 1981; Wagner et Van den Haute, 1992) et la méthode de calibration par détecteur externe zêta (EDM ζ , Gleadow, 1981; Hurford and Green, 1982, 1983). Au cours de ces travaux, je n'ai utilisé que la méthode EDM ζ , qui a l'avantage de donner un âge grain par grain, et c'est donc celle-ci qui sera détaillée plus bas. De plus, c'est la méthode recommandée par l'*International Union of Geological Sciences Working Group's* (Hurford, 1990). Pour utiliser cette méthode nous allons donc utiliser l'équation (1.3.3) et en posant $\eta_s/\eta_i = g$ (voir plus bas pour l'explication de ce facteur), on obtient:

$$t = (1/\lambda_\alpha) \text{Ln}[1 + g(\rho_s/\rho_i)(\lambda_\alpha/\lambda_f)\sigma I \Phi] \quad (1.3.4)$$

Pour déterminer la fluence Φ , on utilise un moniteur, un verre dopé à une dose connu d'U. On mesurera alors ρ_m , le nombre de traces produites par le moniteur, et $\Phi = B\rho_m$, où B est la constante caractéristique du verre utilisé. On obtient donc :

$$t = (1/\lambda_\alpha) \text{Ln}[1 + g(\rho_s/\rho_i)(\lambda_\alpha/\lambda_f)\sigma B\rho_m] \quad (I.3.5)$$

Deux problèmes se posent alors : (i) on ne connaît pas a priori le facteur B et (ii) il existe une grande incertitude sur la valeur de λ_f . Pour ce faire, Hurford et Green (1983) ont proposé de poser $\zeta = \sigma B / \lambda_f$. On obtient alors :

$$t = (1/\lambda_\alpha) \text{Ln}[1 + g\lambda_\alpha(\rho_s/\rho_i)\rho_m\zeta] \quad (I.3.6)$$

Il suffit donc de trois mesures pour connaître l'âge traces de fission, le nombre de traces spontanées, induites et dans le moniteur, qui, comptées sur une surface connue, nous donne ρ_s , ρ_i et ρ_m . Dans cette équation, deux facteurs ne sont pas connus a priori, g et ζ , mais peuvent tout deux être déterminés.

Le facteur g. Ce facteur est connu comme étant le facteur géométrique. Il permet d'apprécier le fait que les traces spontanées qui intersectent la surface de comptage proviennent d'un volume deux fois plus important que pour les traces induites. Ce facteur dépend également du minéral concerné. Pour le déterminer, il est nécessaire de prendre un échantillon et de le faire chauffer, afin que toutes les traces latentes disparaissent. Ensuite, l'échantillon est irradié avec un détecteur externe puis les traces sont révélées dans l'échantillon et le détecteur. On compte ensuite le nombre de traces pour une même surface dans l'échantillon et le détecteur. En pratique, les études (e.g. Gleadow et Lovering, 1977; Wagner et Van den Haute, 1992) ont montré que pour des apatites avec un détecteur en mica, la valeur de g est d'environ 0.5, valeur adoptée dans ce travail.

Le facteur ζ . En réarrangeant l'équation (6), et en comptant un échantillon d'âge connu (un standard), on voit que l'on peut déterminer le facteur ζ . Cette méthode a l'avantage d'éviter les incertitudes sur le flux thermal (σB) et sur la constante de décroissance de la fission spontanée (λ_f) (e.g. Gleadow 1981; Green & Hurford 1984; Hurford & Green 1982, 1983; Wagner et Van den Haute, 1992). De plus, la calibration du facteur ζ permet aussi d'absorber une partie des inconstances du comptage. En pratique, il faut calculer le ζ pour un dosimètre donné et pour plusieurs irradiations (généralement entre 20 et 30). La calibration du facteur zêta pour cette étude est donnée en annexe A.

Une alternative à l'irradiation a été proposée par Hasebe et al. (2004). Ces

auteurs proposent de mesurer le nombre d'atomes d' ^{238}U encore présent dans le minéral ($N_{(238,t)}$) par LA-ICP-MS. Cette alternative, encore peu répandue, aura le mérite d'éviter le transport de matériaux radioactifs et d'accélérer les procédures de détermination des âges FT, ainsi que de supprimer la partie calibration du facteur ζ . Cependant, une dose minimum d'uranium est nécessaire dans l'échantillon pour être détectée par la machine, tous les échantillons ne pourront sans doute pas utiliser cette méthode. L'équation de l'âge est alors modifiée, mais comme cette méthode n'a pas été utilisée ici, je ne la détaillerai pas. Le lecteur peut se référer à Hasebe et al. (2004), pour plus de détails.

3.3 La méthode de datation par détecteur externe

La figure I.3.1 montre le principe de cette méthode. Un grand nombre de grains (>100 grains) d'apatites sont montés sur une pastille dans une résine et polis pour faire apparaître la surface. Ces échantillons sont ensuite trempés dans l'acide nitrique pour révéler les traces spontanées. Une feuille de mica est ensuite attachée à chaque pastille. Plusieurs paquets sont ensuite empilés dans un tube avec un verre dopé à l'uranium (verre CN5), auquel est également attachée une feuille de mica, à chaque extrémité de la colonne. Après l'irradiation, chaque feuille de mica est détachée de son échantillon et trempée dans l'acide fluorhydrique pour révéler les traces induites. Les deux parties (échantillons et micas) sont ensuite montées en miroir sur une lame mince pour pouvoir être comptées au microscope. Ce procédé permet d'obtenir un âge FT pour chaque grain individuellement.

3.4 Le calcul de l'âge FT

Comme nous l'avons vu ci-dessus, la méthode EDM permet de déterminer un âge FT pour chaque grain à partir de l'équation (I.3.6). En pratique, pour dater un échantillon, l'utilisateur comptera les traces de fission dans une vingtaine de grains

minimum pour obtenir un âge FT de l'échantillon. Cependant, il existe différentes méthodes pour calculer cet âge à partir des âges individuels.

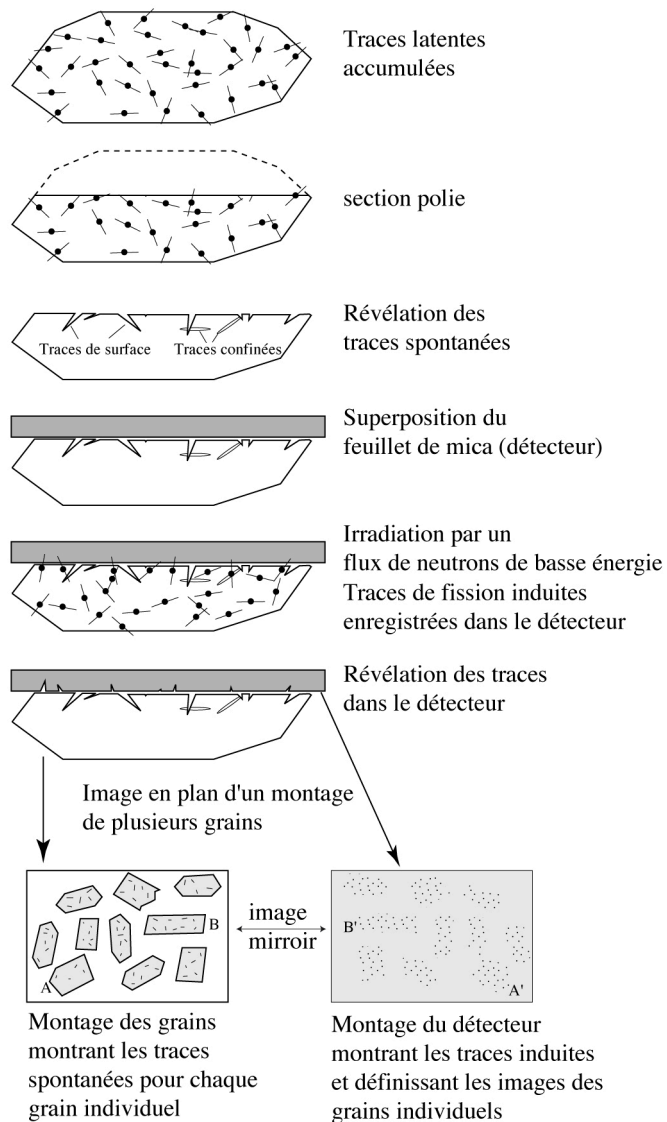


Figure I.3.1: Principe de la méthode du détecteur externe. Modifiée d'après Gallagher et al. (1998)

La méthode de l'âge commun (Green, 1981). Si tous les grains d'un même échantillon ont la même histoire thermique, la distribution des données d'âge suit une distribution poissonnienne, il n'y a alors qu'une seule population d'âge. Si on compte le nombre de traces spontanées $N_s = \rho_s/S$ sur une même surface S que le nombre de traces induites $N_i = \rho_i/S$, alors $N_s/N_i = \rho_s/\rho_i$. Pour calculer l'âge FT de l'échantillon, on utilise donc une somme des traces induites de tous les grains et une somme des traces spontanées.

La méthode de l'âge moyen (Green, 1981). Cet âge est calculé à partir de la moyenne arithmétique de chaque ratio N_s/ N_i . Dans ce cas également, il faut que les âges individuels suivent une distribution poissonnienne, sinon cette moyenne est faussée, bien que cette méthode ait été développée pour des échantillons ne passant pas le test χ^2 (voir ci dessous).

La méthode de l'âge central (Galbraith et Laslett, 1993). Cette méthode permet de déterminer un âge FT et une dispersion de celui-ci même lorsque la distribution des âges individuels n'est pas poissonnienne. On considère alors que la distribution de $\log (\rho_s/ \rho_i)$ est normale avec une moyenne μ et une déviation σ . L'âge central est égal à μ et est donc la moyenne pondérée des $\log (\rho_s/ \rho_i)$ de chaque grain.

Lorsque la distribution des âges individuels est poissonnienne, les 3 âges seront identiques (à 2σ). Cependant, nous ne pouvons pas savoir *a priori* si les échantillons auront une distribution poissonnienne ou non, et il est préférable que tous âges soient calculés avec la même méthode, c'est donc l'âge central qui a été utilisé dans ce travail.

Pour déterminer si la distribution des âges individuels est poissonnienne et correspond donc à une seule famille d'âge, on utilise le test χ^2 (Galbraith, 1981; Green 1981). La probabilité $P(\chi^2)$ détermine si les âges appartiennent à une même population. Si $P(\chi^2)$ est $> 5\%$, on considère que la distribution des âges est poissonnienne et qu'ils appartiennent tous à la même famille et donc représentent tous la même histoire thermique.

3.5 La représentation graphique de l'âge FT

Le diagramme radial introduit par Galbraith (1988, 1990) est un outil graphique permettant de visualiser au moins qualitativement si l'ensemble des âges individuels appartiennent à la même famille. De même, cette représentation permet de visualiser facilement les différentes familles d'âges lorsque c'est le cas. La figure I.3.2 montre le principe d'un diagramme radial (Fig. I.3.2a) avec un exemple pour une population d'âge homogène (Fig. I.3.2b) et pour des âges se répartissant sur 2 populations (Fig. I.3.2c).

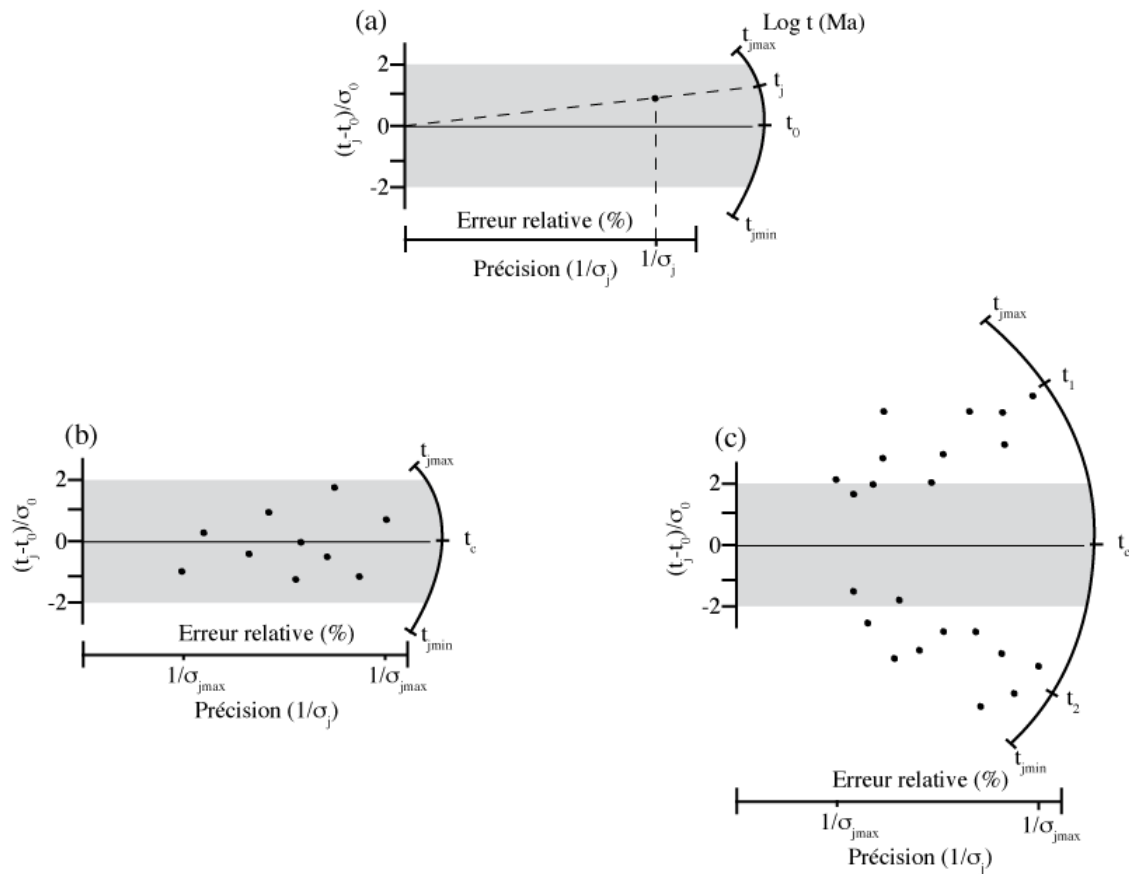


Figure 1.3.2: Diagramme radial. (a) Principe de positionnement d'un cristal dans le diagramme. (b) exemple d'une population homogène, tous les points se situent dans l'espace défini en y par $t_0 \pm 2\sigma$, t_0 étant l'âge de l'échantillon. (c) Exemple d'une population hétérogène, les points sortent de l'espace défini en y par $t_0 \pm 2\sigma$, se répartissant en 2 pôles d'âge t_1 et t_2 .

Le diagramme se lit de la manière suivante:

- La courbe des âges sur la droite du diagramme est en $\log(t)$. L'âge d'un grain est égal à la pente de la droite reliant l'origine au point.
- L'axe des ordonnées à gauche est défini par $(t_j - t_0) / \sigma_0$, où t_j est l'âge de l'échantillon, t_0 est l'âge FT (central, moyen ou commun) et σ_0 l'erreur normalisée commune à tous les points. L'intervalle (+2, -2) correspond donc à l'erreur à 2σ sur l'âge FT.
- L'axe des abscisses est formé par la précision des âges individuels, soit en dessous de l'axe en fonction de l'inverse de l'erreur sur le grain considéré ($1/\sigma_j$) soit au-dessus de l'axe en précision relative par rapport aux autres grains (%).

- Le positionnement d'un point représentant un grain j se fait donc de la manière suivante: $y_j = (t_j - t_0) / \sigma_0$ et $x_j = 1/\sigma_j$ (Fig I.3.2a)

Lorsque tous les points sont dans la bande grisée, les âges individuels sont statistiquement compatibles avec l'âge FT et forment donc une seule population (Fig. I.3.2b). Lorsque les points forment 2 familles d'âge bien distinctes (t_1 et t_2), les points sortent de cet intervalle (Fig. I.3.2c). Certains cas de figure peuvent être plus complexes (par exemple seulement 1 point ou 2 sortent de l'intervalle $\pm 2\sigma$), il est alors nécessaire de calculer la probabilité $P(\chi^2)$ pour savoir si statistiquement l'ensemble des données est compatible avec une seule population d'âge.

3.6 Stabilité thermique des traces de fission, distribution des longueurs de traces et notion de Zone d'Effacement Partiel (PAZ)

Les méthodes de calcul des âges FT présentées ci-dessous supposent implicitement qu'une fois la trace créée, rien ne va l'altérer. Or, des études (e.g. Gleadow et Duddy, 1981) ont assez vite montré qu'une température, même relativement basse, pouvait effacer les traces de fission jusqu'à les faire disparaître. Le principe du comptage des traces repose sur le fait que nous comptons sur une surface (2D) des traces qui se forment dans un volume (3D) et qui intersectent cette surface. Il en résulte donc que plus les traces seront longues plus il y a de chances d'avoir une intersection et donc plus l'âge mesuré sera vieux. Au contraire, quand les traces vont se raccourcir les chances d'une intersection avec la surface considérée diminuent et l'âge devient plus jeune (Fig. I.3.3). Il est donc important de voir qu'un âge FT est (1) une estimation minimum et ne représente pas forcément un événement particulier, et (2) que pour comprendre le sens de cet âge il faut avoir une idée de la distribution des longueurs de traces.

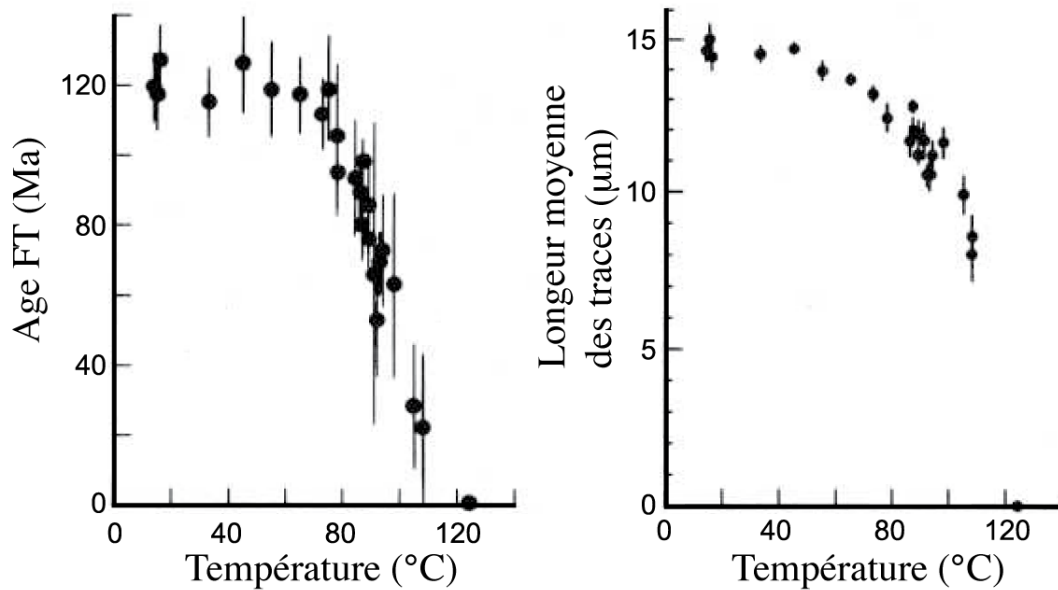


Figure 1.3.3: Effacement naturel des traces à cause de l'augmentation de la température. À gauche l'âge trace de fission et à droite la longueur moyenne des traces, les deux diminuent de la même manière avec la température. Les données viennent d'un puits dans le bassin d'Otway (Green et al., 1989). Les barres d'erreurs sont à 2σ . Modifiée d'après Tagami et O'Sullivan (2005).

Pour connaître cette distribution, il faut faire la différence entre les traces de surface (qui intersectent la surface et qui sont donc comptées pour obtenir l'âge) et les traces confinées (Fig. 1.3.4). Ces dernières sont révélées lorsque l'acide peut les atteindre en passant par une fracture (on parle alors de *Tracks in Cleavage* ou TINCLE) ou par une trace de surface (*Tracks in Track* ou TINT). Mesurer la longueur de ces traces (et non celles de surface qui ne présentent pas leurs longueurs entières) est donc le meilleur moyen d'obtenir une distribution des longueurs de traces (Gleadow et al., 1986). Pour que la mesure soit correcte, deux points sont importants. Premièrement, la trace doit être horizontale (Laslett et al., 1982). Deuxièmement, il faut mesurer l'angle entre la trace et l'axe c du minéral, la révélation chimique et l'effacement dû à la température étant tous deux anisotropiques (Barbarand et al., 2003a; Donelick, 1991; Donelick et al., 1999; Green et al., 1986; Ketcham et al., 2007). Pour obtenir une bonne distribution, il est habituel de compter 100 traces confinées (Gallagher et al., 1998, Gleadow et al., 1986).

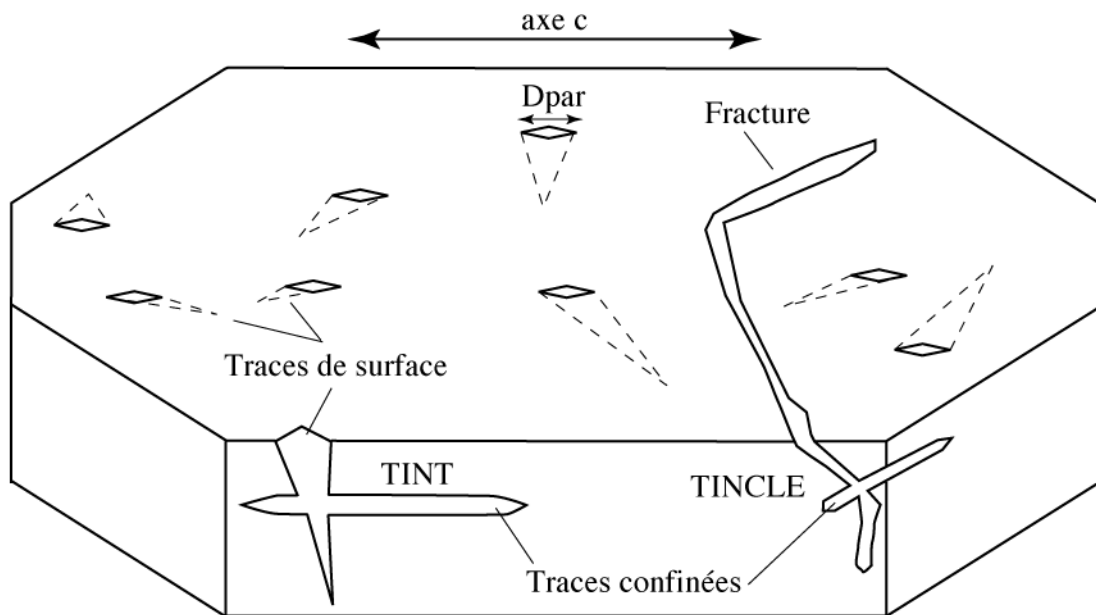


Figure 1.3.4: Schéma d'une apatite montrant les différentes observations sur les traces de fission possibles. Voir texte pour la discussion des différents noms.

Le concept de température de fermeture (Dodson, 1973) est une simplification extrême dans le cas des traces de fission. Si une température de 110 ± 10 °C est communément admise pour une apatite de type Durango, on sait que dans la nature, les traces s'effacent jusqu'à des températures de 60 °C (Gleadow et Duddy, 1981). Cet écart est connu sous le nom de Zone d'Effacement Partielle (Partial Annealing Zone, PAZ). Green et al. (1986) ont mené des expériences en laboratoire sur l'effacement des traces entre 20 min et 500 jours de régimes isothermaux à des températures allant de 95 à 398 °C. A partir de ces expériences, Laslett et al. (1987) ont proposé un modèle d'effacement, permettant l'extrapolation à l'échelle des temps géologiques (i.e. 1 à 100 Ma), et donnant des valeurs limites en accord avec les données naturelles de Gleadow et Duddy (1981). Ces modèles ont ensuite été affinés (e.g. Ketcham et al., 2007) pour mieux prédire les données naturelles.

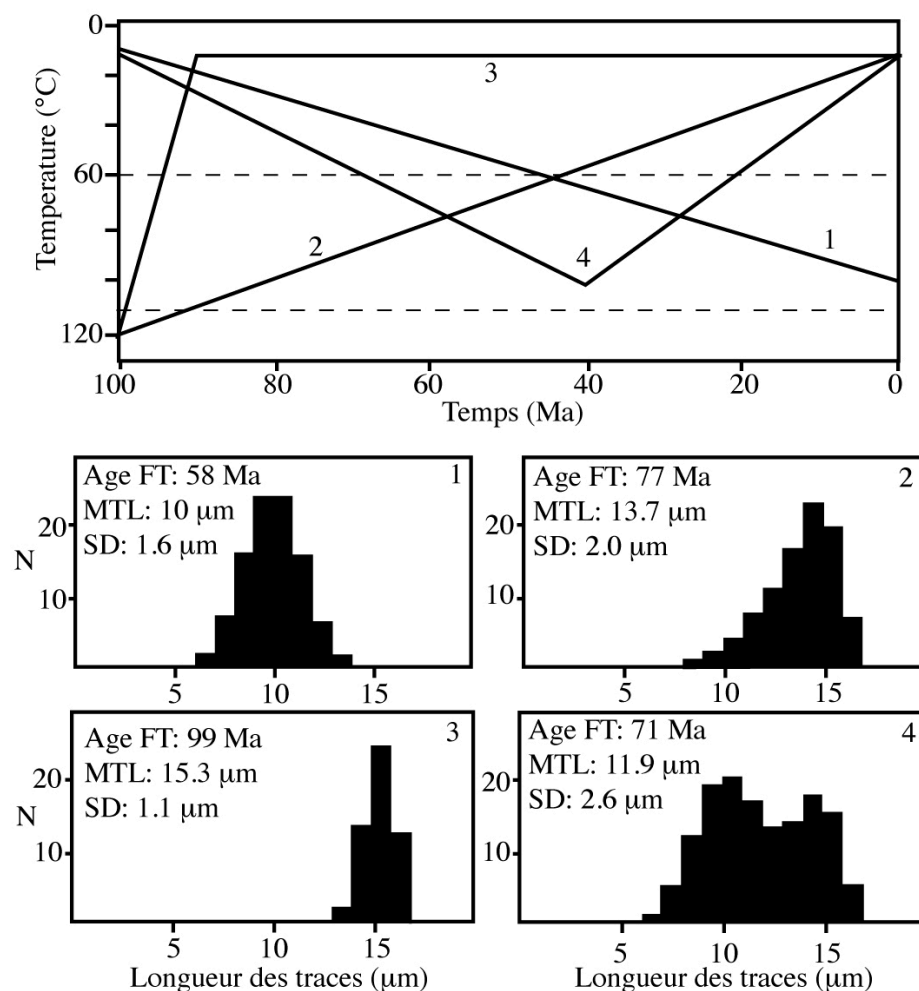


Figure 1.3.5: Le diagramme du haut présente les différentes histoires thermiques (1 à 4). Les lignes pointillées représentent les limites théoriques de la PAZ. En bas, on peut voir la distribution des longueurs de traces attendues. Pour l'histoire 1, l'échantillon subit un réchauffement depuis les températures de surface avant un refroidissement instantané à l'actuel. Toutes les traces enregistrent le même pic de température, la distribution est unimodale, symétrique avec une MTL courte et une SD moyenne. L'histoire 2 montre un refroidissement linéaire depuis des températures supérieures à la PAZ. La distribution est biaisée vers les valeurs basses, montrant que chaque trace n'enregistre pas la même température maximum. La distribution est unimodale, asymétrique avec une MTL et une SD assez fortes. L'histoire 3 montre un refroidissement rapide suivi par une température basse (i.e. inférieure à la PAZ) et constante. Toutes les traces, ou presque, se créent après le refroidissement et donc la MTL est longue avec une SD faible. L'histoire 4 montre un réchauffement linéaire suivi par un refroidissement linéaire. La distribution des longueurs de trace est bimodale, reflétant une famille se formant durant le réchauffement et expérimentant un même maximum de température (type histoire 1) et une autre famille représentative du refroidissement progressif (type histoire 2). La MTL est assez basse et la SD est forte. Pour les histoires 1, 2 et 4 l'âge FT n'est pas lié à un événement précis, alors que pour l'histoire 3 il est indicateur de l'âge de refroidissement. Modifiée d'après Gallagher et al. (1998).

On peut donc dire qu'au premier ordre (beaucoup de facteurs rentrant en compte comme la composition chimique, voir ci-dessous) et à l'échelle des temps géologiques, dans un échantillon résidant à une température (1) $> 110\text{ °C}$, les traces s'effacent immédiatement, (2) $< 60\text{ °C}$ les traces ne s'effacent quasiment plus. Cependant, même dans une roche volcanique, les traces spontanées sont généralement un peu plus courtes que les traces induites en laboratoire montrant un léger effacement, même à des températures de surface (e.g. Green 1988). Cependant, cet effacement semble se produire assez rapidement (quelques heures à quelques mois) puis s'arrêter (Donelick et al., 1990). Entre les deux températures, dans la PAZ (Fig. I.3.5), la vitesse d'effacement des traces dépend de la température et du temps passé à cette température. La distribution des traces peut donc être révélatrice de l'histoire thermique d'un échantillon (Fig. I.3.5). Cette distribution est caractérisée par la longueur moyenne des traces (MTL) et sa déviation standard (SD).

L'effacement des traces est également fonction de la composition chimique de l'apatite. Les apatites riches en Chlore (Cl-apatite) sont plus résistantes à l'effacement que les apatites riches en Fluor (F-apatite) (e.g. Gleadow et Duddy 1981; Green et al 1986; Donelick 1991). Une manière de tenir compte de ce paramètre est de mesurer le Dpar, qui est la longueur de la marque laissée en surface par l'intersection de la trace avec cette surface (Fig. I.3.4). Les expériences en laboratoires ont montré que ce paramètre, sans être totalement lié à la composition chimique de l'apatite, est un bon paramètre cinématique de l'effacement des traces, toutes choses étant égales par ailleurs (Barbarand et al, 2003a; Carlson et al., 1999; Donelick et al., 2005; Ketcham et al., 1999, 2007; Fig. I.3.6).

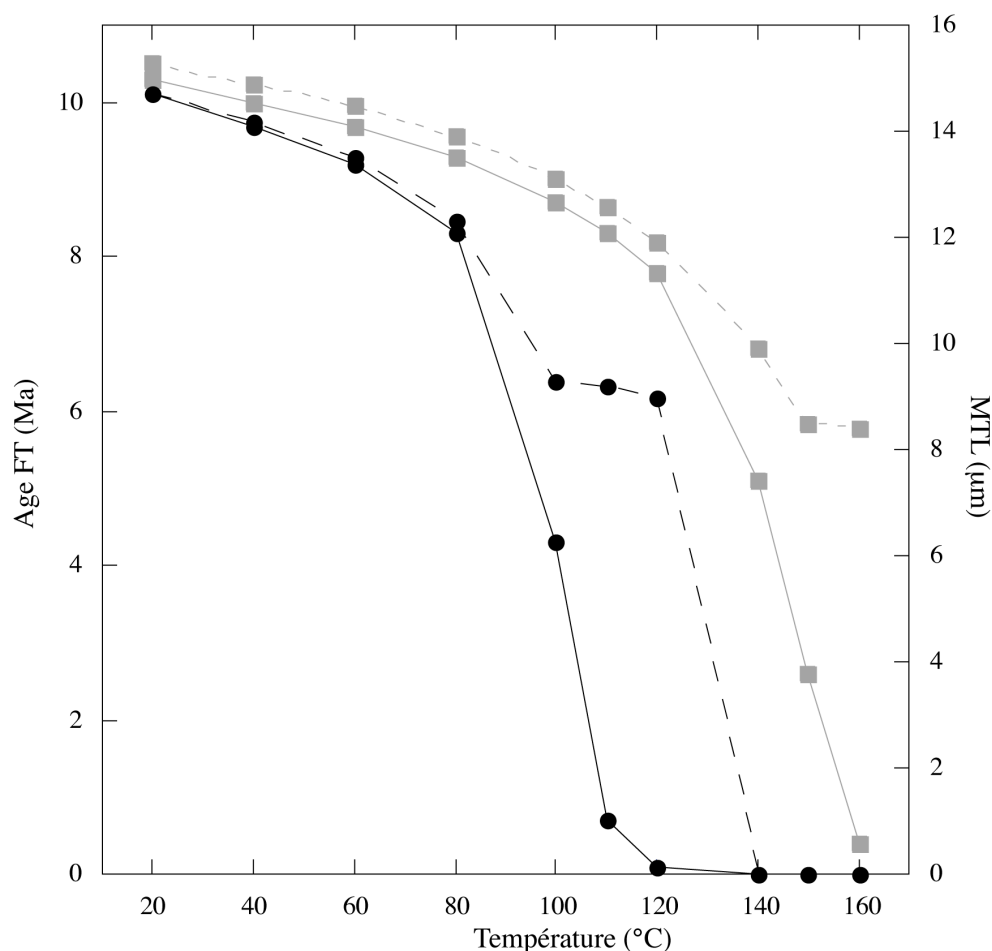


Figure I.3.6: Graphique montrant l'évolution (calculée avec AFTSolve, Ketcham et al., 2003) des âges FT (lignes pleines) et des MTL (lignes tiretées) pour des valeurs de $D_{par} = 1.5$ (ronds noirs) et $D_{par} = 3.0$ (carrés gris) pour un régime isothermal à la température indiquée pendant 10 Ma (puits de forage hypothétique). On peut voir que pour un D_{par} plus élevé, l'effacement des traces se fait moins vite. Modifiée d'après un tableau de Donelick et al. (2005).

3.7 Thermochronométrie (U-Th)/He

La production d'hélium par désintégration de l'uranium et du thorium a été découverte en même temps que la radioactivité. La mesure des concentrations d'hélium et d'uranium a donné naissance à la première échelle de temps absolue en géologie (e.g. Rutherford, 1905; Strutt, 1905). Cependant, dès le début de l'utilisation de cette méthode, il a été reconnu que les âges étaient des âges minimaux car l'hélium "s'échapper" (Rutherford, 1905), ce qui fut confirmé par la suite (e.g. Hurley, 1954). Le développement d'autres méthodes de datation relégua la technique (U-

Th)/He dans l'ombre. L'intérêt pour cette méthode fut relancé en 1987, lorsque Zeitler et al. (1987) proposèrent que, dans le cas de l'apatite, l'âge He pouvait être interprété comme un âge de refroidissement à travers les très basses températures. Zeitler et al. (1987) ont montré que pour les apatites Durango, l'hélium avait été entièrement retenu dans le cristal, donnant un âge équivalent aux autres méthodes de datation. Par des études de diffusion, ils en déduisirent une température de fermeture aux alentours de 100 °C, température qui fut revue légèrement à la baisse par la suite (voir ci-dessous).

3.8 La production d'hélium

Les atomes de ^4He , ou particule α , sont créés par les chaînes de désintégration de ^{238}U , ^{235}U et ^{232}Th . D'autres éléments radioactifs, tels que le ^{147}Sm , sont également susceptibles de produire une quantité, considérée comme négligeable, d' ^4He (à cause de la constante de désintégration $\lambda_{147} = 6.54 \cdot 10^{-12}$ inférieure à $\lambda_{238} = 1.551 \times 10^{-10} \text{ an}^{-1}$, $\lambda_{235} = 9.849 \times 10^{-10} \text{ an}^{-1}$, $\lambda_{232} = 4.948 \times 10^{-11} \text{ an}^{-1}$ et à la faible concentration de ^{147}Sm dans l'apatite). L'équation de production de l'hélium est donc:

$$^4\text{He} = 8x^{238}\text{U}(e^{\lambda_{238}t} - 1) + 7\left(\frac{^{238}\text{U}}{137.88}\right)(e^{\lambda_{235}t} - 1) + 6x^{232}\text{Th}(e^{\lambda_{232}t} - 1) \quad (\text{I.3.7})$$

Où He, Th et U représentent les quantités actuelles, t est le temps d'accumulation, et λ_{238} , λ_{235} , λ_{232} sont les constantes de désintégration de ^{238}U , ^{235}U et ^{232}Th respectivement. Les coefficients devant les quantités de U et Th représentent le nombre de particules α émises dans chaque série de désintégration. Enfin le rapport $^{238}\text{U}/137.88$, rapport naturel de ces deux isotopes de l'uranium est donc la quantité de ^{235}U (Farley, 2002). L'équation (I.3.7) assume le fait qu'il n'y ait pas d'He initial dans le minéral. Cette hypothèse est la plupart du temps valide, car (1) la concentration atmosphérique de He est trop faible pour "polluer" les roches (Farley, 2002), et (2) dans un minéral riche en U et Th comme l'apatite, il faudrait un fluide ou

une inclusion particulièrement riche en He pour perturber le calcul de l'âge. Toutefois, un choix précautionneux des grains est nécessaire pour valider cette hypothèse. C'est pourquoi lors de la sélection des grains à dater une attention particulière est portée au fait que les grains soient sans inclusions ni fractures. De plus, les procédures d'analyses suivies lors de cette étude, suivant Farley 2002, permettent de détecter la présence de telles inclusions, et donc d'éliminer l'aliquot considéré.

3.9 Diffusion de l'hélium dans l'apatite

La relation d'Arrhénius s'écrit : $D/a^2 = D_0/a^2 \exp(-E_a/RT)$, où D est la diffusivité (m^2/s), D_0 la diffusivité à une température infinie, a est la taille du domaine de diffusion (m), E_a (J/mol) l'énergie d'activation, R ($J/mol/K$) la constante des gaz parfaits et T (K) la température. Si cette relation est vérifiée, alors les mesures de $\ln(D/a^2)$ reportées dans un graphique en fonction de $1/T$ doivent former une droite. Les mesures de laboratoire ont montré que ceci était vrai dans le cas des apatites Durango, au moins pour des température < 300 °C (e.g. Warnock et al., 1997; Wolf et al., 1996; Zeitler et al., 1987), donc dans une gamme qui nous intéresse. Cette relation montre donc bien que la diffusion de l'hélium dans l'apatite est un comportement simple thermo-activé. Ces mêmes expériences ont montré que l'énergie d'activation était aux alentours de ~ 134 à ~ 159 kJ/mol (e.g. Farley, 2002). La variation de la quantité D/a^2 est fonction de la taille du grain considéré, montrant que le domaine de diffusion est le grain lui-même.

Enfin la température de fermeture du système a pu être déterminée à 65 ± 10 °C (Cherniak et al., 2009; Ehlers and Farley, 2003; Farley, 2000; Stockli et al., 2000). Elle dépend notamment de la vitesse de refroidissement, de la taille du grain (Fig. I.3.7a) et de sa composition chimique (Farley, 2000; Reiners et Farley, 2001; Warnock et al., 1997). Les expériences de laboratoire ont également permis de montrer que cette température de fermeture était, dans le cas de cette méthode comme pour la méthode AFT, une trop grande simplification. Il existe en fait une gamme de température définie comme la Zone Partielle de Rétention (PRZ, Fig. I.3.7b) bornée par une température de 80 °C, au-dessus de laquelle l'hélium est

perdu aussi vite qu'il est produit, et par une température de 40 °C, en dessous de laquelle l'hélium est entièrement retenu (Farley, 2000; House, 1999; Wolf et al., 1998).

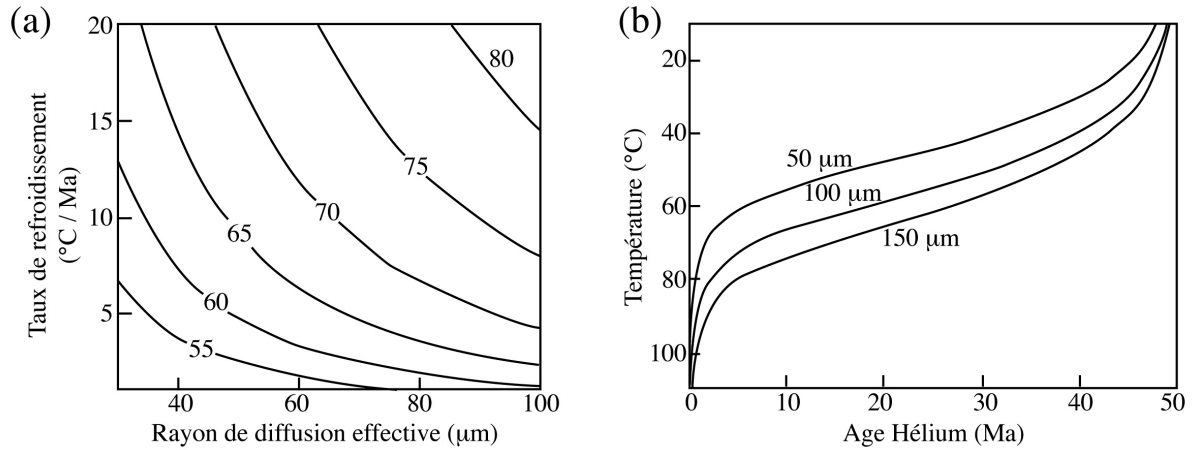


Figure 1.3.7: (a) Courbes des températures de fermeture (notées sur les courbes en °C) en fonction du taux de refroidissement et du rayon de diffusion effective (le rayon de la sphère équivalente du grain). Pour les valeurs rencontrées dans la nature, la température de fermeture va de 55 à 75°C. (b) Courbes de l'âge He pour un régime isotherme à la température indiquée pendant 50 Ma et pour des grains de tailles différentes. La PRZ est définie par Wolf et al. (1998) comme étant la zone où l'âge He est entre 10% et 90% du temps du régime isothermal. On voit que les limites de la PRZ sont plus chaudes pour un grain plus gros. Modifiée d'après Cherniak et al. (2009).

3.10 Augmentation de la rétention d'hélium par les dommages dus à la radioactivité

A la suite des expériences de laboratoire et de terrain ayant permis de montrer la validité de la méthode (U-Th/He) comme technique de datation, de nombreuses études ont été menées dans différents contextes géologiques. Or dans de nombreux endroits, notamment sur les vieux cratons, les âges obtenus paraissent anormalement vieux, et parfois plus vieux que les âges FT sur les mêmes échantillons (e.g. Fitzgerald et al., 2006; Green et Duddy, 2006). Shuster et al. (2006) proposèrent que les dommages créés par le recul des atomes lors de l'éjection de particules α puissent créer des "pièges" et donc augmenter l'énergie nécessaire à la diffusion (Fig. 1.3.8).

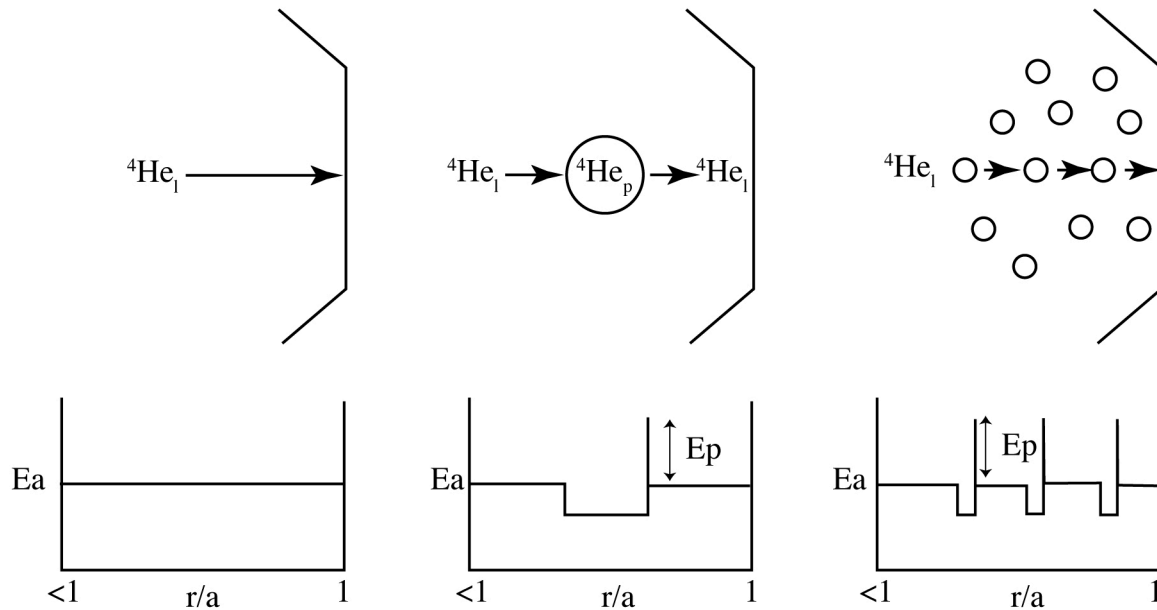


Figure 1.3.8: Modèle schématique de l'influence d'un "piège" dû à un dommage créé par la radiation sur la diffusion de l'hélium. A gauche l'hélium est "libre" (${}^4\text{He}_1$) et sa diffusion se fait à travers le cristal. Au centre, la diffusion sur la même distance va demander plus d'énergie à cause de l'augmentation de l'énergie d'activation nécessaire pour que l'atome "piégé" (${}^4\text{He}_p$) sorte du dommage. A droite, la diffusion sur la même distance mais avec plusieurs dommages. Sur les diagrammes du bas, E_a est en fonction de la position radiale (r) à travers une sphère de rayon a . $r/a=1$ correspond aux limites du cristal. E_a est l'énergie d'activation sans dommages, E_p est l'énergie nécessaire à un atome d'He pour sortir du piège. Modifiée d'après Shuster et al. (2006).

Flowers et al. (2009) et Gautheron et al. (2009) ont proposé des modèles permettant de prendre en compte ces pièges dans la diffusion de l'hélium. Ces modèles prédisent à la fois la création des pièges en fonction de la concentration effective d'uranium (eU, avec $eU = [U] + 0.235[\text{Th}]$), mais également leur effacement thermique basé sur la même cinétique que les traces de fission. L'utilisation de tels modèles entraîne un changement de la température de fermeture et un enfoncement de la PRZ (toutes choses étant égales par ailleurs, Fig. 1.3.9) par rapport à ceux déterminés avec les paramètres de diffusion de l'apatite de type Durango. Les études ont montré que cet effet est important pour un échantillon avec $eU > 5$ ppm et ayant un âge AHe > 50 Ma (Flowers et al., 2009; Gautheron et al., 2009; Green et al., 2006). Dans cette étude, ces modèles sont incorporés au processus de modélisation des données.

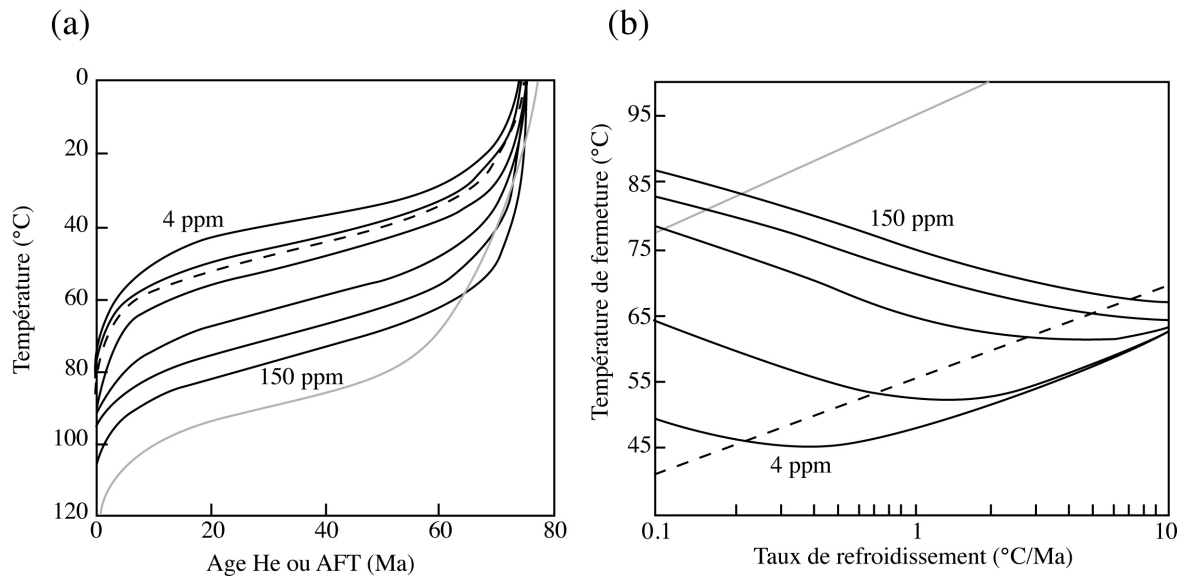


Figure 1.3.9: (a) PRZ calculée avec le radiation damage accumulation and annealing model (RDAAM) de Flowers et al. (2009) pour un régime isotherme à la température indiquée pendant 75 Ma. Les courbes noires pleines indiquent des apatites avec des valeurs de eU allant, du haut vers le bas, de 4, 16, 28, 60, 100 et 150 ppm. La courbe tiretée indique la PRZ pour une apatite de type Durango avec les valeurs cinématiques standards. La courbe grise indique la PAZ. On constate qu'une augmentation de eU entraîne une hausse des températures limites de la PRZ. (b) Evolution de la température de fermeture en fonction du taux de refroidissement. Les courbes noires pleines indiquent des apatites avec des valeurs de eU allant, du bas vers le haut, de 4, 16, 28, 60, 100 et 150 ppm. La ligne tiretée indique l'évolution pour une apatite de type Durango avec les valeurs cinématiques standards. La ligne grise indique l'évolution de la température de fermeture pour le système traces de fission. On constate qu'avec ce modèle la température de fermeture diminue pour un accroissement du taux de refroidissement (pour les apatites avec les plus fortes concentrations en eU). De plus, la température de fermeture augmente avec eU. Modifiée d'après Flowers et al. (2009).

3.11 Ejection α , mauvais voisinage, importance de la taille du cristal et zonation des éléments pères

Au-delà de la diffusion de l'hélium, de nombreux facteurs peuvent influencer l'âge mesuré. Le premier d'entre eux est le fait que lors de l'émission, les particules α émises ont suffisamment d'énergie pour voyager au travers du solide. La distance pour les arrêter dans une apatite est d'environ 20 μm (Farley et al., 1996). Cela signifie qu'aux bordures d'un cristal, l'He peut être "éjecté" du cristal, mais également qu'un minéral riche en He situé à côté de l'apatite peut "implanter" de l'He étranger (Fig. 1.3.10).

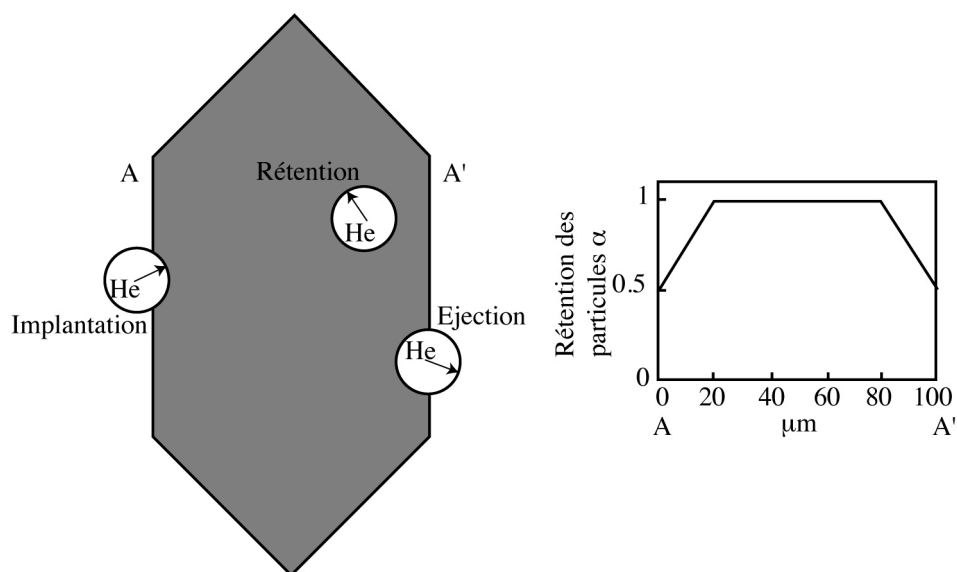


Figure 1.3.10: Représentation de la rétention/éjection/implantation de particules α . À gauche, les trois possibilités dans un cristal schématisé d'apatite. À droite, un diagramme montrant la rétention de l'hélium le long d'un profil A-A' bordure-cœur-bordure. Cette courbe est définie par les équations de Farley et al. (1996). Modifiée d'après Farley (2002).

Cette implantation ou mauvais voisinage (Spencer et al., 2004) est cependant la plupart du temps ignorée, notamment car la concentration des éléments radioactifs père est généralement beaucoup plus importante dans le minéral daté que dans la matrice qui l'entoure. De plus, pour corriger vraiment ce problème, il faudrait dater des apatites *in situ* (i.e. dans une lame mince) pour connaître son environnement, or les techniques de datation les plus communément utilisées ne permettent pas ceci à l'heure actuelle.

Pour corriger le problème de l'éjection, Farley (1996) a proposé un modèle de correction basé sur la taille et la morphologie du cristal, le facteur F_t défini comme : $F_t = 1 - (3S/4R) + (S^3/16R^3)$, où S est la distance parcourue par la particule α et R le rayon d'une sphère ayant un rapport surface/volume égal au grain considéré (simplification souvent utilisée pour calculer la diffusion de l'He au sein d'un grain d'apatite). Cette formulation a été affinée par Gautheron et Tassan-Got (2010) pour prendre en compte plus parfaitement la forme du cristal ou la zonation des éléments pères. L'âge corrigé est alors égal au rapport de l'âge mesuré sur le facteur F_t .

Cependant, la correction de l'éjection des particules α dépend également de l'histoire température-temps de l'échantillon. En effet, la diffusion dépend de la

concentration en He mais aussi de sa répartition spatiale, ce qui veut dire que l'éjection de particules α diminue la diffusion et donc au final la perte d'He. Considérer les deux processus indépendamment risque donc de mener à une surcorrection de l'âge, notamment si la diffusion a joué un rôle important, i.e. si l'échantillon a séjourné un temps conséquent dans la PRZ (Meesters et Dunai, 2002). Pour cette raison, nous n'utilisons pas le facteur F_t pour corriger les âges avant la modélisation, mais, comme suggéré par Meesters et Dunai (2002), cette correction est apportée pendant le processus de modélisation des données en même temps que la diffusion (voir chapitres II.1 et II.2). Dans cette étude, les âges corrigés ne sont donc donnés que pour faciliter la comparaison avec les âges AFT, tout en gardant en mémoire que cette correction peut être trop importante.

Comme nous l'avons vu ci-dessus, la taille du grain, qui est aussi le domaine de diffusion, influence la température de fermeture ainsi que la PRZ (Fig. I.3.7). De plus, la taille et la morphologie du grain ont également une influence sur le facteur de correction de l'éjection. Dans cette optique, Farley (1996) déconseille d'analyser des grains ayant un $F_t < 0.65$ car les erreurs engendrées sont alors trop grandes, le domaine d'éjection possible étant trop important comparé au domaine de rétention. Lors de la sélection des grains, il est donc important de mesurer les différentes mensurations de l'apatite ainsi que de noter sa morphologie (Fig. I.3.11).

Un autre problème concernant la correction de l'éjection des particules α est la zonation des éléments pères. En effet, comme l'éjection concerne uniquement les bordures du cristal, si ces bordures sont enrichies ou appauvries en ces éléments par rapport à une distribution homogène, alors la correction introduira une erreur sur l'âge pouvant aller jusqu'à 33% dû à une sous-correction ou une sur-correction (Farley, 1996). Une manière d'observer cette possible zonation est de considérer les données traces de fission sur les mêmes échantillons. En effet, si aucune zonation n'est visible dans les traces de fission, on peut assumer que l'uranium n'est pas zoné à une échelle supérieure à celle des longueurs de trace (i.e. 15 μm , Jolivet et al., 2003).

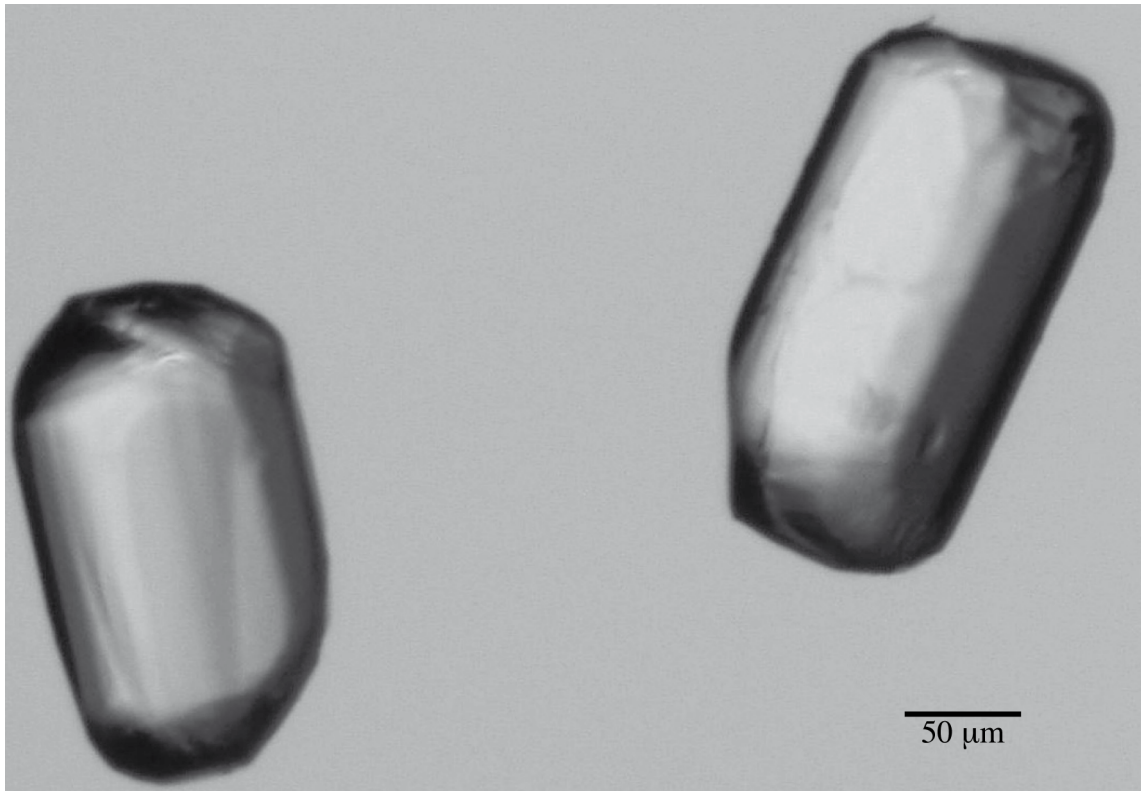


Figure I.3.11: Photo d'apatites présentant une bonne taille et une bonne morphologie pour l'analyse. De plus, elles ne présentent pas d'inclusions.

3.12 Modélisation des données thermochronologiques

Comme nous l'avons vu dans les sections précédentes, l'âge AFT ou AHe d'un échantillon va dépendre, entre autres, de sa vitesse de refroidissement, de sa composition chimique, ou encore dans le cas de la technique AHe de la taille de l'apatite. Un âge acquis par une méthode n'est donc pas représentatif de la température (et donc de la profondeur au premier ordre) de l'échantillon à ce moment donné.

Pour pouvoir interpréter les données, il est donc indispensable de passer par une étape de modélisation. Cette modélisation peut se faire de deux manières:

- La modélisation inverse. Le programme utilisé pour la modélisation va déterminer au hasard dans une boîte température – temps, défini par l'utilisateur, un grand nombre d'histoires thermiques et générer des données que l'on nomme prédites. Puis le programme va comparer ces données prédites avec les données

réelles (ou observées). Il va ensuite déterminer quel chemin donne les meilleures prédictions, et quelle gamme de chemins est acceptable, du point de vue des données observées.

- La modélisation directe. Dans ce cas, c'est l'utilisateur qui définit le chemin température – temps. Le logiciel calcule alors les données prédites pour cette histoire et c'est l'utilisateur qui décide alors si les données prédites sont compatibles avec les données observées et s'il veut, ou non, modifier l'histoire thermique.

Ces modélisations sont donc conditionnées par les algorithmes employés pour prédire les données (et notamment la vitesse d'effacement des traces de fission et de diffusion de l'hélium dans l'apatite). Il est donc important de toujours garder en mémoire que les modèles sont justement des modèles et donc imparfaits vis-à-vis de la réalité, et peuvent notamment produire des artefacts (nous reviendrons sur ce point lors de la présentation des résultats thermochronologiques).

Divers logiciels sont à la disposition des utilisateurs pour modéliser les données AFT et AHe. Au cours de ce travail, j'ai utilisé le logiciel QTQt écrit par K. Gallagher. Un fonctionnement détaillé de la manière dont fonctionne le programme est fourni dans Gallagher (2012). De plus, un lecteur non averti pourra trouver dans les articles qui forment les chapitres II.1 et II.2 de ce travail une explication plus brève et simplifiée de l'approche et du fonctionnement du programme, je ne reviendrai donc pas dessus ici.

PARTIE II

ÉTUDE THERMOCHRONOLOGIQUE

Chapitre 1

Mise en évidence d'une réactivation post-rift de la marge sud-est du Brésil par les données (U-Th)/He et traces de fission sur apatite

Introduction – Résumé de l'article

Ce chapitre est constitué d'un article publié en 2011 dans *Earth and Planetary Science Letters* qui présente les résultats acquis avec la méthode (U-Th)/He (AHe) sur apatites, sur des échantillons précédemment analysés par Gallagher et al. (1994) avec la méthode traces de fission sur apatite (AFT). Cette étude sur une région assez large nous a permis de mettre en évidence une phase de réactivation au Crétacé Supérieur sur l'ensemble de la zone. De plus deux échantillons semblaient montrer une phase de refroidissement Néogène. Cependant cette phase était à la limite de résolution des méthodes, et sur un nombre restreint d'échantillons, ne permettant donc pas d'être sûr de son existence. D'un point de vue méthodologique, nous avons testé les différents modèles proposés pour corriger l'augmentation de rétention de l'hélium à cause des dommages créés par la fission de l'uranium. Nous avons conclu que cette correction était indispensable pour avoir des résultats

cohérents avec les données géologiques de la région. Enfin, nous avons montré que l'apport de données AHe sur des échantillons ayant des données AFT modifiait grandement l'interprétation des résultats de l'évolution post-rift de la marge sud-est du Brésil. Finalement, nous avons attribué la phase de réactivation au Crétacé Supérieur à un état de compression généralisée de la plaque sud-américaine entre la subduction andine et la ride médio-atlantique.



Post-rift reactivation of the onshore margin of southeast Brazil: Evidence from apatite (U–Th)/He and fission-track data

Nathan Cogné*, Kerry Gallagher, Peter R. Cobbold

Geosciences Rennes, Université Rennes 1, Campus Beaulieu, Bât. 15, 263 av. du General Leclerc 35000 Rennes, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 21 December 2010
 Received in revised form 23 June 2011
 Accepted 24 June 2011
 Available online 20 July 2011

T.M. Harrison

Keywords:

thermochronology
 passive margin
 tectonic reactivation
 Southeast Brazil

ABSTRACT

On the continental margin of southeast Brazil there is good geological evidence for post-rift tectonic reactivation, in the form of onshore Tertiary basins up to 800 m deep and Cretaceous to Paleocene alkaline intrusive bodies at the surface. With the aim of constraining the Mesozoic and Cenozoic exhumation history of this region, we present new apatite (U–Th)/He ages on basement samples, which one of us previously used for apatite fission track (AFT) analysis. The new He ages range from 115.5 ± 2.2 Ma to 47.0 ± 6.4 Ma, whereas the AFT ages range from 330.3 ± 22 Ma to 64.5 ± 3 Ma. Inverse thermal history modelling of all the data provides more detail on the post-rift cooling history than do the AFT data alone. Furthermore, models incorporating radiation damage effects on He diffusion produce thermal histories that are more consistent with independent geological evidence than models without these effects. The results imply that only a few samples record an early cooling phase, around the time of opening of the South Atlantic Ocean. The new (U–Th)/He data also imply a Late Cretaceous phase of exhumation between 90 and 60 Ma. Subsequently, the region underwent slow cooling (i.e. erosion rate). Two or three samples seem to indicate a period of rapid cooling during the Neogene, although this is at the limit of resolution of the methods. The post-rift cooling phases imply exhumation from depths between 2 and 5 km. This activity we attribute to compression in the South American plate, between the Andean subduction zone and the mid-Atlantic ridge. In southeast Brazil, compression acted on a crust that was thermally or mechanically susceptible to reactivation. During the Late Cretaceous, deformation in the study area was of regional extent, whereas during the Tertiary, it concentrated along pre-existing shear zones of the Precambrian Brasiliano orogeny.

© 2011 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

A conventional view of Southeast Brazil is that it has been a passive margin since the opening of the South Atlantic at about 130 Ma. Offshore basins, which formed in response to extensional thinning (e.g. McKenzie, 1978), contain up to 4200 m of sediment whose depositional environment changed from continental to marine over time (Cainelli and Mohriak, 1999; Chang et al., 1988; Figueiredo, 1985; Leyden et al., 1971). Onshore, the principal geological features are: Precambrian basement (granites and high-grade metamorphic rocks, cut by major shear zones trending NE–SW and thrusts trending N–S), the Paleozoic to Mesozoic Parana Basin, several smaller Cenozoic basins, and a series of Mesozoic to Cenozoic alkaline intrusions (Fig. 1).

The present landscape is one of high relief. Between Rio de Janeiro and São Paulo, the main topographic features are, from SE to NW, (1) a low coastal plain, (2) a scarp (1000 to 1500 m) leading to the Serra do Mar, (3) the plateau of the Paraíba do Sul valley (600 m to 400 m),

(4) a second scarp, defining the eastern edge of the Serra da Mantiqueira (~2800 m) and (5) a hinterland plateau (Fig. 2a). The twin escarpments are distinctive features of the continental margin of southeast Brazil and they flank the Paraíba do Sul valley. Within this valley lies the Cenozoic Continental Rift of Southeast Brazil or CRSB (Almeida, 1976; Riccomini et al., 2004). The central part includes the São Paulo Basin, the Taubaté Basin in the Paraíba do Sul valley, and the Volta Redonda and Resende basins. Another significant feature is a series of outcropping alkaline intrusive bodies, which formed between 80 and 55 Ma (Thompson et al., 1998), including the Poços de Caldas pluton (~800 km²). Hypabyssal textures indicate depths of emplacement of 2 to 5 km (Almeida, 1983). These basins and intrusive bodies are good evidence for post-rift reactivation and raise the question of how extensive this activity has been across the onshore margin.

The CRSB lies within a large area of Proterozoic basement rocks. In the context of assessing basement reactivation, low-temperature thermochronological methods are useful, especially apatite fission track (AFT) analysis and apatite (U–Th)/He dating (AHe). These provide constraints on the cooling history of the upper crust (in the depth range of ~1 to 5 km). AFT has been used extensively to understand the development of passive margins (e.g. Brown et al., 1999; Gallagher et al.,

* Corresponding author.

E-mail address: nathan.cogne@univ-rennes1.fr (N. Cogné).

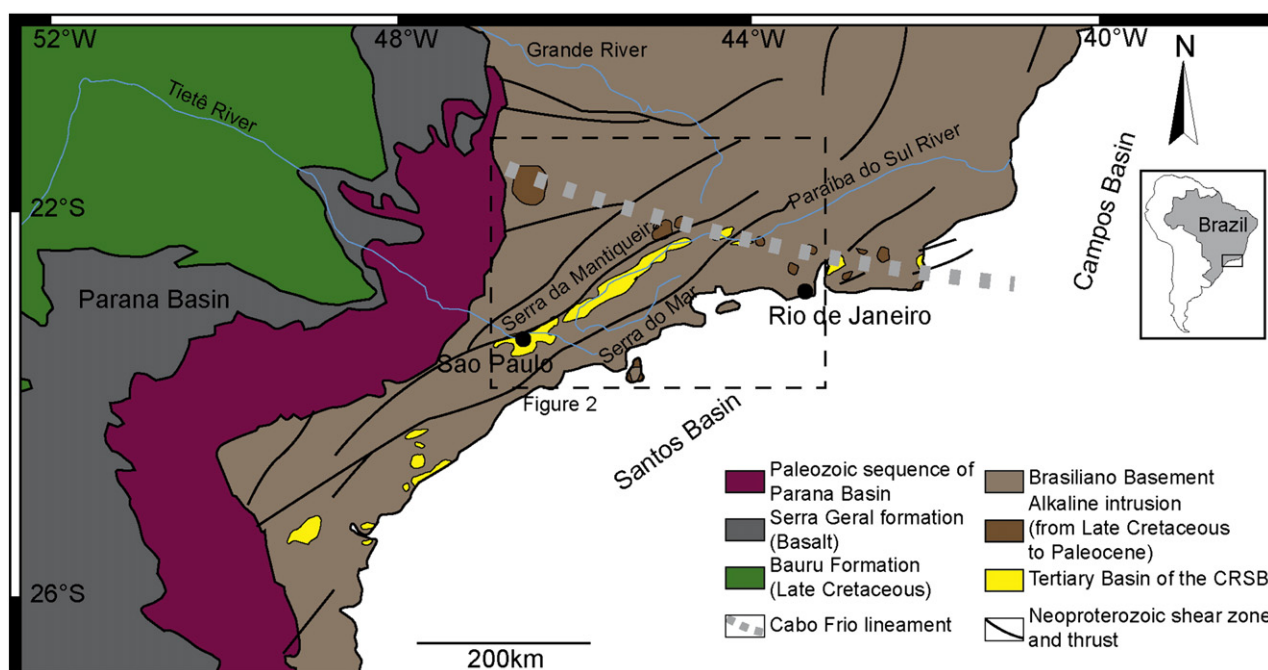


Fig. 1. General map of southeast Brazilian margin showing geological framework. Dashed rectangle indicates Fig. 2. Modified from Hiruma et al., 2010.

1998; Gallagher and Brown, 1997, 1999; Gunnell et al., 2003; Menzies et al., 1997; Raab et al., 2005; Van Der Beek et al., 1995). In southeast Brazil, AFT data have been interpreted in terms of both continuous and episodic denudation (Gallagher et al., 1994, 1995; Hiruma et al., 2010; Tello Saenz et al., 2003, 2005). The total amount of exhumation since the early Cretaceous is at least 4 km near the coast, and appears to decrease inland. Many of the AFT-inferred local denudation rates have Upper Cretaceous to Cenozoic peaks (Cobbold et al., 2001; Hacsckpacher et al., 2008), i.e. post-break-up.

The AFT method alone cannot provide reliable constraints on cooling below 50–60 °C to (i.e. in the uppermost crust). In contrast, (U–Th)/He dating on apatite is sensitive to a temperature range of 80° to 40 °C (for geological timescales), which is equivalent to depths of approximately 1–4 km, depending on the temperature gradient. In SE Brazil, Ribeiro (2007) exploited this method in a study of the Serra do Mar, obtaining Lower Cretaceous to Paleocene ages. As these were close to AFT ages on the same samples, Ribeiro (2007) inferred rapid exhumation in the late Cretaceous.

In this contribution, we present new (U–Th)/He data for a subset of samples, which Gallagher et al. (1994) originally analysed for AFT (Fig. 2). Combining data from the two thermochronological methods allows us to quantify better the spatial and temporal patterns of cooling since break-up, and so address the chronology of post-break-up reactivation. First, we discuss the geological setting of SE Brazil. We briefly review the existing AFT data and the (U–Th)/He methodology, then present the new AHe data. We discuss qualitative and quantitative interpretations of the thermochronological data. Finally we integrate these with independent geological observations, and consider potential mechanisms for post-rift tectonic reactivation of this passive margin.

2. Geological setting

In SE Brazil, the dominant outcrop rocks are Precambrian–Cambrian granitoids and gneisses, formed during the Brasiliano orogeny (700 to 450 Ma, Brito Neves de and Cordani, 1991; Schmitt et al., 2008; Trouw et al., 2000). The resulting structural framework is a complex arrangement of dominantly NE–SW striking shear zones and N–S striking thrusts (Fig. 1).

To the west lies the Parana Basin (Brito Neves de, 2002). Unconformable on Palaeozoic and Jurassic strata are basalt flows of the Serra Geral Fm, many of which have been dated at about 134 Ma by the Ar–Ar method (Renne et al., 1992; Thiede and Vasconcelos, 2010), although the duration of this magmatic activity was relatively protracted, between 122 and 138 Ma, and perhaps commencing as early as 147 Ma (Herz, 1977; Marques and Ernesto, 2004; Turner et al., 1994). The magmatic episode was broadly synchronous with opening of the South Atlantic Ocean (Chang et al., 1992; Nürnberg and Müller, 1991). Some authors (for example, Gallagher and Hawkesworth, 1994; Morgan, 1981) have correlated this activity with the arrival of a mantle plume, currently near Tristan da Cunha.

The offshore Santos and Campos Basins formed by rifting before opening of the South Atlantic (Chang et al., 1988, 1992). The structure of the Santos basin is well known, as a result of extensive seismic and stratigraphic studies for petroleum exploration (e.g. Leyden et al., 1971; Macedo, 1989; Modica and Brush, 2004; Pereira and Macedo, 1990). Two post-breakup tectonic events have left their marks near the shelf edge: an angular unconformity of late Campanian strata over older Cretaceous strata, and an overstepping of mid-Eocene strata onto basement (Cobbold et al., 2001, their Fig. 6).

Onshore, a second magmatic episode occurred after break-up (80–55 Ma), producing alkaline intrusive bodies along the E–W trending Cabo Frio lineament (Almeida, 1991, Fig. 1). Thompson et al. (1998) attributed these intrusive bodies to drift of the South American plate over the Trindade plume. In contrast, Riccomini et al. (2005), following Almeida (1991) and Cobbold et al. (2001), argued that, as the intrusion ages do not show an obvious geographical progression and the bodies lie along faults, their emplacement was due to episodic left-lateral reactivation of a large fracture zone, striking WNW–ESE.

Along the present-day valley of the Paraíba do Sul, between the Serra do Mar and the Serra da Mantiqueira, lie several Tertiary basins (Sao Paulo, Taubaté, Resende and Volta Redonda, Fig. 2b). Almeida (1976) attributed their formation to ongoing extension of the Brazilian margin. Subsequently, Melo et al. (1985) inferred extension in a NNW–SSE direction. Finally, Riccomini et al. (2004) referred to the Continental Rift of Southeast Brazil (CRSB) and described various phases of deformation during the Tertiary, in a regional context of NNW–SSE to E–W extension, alternating with episodes of NW–SE to

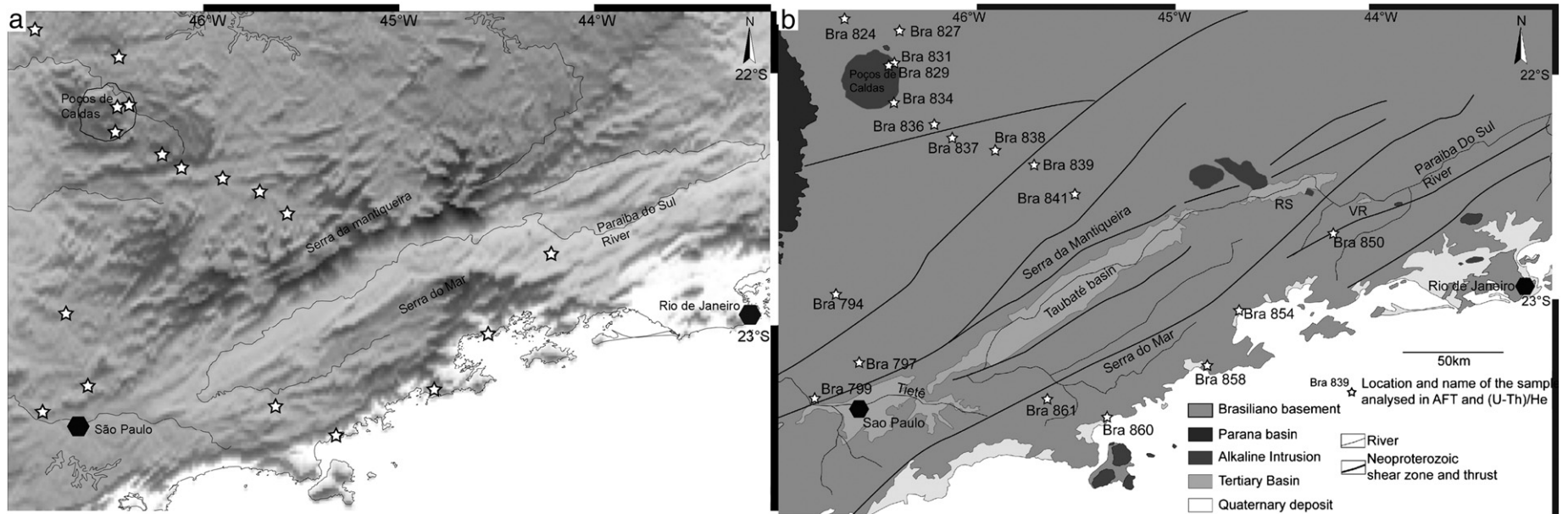


Fig. 2. Map of studied area showing sample locations. (a) Topographic map based on ETOPO1 (Amante and Eakins, 2009). (b) Simplified geological map, showing sampling locations for (U-Th)/He analyses. For locations of other samples, refer to Gallagher et al., 1994. RS = Resende Basin, VR = Volta Redonda Basin.

Table 1

AFT and (U–Th)/He result for 18 re-analysed samples of Gallagher et al. (1994), as in Fig. 2. AFT results for other 19 samples (Figs. 3 and 5) are available in Gallagher et al. (1994). The MTL are lengths observed without c-axis correction.

Sample name	AFT central age (Ma)	Error	MTL (μm)	Error	Uncorrected age (Ma)	Error	Ft	Corrected age (Ma)	Error	eU (ppm)	Elevation (m)	Distance (km)
Bra 794-1	224.9	11	11	0.23	106.4	5.1	0.78	137.1	6.6	15.1	793	114
Bra 794-2					142.8	6.7	0.67	212.0	10.0	20.5		
Bra 794-3					72.0	3.9	0.63	113.4	6.1	15.3		
Weighted mean					100.7	21.4		145.9	31.0			
Bra 797-1	188.8	14	12.57	0.34	51.4	2.5	0.65	78.8	3.8	8.1	914	75
Bra 797-2					50.9	3.4	0.61	83.2	5.5	7.3		
Weighted mean					51.2	0.2		80.6	4.9			
Bra 799-1	139.4	8	12.83	0.38	65.4	2.9	0.85	76.8	3.4	5.7	793	71
Bra 799-2					81.5	3.2	0.77	106.1	4.1	11.1		
Bra 799-3					49.4	2.2	0.62	79.6	3.6	16.5		
Weighted mean					63.5	9.5		86.4	9.4			
Bra 824-1	330.3	22	13.06	0.11	59.8	3.0	0.69	87.2	4.3	12.1	792	289
Bra 824-2					45.8	2.7	0.66	69.9	4.0	9.4		
Bra 824-3					48.0	2.9	0.62	77.1	4.7	12.9		
Weighted mean					51.0	4.3		77.9	5.0			
Bra 827-1	284.9	10	11.49	0.24	55.3	2.6	0.70	79.5	3.8	39.9	975	251
Bra 827-2					55.3	3.3	0.70	79.3	4.7	35.7		
Bra 827-3					41.4	1.9	0.59	70.8	3.2	68.3		
Weighted mean					49.3	4.9		76.0	2.9			
Bra 829-1	80.1	5	13.83	0.38	59.2	2.5	0.73	81.0	3.4	15.5	975	223
Bra 829-2					68.7	3.2	0.69	99.6	4.7	56.3		
Bra 829-3					50.3	2.7	0.69	73.1	3.9	27.1		
Weighted mean					58.9	5.4		83.6	7.9			
Bra 831-1	81	6	13.54	0.25	62.6	2.6	0.84	74.9	3.1	10.5	1311	224
Bra 831-2					52.7	2.4	0.76	69.5	3.2	9.7		
Bra 831-3					57.9	2.9	0.69	83.3	4.1	14.3		
Weighted mean					57.6	2.9		75.3	4.1			
^a Bra 834-1	71.1	5	14.67	0.4	151.4	10.2	0.84	179.9	12.2	4.2	1082	215
Bra 834-2					54.2	3.5	0.73	74.5	4.8	8.8		
Bra 834-3					41.7	2.6	0.73	57.4	3.5	6.0		
Weighted mean					47.0	6.4		64.7	8.8			
Bra 836-1	261	14	10.71	0.33	102.0	3.5	0.83	123.2	4.2	28.3	1135	190
Bra 836-2					113.3	4.1	0.73	154.5	5.5	65.4		
Weighted mean					107.2	5.7		136.7	16.0			
Bra 837-1	251.9	9	11.95	0.22	149.2	7.6	0.80	186.0	9.4	62.6	1290	176
Bra 837-2					77.3	3.7	0.76	101.1	4.9	34.3		
Bra 837-3					76.0	4.0	0.68	112.4	5.9	46.2		
Bra 837-4					131.2	5.8	0.71	183.7	8.2	75.0		
Weighted mean					99.8	20.2		136.0	24.1			
Bra 838-1	225.2	12	11.77	0.25	115.9	6.0	0.82	140.8	7.2	37.7	960	156
Bra 838-2					118.9	5.4	0.78	151.6	6.9	23.6		
Bra 838-3					111.4	6.0	0.78	142.2	7.7	14.9		
Weighted mean					115.5	2.2		145.0	3.4			
^a Bra 839-1	116.3	13	12.55	0.56	116.7	6.3	0.68	172.0	9.3	12.5	876	137
Bra 839-2					50.8	2.7	0.64	79.6	4.2	12.4		
Bra 839-3					81.6	4.1	0.61	134.1	6.7	12.2		
Weighted mean					63.0	11.4		100.6	20.3			
Bra 841-1	132.5	6	12.23	0.28	106.1	4.9	0.70	152.0	7.0	35.3	884	117
Bra 841-2					95.3	6.0	0.66	143.9	9.0	9.6		
Weighted mean					101.3	5.4		148.5	4.1			
Bra 850-2	67.2	3	13.87	0.18	62.5	2.6	0.80	77.8	3.2	23.5	396	37
Bra 850-3					59.7	2.6	0.79	75.3	3.2	27.0		
Weighted mean					61.1	1.4		76.5	1.2			
Bra 854-1	64.5	3	12.75	0.2	57.0	2.7	0.81	70.0	3.3	9.2	30	5
Bra 854-2					58.2	2.4	0.75	77.8	3.2	14.5		
Bra 854-3					72.8	3.2	0.84	87.1	3.8	20.3		
Weighted mean					62.0	5.1		77.9	5.0			
Bra 858-2	91.6	4	12.63	0.22	54.1	2.3	0.74	73.3	3.1	57.8	61	3
Bra 858-3					47.2	1.9	0.77	61.1	2.4	64.4		
Weighted mean					50.3	3.5		66.4	6.2			
Bra 860-1	86.1	6	12.78	0.22	66.8	2.9	0.75	89.5	3.9	35.2	61	2
Bra 860-5					64.8	2.6	0.69	93.4	3.8	43.9		
Bra 860-6					60.1	2.6	0.67	89.9	3.8	88.0		
Weighted mean					63.8	2.0		91.0	1.2			
Bra 861-1	99.1	3	12.29	0.21	86.1	3.2	0.85	101.9	3.8	92.2	731	33
Bra 861-2					77.5	3.0	0.81	95.7	3.7	31.6		
Bra 861-3					72.4	2.5	0.88	82.3	2.9	33.2		
^a Bra 861-4					99.0	3.8	0.63	156.5	6.1	218.3		
Weighted Mean					78.2	6.7		92.3	5.9			

^a These aliquots was not taken into account for the calculation of the weighted mean neither in the modelling process, see text for explanation.

E–W compressional reactivation. Reliable constraints on the age of the sedimentary sequence come from intercalated lava flows that have yielded an age of 43 ± 8 Ma in the Volta Redonda Basin (Riccomini et al., 1983). In the Itaboraí Basin, near Rio de Janeiro, growth strata in Paleocene to Eocene travertine are evidence for active strike–slip faulting during deposition (Cobbold et al., 2001; Sant’Anna et al., 2004). In the Taubaté Basin, regional seismic profiles have revealed up to 800 m of Tertiary sedimentary infill in a series of half grabens, bounded by steep faults (many of them apparently normal), trending NE–SW, and orthogonal transfer zones (Marques, 1990). To this extent, the basin resembles a segmented rift. However, Cobbold et al. (2001) described steep fault planes, on which striations plunge gently (at 10° to 40° to the N), suggesting that the basins formed during the Paleocene in a transtensional context, under NE–SW compression.

3. AFT and (U–Th)/He thermochronometry

3.1. Sample locations

Gallagher et al. (1994) have described the samples that we consider (Fig. 2). The original sampling was along traverses, approximately perpendicular or parallel to the present-day coastline, to constrain the development of the landscape in relation to rifting and subsequent denudation. The samples were predominantly from Precambrian crystalline basement of the Brasiliano (Pan-African) Orogen.

3.2. AFT

The samples have AFT central ages, which range from 330.3 ± 22 Ma to 64.5 ± 3 Ma, and a range in mean track length (MTL), from 14.67 ± 0.4 to 10.71 ± 0.33 μm (Table 1 and see Gallagher et al., 1994, 1995). A plot of MTL vs age (e.g. Gallagher and Brown, 1997; Green, 1986) implies a cooling event around 130 Ma (around the time of, or just after, rifting), and possibly another one around 70 Ma, which may be due to post-rift tectonic activity (Fig. 3). However, the short mean track lengths suggest that the thermal history was more complex or protracted. Overall, except for the youngest samples near the coast,

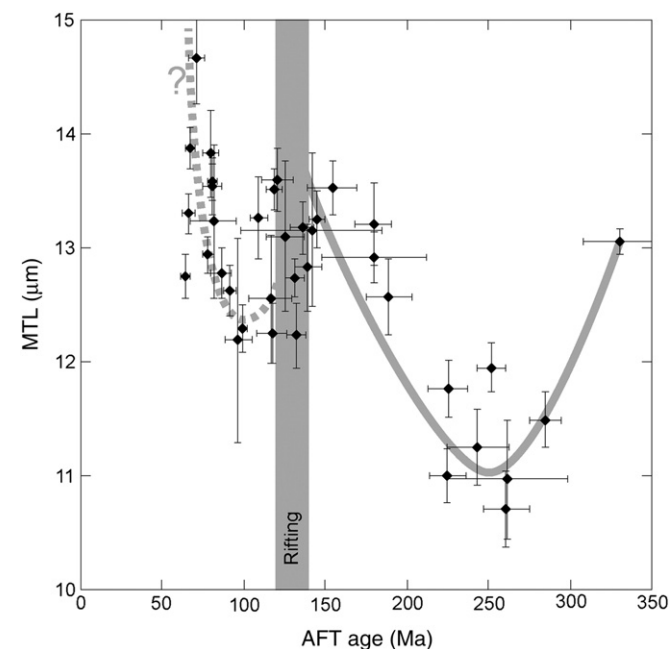


Fig. 3. Relationship (boomerang plot) between AFT age and mean track length (MTL). Timing of rifting is visible in AFT data. There is also a possible event around 70 Ma, although track lengths are quite variable, implying a more complex thermal history.

these AFT data do not readily provide direct information on post-rift activity.

3.3. (U–Th)/He

3.3.1. Methodology

(U–Th)/He dating makes use of the radioactive decay of alpha particles (α -decay) from U and Th nuclei (and to a lesser extent, Sm), leading to the production of ^4He nuclei. Zeitler et al. (1987) recognized this method as a potential thermochronometer with an effective closure temperature (Dodson, 1973) lower than for fission tracks. He in apatite is quantitatively retained at temperatures below 40°C and the system was considered open at temperatures above 80 – 90°C (Farley, 2000; Wolf et al., 1996, 1998), defining the He partial retention zone (HePRZ). The closure temperature varies with cooling rate and composition (Warnock et al., 1997) and with crystal size (Farley, 2000; Reiners and Farley, 2001) but was typically reported around $65 \pm 10^\circ\text{C}$ (Cherniak et al., 2009; Ehlers and Farley, 2003; Farley, 2000; Stockli et al., 2000). Recently, it has been recognised that the closure temperature is also a function of radiation damage, produced by α -recoil, leading to enhanced He retention for apatites with higher U and Th concentrations (Flowers et al., 2009; Gautheron et al., 2009; Green and Duddy, 2006; Shuster et al., 2006; Shuster and Farley, 2009). This effect can be pronounced for samples having a protracted residence time within the He partial retention zone and/or (U–Th)/He ages greater than 50 Ma.

In addition to diffusive controls on He loss, another factor to take into account is α -ejection, due to emission from U and Th atoms near the edge of the crystal. The measured age can be corrected by an Ft factor, which is a function of the size and shape of the crystal (Farley et al., 1996; Gautheron et al., 2009) or this process can be allowed for explicitly during thermal modelling (Gautheron and Tassan-Got, 2010; Meesters and Dunai, 2002).

3.3.2. Experimental procedure

Eighteen samples, all from basement lithologies, were chosen from the set described by Gallagher et al. (1994) for (U–Th)/He analysis. We limited the study to the area of Poços de Caldas and around the Taubaté Basin, where Tertiary activity is most obvious. The analyses were done at the Scottish Universities Environmental Research Centre (SUERC). Foeken et al. (2006) have fully described the overall procedure. Apatites were selected (by NC) under an Olympus SZX2-16 microscope at a magnification of $\times 120$, according to their shape, size, and lack of fractures or U–Th-rich inclusions. The selected crystals were grouped into 2–4 separate aliquots (containing 1–4 crystals with a total mass of 3–50 μg) for each sample, put into a Pt tube and heated by laser to degas He at temperatures around 1000°C . The amount of He was measured by a quadrupole mass spectrometer. Re-heating was undertaken to test the presence of unidentified U–Th rich inclusions. Following Farley (2002), an aliquot was rejected if the re-extract was greater than the blank value. After degassing, the apatites were dissolved in HNO_3 in Teflon vial and then spiked with a calibrated solution. The amounts of ^{238}U and ^{232}Th were measured by ICP-MS. Overall, the analytical uncertainties on apatite (U–Th)/He (AHe) ages are around 6% (2σ).

3.3.3. Results

The results of the (U–Th)/He analysis are in Table 1 and, with corresponding AFT ages, in Fig. 4. We have excluded 3 aliquot ages from the mean calculations because the measured AHe ages are both older than the corresponding AFT ages and distinctly different from other ages from the same samples. Otherwise, we have retained all ages, as we do not know a priori the different sources of age variation, only that there was variability in He retentivity between different crystals. We consider possible explanations for this variation in more

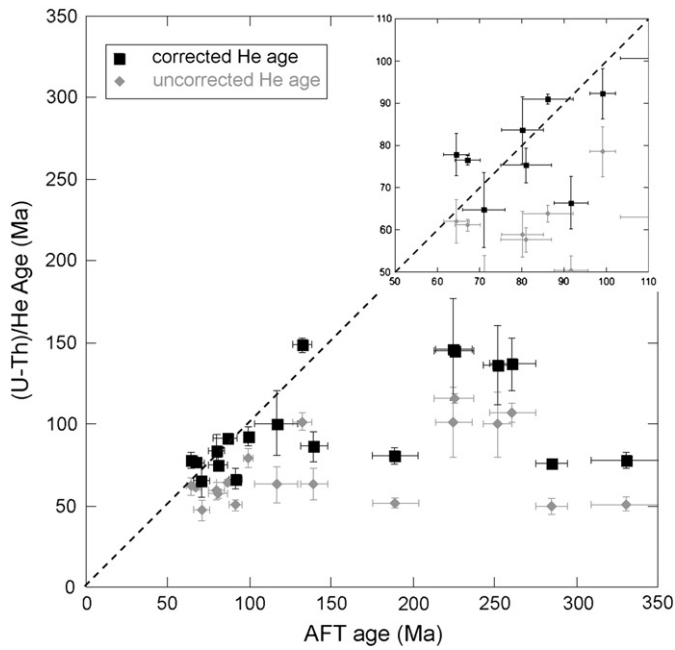


Fig. 4. Plot of AFT ages vs (U-Th)/He ages, including Ft-corrected and uncorrected weighted mean He ages. For some samples, corrected He age is older than AFT age, whereas this is not so for uncorrected ages.

detail below and discuss the reliability of individual aliquots in the context of our thermal modelling results.

The uncorrected ages range from 115.5 ± 2.2 Ma to 47.0 ± 6.4 Ma, while the Ft corrected mean ages range from 148.5 ± 4.1 Ma to 64.7 ± 8.8 Ma. For each sample, the uncorrected age is younger than the corresponding AFT age, whereas 6 of the corrected ages are older.

The AHe ages generally increase inland (Fig. 5a), as do the AFT ages, except for the two northernmost samples (Bra824 and Bra827). Also, the Poços de Caldas samples (Bra829, 831 and 834) do not follow this trend because of their relatively young intrusion age. A plot of mean age vs elevation (Fig. 5b) shows that sample ages tend to become older with increasing altitude, although young ages are not exclusively restricted to lower elevations (for example the Poços de Caldas samples). The difference between AFT and AHe ages tends to become larger with increasing altitude and distance from the coast.

4. Interpretation of AFT and (U-Th)/He data

We consider first a qualitative interpretation of the AHe data, and in particular the possible explanations for the age variations amongst aliquots from the same sample. Then we describe the inverse modelling procedure used to quantify the thermal history information.

4.1. Within-sample variability in AHe age

There are various possible explanations for the variation in AHe age amongst aliquots from individual samples and we briefly discuss them in turn.

1. Unrecognised U–Th rich inclusions or fluid inclusions (Farley, 2002; Lippolt et al., 1994). We believe that our careful hand picking minimized this problem. Moreover, reheating experiments showed no excess He degassing. This suggests (Farley, 2002) that inclusions are not responsible to any significant degree for the observed age variations.
2. Grain size variation (Farley, 2000; Stockli et al., 2000). We provide plots of grain size vs AHe age in the supplementary material. In some samples there appears to be some positive correlation, but

- not in others. This factor is allowed for in thermal history modelling, as diffusion is dependent on grain size.
3. U and Th zonation (Farley, 2002). The grain mounts from the earlier AFT analyses did not show zonation in fission track density, implying no significant U zonation on the scale of fission track lengths or greater (e.g. Jolivet et al., 2003).
4. Implantation from U–Th rich neighbours (Spencer et al., 2004). We did not have access to thin sections and so could not assess this directly.
5. Enhanced He retention by radiation damage traps produced by α -recoil. Several authors have recognised that this process may explain anomalously old AHe ages (Fitzgerald et al., 2006; Flowers

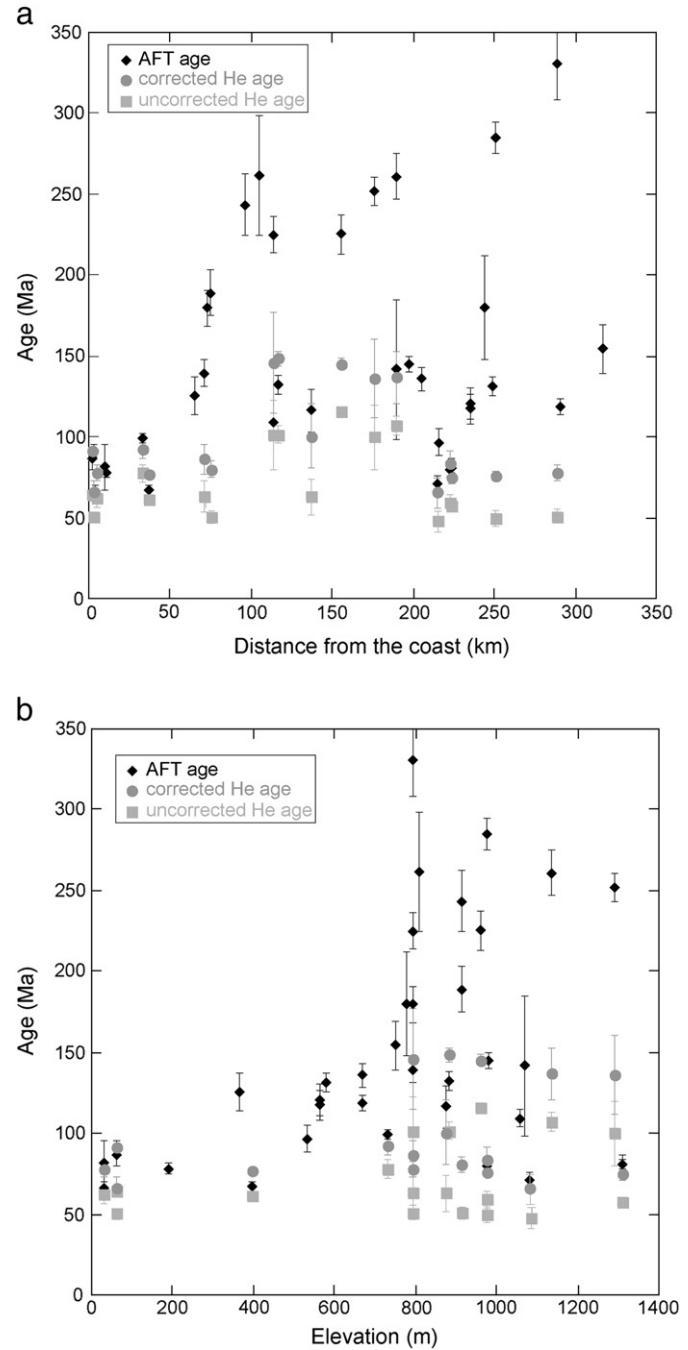


Fig. 5. Spatial variation of ages. (a) Plot of age vs distance from coast. (b) Plot of age vs altitude. Data are for central AFT age and for corrected or uncorrected AHe weighted mean ages. All three data sets show weak correlation between age and altitude and overall increase in age toward hinterland.

et al., 2009; Gautheron et al., 2009; Green and Duddy, 2006; Shuster et al., 2006; Shuster and Farley, 2009). Green and Duddy (2006) and Flowers et al. (2009) suggest that the process will be important for older samples ($(U-Th)/He$ age > 50 Ma), having an effective uranium concentration ($eU = U + 0.235Th$) in excess of 5 ppm. Almost all of our samples have eU in excess of this value (Table 1). We provide plots of eU vs AHe age in the supplementary material. Again, some samples show a correlation between eU and AHe age, but not all. However, this effect may or may not be significant for our samples, depending on the thermal history.

In summary, enhanced He retention could explain the age variability between aliquots, and this is a function of the thermal history. As we do not know the thermal history in advance, we have allowed for enhanced He retention (and continuous α -emission, following Meesters and Dunai, 2002) in the thermal history modelling, described below.

4.2. Inverse modelling methodology

We performed inverse thermal history modelling using a Bayesian transdimensional Markov chain Monte Carlo (MCMC) approach (Gallagher et al., 2009; Sambridge et al., 2006). This is a randomised sampling (Monte Carlo) method, which explores the range of acceptable thermal histories by making small perturbations to a given model to produce a new model (Markov chain). We use a series of discrete time–temperature points to approximate a continuous thermal history. The transdimensional aspect arises as we let the data determine what are acceptable numbers of points, i.e. the data control the complexity of the inferred thermal history model. The details of the methodology are given in Gallagher (in preparation).

This approach requires specifying a prior probability distribution (a specified range for the model parameters) and then randomly drawing an initial model from this distribution. This current model is perturbed to produce a proposed model. The algorithm then chooses whether or not to replace the current model by the proposed model or to generate a new proposed model by again perturbing the current model. This process is repeated many times, updating the current model as appropriate. The choice to replace the current model with the proposed model is made in terms of the data fit (likelihood) but also the Bayesian approach adopted here naturally favours simpler models (Gallagher et al., 2009). The output is an ensemble of models which approximates the posterior distribution (and quantifies the probability) of acceptable thermal history models.

In our application here, the prior is specified as one general time–temperature box (80 ± 80 °C, 250 ± 250 Ma). A series of discrete time–temperature points are sampled from this to construct a continuous thermal history (by linear interpolation) and the data likelihood is calculated for that model. The model is perturbed and the process repeated to produce the distribution.

Using the distribution allows us to consider the output models in different ways. The first is to select the maximum likelihood model, i.e. the one that best fits the data. Often, however, this individual model can be too complex with features that may not be justified by the data. Therefore, we can also consider the expected model, which is a weighted mean model (the weighting is provided by the posterior probability for each individual model). This model can then contain the significant features of all the posterior models, while less well constrained features can be averaged out. Also, we can use the ensemble to calculate credible intervals from the posterior distribution (more or less the Bayesian equivalent of confidence intervals). These credible intervals represent then the range of the model parameters contained in the posterior distribution at the specified level of probability (e.g. 95%).

For modeling the fission track data, we used the individual track counts, measurements of confined length and angle to c-axis, and the

likelihood function of Gallagher (1995). We modelled c-axis projected track lengths with the compositionally-dependent annealing model of Ketchum et al. (2007). Chemical compositions of the samples were not available, so we treated the kinetic parameter (Dpar) as an unknown parameter for each sample. We used a normal distribution centred on a standard Durango apatite, i.e. Dpar ~ 2.0 (Sobel and Seward, 2010) and a standard deviation of 0.1 and sampled this distribution to allow for some uncertainty in the fission track predictive model (see Gallagher, in preparation). We also considered different fixed values of Dpar in a range of 1.70 μm to 2.2 μm . The results shown that while there are differences in the inferred maximum temperatures of the thermal history (although typically less than 10 °C) they do not significantly change the inferred timing of cooling episodes (and see also Gallagher, in preparation).

The measured AHe ages are modelled by using a spherical diffusion formulation, simulating both alpha-ejection and diffusion during the thermal history (Meesters and Dunai, 2002). We also allow for an eU -dependent diffusivity for He, leading to enhanced retention in radiation damage traps (Flowers et al., 2009; Gautheron et al., 2009; Shuster et al., 2006; Shuster and Farley, 2009). To allow for some uncertainty in the He predictive models, we also sampled the AHe age from a normal distribution centred on the measured value and having a standard deviation equal to the measurement error (see Gallagher, in preparation). Finally, we adopted a standard Gaussian misfit (or likelihood function) for the predicted and sampled AHe ages, using the error on the observed age as the standard deviation.

4.3. Results of inverse modelling of AFT and (U-Th)/He data

During exploratory runs we considered the radiation damage models proposed by Gautheron et al. (2009) and Flowers et al. (2009). The results were similar for both models, the differences in the inferred thermal histories being significantly less than those when not using radiation damage at all. The degree of difference depends on the nature of the thermal history (Fig. 6), becoming more significant for samples that have spent more than 30 m.y. in the PRZ or below, and increasing with time spent at low temperatures. The incorporation of this effect leads to more recent cooling out of the HePRZ than we would infer without it. Overall, as we discuss later, the modelling results using the radiation damage effect appear to be more consistent with independent geological information than those without it. Consequently, here we consider the model results using the radiation damage model of Gautheron et al. (2009), and reiterate that the model of Flowers et al. (2009) produces similar results.

In Fig. 7, we show the inferred thermal histories in terms of the expected model with 95% credible intervals and the maximum likelihood (best data fitting) model, and show the predictions for both, for 4 samples that we consider as representative of the others in terms of their data, geographical distribution and the model results. Additionally, we show the results in terms of the expected model thermal history using both AFT and AHe data for all samples in Fig. 8 (more detailed information on the results for each sample is available in Supplementary Material).

Model results using AFT data alone typically suggest fairly monotonic post-breakup cooling. However, incorporation of the AHe data changes the inference and the results (Figs. 7 and 8) imply that the cooling rates varied over time and accelerated in the late Cretaceous to early Tertiary. A later phase of accelerated cooling during the Neogene is also inferred for 2, possibly 3, of the samples (Bra854, Bra860 and possibly Bra824), although this is at the limit of resolution, given the available data and model limitations at low temperatures. However, it is clear the AHe data provide new information on the thermal histories.

Of the 3 samples to the north of São Paulo, Bra797 contains the most structure in the inferred thermal history. After cooling into the apatite partial annealing zone during the Paleozoic, the inferred

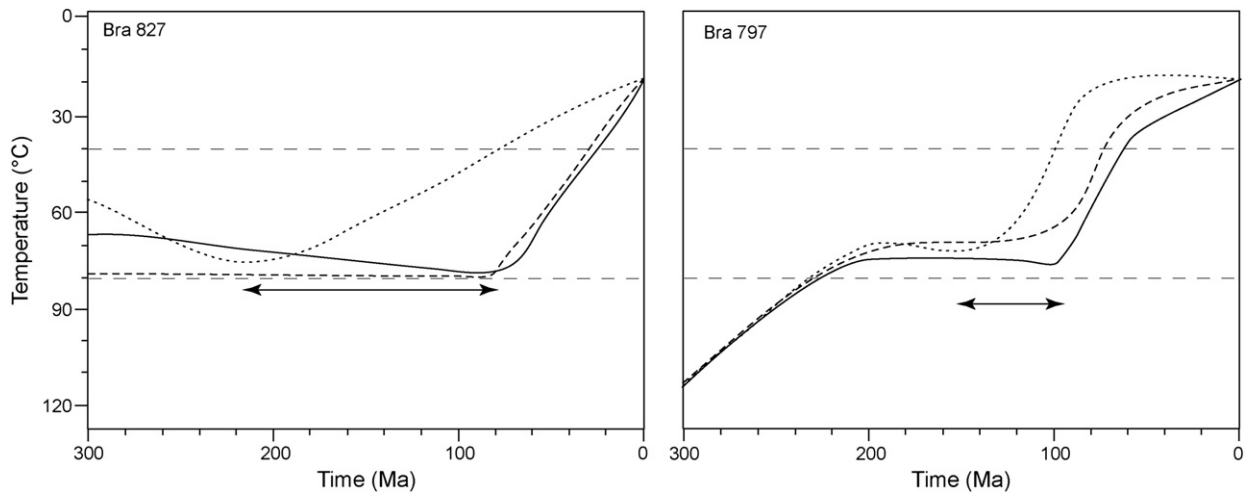


Fig. 6. Thermal histories for 2 samples (Bra827 and Bra797) using different radiation damage models incorporated into the calculation of He diffusivity. Dotted lines are for diffusion model without radiation damage, dashed lines are for model of Flowers et al. (2009) and solid line is for model of Gautheron et al. (2009). Arrows indicate difference in timing of cooling for models with or without radiation damage.

temperature history is relatively stable during the Early Cretaceous following by an episode of accelerated cooling (~ 1.1 °C/m.y.) between 95 and 60 Ma (Fig. 7).

In the central area, the 5 samples (Bra836 to Bra841) show different thermal histories and sometimes discrepancies in the predicted and observed AHe ages. However, the results do not appear to be too sensitive to these differences. For example, we ran models for Bra837 using only the two youngest or two oldest ages. The forms of the thermal histories are similar, while the timing of the onset of cooling changes by ± 30 Ma, at the limits of the 95% credible interval range on the expected thermal history. For samples Bra836 and Bra839 there is not particularly good agreement in terms of the relative values (in that the oldest observed age has the youngest predicted age). Bra839 shows accelerated cooling between 130 and 90 Ma. Bra836 shows an onset of accelerated cooling that began earlier around 150 Ma. Modelling each AHe age individually leads to a range of ± 10 – ± 20 m.y. around this timing, which is within the 95% credible ranges on the expected thermal histories for both samples. For Bra838 we infer an accelerated cooling phase between 160 and 130 Ma. Finally, Bra841 implies a phase of accelerated cooling (~ 1.5 °C/m.y.) between 145 and 110 Ma. Thus, although we do not always predict the observed AHe values well, it seems that the inferred thermal histories are not too sensitive to these discrepancies. Overall, then, these samples imply early Cretaceous cooling.

To the east, between the Serra do Mar and the coast, the 5 samples record a Late Cretaceous cooling phase. The only exception is Bra860, for which this phase seems to begin earlier, around 150 Ma. For example, Bra858 shows accelerated cooling between 90 and 60 Ma, similar to that inferred for Bra797 (Fig. 7). In the same area 2 samples (Bra854 and Bra860) imply another accelerated cooling phase during the Neogene.

In the northern part of the study area, Bra827 and Bra824 imply a stable thermal history during the Mesozoic. Whereas Bra827 shows more rapid cooling starting at ~ 75 Ma, Bra824 cooled slowly until the Neogene, then more rapidly since 20 Ma. As nearby samples do not show this late phase at all, we consider that this inferred thermal history should be treated with caution. This sample has the oldest AFT age (330 Ma) and a long mean track length (~ 13 μm) implying that it has remained at low temperatures ($<60^\circ$) for many millions of years, but the AHe ages imply late Cretaceous to early Tertiary cooling from above the HePRZ. Modelling this particular sample without the radiation damage effect implies that the sample resided at temperatures <50 °C for over 300 Ma. This seems difficult to reconcile with the

late Cretaceous intrusive bodies nearby. It may be that the late cooling is a modelling artefact, or that the data are sensitive to other processes yet to be understood.

The Poços de Caldas body intruded at 80 Ma. Samples Bra829, Bra831 (<20 km from Bra827) and Bra834 are inferred to have cooled rapidly around that time to ~ 40 °C and to have remained at low temperatures until the present day (Fig. 8), implying rapid exhumation of these intrusive bodies just after their formation.

5. Discussion

5.1. Main episodes of cooling

According to the thermal histories from modelling of AHe and AFT data, the cooling rates have varied distinctly in time and space. Samples from the central area (for example, Bra841) record the earliest cooling period during the Early Cretaceous, and this timing is consistent with that of rifting and break-up. Gallagher et al. (1994) showed that the thermal effects of rifting decrease rapidly with distance from the axis of the rift zone. We therefore suggest that the cause of Early Cretaceous cooling is more likely to be denudation in response to changes in base level. Other areas may have been too far to feel this (as in the northern area), or subsequently experienced enough denudation to remove any rock that had recorded the earlier event (as in the coastal area).

Over the area as a whole, we identify three main phases of post-rift cooling. For many of the samples, a first post-rift period of exhumation during the Late Cretaceous to Early Paleocene is apparent in the inferred thermal history. For most of the samples, the second period during the Tertiary has a relatively low exhumation rate. Because of the low temperatures inferred for many of the samples by the early Tertiary, it is difficult to resolve later variations in cooling. However two coastal samples (Bra854 and Bra860) imply a third phase, as an acceleration of cooling during the Neogene, from temperatures above 40 °C. This is at the limit of resolution for the methods adopted.

5.2. Causes of post-rift cooling

One potential explanation for regional variations in cooling histories is climate change. South America has been more or less at the same latitude since break-up (Smith et al., 1994) and the few data available indicate a climate that was stable and semi-arid with occasional heavy rainfall (Bershaw et al., 2010; Führ Dal' Bo et al.,

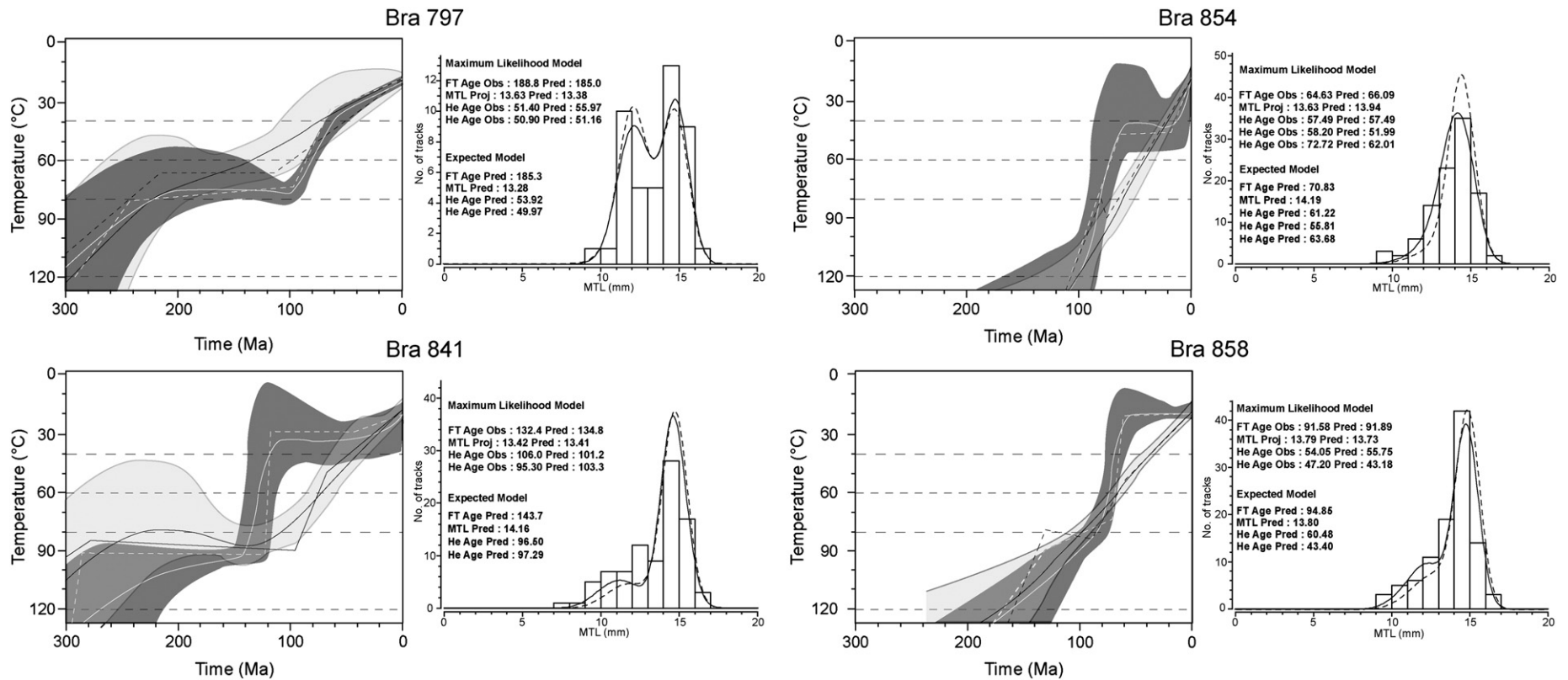


Fig. 7. Model results for AFT and (U–Th)/He data taken together and for AFT data alone. For each sample, graph at left is for inferred thermal history models: solid white line is expected model for (U–Th)/He and AFT data together with 95% probability interval in dark grey; dashed white line is maximum likelihood (best data fitting) model for (U–Th)/He and AFT data together; solid black line is expected model for AFT data alone with 95% probability interval in light grey; dashed black line is maximum likelihood for AFT data alone. Graphs at right are predictions for models combining both (U–Th)/He and AFT data for expected model in dashed black line and for maximum likelihood in black line.

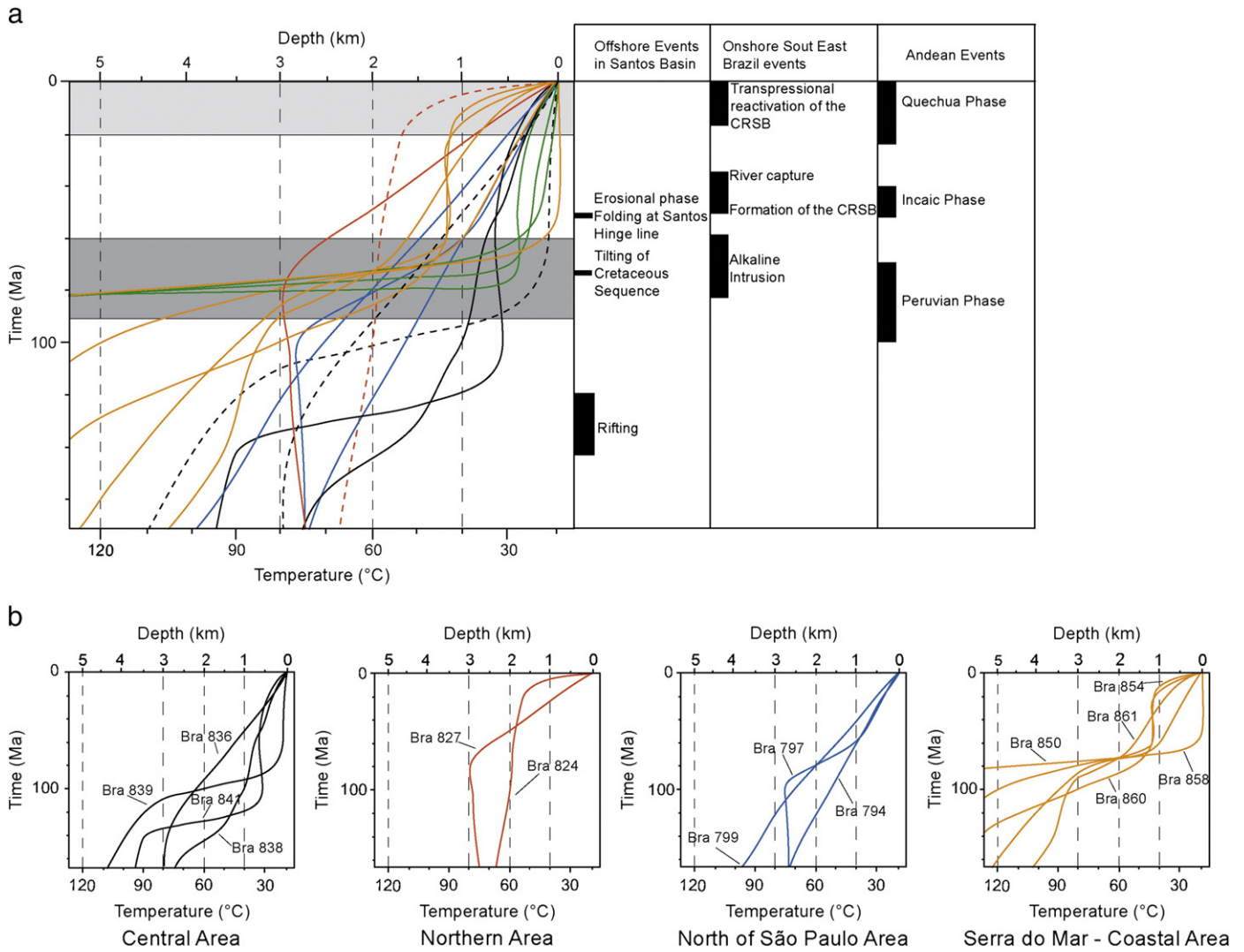


Fig. 8. Inferred thermal histories for expected models since 170 Ma, including (U–Th)/He and AFT data for all samples. (a) Thermal histories and main events onshore and offshore of southeast Brazil and in Andes. Dashed lines represent thermal histories that we consider less reliable (see supplementary material for detail). Grey bars represent timing of exhumation. Dark grey is for Late Cretaceous to Tertiary event that we infer for most samples, light grey is for possible Neogene event that we infer for two samples. (b) Expected thermal history models for each region with names of samples. See text for discussion.

2009; Garcia et al., 2005; Spier et al., 2006). Furthermore, climate effects are unlikely to produce the relatively local variations that we infer. Thus we suggest that climate is unlikely to be responsible for the variations in cooling rate.

Recently, Gunnell and Harbor (2010) have argued that inherited geological structures and compositions can influence denudation. In SE Brazil some degree of inheritance is clear, as scarps are parallel to the Precambrian shear zones. However we do not think that lithological controls can be responsible for major changes in cooling rate. The basement in SE Brazil consists dominantly of granitic and high-grade metamorphic rocks. The twin scarps crosscut these rocks and similar thermal histories are inferred for samples having different compositions, such as Bra858 (granitic rock) and Bra854 (orthogneiss). Also, we have different thermal histories from the same lithology (for example Bra794 and Bra797, granitic rocks). So we do not consider lithology as a causal control on the regional patterns of cooling here.

Another possible explanation for spatially variable cooling is differential motion between fault-bounded blocks, as Hiruma et al. (2010) suggested on a local scale. The inferred cooling episodes also coincide with major events in both the offshore Santos Basin to the east

and the Andes to the west (Fig. 8a) and this is suggestive of a more regional tectonic control.

The first post-rift phase of cooling began around 90 Ma and lasted for 30 m.y. or so. Harman et al. (1998) reported a period of rapid cooling at a similar time for NE Brazil, concentrated (over 50–100 km) around the E–W trending Pernambuco shear zone. These authors proposed an explanation in terms of a reorganisation of plate motion between magnetic anomalies C34 (83 Ma) and C30 (66.7 Ma). At that time, the South Atlantic spreading rate decreased, from a maximum of ~30 mm/yr, to a minimum of 15 mm/yr, and the direction changed at Chron 32 (Nürnberg and Müller, 1991).

The (U–Th)/He data allow us to identify this Late Cretaceous phase in the onshore southeast Brazilian margin. This is coincident with a phase of reactivation in the offshore Santos basin, where the whole Cretaceous sequence tilted by up to 20° at around 75 Ma (Cobbald et al., 2001; Zalan and Oliveira de, 2005). The proximal deposits are more coarse-grained, so it seems reasonable to infer that local sources were eroding. Several authors have suggested that the coastal ranges were uplifting at that time and that the rate of deposition in the Santos basin was higher, consistent with an increase in the erosion rate onshore (Almeida and

Carneiro, 1998; Assine et al., 2008; Bacoccoli and Aranha, 1984; Cobbold et al., 2001)

The Late Cretaceous period of rapid denudation coincided approximately with the intrusion of alkaline bodies. These lie along a main transfer zone between the Campos and Santos basins, so that their intrusion may be attributed to episodic reactivation of this transfer zone (Cobbold et al., 2001; Riccomini et al., 2005). On a more regional scale however, the lithosphere in this region at that time may have been susceptible to deformation, due to the thermal effects of initiating magmatism and to structural inheritance from the Brasileiro orogeny.

During the Late Cretaceous, the tectonic context of the Pacific margin of South America changed from extensional to compressional, resulting in the development of foreland basins, thrust faults, and associated growth strata, at the leading edge of the Andes mountains (Arriagada et al., 2006; Cobbold and Rossello, 2003). Cobbold et al. (2007) suggested that the compression was due to ridge push from both the mid-Atlantic and East-Pacific ridges. During the Late Cretaceous (100 to 75 Ma), further shortening and significant exhumation of rocks occurred all along the Andes (Jaillard et al., 2005; Jaimes and de Freitas, 2006; Martin-Gombojav and Winkler, 2008; Ramos, 2010; Tunik et al., 2010). Therefore in southeast Brazil, a likely explanation for accelerated cooling during the Late Cretaceous is deformation of a thermally or structurally weak crust, subject to plate-wide compression.

To estimate equivalent depths and/or rates of denudation from the thermal histories, we need to know at least the geothermal gradient and ideally the heat flow and appropriate thermal conductivities. There appear to be few data available on the current temperature gradient in SE Brazil. Some authors (Hamza et al., 2005; Lima Gomes and Hamza, 2005) have quoted values of around 20 °C/km (between 15 and 23 °C/km) for the Precambrian basement. For the nearby Parana basin, Hurter and Pollack (1996) quoted a range from 17 °C/km to 32 °C/km, the gradient varying as a function of the thermal conductivity of the sediment. For the paleo-temperature gradient, we know of no available information. Given the lack of available data, we assume that the geothermal gradient has been $\sim 20 \pm 5$ °C/km since the Mesozoic and calculate equivalent rock thickness accordingly. The magnitude of inferred cooling varies geographically, but is broadly equivalent to denudation of up to about 4 km at the coast and about 2 km in the hinterland.

During the Tertiary, except for sample Bra827, the rate of cooling was slow throughout the region (no more than 0.35 °C/m.y., see Fig. 8). Onshore, the Continental Rift of Southeast Brazil (CRSB, Riccomini et al., 2004) formed during the early Tertiary. Offshore, erosion on the shelf of the Santos basin was synchronous with strike-slip faulting of Precambrian basement along an offshore hinge line (Cobbold et al., 2001), before deposition of flat-lying mid-Eocene strata. Later uplift of the Serra do Mar potentially led to changes in the drainage system, including capture of the river Paraíba do Sul (Bacoccoli and Aranha, 1984; Karner and Driscoll, 1999). This helped to fill the Taubaté Basin with lacustrine sediment and drained the area toward the Campos Basin in the north, where there was an influx of coarse-grained sediment. Correspondingly, there was a decrease in sediment supply to the centre of the Santos basin, and an increase in sediment supply to its northern and southern edges (Assine et al., 2008; Cobbold et al., 2001).

We suggest that, during the Paleogene, prolonged cooling (denudation) was in response to a regional state of compression, which contributed to maintain the relief available to be eroded locally. Deformation concentrated along reactivated Precambrian shear zones, forming the Continental Rift of Southeastern Brazil and the hinge line in the Santos basin.

Finally, a few samples imply Neogene exhumation of as much 1 km. However, there is independent structural evidence for compressional reactivation within the CRSB at that time (Cobbold et al., 2001; Riccomini et al., 2004). The coincidence of this phase in SE Brazil

and the Quechua phase of deformation in the Andes lead us to suggest that they may have had a common cause.

At the present day, there is abundant evidence for ongoing E–W compression in SE Brazil, according to the World Stress Map (Reinecker et al., 2004), studies of seismicity (Assumpção, 1998) and deformation of Pleistocene or later deposits in the Taubate Basin (Riccomini et al., 1989). If the present is indeed the key to the past, we may explain post-rift reactivation and exhumation in terms of long-term intraplate compressive stress.

6. Conclusions

Using new AHe data and existing AFT data, we have better constrained the post-rift cooling history of South East Brazil. The total amount of regional post-rift denudation is no less than 2 to 3 km and this shows that the onshore region has not been particularly passive since break-up. We have recognized multiple phases of cooling during the Cretaceous and Tertiary and have correlated these with geological events in the offshore basins and the Andes (see Fig. 8). These correlations are consistent only if we use a radiation damage model for the AHe data. Otherwise, the cooling episodes tend to be earlier. Given the Proterozoic age of the basement, the composition of the rocks (siliceous and igneous or metamorphic, in general) and the old AFT ages of many samples, this is not surprising, as we expect the radiation damage effect to be most pronounced for protracted cooling of rocks that are relatively rich in U and Th through the HePRZ.

We identify a first period of rapid denudation, which was probably due to formation of topographic relief and to a change in erosional base level during the initiation of South Atlantic rifting. A second period, in the Late Cretaceous to Early Paleocene, was coeval with the Peruvian phase of Andean orogenesis, a major phase of deformation in the offshore Santos basin and transfer zone reactivation responsible for emplacement of alkaline intrusive bodies. We attribute it to regional compression of the South American plate. Localization of the deformation in SE Brazil may be due to thermal weakening of the crust (in response to crustal magmatism and perhaps earlier activity of a mantle plume at the base of the lithosphere). Increased denudation rates are natural consequences of the formation of the Serra do Mar and Serra da Mantiqueira. During the Paleogene, a period of slower denudation nevertheless produced denudation of ~ 1 km. By concentrating the deformation along inherited Neoproterozoic shear zones, this process ultimately led to formation of the onshore Tertiary basins. Continuous growth of the coastal Serra do Mar led to river capture, sediment starving in the centre of the Santos Basin, feeding of its northern and southern ends, and filling of the Taubaté Basin by lacustrine sediment. Finally, for the Neogene, two samples imply a rapid period of cooling, which was synchronous with transpressional reactivation of the CRSB. We attribute this to regional compression, which is still active today.

Thus the development of the southeastern Brazilian passive margin after break-up was due to a complex interaction between regional tectonic stress, magmatism and geological inheritance. By analogy, other continental margins worldwide are also likely to be complex and may not have remained passive after rifting ceased.

Acknowledgements

We thank the Scottish Universities Environmental Research Centre (SUERC) in East Kilbride and Fin Stuart, in particular, for access to their laboratory for (U–Th)/He analysis. The European University of Brittany (UEB) funded a study visit to Glasgow for the first author. We would also like to thank Claudio Riccomini (University of São Paulo) for many useful discussions in the field and elsewhere, David Vilbert for assistance with the (U–Th)/He analyses, and Petrobras for help with ongoing work in Brazil. Richard Ketcham and an anonymous reviewer provided detailed reviews of an earlier version of the ms.

Appendix A. Supplementary data

Supplementary data to this article can be found online at doi:10.1016/j.epsl.2011.06.025.

References

- Almeida, F.F.M., 1976. The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 48, 15–26.
- Almeida, F.F.M., 1983. Relações tectônicas das rochas alcalinas Mesozóicas da região meridional da Plataforma Sul-Americana. *Revista Brasileira de Geociências* 13, 139–158.
- Almeida, F.F.M., 1991. O alinhamento magmático de Cabo Frio, 2°. Simposio de Geologia do Sudeste, Sao Paulo, pp. 423–428.
- Almeida, F.F.M., Carneiro, C.D.R., 1998. Origem e evolução da Serra do Mar. *Revista Brasileira de Geociências* 28, 135–150.
- Amante, C., Eakins, B.W., 2009. ETOPO1 1 Arc-minute global relief model: procedures, data sources and analysis. NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24. 19 pp.
- Arriagada, C., Cobbold, P.R., Roperch, P., 2006. Salar de Atacama basin: a record of compressional tectonics in the central Andes since the mid-Cretaceous. *Tectonics* 25, TC1008.
- Assine, M.L., Corrêa, F.S., Chang, H.K., 2008. Migração de depocentros na Bacia de Santos: importância na exploração de hidrocarbonetos. *Revista Brasileira de Geociências* 38, 111–127.
- Assumpção, M., 1998. Seismicity and stresses in the Brazilian passive margin. *Bulletin of the Seismological Society of America* 88, 160–169.
- Bacoccoli, G., Aranha, L.G., 1984. Evolução estrutural fanerozoica do Brasil meridional. Internal Report. Petrobras, Rio de Janeiro.
- Bershaw, J., Garzzone, C.N., Higgins, P., MacFadden, B.J., Anaya, F., Alvarenga, H., 2010. Spatial-temporal changes in Andean plateau climate and elevation from stable isotopes of mammal teeth. *Earth and Planetary Science Letters* 289, 530–538.
- Brito Neves de, B.B., 2002. Main stages of the development of the sedimentary basins of South America and their relationship with the tectonics of supercontinents. *Gondwana Research* 5, 175–196.
- Brito Neves de, B.B., Cordani, U.G., 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Research* 53, 23–40.
- Brown, R.W., Gallagher, K., Gleadow, A.J.W., Summerfield, M.A., 1999. Morpho-tectonic evolution of the South Atlantic margins of Africa and South America. In: Summerfield, M.A. (Ed.), *Geomorphology and Global Tectonics*. John Wiley and Sons Ltd., Chichester, pp. 257–283.
- Cainelli, C., Mohriak, W.U., 1999. General evolution of the eastern Brazilian continental margin. *The Leading Edge* 18, 800–805.
- Chang, H.K., Kowsmann, R.O., Figueiredo, A.M.F., 1988. New concepts on the development of east Brazilian marginal basins. *Episodes* 2, 194–202.
- Chang, H.K., Kowsmann, R.O., Figueiredo, A.M.F., Bender, A.A., 1992. Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift system: an overview. *Tectonophysics* 213, 97–138.
- Cherniak, D.J., Watson, E.B., Thomas, J.B., 2009. Diffusion of helium in zircon and apatite. *Chemical Geology* 268, 155–166.
- Cobbold, P.R., Rossello, E.A., 2003. Aptian to recent compressional deformation, foothills of the Neuquén Basin, Argentina. *Marine and Petroleum Geology* 20, 429–443.
- Cobbold, P.R., Meisling, K.E., Mount, V.S., 2001. Reactivation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos Basins, Southeastern Brazil. *AAPG Bulletin* 85, 1925–1944.
- Cobbold, P.R., Rossello, E.A., Roperch, P., Arriagada, C., Gómez, L.A., Lima, C., 2007. Distribution, timing, and causes of Andean deformation across South America. In: Ries, A.C., Butler, R.W.H., Graham, R.H. (Eds.), *Deformation of the Continental Crust*: Geological Society (London), Special Publication, 272, pp. 321–343.
- Dodson, M.H., 1973. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 40, 259–274.
- Ehlers, T.A., Farley, K.A., 2003. Apatite (U–Th)/He thermochronometry: methods and applications to problems in tectonic and surface processes. *Earth and Planetary Science Letters* 206, 1–14.
- Farley, K.A., 2000. Helium diffusion from apatite: general behavior as illustrated by Durango fluorapatite. *Journal of Geophysical Research* 105, 2903–2914.
- Farley, K.A., 2002. (U–Th)/He dating: techniques, calibrations, and applications. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 47, 819–844.
- 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* 60, 4223–4229.
- Figueiredo, A.M.F., 1985. Geologia das bacias brasileiras. In: Viro, E.V. (Ed.), *Avaliação de formações no Brasil*. Schlumberger, Rio de Janeiro, pp. 11–138.
- Fitzgerald, P.G., Baldwin, S.L., Webb, L.E., O'Sullivan, P.B., 2006. Interpretation of (U–Th)/He single grain ages from slowly cooled crustal terranes: a case study from the Transantarctic Mountains of southern Victoria Land. *Chemical Geology* 225, 91–120.
- Flowers, R.M., Ketchum, 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* 73, 2347–2365.
- Foeken, J.P.T., Stuart, F.M., Dobson, K.J., Persano, C., Vibert, D., 2006. A diode laser system for heating minerals for (U–Th)/He chronometry. *Geochemistry, Geophysics, and Geosystems* 7, Q04015.
- Führ Dal' Bo, P.F., Basili, G., Angelica, R.S., Ladeira, F.S.B., 2009. Paleoclimatic interpretations from pedogenic calcrites in a Maastrichtian semi-arid eolian sand-sheet palaeoenvironment: Marília Formation (Bauru Basin, southeastern Brazil). *Cretaceous Research* 30, 659–675.
- Gallagher, K., 1995. Evolving temperature histories from apatite fission-track data. *Earth and Planetary Science Letters* 136, 421–435.
- Gallagher, K., in preparation. Transdimensional inverse thermal history modelling for quantitative thermochronology.
- Gallagher, K., Brown, R., 1997. The onshore record of passive margin evolution. *Journal of the Geological Society* 154, 451–457.
- Gallagher, K., Brown, R., 1999. The Mesozoic denudation history of the Atlantic margins of southern Africa and southeast Brazil and the relationship to offshore sedimentation. In: Cameron, N.R., Bate, R.H., Clure, V.S. (Eds.), *The Oil and Gas Habitats of the South Atlantic*. Geological Society, London, pp. 41–53.
- Gallagher, K., Hawkesworth, C., 1994. Mantle plumes, continental magmatism and asymmetry in the South Atlantic. *Earth and Planetary Science Letters* 123, 105–117.
- Gallagher, K., Hawkesworth, C.J., Mantovani, M.S.M., 1994. The denudation history of the onshore continental margin of SE Brazil inferred from apatite fission track data. *Journal of Geophysical Research* 99, 18117–18145.
- Gallagher, K., Hawkesworth, C.J., Mantovani, M.S.M., 1995. Denudation, fission track analysis and the long-term evolution of passive margin topography: application to the southeast Brazilian margin. *Journal of South American Earth Sciences* 8, 65–77.
- Gallagher, K., Brown, R., Johnson, C., 1998. Fission track analysis and its applications to geological problems. *Annual Review of Earth and Planetary Science* 26, 519–572.
- Gallagher, K., Charvin, K., Nielsen, S., Sambridge, M., Stephenson, J., 2009. Markov chain Monte Carlo (MCMC) sampling methods to determine optimal models, model resolution and model choice for Earth Science problems. *Marine and Petroleum Geology* 26, 525–535.
- Garcia, A.J.V., da Rosa, A.S., Goldberg, K., 2005. Paleoenvironmental and paleoclimatic control on early diagenetic processes and fossil record in Cretaceous continental sandstones of Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 19, 243–258.
- Gautheron, C., Tassan-Got, L., 2010. A Monte Carlo approach to diffusion applied to noble gas/helium thermochronology. *Chemical Geology* 273, 212–224.
- Gautheron, C., Tassan-Got, L., Barbarand, J., Pagel, M., 2009. Effect of alpha-damage annealing on apatite (U–Th)/He thermochronology. *Chemical Geology* 266, 157–170.
- Green, P.F., 1986. On the thermo-tectonic evolution of northern England; evidence from fission track analysis. *Geological Magazine* 123, 493–506.
- Green, P.F., Duddy, I.R., 2006. Interpretation of apatite (U–Th)/He ages and fission track ages from cratons. *Earth and Planetary Science Letters* 244, 541–547.
- Gunnell, Y., Harbor, D.J., 2010. Butte detachment: how pre-rift geological structure and drainage integration drive escarpment evolution at rifted continental margins. *Earth Surface Processes and Landforms* 35, 1373–1385.
- Gunnell, Y., Gallagher, K., Carter, A., Widdowson, M., Hurford, A.J., 2003. Denudation history of the continental margin of western peninsular India since the early Mesozoic—reconciling apatite fission-track data with geomorphology. *Earth and Planetary Science Letters* 215, 187–201.
- Hackspacher, P.C., Saad, A.R., Ribeiro, M.C.S., Godoy, D.F., Hadler Neto, J.C., 2008. Tectonic reactivation of the south atlantic margin, Southeastern Brazil, during the Paleogene time: apatite fission track analysis and U–Th/He systematics. 11th International conference on thermochronology, Anchorage, Alaska.
- Hamza, V.M., Cardoso, R.A., Gomes, A.J.L., 2005. Gradiente e fluxo geotérmico na região sudeste: indícios de calor residual do magmatismo alcalino e implicações para maturação térmica de sedimentos na plataforma continental. III Simposio de Vulcanismo e Ambientes Associados, Cabo Frio, RJ.
- Harman, R., Gallagher, K., Brown, R., Raza, A., Bizzi, L., 1998. Accelerated denudation and tectonic/geomorphic reactivation of the cratons of northeastern Brazil during the Late Cretaceous. *Journal of Geophysical Research* 103, 27091–27105.
- Herz, N., 1977. Timing of spreading in the South Atlantic: information from Brazilian alkalic rocks. *Geological Society of America Bulletin* 88, 101–112.
- Hiruma, S.T., Riccomini, C., Modenesi-Gauttieri, M.C., Hackspacher, P.C., Neto, J.C.H., Franco-Magalles, A.O.B., 2010. Denudation history of the Bocaina Plateau, Serra do Mar, southeastern Brazil: relationships to Gondwana breakup and passive margin development. *Gondwana Research* 18, 674–687.
- Hurter, S.J., Pollack, H.N., 1996. Terrestrial heat flow in the Paraná Basin, southern Brazil. *Journal of Geophysical Research* 101, 8659–8671.
- Jaillard, E., Bengtson, P., Dhondt, A.V., 2005. Late Cretaceous marine transgressions in Ecuador and northern Peru: a refined stratigraphic framework. *Journal of South American Earth Sciences* 19, 307–323.
- Jaimes, E., de Freitas, M., 2006. An Albian–Cenomanian unconformity in the northern Andes: evidence and tectonic significance. *Journal of South American Earth Sciences* 21, 466–492.
- Jolivet, M., Dempster, T., Cox, R., 2003. Répartition de l'uranium et du thorium dans les apatites: implications pour la thermochronologie U–Th/He. *Comptes Rendus Geosciences* 335, 899–906.
- Karner, G., Driscoll, N., 1999. Tectonic and stratigraphic development of the West African and eastern Brazilian Margins: insights from quantitative basin modeling. In: Cameron, N.R., Bate, R.H., Clure, V.S. (Eds.), *The Oil and Gas Habitats of the South Atlantic*. Geological Society, London, pp. 11–40.
- Ketchum, R.A., Carter, A., Donelick, R.A., Barbarand, J., Hurford, A.J., 2007. Improved modeling of fission-track annealing in apatite. *American Mineralogist* 92, 799–810.
- Leyden, R., Ludwig, W.J., Ewing, M., 1971. Structure of continental margin off Punta del Este, Uruguay, and Rio de Janeiro, Brazil. *AAPG Bulletin* 55, 2161–2173.
- Lima Gomes, A.J., Hamza, V.M., 2005. Geothermal gradient and heat flow in the state of Rio de Janeiro. *Revista Brasileira de Geofísica* 23, 325–347.
- Lippolt, H.J., Leitz, M., Wernicke, R.S., Hagedorn, B., 1994. (U + Th)/He dating of apatite: experience with samples from different geochemical environments. *Chemical Geology* 112, 179–191.

- Macedo, J.M., 1989. Evolução tectônica da bacia de Santos e áreas continentais adjacentes. *Boletim de Geociências da Petrobras* 3, 159–173.
- Marques, A., 1990. Evolução tectono-sedimentar e perspectivas exploratorias da Bacia de Taubaté, São Paulo, Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobras* 4, 253–262.
- Marques, L.S., Ernesto, M., 2004. O magmatismo toleítico da Bacia do Paraná. In: Mantesso Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito-Neves, B.B. (Eds.), *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Edições Beca, São Paulo.
- Martin-Gombjav, N., Winkler, W., 2008. Recycling of Proterozoic crust in the Andean Amazon foreland of Ecuador: implications for orogenic development of the Northern Andes. *Terra Nova* 20, 22–31.
- McKenzie, D., 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary Science Letters* 40, 25–32.
- Meesters, A.G.C.A., Dunai, T.J., 2002. Solving the production–diffusion equation for finite diffusion domains of various shapes: Part II. Application to cases with [alpha]-ejection and nonhomogeneous distribution of the source. *Chemical Geology* 186, 57–73.
- Melo, M.S.R., Riccomini, C., Hasui, Y., Almeida de, F.F.M., Coimbra, A.M., 1985. Geologia e evolução do sistema de bacias tafrogênicas continentais do sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências* 15, 193–201.
- Menzies, M., Gallagher, K., Yelland, A., Hurford, A.J., 1997. Volcanic and nonvolcanic rifted margins of the Red Sea and Gulf of Aden: crustal cooling and margin evolution in Yemen. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61, 2511–2527.
- Modica, C.J., Brush, E.R., 2004. Postrift sequence stratigraphy, paleogeography, and fill history of the deep-water Santos Basin, offshore southeast Brazil. *AAPG Bulletin* 88, 923–945.
- Morgan, W.J., 1981. Hotspot tracks and the opening of the Atlantic and Indian Ocean. In: Emiliani, E. (Ed.), *The Sea: The oceanic Lithosphere*, 7. Wiley, New-York, pp. 443–487.
- Nürnberg, D., Müller, R.D., 1991. The tectonic evolution of the South Atlantic from Late Jurassic to present. *Tectonophysics* 191, 27–53.
- Pereira, M.J., Macedo, J.M., 1990. A Bacia de Santos: perspectivas de uma nova província petrolífera na plataforma continental sudeste brasileira. *Boletim de Geociências da Petrobras* 4, 3–11.
- Raab, M.J., Brown, R.W., Gallagher, K., Weber, K., Gleadow, A.J.W., 2005. Denudational and thermal history of the Early Cretaceous Brandberg and Okenyanya igneous complexes on Namibia's Atlantic passive margin. *Tectonics* 24, TC3006.
- Ramos, V.A., 2010. The tectonic regime along the Andes: present-day and Mesozoic regimes. *Geological Journal* 45, 2–25.
- Reinecker, J., Heidbach, O., Tingay, M., Connolly, P., Müller, B., 2004. The 2004 release of the World Stress Map. World Wide Web Address: <http://www.world-stress-map.org/>.
- Reiners, P.W., Farley, K.A., 2001. Influence of crystal size on apatite (U–Th)/He thermochronology: an example from the Bighorn Mountains, Wyoming. *Earth and Planetary Science Letters* 188, 413–420.
- Renne, P.R., Ernesto, M., Pacca, I.G., Coe, R.S., Glen, J.M., Prevot, M., Perrin, M., 1992. The age of Paraná flood volcanism, rifting of Gondwanaland, and the Jurassic–Cretaceous boundary. *Science* 258, 975–979.
- Ribeiro, M.C.S., 2007. Termocronologia e história denudacional da Serra do Mar e implicações no controle deposicional da Bacia de Santos. Institute of Geosciences and Earth Sciences, University of São Paulo, São Paulo. 211 pp.
- Riccomini, C.M., Melo, M.S., Carneiro, C.D.R., Almeida, F.F.M., Miotto, J.A., Hasui, Y., 1983. Sobre a ocorrência de um derrame ankaramítico na bacia de Volta Redonda e sua importância na datação das bacias tafrogênicas continentais do sudeste brasileiro. IV Simposio Regional de Geologia, pp. 23–24.
- Riccomini, C., Peloggia, A.U.G., Saloni, J.C.L., Kohnke, M.W., Figueira, R.M., 1989. Neotectonic activity in the Serra do Mar rift system (southeastern Brazil). *Journal of South American Earth Sciences* 2, 191–197.
- Riccomini, C., Sant'Anna, L.G., Ferrari, A.L., 2004. Evolução geológica do Rift Continental do Sudeste do Brasil. In: Mantesso Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito-Neves, B.B. (Eds.), *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Edições Beca, São Paulo, pp. 383–405.
- Riccomini, C., Velázquez, V.F., Gomes, C.B., 2005. Tectonic controls of the Mesozoic and Cenozoic alkaline magmatism in central-southeastern Brazilian Platform. In: Gomes, C.B., Comin-Chiaramonti, P. (Eds.), *Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Platform*. EDUSP-FAPESP, São Paulo, pp. 31–55.
- Sambridge, M., Gallagher, K., Jackson, A., Rickwood, P., 2006. Trans-dimensional inverse problems, model comparison and the evidence. *Geophysical Journal International* 167, 528–542.
- Sant'Anna, L.G., Riccomini, C., Rodrigues-Francisco, B.H., Sial, A.N., Carvalho, M.D., Moura, C.A.V., 2004. The Paleocene travertine system of the Itaboraí basin, Southeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 18, 11–25.
- Schmitt, R.S., Frimmel, H.E., Fairchild, T.R., 2008. Neoproterozoic–Early Paleozoic events in Southwest Gondwana: introduction. *Gondwana Research* 13, 435–436.
- Shuster, D.L., Farley, K.A., 2009. The influence of artificial radiation damage and thermal annealing on helium diffusion kinetics in apatite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 73, 183–196.
- Shuster, D.L., Flowers, R.M., Farley, K.A., 2006. The influence of natural radiation damage on helium diffusion kinetics in apatite. *Earth and Planetary Science Letters* 249, 148–161.
- Smith, A.G., Smith, D.G., Funnell, B.M., 1994. *Atlas of Mesozoic and Cenozoic Coastlines*. Cambridge University Press.
- Sobel, E.R., Seward, D., 2010. Influence of etching conditions on apatite fission-track etch pit diameter. *Chemical Geology* 271, 59–69.
- Spencer, A.S., Kohn, B.P., Gleadow, A.J.W., Norman, M., Belton, D.X., Carter, T.J., 2004. The importance of residing in a good neighbourhood: rechecking the rules of the game for apatite (U–Th)/He thermochronology. In: Andressien, P. (Ed.), 10th International Fission track Dating Conference, Amsterdam, p. 20.
- Spier, C.A., Vasconcelos, P.M., Oliviera, S.M.B., 2006. ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronological constraints on the evolution of lateritic iron deposits in the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. *Chemical Geology* 234, 79–104.
- Stockli, D.F., Farley, K.A., Dumitru, T.A., 2000. Calibration of the apatite (U–Th)/He thermochronometer on an exhumed fault block, White Mountains, California. *Geology* 28, 983–986.
- Tello Saenz, C.A., Hackspacher, P.C., Hadler Neto, J.C., Lunes, P.J., Guedes, S., Ribeiro, L.F.B., Paulo, S.R., 2003. Recognition of Cretaceous, Paleocene, and Neogene tectonic reactivation through apatite fission-track analysis in Precambrian areas of southeast Brazil: association with the opening of the South Atlantic Ocean. *Journal of South American Earth Sciences* 15, 765–774.
- Tello Saenz, C.A., Hadler Neto, J.C., Lunes, P.J., Guedes, S., Hackspacher, P.C., Ribeiro, L.F.B., Paulo, S.R., Osorio, A.A.M., 2005. Thermochronology of the South American platform in the state of São Paulo, Brazil, through apatite fission tracks. *Radiation Measurements* 39, 635–640.
- Thiede, D.S., Vasconcelos, P.M., 2010. Parana flood basalts: rapid extrusion hypothesis confirmed by new ⁴⁰Ar/³⁹Ar results. *Geology* 38, 747–750.
- Thompson, R.N., Gibson, S.A., Mitchell, J.G., Dickin, A.P., Leonardos, O.H., Brod, J.A., Greenwood, J.C., 1998. Migrating Cretaceous–Eocene magmatism in the Serra do Mar Alkaline Province, SE Brazil: melts from the deflected Trindade Mantle Plume? *Journal of Petrology* 39, 1493–1526.
- Trouw, R., Heilbron, M., Ribeiro, A., Pacciullo, F., Valeriano, C.M., Almeida, J.C.H., Tupinamba, M., Andreis, R.R., 2000. The central segment of the Ribeira Belt. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.), *Tectonic Evolution of South America*, pp. 355–365.
- Tunik, M., Folguera, A., Naipauer, M., Pimentel, M., Ramos, V.A., 2010. Early uplift and orogenic deformation in the Neuquén Basin: constraints on the Andean uplift from U–Pb and Hf isotopic data of detrital zircons. *Tectonophysics* 489, 258–273.
- Turner, S., Regelous, M., Kelley, S., Hawkesworth, C., Mantovani, M., 1994. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision ⁴⁰Ar–³⁹Ar geochronology. *Earth and Planetary Science Letters* 121, 333–348.
- Van Der Beek, P., Andriessen, P., Cloetingh, S., 1995. Morphotectonic evolution of rifted continental margins: inferences from a coupled tectonic-surface processes model and fission track thermochronology. *Tectonics* 14, 406–421.
- Warnock, A.C., Zeitler, P.K., Wolf, R.A., Bergman, S.C., 1997. An evaluation of low-temperature apatite U–Th/He thermochronometry. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61, 5371–5377.
- Wolf, R.A., Farley, K.A., Silver, L.T., 1996. Helium diffusion and low-temperature thermochronometry of apatite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60, 4231–4240.
- Wolf, R.A., Farley, K.A., Kass, D.M., 1998. Modeling of the temperature sensitivity of the apatite (U–Th)/He thermochronometer. *Chemical Geology* 148, 105–114.
- Zalan, P.V., Oliveira de, J.A.B., 2005. Origem e evolução estrutural do sistema de riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobras* 13, 269–300.
- Zeitler, P.K., Herczeg, A.L., McDougall, I., Honda, M., 1987. U–Th–He dating of apatite: a potential thermochronometer. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 51, 2865–2868.

Chapitre 2

Analyse des différentes phases de réactivation post-rift par une combinaison de modélisation inverse et directe des données thermochronologiques

Introduction – Résumé de l'article

Ce chapitre est constitué d'un article sur le point d'être soumis à *Journal of Geophysical Research*. L'article présente les données acquises en (U-Th)/He et en traces de fission sur apatites (AHe et AFT) sur une région choisie en raison de ces évidences d'activités tectoniques tertiaires. Nous avons tout d'abord effectué une sélection des données AHe en se basant sur une série de modélisations inverses et en sélectionnant les aliquots donnant la meilleure concordance entre les données et les prédictions. Une concordance entre les différents échantillons susceptible de posséder la même histoire thermique a également été prise en compte dans cette sélection.

Nous avons ensuite effectué une modélisation inverse de chaque échantillon qui nous a permis de mettre en évidence deux phases de refroidissement accéléré sur la région, une au Crétacé Supérieur (en accord avec les résultats de Cogné et

al., 2011) et une seconde au Néogène. Nous avons également montré une phase de refroidissement au Paléogène, restreinte aux bordures des bassins tertiaires. La plupart des échantillons présentant un réchauffement limité après la première phase de refroidissement, nous avons mené une investigation en modélisation directe pour tester la résolution de ce réchauffement.

Nous avons ainsi pu montrer que, à part pour les échantillons en bordure des bassins tertiaires, les données ne permettent pas de différencier entre des histoires thermiques présentant ce réchauffement ou non. *A contrario*, les échantillons des bassins tertiaires requièrent ce réchauffement pour que les données soient correctement prédites. En se basant sur des données géologiques régionales, nous supposons que les phases de refroidissement sont liées à des épisodes de surrection de la marge, et que cette série de réactivations est pour partie responsable de la morphologie actuelle de la marge.

Enfin, comme les phases de réactivation sur notre zone d'étude sont synchrones avec des phases similaires au nord-est du Brésil et avec les phases de constructions andines, nous invoquons un mécanisme de compression à l'échelle de la plaque sud-américaine pour expliquer les réactivations post-rift sur la marge sud-est du Brésil.

Post-breakup tectonics in southeast Brazil from thermochronological data and combined inverse-forward modelling: inferences and resolution

Nathan Cogné^{1*}, Kerry Gallagher¹, Peter R. Cobbold¹, Claudio Riccomini² and Cecile Gautheron³

¹Geosciences Rennes, Université Rennes 1, Campus Beaulieu, Bât. 15, 263 av. du General Leclerc 35000 Rennes, France

²Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Rua do Lago 562, CEP 05508-080, São Paulo, SP, Brazil

³Dept. Sciences de la Terre, Université de Paris Sud, Bât. 504, 91405 Orsay, France

*Corresponding author: nathan.cogne@univ-rennes1.fr

Abstract

The continental margin of southeast Brazil is one of high elevation, where summits reach 2800 m. Onshore, Tertiary basins and Late Cretaceous to Paleogene intrusive bodies are good geological evidence for post breakup tectono-magmatic activity. In order to constrain the impact of post-rift reactivation on the geological history of the region and its topography, we target an area that was clearly subject to Tertiary tectonics. We used fission tracks and U-Th/He on apatite (AFT and AHe) to constrain the cooling history in this region. AFT ages range from 129.3 ± 4.3 Ma to 60.7 ± 1.9 Ma, while mean tracks length (MTL) range from 14.31 ± 0.24 μm to 11.41 ± 0.23 μm , and measured AHe ages range from 519.6 ± 16.6 to 10.1 ± 0.1 Ma. We select a subset of AHe ages on the basis of data consistency and geological

arguments that range of 122.4 ± 2.5 to 45.1 ± 1.5 Ma. Results of inverse modelling support conclusions from an earlier study for a Late Cretaceous phase of cooling. Around the onshore Taubaté Basin, for a limited number of samples, the first inferred cooling occurred during the Early Tertiary, around the time of basin formation. The inferred thermal histories for most of the samples also imply a later reheating followed by a Neogene cooling. Given the uncertainty and potential lack of resolution of the inversion results, we did deterministic forward modelling to assess the range of possibilities of this Tertiary part of the thermal history. The evidence for reheating seems to be robust around the Taubaté Basin, but elsewhere the data are insufficient for discriminating between this and a less complex thermal history. However forward modelling results and geological information support the conclusion that the whole area underwent cooling during the Neogene. The synchronicity of the cooling phases with pulses of Andean tectonics and those in NE Brazil leads us to associate these cooling phases with a plate-wide compressional stress that reactivated inherited structures during the Late Cretaceous and Tertiary. The present day topographic relief of the margin is therefore due, more to post-breakup reactivation and uplift than to rifting

2.1 Introduction

Presently active or young rift environments, such as East-Africa or the Red Sea margin, tend to have elevated rift shoulders. Similarly, many older passive margins around the world show elevated topography, with an escarpment typically occurring up to 100 km or more inland of a low-lying coastal plain (e.g. Gilchrist and Summerfield, 1994). The presence of such escarpments along mature passive margins raises the question of how the relief developed over the order of 100 Ma, i.e. has any initial rift-related topography persisted since break-up, or has there then been some post rift uplift (e.g. Braun and van der Beek, 2004; Gilchrist and Summerfield, 1990, 1994; Gunnell and Fleitout, 2000; Japsen et al., 2012a; van der Beek et al., 1995). The offshore part of a margin can give quantitative information on vertical motion through the subsidence history. Furthermore, deposition in the basins

is potentially a record of the onshore erosion history but it not always evident what were the source regions of sediment. To solve this problem, it is generally useful to consider the onshore region directly (Gallagher and Brown, 1997). In this context low temperature thermochronology is a powerful tool. Techniques such as apatite fission track analysis (AFT) and apatite U-Th/He dating (AHe) can provide constraints on the cooling history of the upper crust (in the depth range of ~1 to 6 km, Gallagher et al., 1998).

Early applications of such methods to passive margins led to interpretations, in which erosion occurred on rift shoulders (Brown et al., 1990; Dumitriu et al., 1991; Gallagher et al., 1994, 1995, Gunnell et al., 2003). However later studies inferred that the history is more complex, and that post rift events have left their mark on the thermochronological record (Brown et al., 1999; Gallagher and Brown, 1997, 1999; Harman et al., 1998, O'Sullivan et al., 2000; Raab et al., 2002, Hiruma et al. 2010). Thus there is a continuing debate as to whether present day high elevation is inherited from rifting or previous orogenic activity, or whether it more strongly reflects post-rift tectonic reactivation (e.g. Brown et al., 2002; Cogné et al., 2011; Japsen et al., 2012a; Osmundsen et al., 2010; Nielsen et al., 2009; Persano et al., 2006; Swift et al., 2008).

Southeast Brazil is a good area for such a debate, as it is a mature rift margin of high relief, which formed during rifting of the South Atlantic around 130 Ma (Chang et al., 1992, Nürnberg and Müller, 1991). The onshore margin exhibits good evidence for post-rift reactivation of the Precambrian basement, in terms of (1) a series of Late Cretaceous to Palaeocene alkaline plutonic bodies and (2) a series of onshore Tertiary basins that lie in the Paraíba do Sul valley (Fig. II.2.1). Such evidence for post-breakup tectonic activity raises the possibility of assessing the impact of such activity on the present day landscape.

In this contribution we present new thermochronological data from southeast Brazil and more specifically from the Taubaté and Resende Tertiary basins, adjacent areas of high relief (i.e. Serra da Mantiqueira and Serra do Mar) and the Atlantic coast (Fig. II.2.2), with the aim of better constraining the Tertiary activity. After a brief review of the geological setting and the AFT and AHe methodologies, we describe the data and our modelling approaches. We then discuss our results qualitatively and

quantitatively and integrate them with available geological data to constrain the post-rift evolution of the margin and to assess the possible causes of post-rift reactivation.

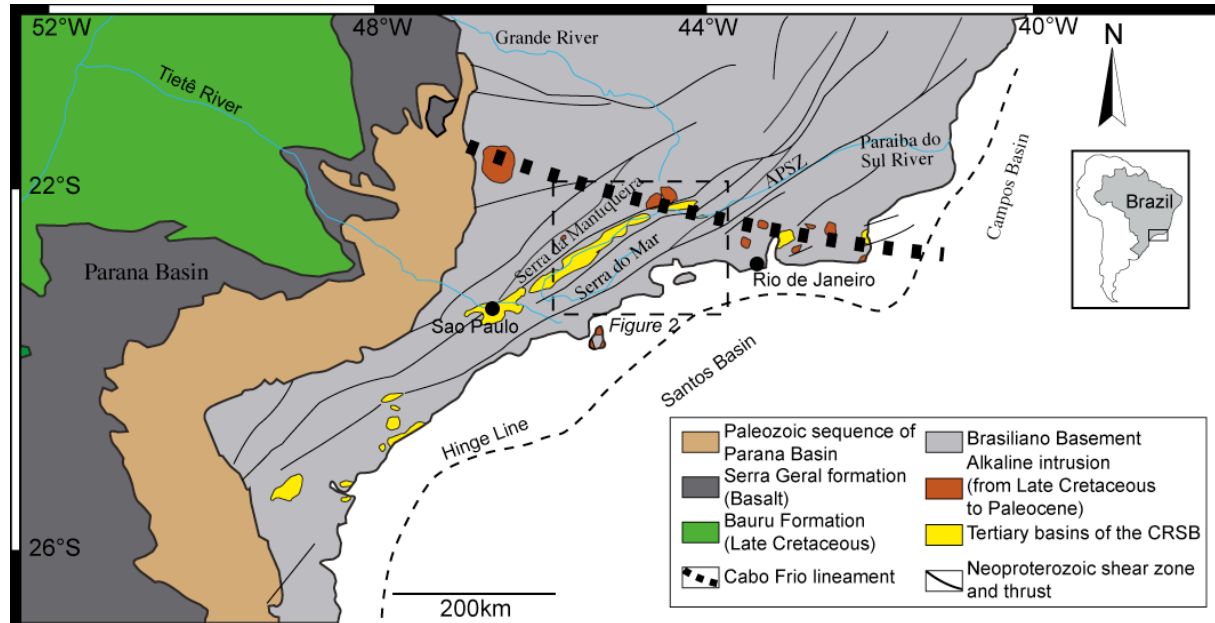


Figure II.2.1: General map of southeast Brazilian margin showing geological framework. Dashed rectangle indicates region in Figure II.2.2. APSZ = Além-Paraíba shear zone. Modified from Hiruma et al. 2010.

2.2 Geological setting

We shall briefly describe the main geological features of the SE Brazilian margin (for more details, see Cogné et al., 2011). Onshore, the main rocktype is Precambrian basement, which formed during the Brasiliano orogeny (700 to 450 Ma, Brito-Neves and Cordani, 1991; Trouw et al., 2000) and is cut by major shear zones (trending NE-SW) and thrusts (trending N-S). Alkaline bodies intruded this basement during the Late Cretaceous and Palaeocene, mainly along the Cabo Frio lineament (Almeida, 1991, Fig. II.2.1). The Tertiary basins lie mainly along the Paraiba do Sul valley. According to some authors (e.g. Almeida, 1976; Riccomini et al., 2004), these basins formed by rifting, whereas others (e.g. Cobbold et al., 2001; Cogné et al., submitted to *Journal of South American Earth Sciences*; Padilha et al., 1991) have favoured a transtensional (pull-apart) context. The basins are at least as old as 48 ± 1

Ma (from ^{40}Ar - ^{39}Ar dating of intercalated lavas in the Volta Redonda Basin, Riccomini et al., 2004), but could be as old as Palaeocene (Cobbold et al., 2001, Cogné et al., submitted to *Journal of South American Earth Sciences*, Sant'Anna et al., 2004).

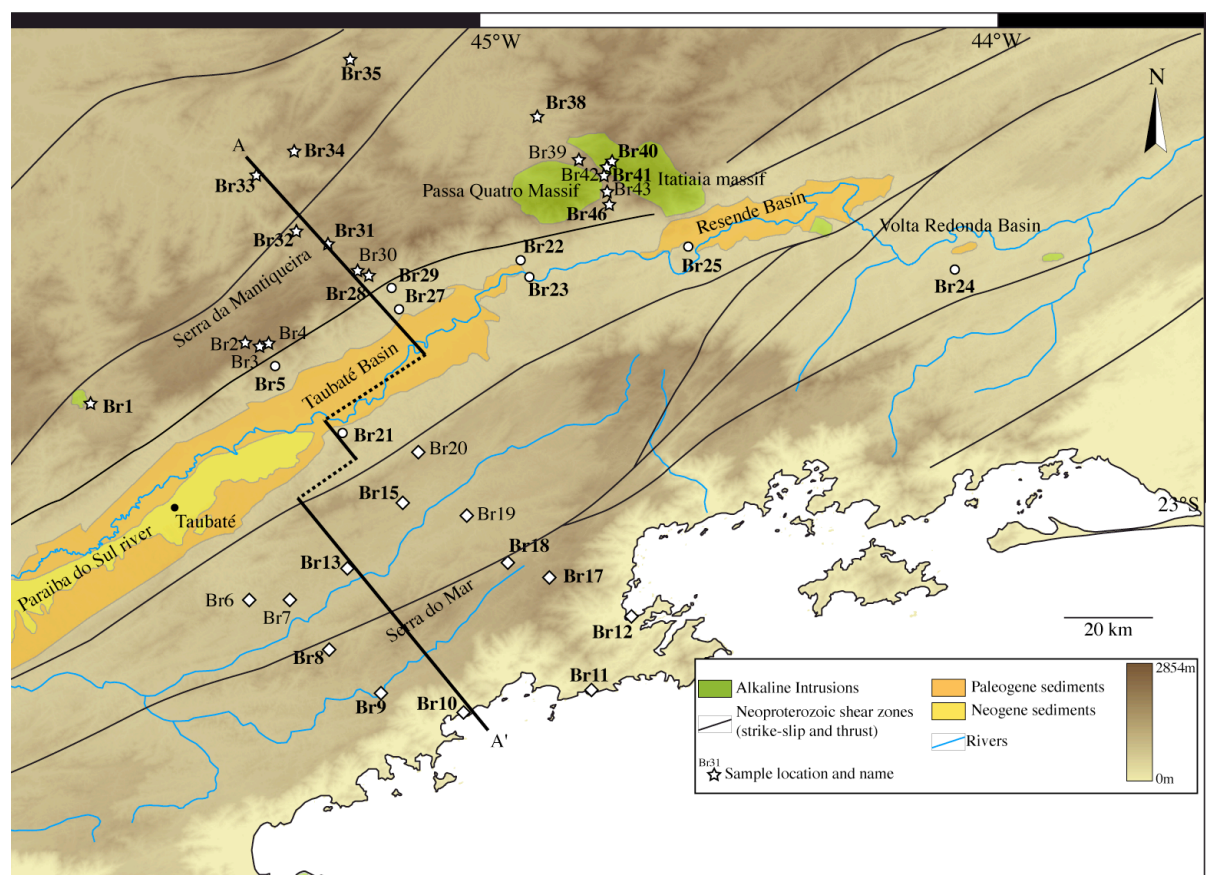


Figure II.2.2: Simplified geological map of studied area showing sample locations. All rocks are Precambrian basement except for the depicted ones in the figure. Samples are from three areas, Serra da Mantiqueira (white stars), Tertiary basins (white circles) and Serra do Mar – coastal area (white diamonds). The samples used with both AFT and AHe data for modelling are in bold. Topography comes from 3 arc-second SRTM. Location of topographic profile A-A' depicted in Fig. II.2.4 and II.2.11 is shown. See inset of Fig. II.2.1 for location.

More generally, the main topographic features onshore, between São Paulo and Rio de Janeiro, are, from SE to NW, (1) a low coastal plain, (2) a scarp (1000 to 1500 m) leading to the Serra do Mar, (3) the plateau of the Paraíba do Sul valley (600 m to 400 m), (4) a second scarp, at the southeastern edge of the Serra da Mantiqueira (~ 2000 m with summit that reach 2800 m) and (5) a hinterland plateau (Figs. II.2.2 and II.2.4)

Offshore, seismic and stratigraphic studies for petroleum exploration have led to a good understanding of the structure of the Santos Basin (eg. Contreras et al., 2010; Leyden, 1971; Macedo, 1989; Modica and Brush, 2004; Pereira and Macedo, 1990) and Campos Basin (eg. Contreras et al., 2010; Mohriak et al., 1990, 2008). These studies show that the basins are typical of a passive margin, but underwent tectonic reactivation during the Late Cretaceous and Palaeogene for the Santos Basin (Cobbold et al., 2001), as well as the Neogene for the Campos Basin (Cobbold et al., 2001; Fetter, 2008). Moreover the spatial distribution of sediment indicates a highly variable flux over time, potentially due to variations in the rate of onshore erosion, or to changing source regions (e.g. Cobbold et al., 2001, Contreras et al., 2010, Mohriak et al., 2008).

2.3 Sampling strategy for low temperature thermochronology

Previous thermochronological studies (mainly using only AFT) have led to interpretations in terms of both continuous and episodic denudation (Gallagher et al., 1994, 1995; Hiruma et al., 2010; Tello-Saenz et al., 2003, 2005). Many of the AFT-inferred local denudation rates have Upper Cretaceous to Cenozoic peaks (Hackspacher et al., 2008; Hiruma et al., 2010; Tello-Saenz et al., 2003, 2005), i.e. post-break-up. In a recent study, Cogné et al. (2011) described new U-Th/He data on samples previously used by Gallagher et al. (1994) for AFT. The results were similar to those of Ribeiro (2007) on a more restricted area, in implying widespread cooling during the Late Cretaceous. However, due to the relatively low temperatures after Late Cretaceous cooling, the constraints on the Tertiary history were quite poor. Only 2 samples suggested a discrete cooling phase in the Neogene while others implied protracted cooling or near-surface temperatures during all of the Tertiary.

We collected 45 samples from (1) Precambrian basement rocks around the Taubaté Basin, (2) the adjacent Serra do Mar and Serra da Mantiqueira (including two samples in the Itatiaia massif) and (3) the coastal region. As previously

mentioned, the sampling area was smaller than in Cogné et al. (2011), the focus being on the area where we considered there to be the best opportunities to identify Late Cretaceous to Tertiary tectonic activity onshore. For each sample we separated apatite from around 5 kg of rocks, by traditional magnetic and heavy liquid methods. Of the samples, 39 yielded apatite, but only 35 had enough for both fission track and (U-Th)/He analyses.

2.4 Thermochronology

2.4.1 Apatite Fission Track Analysis

Fission tracks are the product of spontaneous ^{238}U decay (Fleischer et al., 1975). They are metastable features that disappear upon heating, by a process of annealing. The Partial Annealing Zone (PAZ) represents the range of temperature over which the majority of fission track annealing occurs and this range is a function of the rate of heating. When temperatures are higher than the PAZ, tracks anneal instantaneously (for a given timescale), whereas below the PAZ annealing is small to negligible. For Durango-type apatite, the PAZ range relevant to geological timescales (1-100 m.y.) is between 110°C and 60°C (Gleadow and Duddy, 1981; Gleadow et al., 1986; Laslett et al., 1987). However, annealing is compositionally dependent (Brabarand et al., 2003a, Green et al., 1985, 1986), such that Cl-apatites are usually more resistant to annealing than F-apatites.

We use the external detector method (Gleadow, 1981, Hurford and Green, 1982) with thermal neutron irradiation. The apatites were embedded in epoxy resin, polished to expose the internal surface, and the spontaneous tracks are revealed by 6.5% HNO_3 during 45s at 20°C. Afterwards we attached a low-U external mica sheet and all samples were irradiated in the Oregon State University Radiation Center together with CN5 dosimeters. The induced tracks in the mica were etched with 60% HF for 40 min at 20°C. For each sample we counted a minimum of 20 single grains

using the ζ calibration method (Hurford and Green, 1983; Hurford, 1990) with a ζ value equal to 316.70 ± 3.03 a.cm². The central age (Galbraith and Laslett, 1993), radial plot (Galbraith, 1990), and single grain age distribution were calculated with Trackkey software (Dunkl, 2002). When it was possible we measured 100 horizontal confined tracks for the length distribution (Gallagher et al., 1998; Gleadow et al., 1986) and, as the lengths of tracks are anisotropic (Ketcham et al., 2007, Barbarand et al., 2003b; Donelick, 1991; Donelick et al., 1999) their orientation to c-axis. We also measured the Dpar as a proxy for the compositional dependence of annealing (Barbarand et al., 2003a; Carlson et al., 1999; Donelick et al., 2005; Ketcham et al., 1999, 2007). NC did counts and measurements in Rennes with a Zeiss M1 microscope with dry magnification of $\times 1000$, using Trackscan® software.

2.4.2 (U-Th)/He analysis

(U-Th)/He dating exploits the radioactive decay of U and Th nuclei (and to a lesser extent, Sm), leading to the production of ⁴He nuclei. Zeitler et al. (1987) recognized this method as a potential thermochronometer for apatite, with an effective closure temperature (Dodson, 1973) being lower than for fission tracks in apatite. He in apatite is quantitatively retained at temperatures below 40°C and the system is considered open at temperatures above 80-90°C (Farley, 2000, Wolf et al., 1996, 1998), defining the He partial retention zone (HePRZ). The effective closure temperature varies with cooling rate and composition (Warnock et al., 1997) and with crystal size (Farley, 2000; Reiners and Farley, 2001) but has been typically reported around $65 \pm 10^\circ\text{C}$ (Cherniak et al., 2009; Ehlers and Farley, 2003; Farley, 2000; Stockli et al., 2000).

The diffusive loss of He is also a function of radiation damage, produced by α -recoil, leading to enhanced He retention for apatites with higher U and Th concentrations (Flowers et al., 2009; Gautheron et al., 2009; Green et al., 2006; Shuster et al., 2006; Shuster and Farley, 2009). Additionally, α -ejection, due to emission from U and Th atoms near the first 20 μm edge of the crystal can lead to

non-diffusive He loss. To account for this, the measured age can be corrected by an F_T factor, which is a function of the surface/volume ratio of the crystal grain (Farley et al., 1996, Gautheron et al., 2006) which reflects the size and crystal shape. Alternatively, the α -ejection process can be allowed for explicitly during thermal modelling (Meesters and Dunai, 2002). Here, the AHe ages are corrected for alpha ejection using the F_T ejection factor, because it can reduce the age dispersion in the replicates and leads to a more representative age for comparison with the AFT ages (see Gautheron et al., *submitted to Geochimica et Cosmochimica Acta*). However, the He concentration profile close to the boundary of a crystal reflects both the ejection factor and thermally induced diffusion. As the rate of diffusion is also controlled by the concentration gradient at the boundary we use the uncorrected age when modelling the thermal history, and apply the α -ejection correction at each model time step (as suggested by Meesters and Dunai 2002).

Apatites were selected (by NC) under an Olympus SZX2-16 microscope at a magnification of $\times 120$, according to their shape, size, and lack of fractures or U-Th-rich inclusions. The selected crystals were grouped into 3-5 separate aliquots (containing 1, or rarely 2 similar crystals) for each sample, put into a Pt tube and heated by laser to degas He at temperatures around 1000 °C. The amount of He was measured by a quadrupole mass spectrometer. Re-heating was undertaken to test the total degassing and the possible presence of unidentified U-Th rich inclusions during picking. Following Farley (2002), an aliquot was rejected if the re-extract was greater than the blank value at more than 1.5%. After degassing, the apatites were dissolved in HNO₃ 5N containing a known amount of ²³⁵U and ²³⁰Th in Teflon or polypropylene single use vial. The amounts of ²³⁸U and ²³²Th were measured by ICP-MS.

Some of the analyses were done at the Scottish Universities Environmental Research Centre (SUERC). Foeken et al. (2006) have fully described the overall procedure, for which the analytical uncertainties on apatite AHe ages are around 6%. We did the remainder of the analyses at the Interactions et Dynamiques des Environnements de Surface (IDES) laboratory at Orsay University. The procedure for He degassing differs from the SUERC one. The Pt tubes were heated by diode laser at 1030 \pm 50°C for 5min. The amount of ⁴He is determined by comparison with a ³He

spike. The analyses are calibrated using internal and external age standards, including Limberg Tuff and yellow Durango apatite. Mean AHe ages of 16.4 ± 1.7 Ma and 31.2 ± 1.0 have been measured for the Limberg tuff and Durango apatite, respectively, which are in agreement with published data (i.e. 16.8 ± 1.1 Ma; Kraml et al., 2006 and 31.02 ± 1.0 Ma; McDowell et al., 2004). Errors on AHe age, reflecting standard dispersion, should be considered as up as 8%, given the dispersion on the Limberg Tuff standard.

2.5 Results

2.5.1 AFT data

The AFT ages range from 129.3 ± 4.3 to 60.7 ± 1.9 Ma and the mean track length (MTL) ranges from 14.31 ± 0.24 μm to 11.41 ± 0.23 μm (with c-axis correction), the standard deviation being between 1.01 μm and 2.46 μm (Table II.2.1). Dpar values range from 1.3 to 1.8 μm , indicating F-apatites that are less resistant to annealing than Durango (Dpar of 1.91 μm with same condition of annealing).

The quality of the data is good. The single grain ages show no statistically significant dispersion, all the samples passed the χ^2 test and the single grain age distributions were unimodal. On a boomerang plot (Fig. II.2.3, Gallagher and Brown, 1997; Green, 1986), the MTL decrease slightly with age, but do not follow a typical boomerang form. Because the oldest age is about that of the time of rifting, this indicates a complex history since rifting. There is no obvious relation between age and distance to the coast, while the ages show a tendency to increase with altitude (except for the 2 samples from the Itatiaia pluton, Fig. II.2.4).

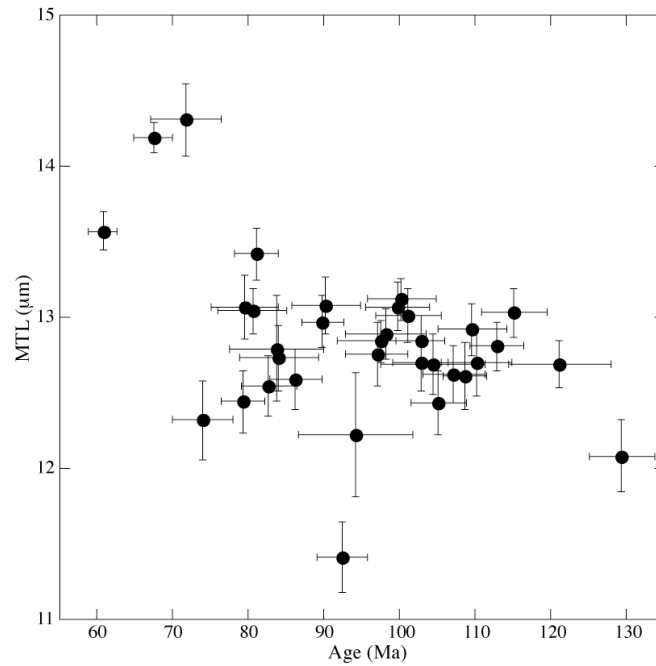


Figure II.2.3: Relationship (boomerang plot) between AFT age and mean track length (MTL) with c -axis correction.

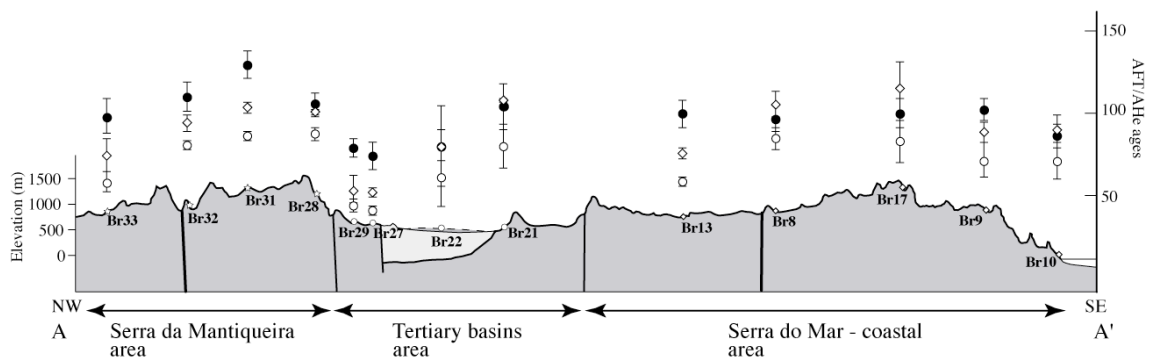


Figure II.2.4: Representative topographic cross-section across study area (see Fig. II.2.2 for line of profile). Samples positions with their associated AFT ages (black circles), uncorrected AHe ages (large white circles) and F_T corrected AHe ages (white diamonds) are indicated. The samples are from three areas, as in Fig. II.2. 2.

2.5.2 AHe age data

Uncorrected AHe ages range from 393.5 ± 12.6 to 8.6 ± 0.1 Ma with corresponding F_T -corrected ages of 519.6 ± 16.6 to 10.1 ± 0.1 Ma and we often obtained large ranges in AHe age with aliquots from the same sample. There are various explanations for the variation in AHe ages between and within samples and

Nb of Tracks	Dpar (µm)	Radius (µm)	Weight (µg)	⁴ He(nmol/g)	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	eU (ppm)	Age (U-Th)/He (Ma)	Error (Ma)	Ft correction	Corrected AHe age (Ma)	Error (Ma)
74	1.7	50.9	3.6	3.3	6.3	32.5	5.1	7.1	43.2	2.8	0.73	59.6	3.8
		43.1	2.5	4.5	5.0	52.8	10.6	6.2	47.5	5.1	0.68	70.0	7.6
		50.8	3.5	24.6	25.5	205.6	8.0	30.5	61.3	1.4	0.73	84.5	1.9
									54.1	6.7		75.3	8.8
100	1.6	42.0	4.6	23.0	36.1	20.6	0.6	36.6	103.2	3.2	0.67	154.0	4.8
		72.3	10.1	19.5	26.9	16.4	0.6	27.3	116.6	2.7	0.81	144.7	3.3
		66.0	7.6	31.3	39.5	6.9	0.2	39.7	139.5	6.8	0.79	177.1	8.6
107	1.8	56.5	4.8	25.5	37.0	27.0	0.7	37.7	107.8	2.8	0.75	143.2	3.7
		69.0	8.7	9.7	11.6	6.2	0.5	11.7	136.4	6.6	0.80	171.2	8.3
		72.5	10.5	31.6	33.1	45.5	1.4	34.2	132.0	2.3	0.81	163.7	2.9
		126.1	58.8	6.3	11.0	2.8	0.3	11.0	98.9	2.2	0.89	111.4	2.5
		47.9	2.9	6.8	15.7	11.7	0.7	16.0	78.9	7.1	0.71	111.2	10.1
		44.8	2.4	0.9	1.6	2.7	1.7	1.6	75.4	18.8	0.69	109.4	27.2
35	1.5	70.7	9.3	3.3	6.8	19.7	2.9	7.3	53.7	1.6	0.80	67.0	2.0
		56.8	5.3	1.6	4.8	8.0	1.7	5.0	44.8	3.5	0.75	59.4	4.6
		65.5	8.0	1.3	3.2	14.1	4.4	3.5	37.9	2.2	0.79	48.2	2.9
									46.6	4.9		59.3	5.8
104	1.4	55.8	5.2	2.6	2.4	0.3	0.1	2.4	194.3	20.9	0.75	259.2	27.9
		101.6	27.4	21.8	30.9	0.1	0.0	30.9	129.0	1.6	0.86	149.7	1.9
		103.1	31.1	26.6	47.5	8.2	0.2	47.7	99.1	1.9	0.86	114.8	2.2
115	1.8	60.0	7.2	7.4	6.6	3.8	0.6	6.7	181.2	16.8	0.77	236.2	21.9
		101.6	28.8	15.2	22.9	7.4	0.3	23.0	113.6	2.3	0.86	131.9	2.7
		71.7	10.3	5.5	7.0	2.6	0.4	7.1	130.8	11.7	0.80	162.6	14.6
105	1.7	94.4	23.1	12.4	18.5	10.2	0.6	18.7	109.0	2.2	0.85	128.1	2.5
		70.2	9.8	12.1	23.7	16.1	0.7	24.1	80.8	1.9	0.80	100.9	2.4
		72.2	10.4	7.8	13.2	11.5	0.9	13.5	89.9	2.5	0.81	111.5	3.1
									84.7	3.3		105.5	3.8
102	1.4	73.0	10.5	19.9	33.0	17.0	0.5	17.8	99.9	1.3	0.81	123.6	1.6
		55.7	5.8	12.8	33.7	13.8	0.4	14.6	64.4	1.0	0.75	85.9	1.3
		61.1	6.7	12.4	32.4	15.7	0.5	16.4	63.8	1.0	0.77	82.8	1.2
		75.2	14.8	11.6	25.4	12.8	0.5	13.4	75.9	1.0	0.81	93.4	1.2
		125.5	53.5	7.5	15.0	8.9	0.6	9.3	81.6	0.9	0.89	91.9	1.0
									71.6	5.4		88.7	3.1
106	1.8	92.2	23.1	11.1	19.4	27.4	1.4	20.1	78.6	1.4	0.85	92.8	1.6
		52.3	4.2	15.9	37.5	23.3	0.6	38.0	68.3	2.1	0.73	93.2	2.8
		53.4	4.8	5.3	12.4	15.5	1.2	12.8	60.2	2.5	0.74	81.5	3.4
									71.1	5.7		90.3	4.1
101	1.4	83.6	16.7	9.3	17.4	28.2	1.6	18.1	70.9	1.3	0.83	85.3	1.5
		87.7	20.2	1.6	2.9	5.8	2.0	3.1	69.2	2.4	0.84	82.4	2.9
		60.2	7.7	16.3	14.9	17.6	1.2	15.3	157.0	4.3	0.77	204.6	5.5
									70.3	0.7		84.3	1.1
104	1.5	56.8	5.1	7.3	34.6	71.8	2.1	36.4	26.4	0.4	0.75	35.0	0.5
		58.4	5.8	29.9	51.5	91.9	1.8	53.7	75.8	1.0	0.76	99.6	1.3
		52.5	4.1	38.9	85.1	283.2	3.3	91.9	47.4	0.6	0.73	64.6	0.8
104	1.4	60.3	5.9	4.6	13.8	3.9	0.3	13.9	57.9	1.4	0.77	75.4	1.8
		67.1	8.2	6.6	11.9	2.2	0.2	12.0	98.2	2.2	0.79	124.1	2.7
		50.2	3.3	3.4	15.5	82.3	5.3	17.5	17.8	0.4	0.72	24.7	0.5
		37.2	3.1	22.3	9.4	12.3	1.3	9.7	335.0	14.1	0.63	532.6	22.4
99	1.4	51.9	3.9	2.3	7.4	23.1	3.1	8.0	33.0	1.1	0.73	45.1	1.5
		49.0	3.1	5.4	17.4	33.9	2.0	18.2	39.2	1.0	0.72	54.8	1.4
		48.7	3.2	9.2	11.0	9.4	0.9	11.2	129.6	5.1	0.71	181.6	7.1
		43.1	2.5	7.1	11.3	8.5	0.8	11.5	99.2	4.7	0.68	146.3	6.9
									36.3	2.2		50.2	3.4

Sample Name	Elevation (m)	Distance to the coast (km)	Track Density (10^6 tracks/cm 2)			Nb of cristals	P(χ^2)	Central Age (Ma)	Error (Ma)	MTL (μ m)	MTL cor (μ m)	Error (μ m)	SD (μ m)
			pd	ps	pi								
Br 31	1313	86	1.450	2.312	4.093	20	6.4	129.3	4.3	10.80	12.08	0.24	2.46
1 ^a													
2 ^a													
3 ^a													
4 ^a													
5													
Br 32	1010	92	1.421	0.585	1.196	20	99.9	110.1	4.6	11.73	12.70	0.22	2.21
1													
3 ^a													
4													
5													
Mean													
Br 33	867	105	1.277	0.266	0.545	20	99.9	98.1	5.4	11.93	12.89	0.17	1.72
1													
2													
3													
4													
5													
Mean													
Br 34	1162	108	1.272	1.009	1.840	20	86.9	109.5	4.6	11.98	12.92	0.17	1.73
1													
2													
3													
4													
5													
Mean													
Br 35	1087	114	1.256	1.929	3.302	20	22.7	115.1	4.3	11.95	13.03	0.16	1.63
1 ^a													
2													
3													
4 ^a													
5 ^a													
Mean													
Br 38	898	88	1.246	1.008	2.191	20	99.4	90.2	4.5	12.11	13.08	0.19	1.84
1													
2 ^a													
3 ^a													
4													
5													
Mean													
Br 39 ^a		76											
1													
2													
3													
4													
Br 40	2145	72	1.236	0.340	0.923	20	97.5	71.7	4.6	13.57	14.31	0.24	1.24
1													
2 ^a													
3 ^a													
4													
5													
Mean													
Br 41	1877	70	1.221	0.941	2.684	20	88.7	67.4	2.6	13.65	14.19	0.10	1.01
1													
2													
3													
5 ^a													
Mean													
Br 42 ^a	1563	68	1.215	0.581	1.191	20	32.2	91.9	7.6	-		-	-
2													
Br 43	1082	66	1.302	0.196	0.431	26	99.0	94.1	7.5	10.90	12.22	0.41	2.36
1 ^a													
2 ^a													
Br 46	984	62	1.200	1.300	4.052	20	45.4	60.7	1.9	12.76	13.57	0.13	1.29
1 ^a													
2 ^a													
3													
4													
5 ^a													
Mean													

Table II.2.1: AFT and (U-Th)/He results for all samples. Track densities (ρ) are as measured and subscripts are d, dosimeter, s, spontaneous, i, induced. P(χ^2) is probability that single-grain ages are consistent with one population (>5% denote a success at the 95% level). SD is the standard deviation of MTL. The (U-Th)/He analysis for samples italicized were made at IDES laboratory, the others at the SUERC. All errors are in 1σ .^a These samples and aliquots were not taken into account for the modelling process neither in the calculation of the weighted mean, see text for explanation

Nb of Tracks	Dpar (μm)	Radius (μm)	Weight (μg)	^4He (nmol/g)	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	eU (ppm)	Age (U-Th)/He (Ma)	Error (Ma)	Ft correction	Corrected AHe age (Ma)	Error (Ma)	
103	1.4	105.6	31.6	6.0	9.8	2.2	0.2	9.9	107.0	1.5	0.87	123.4	1.7	
		96.8	24.0	11.0	9.8	6.2	0.6	9.9	180.6	2.6	0.85	211.3	3.1	
		79.7	14.3	3.3	12.7	3.6	0.3	12.8	45.4	0.7	0.82	55.1	0.9	
		71.0	10.0	24.8	24.9	9.9	0.4	25.1	169.1	2.5	0.80	210.7	3.1	
		85.0	16.5	7.2	14.9	2.6	0.2	14.9	86.2	1.3	0.83	103.2	1.5	
100	1.5	107.3	34.9	2.4	5.3	1.7	0.3	5.3	79.7	1.3	0.87	91.8	1.5	
		107.8	32.7	2.3	6.8	7.3	1.1	7.0	51.0	0.7	0.87	58.6	0.8	
		88.1	19.5	2.4	5.4	1.7	0.3	5.5	76.7	1.6	0.84	91.2	1.9	
		99.2	26.4	4.8	9.7	3.3	0.3	9.8	84.4	1.2	0.86	98.3	1.4	
										80.6	2.3		94.0	2.3
102	1.5	81.5	14.8	1.0	1.8	5.9	3.2	2.0	55.6	2.0	0.83	67.2	2.4	
		71.3	9.9	3.5	7.0	14.2	2.0	7.4	62.0	1.4	0.80	77.2	1.7	
		69.3	8.9	2.3	3.5	19.4	5.6	4.0	51.7	1.4	0.80	64.9	1.8	
		60.1	6.2	1.4	3.0	9.2	3.0	3.3	51.2	2.5	0.77	66.7	3.2	
		51.5	8.1	2.9	4.3	19.6	4.6	4.8	60.2	1.6	0.73	82.5	2.2	
								58.1	3.1		74.3	4.9		
101	1.6	57.0	5.0	4.6	18.7	3.9	0.2	18.8	43.7	1.0	0.75	57.9	1.3	
		56.8	4.8	2.4	7.7	2.7	0.4	7.7	54.2	2.2	0.75	71.9	2.9	
		62.1	6.5	3.8	7.8	5.1	0.6	8.0	77.7	2.4	0.77	100.3	3.1	
		51.9	3.7	8.1	25.2	3.9	0.2	25.3	57.1	1.3	0.73	78.2	1.8	
		48.9	3.6	6.0	14.5	8.4	0.6	14.7	67.0	2.0	0.72	93.6	2.9	
								56.1	1.1		75.8	2.4		
101	1.6	112.0	38.4	44.5	59.2	5.0	0.1	59.3	136.6	1.4	0.87	156.3	1.6	
		55.6	4.8	8.6	27.7	3.3	0.1	27.7	56.0	1.1	0.75	74.8	1.4	
		86.4	18.2	41.7	86.9	4.3	0.0	87.0	87.8	0.9	0.84	104.9	1.1	
		62.6	8.1	20.7	82.1	40.2	0.5	83.1	41.9	0.5	0.78	54.0	0.6	
		76.2	13.1	32.0	62.2	1.2	0.0	62.2	94.8	1.1	0.82	116.2	1.3	
								72.8	11.3		91.5	10.8		
98	1.5	53.0	4.1	3.3	10.6	6.7	0.6	10.8	50.9	1.8	0.74	69.1	2.4	
		54.6	4.4	3.8	16.8	5.6	0.3	16.9	38.6	1.0	0.74	51.9	1.3	
		61.1	6.6	1.9	10.7	4.0	0.4	10.8	30.2	0.8	0.77	39.1	1.0	
		51.0	3.5	2.4	9.8	4.0	0.4	9.9	41.9	1.8	0.73	57.7	2.5	
		53.2	4.5	2.6	9.5	4.2	0.4	9.6	45.7	1.7	0.74	61.9	2.2	
										46.2	2.6		62.9	3.3
27	1.4	67.7	8.4	47.7	49.6	664.7	13.4	65.6	42.8	0.5	0.79	53.9	0.6	
		53.1	4.5	37.6	25.8	289.9	11.2	32.7	73.9	1.0	0.74	100.3	1.3	
		49.9	3.5	28.5	20.6	257.2	12.5	26.8	65.0	0.9	0.72	90.2	1.3	
		62.3	6.5	20.8	21.3	240.8	11.3	27.1	49.3	0.6	0.78	63.6	0.8	
		43.3	4.6	2.6	2.9	44.4	15.2	4.0	36.6	1.1	0.68	53.9	1.6	
									43.8	4.0		57.3	3.5	
102	1.5	85.1	16.3	8.4	23.6	52.8	2.2	24.9	42.9	0.5	0.83	51.4	0.6	
		50.6	3.7	5.9	17.8	51.6	2.9	19.0	36.2	0.8	0.72	50.0	1.0	
		47.8	3.2	7.2	23.0	56.6	2.5	24.3	36.6	0.8	0.71	51.7	1.1	
		49.6	3.3	6.9	32.2	107.0	3.3	34.8	22.1	0.4	0.72	30.7	0.5	
									39.2	2.2		51.1	0.6	
0	1.4	53.9	4.2	3.8	11.1	19.8	1.8	11.6	45.2	1.3	0.74	61.0	1.7	
33	1.4	47.0	3.1	8.1	14.8	25.2	1.7	15.4	72.1	3.2	0.70	102.5	4.6	
		31.7	0.9	4.4	12.9	44.4	3.4	14.0	34.3	4.3	0.57	60.3	7.6	
100	1.3	80.8	13.7	4.9	27.9	54.5	2.0	29.2	22.3	0.3	0.83	27.0	0.3	
		111.6	35.8	4.3	21.1	1.8	0.1	21.1	36.7	0.4	0.87	42.0	0.5	
		62.7	6.7	5.2	19.2	3.2	0.2	19.3	47.8	0.9	0.78	61.5	1.2	
		108.1	36.2	4.0	12.6	3.0	0.2	12.7	55.5	0.7	0.87	63.8	0.8	
		94.8	23.1	0.9	19.0	2.0	0.1	19.0	8.6	0.1	0.85	10.1	0.1	
									52.2	2.8		62.9	0.8	

we detail below how we consider the AHe ages, so as to assess their consistency and then select a subset of the data. The AHe data that we selected in this way (see table II.2.1 and Fig. II.2.5) have ages ranging from 90.9 ± 7.0 Ma to 33.0 ± 1.1 Ma (uncorrected) and from 122.4 ± 2.5 to 45.1 ± 1.5 Ma (F_T -corrected). All the uncorrected ages are younger than the corresponding AFT age, and while some corrected ages are slightly older, they are consistent at the 2σ error level (Fig. II.2.5). The AHe ages increase slightly with altitude (Fig. II.2.4), while there is no obvious correlation with distance to the coast. This lack of correlation implies that the development of the Serras in SE Brazil is not simply due to scarp retreat of the initial rift shoulder. All the selected AHe ages are younger than rifting and some of them are Tertiary, implying cooling and perhaps tectonic activity during this period.

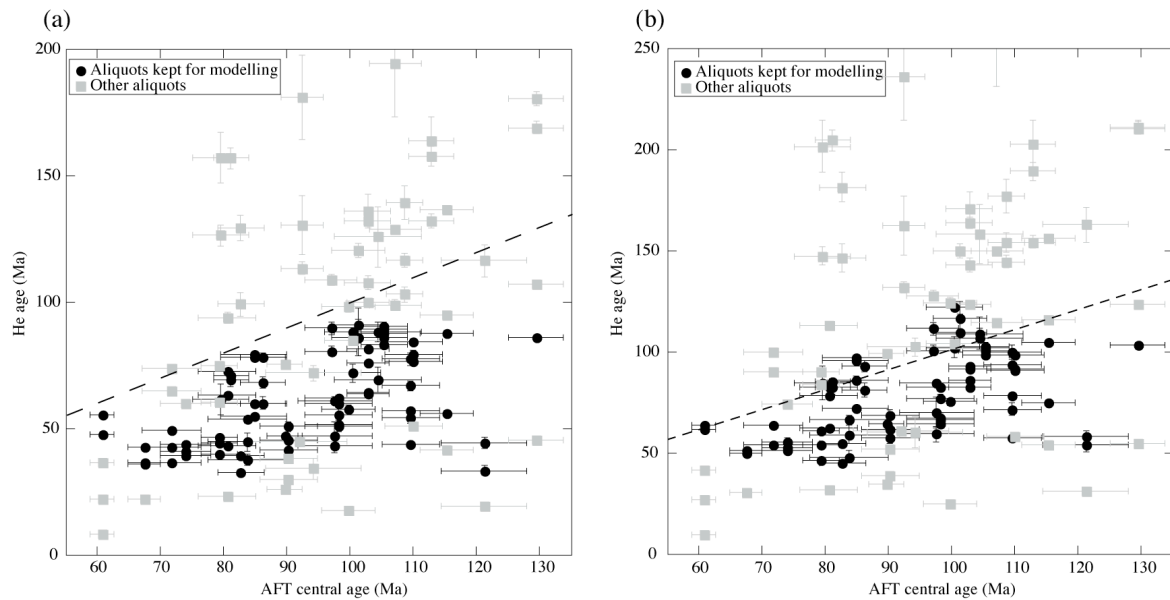


Figure II.2.5: Plot of AFT ages vs $(U-Th)/He$ ages, showing aliquots that were kept for modelling. (a) Has the uncorrected AHe ages and (b) has the F_T -corrected AHe ages. Please note change of scale for y-axis. Rejected aliquots are mainly old or young ages for a given sample. See text for explanation.

2.6 Interpretation

We first describe our basic inverse modelling approach and then explain how we use an iterative approach, so as to assess, for a given sample, the consistency

among AHe ages and with both AFT and geological data and to make a selection among the AHe aliquots. After assessing the inverse thermal histories, we use forward modelling to test the resolution of different possible thermal histories. These forward models were chosen to be consistent with the uncertainties associated with the inverse models.

2.6.1 Inverse modelling

We did inverse thermal history modelling using the approach of Gallagher (2012). This is based on Bayesian transdimensional Markov chain Monte Carlo (Gallagher et al., 2009, Sambridge et al., 2006). We specify a general time-temperature box (here 200 ± 200 my and $70 \pm 70^\circ\text{C}$), which reflects a plausible prior range for the thermal histories expected from the data. From this a series of time temperature points are sampled to produce a thermal history, and the data likelihood is calculated for each thermal history model. Then the model is perturbed (by moving, adding or deleting time-temperature points) to produce a new thermal history. This proposed model is then either accepted or rejected, according to simple rules (see Gallagher 2012) and the process is repeated many times to produce a distribution of models, reflecting the posterior probability distribution on the thermal history.

In terms of examining individual thermal histories, we consider two different models. The first is the maximum likelihood model, which provides the best fit to the data. However, because of the tendency to overfit the observed data, this model is often too complex, having features that may not be justified. An alternative is to use the expected model. This second model is effectively a weighted mean model, where the weighting is the probability of each individual model. Moreover the distribution of all accepted models is used to calculate a credible interval (more or less the Bayesian equivalent of a confidence interval).

We used the individual track count data, measurements of confined length and angle to c-axis and the likelihood function of Gallagher (1995) for modelling fission track data. We modelled the projected track lengths with the compositionally

dependent annealing model of Ketcham et al. (2007). The kinetic parameters were inferred from the measured D_{par} values.

For the AHe ages, we modelled the measured ages by using a spherical diffusion formulation, simulating both alpha-ejection and diffusion during the thermal history (Meesters and Dunai, 2002). We used the radiation damage model of Gautheron et al. (2009) to allow for enhanced He retention in damage traps. This means that diffusivity is also dependent on the U and Th contents, as summarised in the effective uranium measure ($eU = [U] + 0.235 [Th]$). The results obtained with the model of Flowers et al. (2009) are similar to those from Gautheron et al. (2009) and for both models the inferred thermal histories are more consistent with geological information than those without such model.

In an attempt to allow for unknown uncertainties in the predictive models (i.e. in the annealing and diffusion model parameters), D_{par} and AHe ages were sampled from a normal distribution centred on the measured value and with a standard deviation equal to the measured error (2σ). The values of the parameters are always consistent with the observed values but this resampling provides a greater spread in the inferred thermal histories than using the fixed observed values (see Gallagher, 2012, for more detail).

2.6.2 Assessing the AHe age data

Various studies (summarised by Cogné et al., 2011) have explored the reasons for some AHe ages dispersion among sample (up to 100%), especially in cratonic areas. However the observed dispersion in our AHe data cannot be explained by these mechanisms. Brown et al., (2011) show that analysis of broken crystals can be responsible for a large spread in single AHe ages. Synthetic models suggest that the true age is around the mean age, and therefore it may be justifiable to effectively reject the oldest and youngest ages and to consider those closer to the mean. Similarly, Flowers and Kelley (2011) suggest that it is valid to reject some of

the data if it is not possible to find a way to reconcile a range of different AHe ages. We proceed as follows.

First we exclude samples for which we do not have AFT data to monitor He data, and because generally AHe age data alone cannot yield well-constrained temperature history models. Then we exclude all the AHe ages that are older than corresponding AFT ages, if grain size or effective uranium (eU) concentration cannot explain the differences.

Subsequently we ran the inverse modelling with all the remaining AHe ages and AFT data for each sample, and then examined the fit for each AHe age to assess their internal consistency and also their relationship with the AFT data. In the situation where one AHe age was distinctly different from others (and the variations were not correlated with size or eU), and this age was consistently badly predicted, we excluded it (for example aliquot Br27-3). Another type of situation was to have two groups of consistent predictions (for example in Br29, aliquots 2 and 3 were coherent, as were aliquots 1, 4 and 5, but not all 5 together). In this case 2 different constraints were applied to try to discriminate between the possibilities. First we ran separately the two configurations with the AFT data and considered how the predictions fit both the AFT and AHe data. Usually one possibility gave significantly better predictions than the others (for example in Br31, the runs with the aliquot 5 were always better than with aliquot 3). We also considered the consistency of the AHe data with nearby samples if no major faults were reported between them. This was the case for example with Br29 where the group of aliquots 1, 4 and 5 was more consistent with the group of 4 aliquots of sample Br27 (geographically the nearest and very similar in term of geological setting, ie. same unit, same elevation).

As a consequence of this procedure we excluded the samples Br4, Br20, Br30, Br39, Br42 (no or too few AFT data) from the subsequent interpretations. Neither Br6 nor Br43 with He data give temperature history with good predictions whatever the configuration of single aliquot ages considered. After this selection process, we ended up with 6 samples with AFT data (ages, track length distribution) only and 28 samples with AFT data and 1 to 5 aliquots of AHe age. We believe this stage of modelling based selection makes the use of the AHe data more robust and reliable as thermal history constraints. Samples with only AFT data provide fewer

constraints on the thermal history, often leading to just protracted cooling histories with no structure in the Tertiary (see Cogné et al. 2011 for comparison between modelling with AFT and AHe data and with AFT data only). Therefore these samples are less informative, so we do not use them for the main interpretations.

2.6.3 Results of inverse modelling

Thermal histories for expected and maximum likelihood models with predictions are shown in Fig. II.2.6 for 4 key samples (Br9, Br22, Br28, Br29) that we consider are representative, in terms of ages data and modelling results, of the evolution of the area. All the results are available in supplementary materials and the thermal histories for all expected models with both AFT and AHe data are shown in Fig. II.2.7.

In the Serra do Mar and coastal area (Fig. II.2.2, II.2.4 and II.2.7a) we infer a period of rapid cooling during the Late Cretaceous between 100 Ma and 70 Ma. The amount of cooling is about 50 °C at a mean rate of 2.5 °C/m.y. or so. Following this cooling samples underwent an apparent reheating of 10 to 25 °C until Neogene. From 15 Ma, we identified a second phase of accelerated cooling (2.5 °C/m.y) until the present day.

In the Serra da Mantiqueira area (Fig. II.2.2, II.2.4 and II.2.7b) we identified the same Late Cretaceous phase of cooling than in the Serra do Mar. This cooling range from 65 to 35 °C at rates between 2 to 4.5 °C/m.y. Br40 and Br41, from the Late Cretaceous Itatiaia intrusion, show rapid cooling after the emplacement of the intrusive body and then a monotonic cooling until present day. Similar to the Serra do Mar, most of the samples underwent an apparent reheating of about 20 °C after the Cretaceous cooling before an acceleration of cooling from 15 Ma. The amount and rate of the inferred Neogene cooling are similar to these of the Serra do Mar.

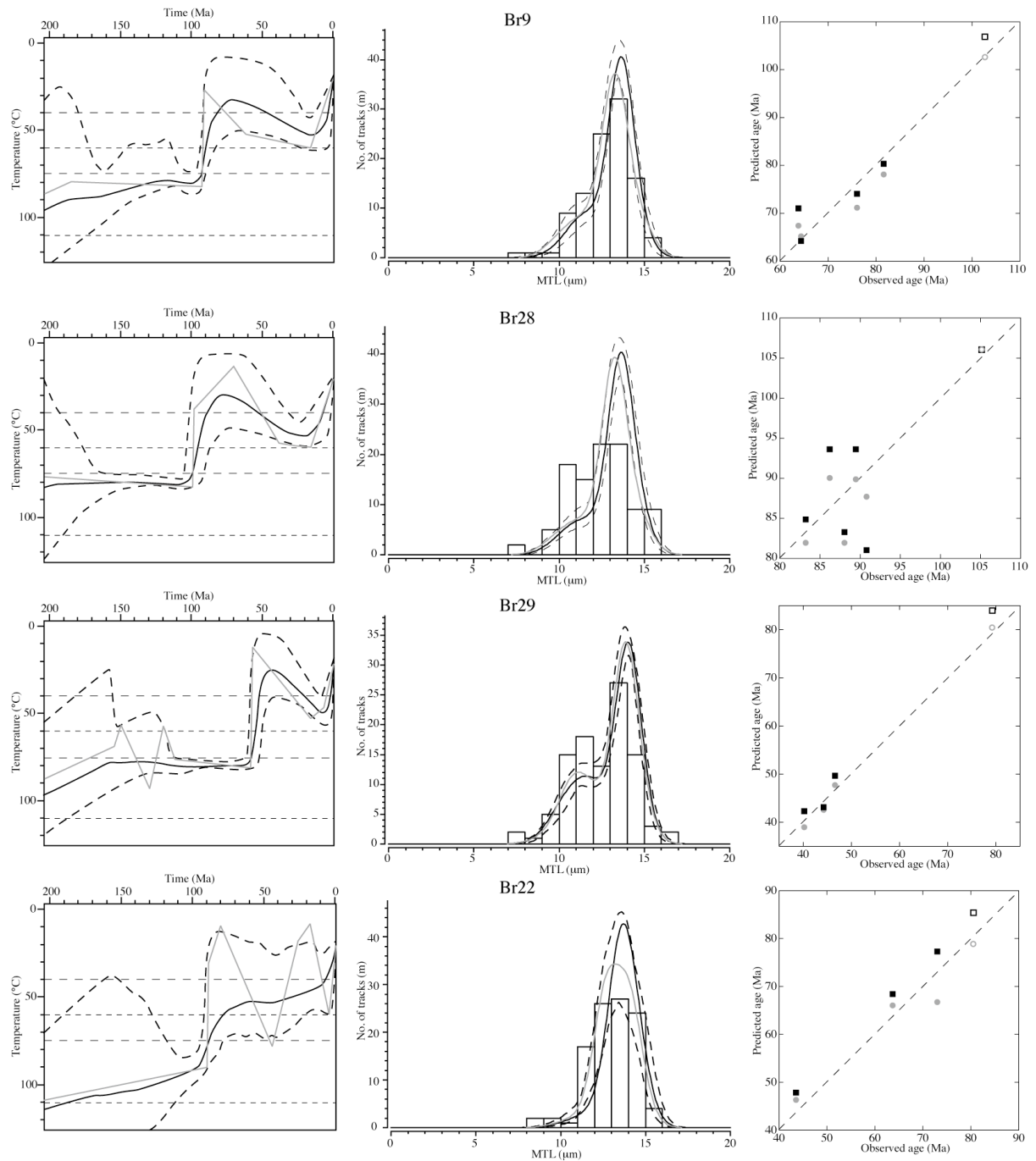


Figure II.2.6 Inverse modelling results for 4 representative samples. For each sample, the graph on the left shows the inferred thermal history models: solid black line is the expected model with 95% credible interval range as dashed lines; the solid grey line is maximum likelihood (best data fitting) model. Thin dashed black lines approximate the AFT PAZ (short dash) and AHe PRZ (long dash) and the PRZ is for standard (Durango) kinetics. Graphs in the centre show the predicted and observed (histogram) track length distributions, for expected model in black line, with 95% credible interval range on the predictions in dashed black, and for the maximum likelihood model in grey line. Graphs at right are the predictions of ages, black squares are for the expected model, grey circles are for the maximum likelihood model, filled symbols are for AHe and open symbols are for AFT. The dashed line is the 1:1 line.

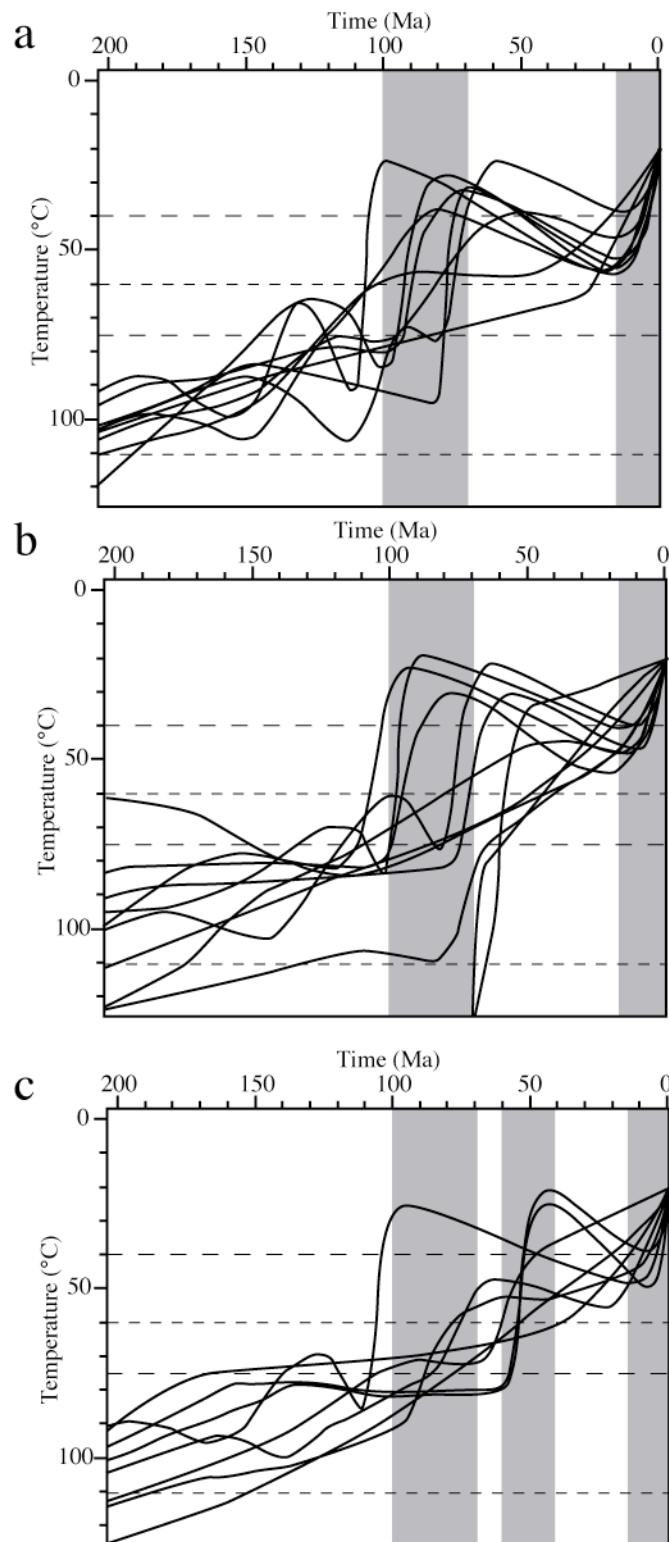


Figure II.2.7: Post 200 Ma inferred thermal histories for the expected models for samples with both (U-Th)/He and AFT. The grey bars represent periods of post-breakup cooling for each region. (a) Serra do Mar and Coastal area (Br6 to Br18). (b) Serra de Mantiqueira (Br1, Br28 and Br31 to Br46). (c) Tertiary basins area (Br5, Br21 to Br27 and Br29). Thin dashed black lines are for the AFT PAZ and AHe PRZ. The PRZ is for standard Durango kinetics.

Between the two Serra lie the Tertiary basins. Here (Fig. II.2.2, II.2.4 and II.2.7c) two samples, Br22 and Br25 also imply Late Cretaceous cooling of about 30 °C at a rate of 1.3 °C/m.y. On the southeastern border of the Taubaté basin, Br21 appears to have begun cooled earlier and more rapidly at a rate of 3 °C/m.y. On the northwestern border, two samples, Br27 and Br29 suggest cooling of 55-60°C during the Eocene at a rate of 3.5-4.0°C/m.y., while a third one, Br5, started to cool during Palaeocene. For some samples close to the basin margins (Br21, Br27 and Br29 and to a lesser extent Br25), the initial period of cooling is followed by an apparent reheating of about 20 °C. Finally in this area the model results also imply a period of rapid cooling during the Neogene, similar to that inferred for the two Serras.

Overall, only few samples imply cooling around the timing of rifting (~ 130 Ma). This is consistent with the conclusions of Cogné et al. (2011), where only one sample showed cooling at this time. This may simply be a reflection of the samples remaining above the PAZ after rifting rather than there being no thermal effect. We infer 3 subsequent phases of cooling. The first during Late Cretaceous affects the whole area. The second during Palaeocene and Eocene is only resolved on the northwest border of the Taubaté basin. Finally the whole area also seems to have experienced a cooling since ~15 Ma, i.e. Neogene. Most of the samples also have an apparent reheating between the two. In our previous study (Cogné et al., 2011), on a larger area, we already identified a Late Cretaceous phase but results were equivocal concerning Neogene cooling, with only two samples showing a cooling of about 20 °C. However these new results, with sampling concentrated around the two Serra and the Tertiary basins area appear to give stronger indications of late Tertiary cooling in southeastern Brazil.

With the Bayesian approach we adopt for the inverse modelling, the probability distribution on temperature (at a given time) and associated 95% credible intervals are an indication of the uncertainty on the inferred temperature history. For Tertiary period we have 20 samples that show a Neogene cooling phase of magnitude that range between 40 to 20 °C. Of those samples, a large number also imply a reheating phase from surface temperature before this last cooling. However the reheating and the cooling are in a temperature range near the resolution limits of the thermochronological methods (i.e, temperatures <50-60 °C) and the 95% credible intervals leave a range of possibilities for thermal history. In this case, forward

modelling can be used to assess the resolution of the Tertiary part of thermal histories in terms of reheating events, whereas, for the late cooling, it can be used to assess the range of predictions given by the different possibilities of thermal histories in the credible intervals on the inverse thermal history.

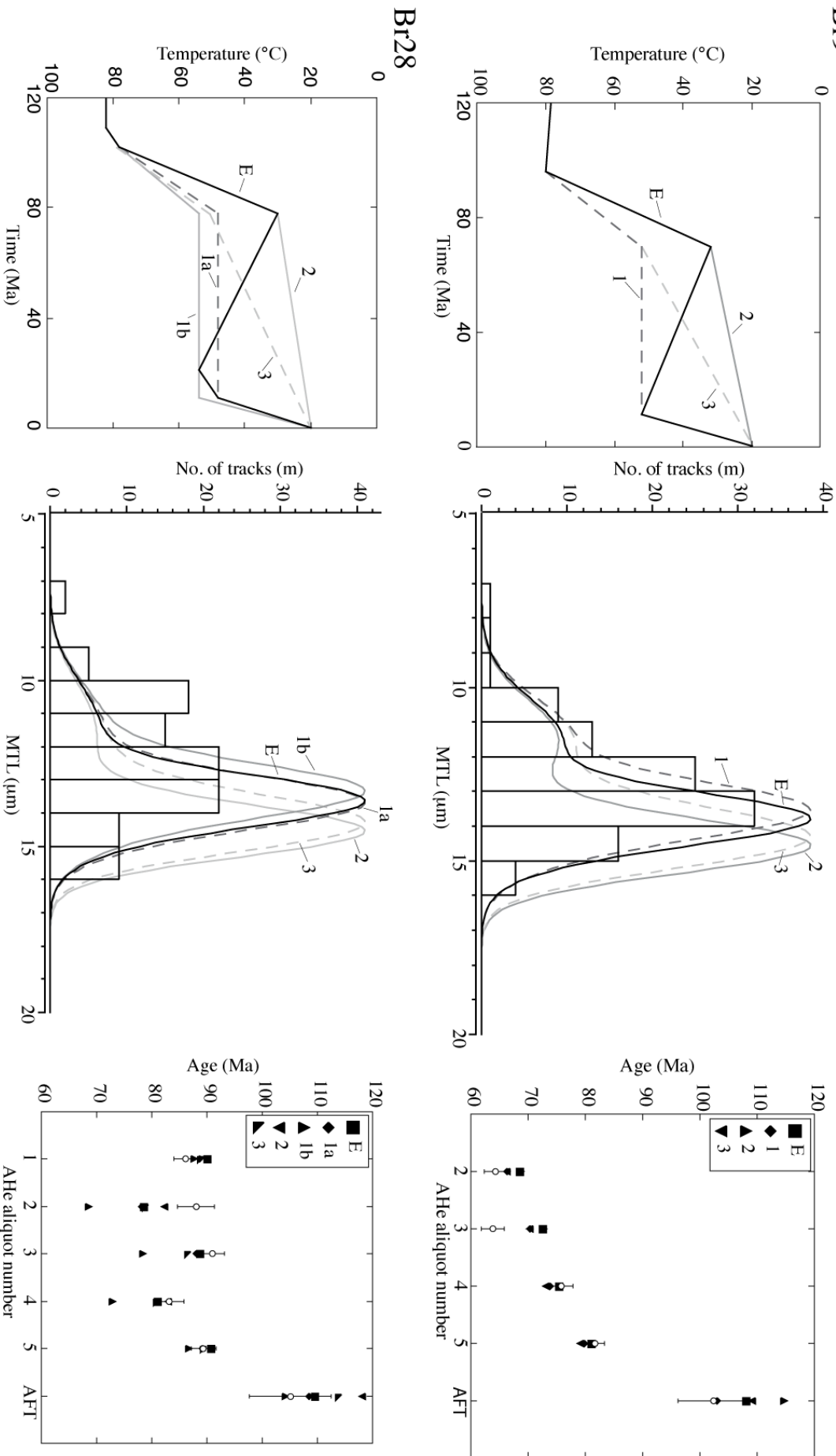
2.6.4 Forward modelling

In order to assess the resolution of the Tertiary part of the thermal history we perform forward modelling to test different scenarios for each sample. Note that these results are always conditional on the assumed kinetics for fission track annealing and diffusion. Therefore we do not test the validity of the models but we can look at the range of predictions for the different forward models tested.

We start with a representative thermal history model obtained from the expected model of inverse modelling (depicted in Fig. II.2.8 and Fig. II.2.9 by model E). In general, this has a first cooling episode, followed by either reheating or a period where the temperature remains more or less constant, with a final period of cooling in the late Tertiary. Given such a reference model, we then consider the following variations:

- (1) The first cooling phase, before the reheating, does not cool to surface temperatures but remain at a relatively high and constant temperature during Palaeogene and then cools during Neogene (prolonged heating, depicted by model 1 in Fig. II.2.8 and Fig. II.2.9).
- (2) The sample experienced cooling to the surface and then remains at the surface until present day (no reheating, depicted by model 2 in Fig. II.2.8 and Fig. II.2.9)
- (3) The first cooling phase does not cool to surface temperature and then the sample experiences a protracted second cooling to the present day temperature (protracted cooling, depicted by model 3 in Fig. II.2.8 and Fig. II.2.9).

Figure 11.2.8: Forward modelling results for 2 samples representative of the Serra do Mar (Br9) and Serra da Mantiqueira (Br28). For each sample, the graph on the left is for thermal histories considered (we only show here the part of thermal history that we changed for the different models, for the older part of thermal histories please refer to Fig. 7). (E) is the expected model from inverse modelling, (1) is for prolonged heating, (2) is without reheating, (3) is with protracted cooling. The graphs in the centre summarises the track length distribution predictions for each thermal history (E, 1, 2 and 3 as same as in right graphs) and the graph on the right shows the AHe and AFT age predictions for each thermal history (E, 1, 2 and 3 as in right graphs), the observations are in open symbols, the predictions in filled symbols (E, 1, 2 and 3 as in right graphs). Overall the data do not require reheating but do require Neogene cooling to be predicted adequately.



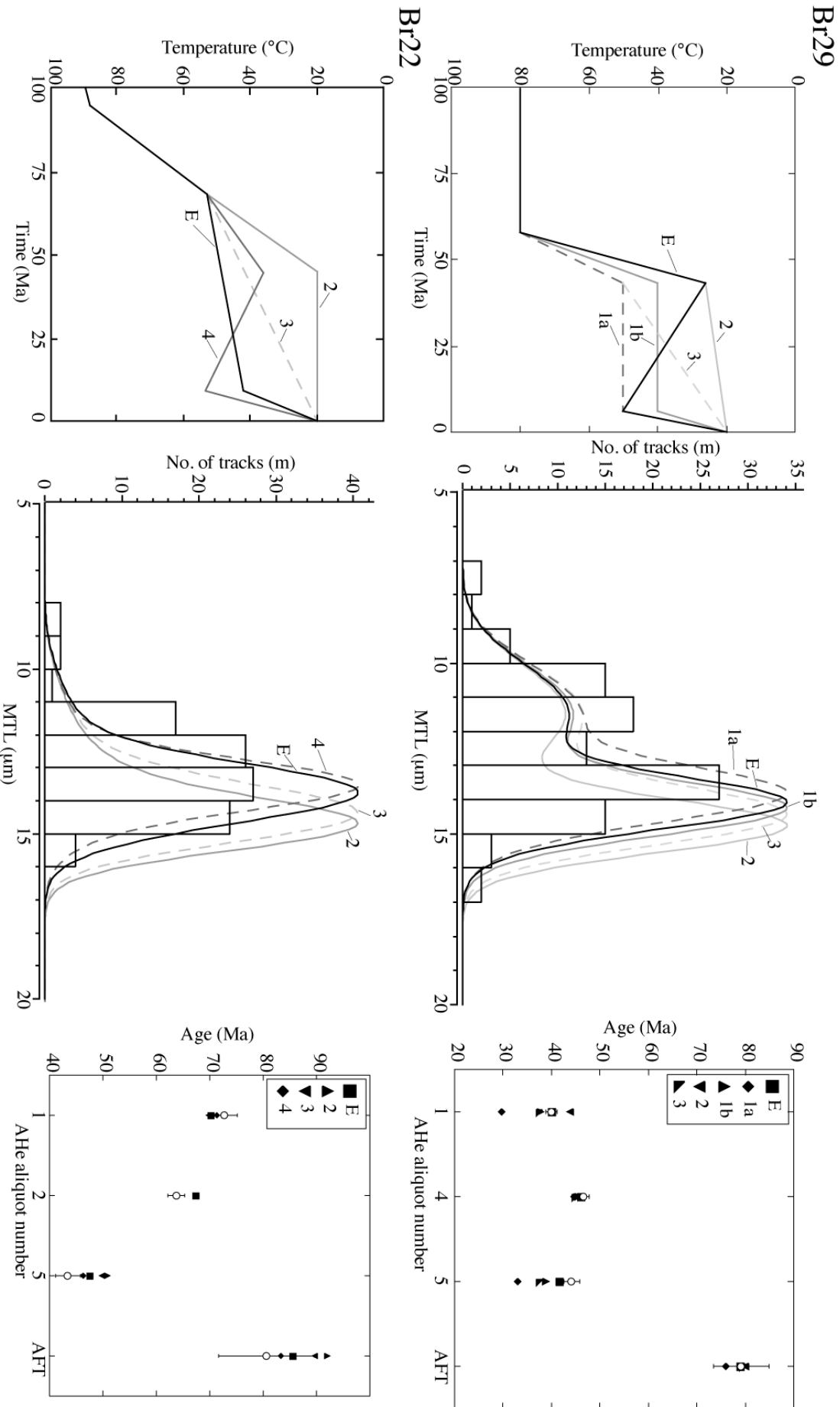
- (4) For samples that do not show reheating after the first cooling, we force a reheating before the final cooling in Neogene (forced reheating, depicted by model 4 in Fig. II.2.9).

In Fig. II.2.8 we show the different thermal histories modelled and the predictions for 2 representative samples, in term of data and modelling results, Br 9 for the Serra do Mar and Br28 for the Serra da Mantiqueira. If temperature stays below $\sim 50\text{-}55$ °C, the AHe data cannot discriminate between the different predictions as they are more or less all the same. The AFT data and especially track length distribution do imply a cooling event during the Neogene with or without a previous reheating. If there is not this Neogene cooling, the predicted tracks lengths are too long. Finally there is no notable difference in the predictions for a thermal history with reheating during Palaeogene and a Neogene cooling or a constant Palaeogene temperature and then a Neogene cooling.

The forward model results for two samples (Br27 and Br29) show a different pattern (see Fig. II.2.9a for Br29). For these samples the most consistent solution is early Tertiary cooling followed by reheating and Neogene cooling as given by inverse modelling (see Fig. II.2.7 for Br29, and supplementary materials for Br27). In the case of a Tertiary history resting at surface temperatures, the AFT predictions are poor relative to the observed values, whereas if the samples stay at higher temperatures ($40\text{-}50$ °C), the predicted AHe ages are too young. For these two samples, a reheating after the first cooling phase, following by another recent cooling, are required to explain the observed AFT and AHe data properly.

These samples are from the northern border of the Taubaté basin, between the sediments and the Sierra da Mantiqueira. Five other samples (Br5, Br21, Br22, Br23, Br25) are also located near the boundaries of the Taubaté-Resende basins. From the inverse modelling stage, only the expected model for Br21 implies reheating. However the expected models for these samples (except Br23) show a Late Cretaceous and/or Palaeogene cooling. We then examined these inferences with forward models that involving reheating following this cooling phase. The results for these tests show that the data allow a reheating phase similar to samples Br27 and Br29, and once again this is compatible with uncertainties on the thermal

Figure II.2.9: As in Fig. 8 for 2 samples representative of the Tertiary basins area, one with an inverse modelled thermal history (Br29) showing a reheating and one without such reheating (Br22). The model (4) is for forced reheating. Please note that for Br22 there is no model 1 given the expected model. Overall data for Br29 require a period of reheating and Neogene cooling to be predicted properly, while predictions for Br22 appear to be more consistent with the observed data if there is a reheating.



histories obtained from the inverse modelling (for example see model 4 in Fig. II.2.9b for Br22).

Therefore we conclude that, conditional on the assumed kinetic models for AFT annealing and AHe diffusion, for the samples of the Serra do Mar and Serra da Mantiqueira, the Palaeogene reheating is not really required, because we can obtain similar predictions without it, but the Neogene cooling is required to explain data adequately. In contrast some samples (Br27 and Br29) from around the margins of the Tertiary basins area require a reheating to fit the data as well as a Neogene cooling. For the others samples of the Tertiary basin the forward model results show that model predictions are similar with a reheating and without. Thus there appears to be a difference between the inferred thermal histories experienced by samples on the Serras and the samples of the Paraíba do Sul valley.

Ideally, well data should be used to better constrain the late stage thermal history, by taking several samples from higher present day temperatures that would have cooled from higher initial temperatures (for which the fission track system is more sensitive). Such data can then be modelled using multisample inversion approaches (Gallagher et al., 2005; Gallagher, 2012) to infer the thermal history. Unfortunately, such samples were not available to us.

Another potentially useful analytical method is $^3\text{He}/^4\text{He}$ degassing experiments that give more detailed thermal history information than just AHe ages over relatively low temperatures (in a range of 80°C to 20°C, Shuster and Farley, 2004, 2005; Shuster et al., 2011; Valla et al., 2011). Also, it has been suggested that Optically Stimulated Luminescence (OSL) age data reflect an extremely low closure temperature ($\approx 30^\circ\text{C}$, Herman et al., 2010), and these may also provide independent evidence on the validity of such low temperature cooling episodes.

2.7 Discussion

2.7.1 Episodes of post-rift cooling

Because of the inferred range of thermal histories from inverse and forward modelling of the new AFT and AHe data, we assume up to 3 periods of rapid cooling (Fig. II.2.7 and II.2.10). Over the whole area two periods are important, one during the Late Cretaceous and the other during the Neogene. On the northwest border of the Taubaté Basin, the 3 samples between the basin and the scarp of the Serra da Mantiqueira (Br5, Br27 and Br29) show Early Tertiary cooling of a magnitude equivalent to that during the Late Cretaceous for the other samples. The thermal histories of these 3 samples do not show Late Cretaceous cooling, probably because subsequent cooling dominates the data record. Because of the results of the sensitivity tests with forward modelling, conditional on the assumed kinetic model, we also infer that the reheating after the first period of cooling is not well constrained by data for the Serra do Mar and Serra da Mantiqueira. However in the area of Tertiary basins the data for samples that show such reheating require it. At the end of the modelling processes we have the summary thermal histories showed in Fig. II.2.10.

2.7.2 Late Cretaceous cooling

The samples imply a first post-rift phase of cooling between 100 Ma and 70 Ma over the whole study area (Fig. II.2.10 and II.2.11), consistent with the conclusions of Cogné et al. (2011). In NE Brazil, Harman et al. (1998) inferred a similar timing of cooling around the E-W Pernambuco shear zone. Japsen et al. (2012b), as Cobbold et al. (2010), also report in NE Brazil an exhumation phase during the Campanian, of comparable magnitude to ours. There is also a tectonic reactivation during the Campanian in the Santos basin, offshore of our studied area, where the whole

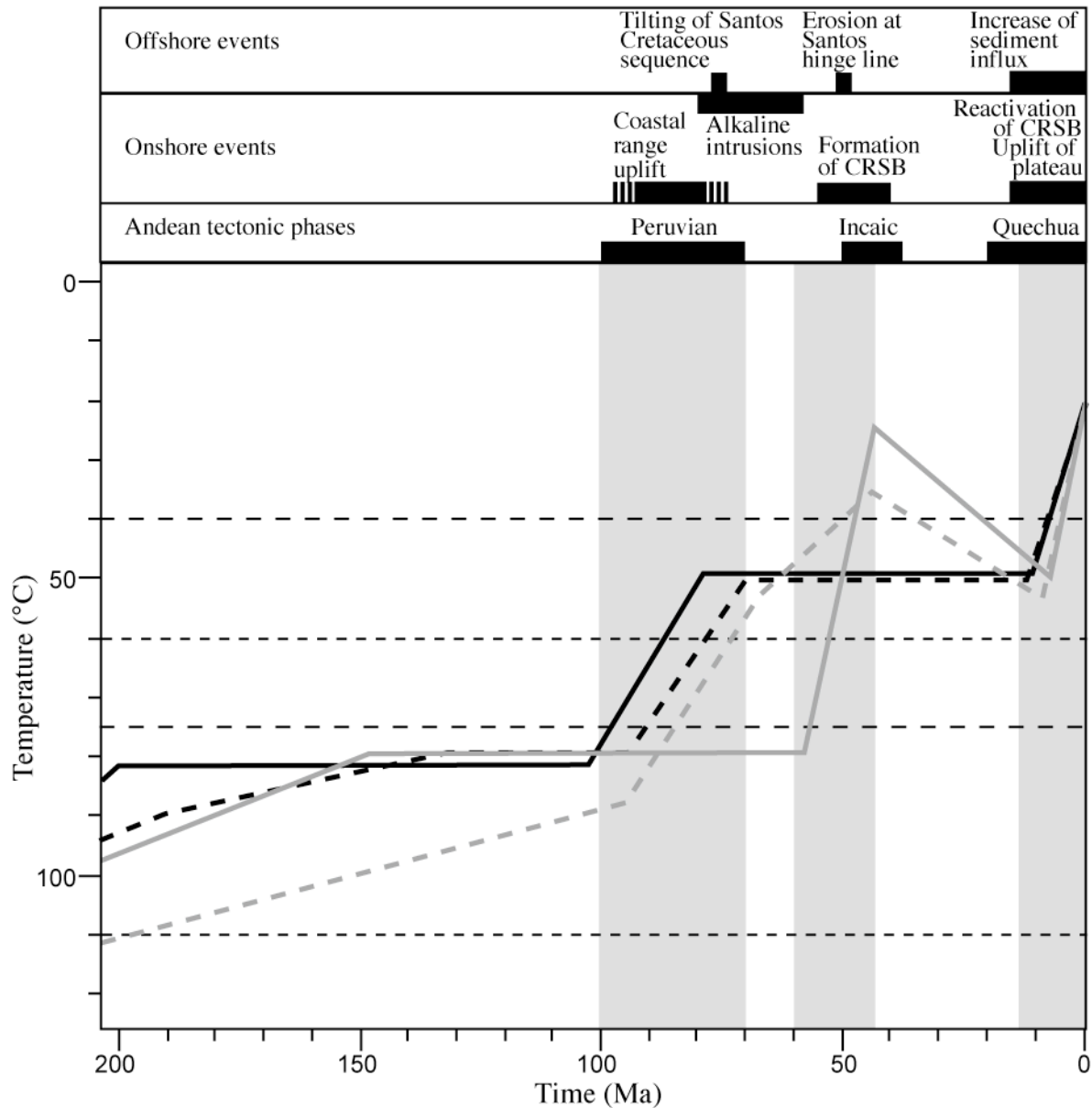


Figure II.2.10: Summary thermal histories from inverse and forward modelling representative for the whole study area. Solid black line for Serra do Mantiqueira (based on Br28), dashed black line for Serra do Mar (based on Br9) and grey lines for Tertiary basins area (solid line based on Br29 and dashed line based on Br22). Grey bars are the same than as Fig. II.2.6 and represent post-breakup cooling episodes. Thin dashed black lines are for PAZ and PRZ (for Durango kinetics). The thermal histories are shown together with the main events onshore and offshore SE Brazil and with the Andean tectonic phases. See text for discussion.

Cretaceous sequence tilted by up to 20° (Cobbold et al., 2001, Contreras et al., 2010, Zalan and Oliveira, 2005). As the proximal deposits are coarse-grained and the rate of deposition was higher than in other periods, several authors have argued for uplift of the coastal range (e.g. Almeida and Carneiro, 1998, Assine et al., 2008, Bacoccoli and Arhanha, 1984, Cobbold et al., 2001, Modica and Brush, 2004, Mohriak et al.,

2008). Onshore, alkaline bodies intruded Precambrian basement during the Late Cretaceous and Early Tertiary. These intrusions lie along a major transfer zone between the Santos and Campos basins, so Cobbold et al. (2001) and Riccomini et al. (2005) have attributed the intrusions to episodic reactivation of this transfer zone, the origin of the magma probably being the Trindade hotspot, which moved eastward with respect to South America during the Late Cretaceous. So, on a regional scale, the lithosphere in SE Brazil may have been susceptible at that time to deformation, as a result of heating and local structural inheritance of Brasiliano shear zones.

On a more global scale, two important episodes occurred during the Late Cretaceous. First, the half-spreading rate of the South Atlantic increased to a maximum of ~35 mm/yr at Chron 34 (83 Ma) (Cande et al., 1988, Nürnberg and Müller, 1991, Torsvik et al., 2009). On the other side of the South American plate, at the Pacific margin, the tectonic context changed from extensional to compressional (Ramos, 2010), resulting in the development of thrust faults and foreland basins at the edge of the Andes (Arriagada et al., 2006, Cobbold and Rosello, 2003). Moreover, further shortening and exhumation of rocks occurred along the orogen (Jaillard et al., 2005; Jaimes and de Freitas, 2006; Martin-Gombojav and Winkler, 2008; Tunik et al., 2010) during the Peruvian phase of Andean orogeny. Cobbold et al. (2007) suggested that the compression was a result of combined ridge-push from both the mid-Atlantic and East-Pacific ridges and that it caused deformation across the continent. Therefore a likely explanation for Late Cretaceous cooling on the southeastern Brazilian margin is deformation and subsequent exhumation of a thermally and/or structurally weakened crust under plate-wide compression.

2.7.3 Tertiary evolution

The new data in this paper provide more resolution on the Tertiary history of the onshore margin than did those in the more regional study of Cogné et al. (2011). During the Palaeogene, most samples remained at more or less constant temperatures, but the NW border of the Taubaté Basin experienced rapid cooling (Fig. II.2.10 and II.2.11). Cogné et al. (submitted to *Journal of South American Earth*

Sciences) show that the basin formed under transtension during the Palaeocene and Eocene. This history is coherent with the cooling of the samples, showing tectonic exhumation. While the basement of the basin was being buried under sediment, the northwest border was subject to erosion. Offshore, strike-slip faulting of the basement along a Precambrian hinge line was synchronous with erosion on the shelf of the Santos Basin before deposition of flat-lying mid-Eocene strata. We believe that what we inferred on the border of Taubaté basin occurred also on the shelf of the Santos Basin and therefore controlled Tertiary sedimentation on that shelf.

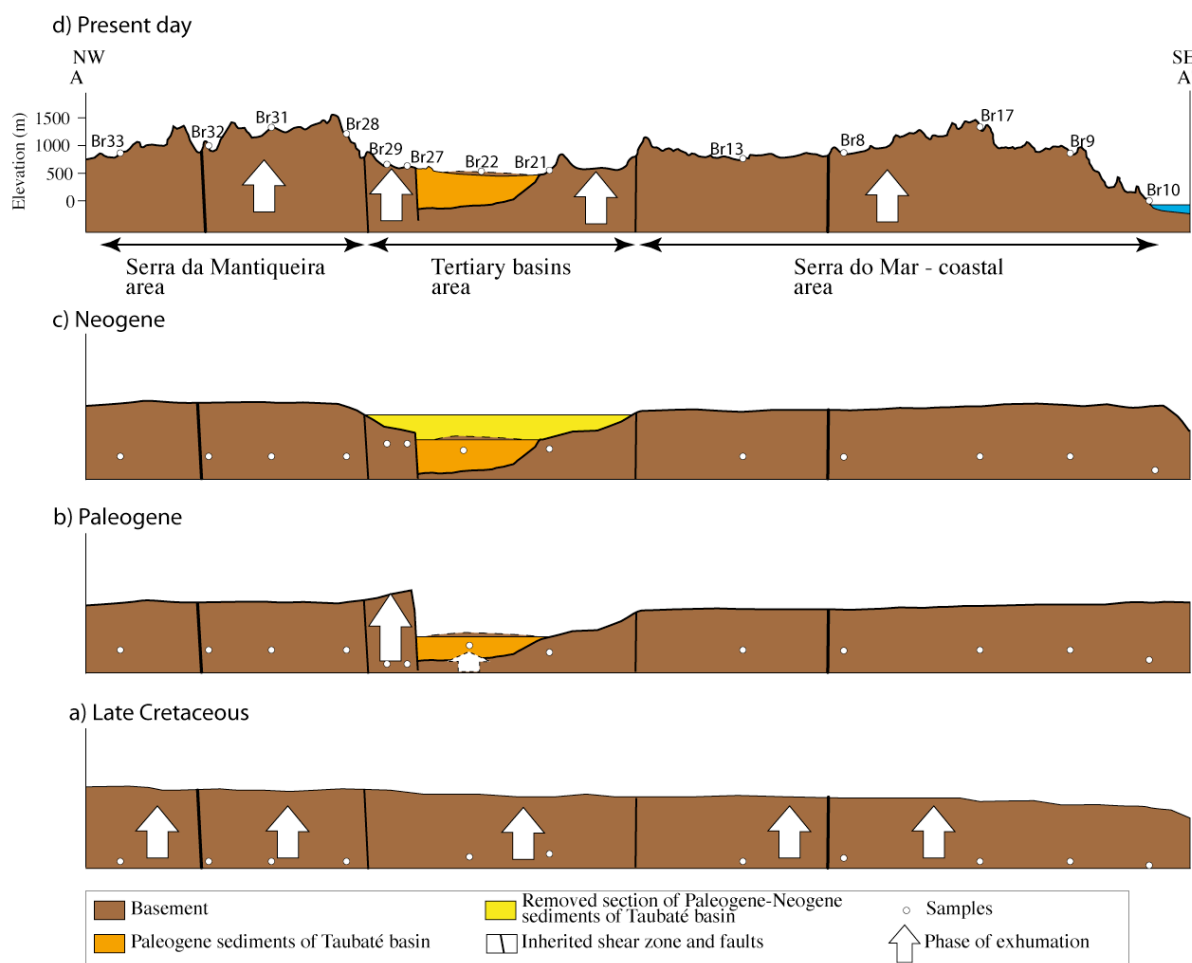


Figure II.2.11: Schematic cross sections showing the post-rift evolution of the SE Brazilian margin (see Fig II.2.2 for the location of the profil). (a) During Late Cretaceous the whole area was uplifted and eroded and samples cooled. (b) During Early Paleogene cooling/exhumation is restricted to the area of the Tertiary basins. (c) During Late Paleogene and Early Neogene the Tertiary basins area was buried under sediments. (d) From Late Neogene until Present day the whole area uplifted and eroded leading to cooling of the samples. See text for discussion.

The timing of this inferred reactivation is synchronous with Eocene exhumation in NE Brazil (Cobbold et al., 2010; Japsen et al., 2012b) and on a plate scale with the Incaic phase of Andean orogeny (Cobbold et al., 2007 and references therein). Moreover in SE Brazil Cogné et al. (submitted to *Journal of South American Earth Sciences*) argue that the stress field in the Taubaté Basin area was compatible with that in the Andes during the Tertiary. We suggest that the reactivation was due to plate-wide compression and concentrated along Precambrian shear zones, forming the main faults of the Taubaté Basin and the shelf of the offshore Santos Basin.

After this period of deformation, the drainage system changed, showed in river capture, including the Paraíba do Sul (Bacocoli and Aranha, 1984, Karner and Driscoll, 1999). This led to sediment starvation in the centre of the Santos Basin (Assine et al., 2008, Cobbold et al., 2001) and an influx of sediment to the Campos Basin (Contreras et al., 2010, Mohriak et al., 1990, 2008). However our thermal models imply that samples in the area of the onshore Tertiary basins have undergone reheating from at least the Late Eocene until the Middle Miocene. We assume that this reheating is the consequence of the burial of the Taubaté borders under about 1 km of lacustrine sedimentary sequence, similar to the maximum thickness observed today. A drainage that was partly internal could explain this accumulation, leading to the burial (Fig. II.2.11). For samples that are now in regions of high elevation (Serras) or on the coast, we cannot exclude the same possibility of burial, but the data are not good enough to resolve this.

After 15 Ma, the whole area seems to have experienced a final phase of cooling (Fig. II.2.10 and II.2.11). This cooling is necessary, to explain the results of forward modelling. However this is clearly conditional on the assumptions of annealing and diffusion kinetics. At least for fission track annealing, many authors have suggested that a late cooling stage may be a modelling artefact (e.g. Dempster and Persano, 2006; Gunnell, 2000; Redfield, 2010). Therefore we need independent geological information to be confident in such late cooling stage in southeast Brazil. The sedimentary influx in the onshore basins is often closely linked (e.g. Gallagher and Brown, 1997, 1999, Modica and Brush, 2004) to the onshore erosional history. The river Paraíba do Sul, which drained most of the area, had its outlet in the offshore Campos Basin, where the rate of sediment input increased in the Neogene (Contreras et al., 2010, Mohriak et al., 1990, 2008). Similarly, in the Santos Basin,

the rate of sediment input increased at 15 Ma, even if it remained lower than in the Campos Basin (Assine et al., 2008; Contreras et al., 2010). There is also structural evidence for transpressional reactivation of onshore Tertiary basins (Cobbold et al., 2001; Cogné et al., submitted to *Journal of South American Earth Sciences*; Riccomini et al., 2004), as well as of the offshore Campos Basin (Fetter, 2009). Finally, Modenesi-Gauttieri et al. (2011) identified Neogene and Pleistocene uplift of the Campos do Jordão plateau (in the Serra da Mantiqueira) from a study of weathering. Uplift of the whole area, with subsequent denudation, explains the enhanced sedimentary influx and the cooling of the samples. Therefore, we infer that Neogene cooling is not an artefact of our samples, but indeed occurred in Southeast Brazil. We notice that, in NE Brazil, Japsen et al. (2012b) have also inferred a phase of Neogene cooling.

Because the course of the Paraíba do Sul river is parallel to the Além-Paraíba shear zone for more than 200 km, we suggest that, during the uplift of the area, the reactivation of this shear zone led to destruction of the barrier that separated the internal drainage of the Tertiary basins from the external drainage to the Campos Basin. This destruction provoked the formation of a new drainage that was totally external and led to an enhanced erosion of the accumulated sediment.

As this phase was synchronous with the Quechua phase of tectonic activity in the Andes, we explain the reactivation of the whole area by the acceleration of spreading on the East Pacific ridge (Pardo-Casas and Molnar, 1987; Somoza, 1998), leading to a stronger plate-wide compression, which is still active today. Current seismicity (Assumpção, 1998), deformation of Pleistocene or later sediments in the Taubaté Basin (Riccomini et al., 1989) and the World Stress Map (Reinecker et al., 2004) all provide evidence for ongoing compression. Moreover, quaternary uplift has resulted in elevated marine terraces (Pedoja et al., 2011). We therefore infer that ongoing tectonic denudation and uplift since the Middle Miocene have accounted for rejuvenation of the high relief in southeast Brazil.

2.8 Conclusions

Because we restricted our sampling to an area where there was clear geological evidence of Tertiary tectonic activity, we have been better able to constrain the post breakup history of the onshore margin of SE Brazil, particularly during the Tertiary. Inverse modelling of thermochronological data implies 3 periods of post-rift accelerated cooling, during (1) the Late Cretaceous, (2) the Palaeogene and (3) the Neogene, and a period of limited reheating between the two episodes of Tertiary cooling. Sensitivity tests using forward modelling enable us to consider different scenarios, consistent with the range of uncertainties associated with the inverse thermal histories. These tests imply that Tertiary reheating is required by the data for the Taubaté area, whereas for current areas of high elevation it is not. The coincidence in timing of cooling in SE Brazil with (1) periods of accelerated cooling in NE Brazil, (2) tectonic events both onshore and offshore and (3) major phases of Andean tectonics, leads us to conclude that the reactivation could be due to plate-wide compressional stress, resulting from ridge push at the mid-Atlantic and East Pacific ridges. During the Late Cretaceous the crust in SE Brazil may have been sensitive to reactivation, due to structural inheritance (Precambrian shear zones) and/or thermal weakening (by magmatism and perhaps earlier mantle plume activity). During the Palaeogene, deformation concentrated along the inherited shear zones, leading to localised exhumation at the edges of the Tertiary basins. The same pattern of deformation offshore may have been partly responsible for the current geometry of the Santos Basin, where folds mark the hinge line. The Taubaté area is later buried beneath ~1 km of sediment. Finally, an increase in the velocity of the Nazca plate led to (1) widespread reactivation of inherited structures, (2) uplift of the area, (3) erosion of the SE Brazilian margin and (4) rejuvenation of the relief during the Neogene. Independent geological information implies that this is not an artefact of inverse modelling. We conclude that the post-breakup evolution of SE Brazil reflects a combination of structural inheritance, magmatic activity and plate-wide stress, leading to post-rift episodic uplift, rather than erosion of rift related uplifted relief.

Acknowledgments

We thank the Institut National des Sciences de l'Univers (INSU, Programme Marges) for funding part of this work. Guillaume Ya and Rosella Pinna helped during the AHe measurements at IDES. Funding for the IDES He laboratory came via a grant to C. Gautheron (project ANR-06-JCJC-0079). David Vilbert helped with AHe measurements in Glasgow. Part of the field work was funded by a grant from Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq grants #34649/2005-8 and 2307871/2010-0) to C. Riccomini. Petrobras and especially Isabella Carmo assisted in shipping samples.

References

- Almeida, F.F.M., 1976. The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 48, 15-26.
- Almeida, F.F.M., 1991. O alinhamento magmático de Cabo Frio, 2° Simposio de Geologia do Sudeste, São Paulo, pp. 423-428.
- Almeida, F.F.M., Carneiro, C.D.R., 1998. Origem e evolução da Serra do Mar. *Revista Brasileira de Geociências* 28, 135-150.
- Assine, M.L., Corrêa, F.S., Chang, H.K., 2008. Migração de depocentros na Bacia de Santos: importância na exploração de hidrocarbonetos. *Revista Brasileira de Geociências* 38, 111-127.
- Assumpção, M., 1998. Seismicity and stresses in the Brazilian passive margin. *Bulletin of the Seismological Society of America* 88, 160-169.
- Arriagada, C., Cobbold, P.R., Roperch, P., 2006. Salar de Atacama basin: A record of compressional tectonics in the central Andes since the mid-Cretaceous. *Tectonics* 25, TC1008.
- Bacoccoli, G., Aranha, L.G., 1984. Evolução estrutural fanerozoica do Brasil meridional, Internal Report, Petrobras, Rio de Janeiro.
- Barbarand, J., Carter, A., Wood, I., Hurford, T., 2003a. Compositional and structural control of fission-track annealing in apatite. *Chemical Geology* 198, 107-137.
- Barbarand, J., Hurford, T., Carter, A., 2003b. Variation in apatite fission-track length measurement: implications for thermal history modelling. *Chemical Geology* 198, 77-106.
- Braun, J., van der Beek, P., 2004. Evolution of passive margin escarpments: What can we learn from low-temperature thermochronology? *Journal of Geophysical Research* 109, F04009.

- Brito Neves de, B.B., Cordani, U.G., 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Research* 53, 23-40.
- Brown, R.W., Rust, D.J., Summerfield, M.A., Gleadow, A.J.W., De Wit, M.C.J., 1990. An early Cretaceous phase of accelerated erosion on the south-western margin of Africa: Evidence from apatite fission track analysis and the offshore sedimentary record. *International Journal of Radiation Applications and Instrumentation. Part D. Nuclear Tracks and Radiation Measurements* 17, 339-350.
- Brown, R.W., Gallagher, K., Gleadow, A.J.W. and Summerfield, M.A., 1999. Morphotectonic evolution of the South Atlantic margins of Africa and South America, in: Summerfield, M.A. (Ed.), *Geomorphology and Global Tectonics*. John Wiley and Sons Ltd., Chichester, pp. 257-283.
- Brown, R.W., Summerfield, M.A., Gleadow, A.J.W., 2002. Denudational history along a transect across the Drakensberg Escarpment of southern Africa derived from apatite fission track thermochronology. *Journal of Geophysical Research* 107, 2350.
- Brown, R., Beucher, R., Gallagher, K., Persano, C., Stuart, F.M., Fitzgerald, P.G., 2011. Exploiting the natural dispersion of single crystal fragment (U-Th)/He age determinations using a new inverse approach to deriving thermal history information, AGU Fall Meeting 2011, San Francisco, California, USA.
- Cande, S.C., LaBrecque, J.L., Haxby, W.F., 1988. Plate kinematics of the South Atlantic: Chron C34 to Present. *Journal of Geophysical Research* 93, 13479-13492.
- Carlson, W.D., Donelick, R.A., Ketcham, R.A., 1999. Variability of apatite fission-track annealing kinetics; I, Experimental results. *American Mineralogist* 84, 1213-1223.
- Chang, H.K., Kowsmann, R.O., Figueiredo, A.M.F., Bender, A.A., 1992. Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift system: an overview. *Tectonophysics* 213, 97-138.
- Cherniak, D.J., Watson, E.B., Thomas, J.B., 2009. Diffusion of helium in zircon and apatite. *Chemical Geology* 268, 155-166.
- Cobbold, P.R., Rossello, E.A., 2003. Aptian to recent compressional deformation, foothills of the Neuquén Basin, Argentina. *Marine and Petroleum Geology* 20, 429-443.
- Cobbold, P.R., Meisling, K.E., Mount, V.S., 2001. Reactivation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos Basins, Southeastern Brazil. *AAPG Bulletin* 85, 1925-1944.
- Cobbold, P.R., Rossello, E.A., Roperch, P., Arriagada, C., Gómez, L.A., Lima, C., 2007. Distribution, timing, and causes of Andean deformation across South America, in: Ries, A.C., Butler, R.W.H., Graham, R.H. (Eds.), *Deformation of the Continental Crust*. Geological Society (London), Special Publication 272, pp. 321-343.
- Cobbold, P.R., Chiossi, D., Green, P.F., Jaspén, P., Bonow, J., 2010. Compressional reactivation of the Atlantic Margin of Brazil: Structural styles and consequences for hydrocarbon exploration, *Search and Discovery Article 30114* (2010). <http://www.searchanddiscovery.com>.
- Cogné, N., Gallagher, K., Cobbold, P.R., 2011. Post-rift reactivation of the onshore margin of southeast Brazil: Evidence from apatite (U–Th)/He and fission-track data. *Earth and Planetary Science Letters* 309, 118-130.
- Contreras, J., Zühlke, R., Bowman, S., Bechstädt, T., Seismic stratigraphy and subsidence analysis of the southern Brazilian margin (Campos, Santos and Pelotas basins). *Marine and Petroleum Geology* 27, 1952-1980.

- Dempster, T.J., Persano, C., 2006. Low-temperature thermochronology: Resolving geotherm shapes or denudation histories? *Geology* 34, 73-76.
- Dodson, M.H., 1973. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 40, 259-274.
- Donelick, R.A., 1991. Crystallographic orientation dependence of mean etchable fission track length in apatite: An empirical model and experimental observations. *American Mineralogist* 76, 83-91.
- Donelick, R.A., Ketcham, R.A., Carlson, W.D., 1999. Variability of apatite fission track annealing kinetics: II. Crystallographic orientation effects. *American Mineralogist* 84, 1224-1234.
- Donelick, R.A., O'Sullivan, P.B., Ketcham, R.A., 2005. Apatite Fission-Track Analysis. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 58, 49-94.
- Dumitru, T.A., Hill, K.C., Coyle, D.A., Duddy, I.R., Foster, S.D.A., Gleadow, A., Green, P.F., Kohn, B.P., Laslett, G., O'Sullivan, A.J., 1991. Fission track thermochronology: application to continental rifting of south-eastern Australia. *Australian Petroleum Exploration Association Journal* 31, 131-142.
- Dunkl, I., 2002. Trackkey: a Windows program for calculation and graphical presentation of fission track data. *Computers & Geosciences* 28, 3-12.
- Ehlers, T.A., Farley, K.A., 2003. Apatite (U-Th)/He thermochronometry: methods and applications to problems in tectonic and surface processes. *Earth and Planetary Science Letters* 206, 1-14.
- Farley, K.A., 2000. Helium diffusion from apatite: General behavior as illustrated by Durango fluorapatite. *Journal of Geophysical Research* 105, 2903-2914.
- Farley, K.A., 2002. (U-Th)/He dating: Techniques, calibrations, and applications. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 47, 819-844.
- 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* 60, 4223-4229.
- Fetter, M., 2009. The role of basement tectonic reactivation on the structural evolution of Campos Basin, offshore Brazil: Evidence from 3D seismic analysis and section restoration. *Marine and Petroleum Geology* 26, 873-886.
- Fleischer, R.L., Price, P.B., Walker, R.M., 1975. *Nuclear Tracks in Solids*. Berkeley: University of California Press. 605pp.
- Flowers, R.M., Kelley, S.A., 2011. Interpreting data dispersion and "inverted" dates in apatite (U-Th)/He and fission-track datasets: An example from the US midcontinent. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 75, 5169-5186.
- 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* 73, 2347-2365.
- Foeken, J.P.T., Stuart, F.M., Dobson, K.J., Persano, C., Vilbert, D., 2006. A diode laser system for heating minerals for (U-Th)/He chronometry. *Geochemistry, Geophysics, and Geosystems* 7, Q04015.
- Galbraith, R.F., 1990. The radial plot: Graphical assessment of spread in ages. *Nuclear*

- Tracks and Radiation Measurements 17, 207-214.
- Galbraith, R.F., Laslett, G.M., 1993. Statistical models for mixed fission track ages. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements* 21, 459-470.
- Gallagher, K., 1995. Evolving temperature histories from apatite fission-track data. *Earth and Planetary Science Letters* 136, 421-435.
- Gallagher, K., 2012. Transdimensional Inverse thermal history modeling for quantitative thermochronology, *Journal of Geophysical Research*, in press.
- Gallagher, K., Brown, R., 1997. The onshore record of passive margin evolution. *Journal of the Geological Society* 154, 451-457.
- Gallagher, K., Brown, R., 1999. The Mesozoic denudation history of the Atlantic margins of southern Africa and southeast Brazil and the relationship to offshore sedimentation, in: Cameron, N.R., Bate, R.H., Clure, V.S. (Eds.), *The Oil and Gas Habitats of the South Atlantic*. Geological Society (London), Special Publication 153, pp. 41-53.
- Gallagher, K., Hawkesworth, C.J., Mantovani, M.S.M., 1994. The denudation history of the onshore continental margin of SE Brazil inferred from apatite fission track data. *Journal of Geophysical Research* 99, 18117-18145.
- Gallagher, K., Hawkesworth, C.J., Mantovani, M.S.M., 1995. Denudation, fission track analysis and the long-term evolution of passive margin topography: application to the southeast Brazilian margin. *Journal of South American Earth Sciences* 8, 65-77.
- Gallagher, K., Brown, R., Johnson, C., 1998. Fission track analysis and its applications to geological problems. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 26, 519-572.
- Gallagher, K., Stephenson, J., Brown, R., Holmes, C., Fitzgerald, P., 2005. Low temperature thermochronology and modeling strategies for multiple samples 1: Vertical profiles. *Earth and Planetary Science Letters* 237, 193-208
- Gallagher, K., Charvin, K., Nielsen, S., Sambridge, M., Stephenson, J., 2009. Markov chain Monte Carlo (MCMC) sampling methods to determine optimal models, model resolution and model choice for Earth Science problems. *Marine and Petroleum Geology* 26, 525-535.
- Gautheron, C.E., Tassan-Got, L., Farley, K.A., 2006. (U-Th)/Ne chronometry. *Earth and Planetary Science Letters* 243, 520-535.
- Gautheron, C., Tassan-Got, L., Barbarand, J., Pagel, M., 2009. Effect of alpha-damage annealing on apatite (U-Th)/He thermochronology. *Chemical Geology* 266, 157-170.
- Gilchrist, A.R., Summerfield, M.A., 1990. Differential denudation and flexural isostasy in formation of rifted-margin upwarps. *Nature* 346, 739-742.
- Gilchrist, A.R., Summerfield, M.A., 1994. Tectonic models of passive margin evolution and their implications for theories of long-term landscape development, in: Kirkby, M.J. (Ed.), *Process models and theoretical geomorphology*. John Wiley and Sons Ltd., Chichester.
- Gleadow, A.J.W., 1981. Fission-track dating methods: What are the real alternatives? *Nuclear Tracks* 5, 3-14.
- Gleadow, A.J.W., Duddy, I.R., 1981. A natural long-term track annealing experiment for apatite. *Nuclear Tracks* 5, 169-174.

- Gleadow, A.J.W., Duddy, I.R., Green, P.F., Lovering, J.F., 1986. Confined fission track lengths in apatite: a diagnostic tool for thermal history analysis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 94, 405-415.
- Green, P.F., 1986. On the thermo-tectonic evolution of northern England; evidence from fission track analysis. *Geological Magazine* 123, 493-506.
- Green, P.F., Duddy, I.R., Gleadow, A.J.W., Tingate, P.R., Laslett, G.M., 1985. Fission-track annealing in apatite: Track length measurements and the form of the Arrhenius plot. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements* 10, 323-328.
- Green, P.F., Duddy, I.R., Gleadow, A., Tingate, P., Laslett, G., 1986. Thermal annealing of fission tracks in apatite, 1, A qualitative description. *Chemical Geology* 59.
- Green, P.F., Crowhurst, P.V., Duddy, I.R., Japsen, P., Holford, S.P., 2006. Conflicting (U-Th)/He and fission track ages in apatite: Enhanced He retention, not anomalous annealing behaviour. *Earth and Planetary Science Letters* 250, 407-427.
- Gunnell, Y., 2000. Apatite fission track thermochronology: an overview of its potential and limitations in geomorphology. *Basin Research* 12, 115-132.
- Gunnell, Y., Fleitout, L., 2000. Morphotectonic evolution of the Western Ghats, India, in: Summerfield, M.A. (Ed.), *Geomorphology and Global Tectonics*. John Wiley and Sons Ltd., Chichester, pp. 321-338.
- Gunnell, Y., Gallagher, K., Carter, A., Widdowson, M., Hurford, A.J., 2003. Denudation history of the continental margin of western peninsular India since the early Mesozoic - reconciling apatite fission-track data with geomorphology. *Earth and Planetary Science Letters* 215, 187-201.
- Harman, R., Gallagher, K., Brown, R., Raza, A., Bizzi, L., 1998. Accelerated denudation and tectonic/geomorphic reactivation of the cratons of northeastern Brazil during the Late Cretaceous. *Journal of Geophysical Research* 103, 27091-27105.
- Hackspacher, P.C.S., Saad, A.R., Ribeiro, M.C.S., Godoy, D.F., Hadler Neto, J.C., 2008. Tectonic reactivation of the south atlantic margin, Southeastern Brazil, during the Paleogene time: Apatite fission track analysis and U-Th/He systematics. 11th International conference on thermochronology, Anchorage, Alaska.
- Herman, F., Rhodes, E.J., Braun, J., Heiniger, L., 2010. Uniform erosion rates and relief amplitude during glacial cycles in the Southern Alps of New Zealand, as revealed from OSL-thermochronology. *Earth and Planetary Science Letters* 297, 183-189.
- Hiruma, S.T., Riccomini, C., Modenesi-Gauttieri, M.C., Hackspacher, P.C., Neto, J.C.H., Franco-Magalles, A.O.B., 2010. Denudation history of the Bocaina Plateau, Serra do Mar, southeastern Brazil: Relationships to Gondwana breakup and passive margin development. *Gondwana Research* 18, 674-687.
- Hurford, A.J., 1990. Standardization of fission track dating calibration: Recommendation by the Fission Track Working Group of the I.U.G.S. Subcommission on Geochronology. *Chemical Geology* 80, 171-178.
- Hurford, A.J., Green, P.F., 1982. A users' guide to fission track dating calibration. *Earth and Planetary Science Letters* 59, 343-354.
- Hurford, A.J., Green, P.F., 1983. The zeta age calibration of fission-track dating. *Chemical Geology* 41, 285-317.

- Jaillard, E., Bengtson, P., Dhondt, A.V., 2005. Late Cretaceous marine transgressions in Ecuador and northern Peru: A refined stratigraphic framework. *Journal of South American Earth Sciences* 19, 307-323.
- Jaimes, E., de Freitas, M., 2006. An Albian-Cenomanian unconformity in the northern Andes: Evidence and tectonic significance. *Journal of South American Earth Sciences* 21, 466-492.
- Japsen, P., Chalmers, J.A., Green, P.F., Bonow, J.M. Elevated, passive continental margins: not rift shoulders, but expressions of episodic, post-rift burial and exhumation. *Global and Planetary Change*. 2012a.
- Japsen, P., Bonow, J., Green, P.F., Cobbold, P.R., Chiossi, D., Lilletveit, R., Magnavita, L.P., Pedreira, A. Episodic burial and exhumation in NE Brazil after opening of the South Atlantic. *GSA Bulletin*. 2012b.
- Karner, G., Driscoll, N., 1999. Tectonic and stratigraphic development of the West African and eastern Brazilian Margins: insights from quantitative basin modeling, in: Cameron, N.R., Bate, R.H., Clure, V.S. (Ed.), *The Oil and Gas Habitats of the South Atlantic*. Geological Society, London, Special Publication 153, 11-40.
- Ketcham, R.A., Donelick, R.A., Carlson, W.D., 1999. Variability of apatite fission-track annealing kinetics; III, Extrapolation to geological time scales. *American Mineralogist* 84, 1235-1255.
- Ketcham, R.A., Carter, A., Donelick, R.A., Barbarand, J., Hurford, A.J., 2007. Improved modeling of fission-track annealing in apatite. *American Mineralogist* 92, 799-810.
- Kraml, M., Pik, R., Rahn, M., Selbekk, R., Carignan, J., Keller, J., 2006. A new multi-mineral age reference material for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, (U-Th)/He and Fission Track Dating methods: The Limberg t3 tuff. *Geostandards and Geoanalytical Research* 30, 73-86.
- Laslett, G.M., Green, P.F., Duddy, I.R., Gleadow, A.J.W., 1987. Thermal annealing of fission tracks in apatite 2: a quantitative analysis. *Chemical Geology* 65, 1-13.
- Leyden, R., Ludwig, W.J., Ewing, M., 1971. Structure of continental margin off Punta del Este, Uruguay, and Rio de Janeiro, Brazil. *AAPG Bulletin* 55, 2161-2173.
- Macedo, J.M., 1989. Evolução tectônica da bacia de Santos e áreas continentais adjacentes. *Boletim de Geociências da Petrobras* 3, 159-173.
- Martin-Gombojav, N., Winkler, W., 2008. Recycling of Proterozoic crust in the Andean Amazon foreland of Ecuador: implications for orogenic development of the Northern Andes. *Terra Nova* 20, 22-31
- McDowell, F.W., McIntosh, W.C., Farley, K.A., 2005. A precise $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ reference age for the Durango apatite (U-Th)/He and fission-track dating standard. *Chemical Geology* 214, 249-263.
- Meesters, A.G.C.A., Dunai, T.J., 2002. Solving the production-diffusion equation for finite diffusion domains of various shapes: Part II. Application to cases with [alpha]-ejection and nonhomogeneous distribution of the source. *Chemical Geology* 186, 57-73.
- Modenesi-Gauttieri, M.C., de Toledo, M.C.M., Hiruma, S.T., Taioli, F., Shimada, H., 2011. Deep weathering and landscape evolution in a tropical plateau. *Catena* 85, 221-230.
- Modica, C.J., Brush, E.R., 2004. Post-rift sequence stratigraphy, paleogeography, and fill history of the deep-water Santos Basin, offshore southeast Brazil. *AAPG Bulletin* 88,

923-945.

- Mohriak, W.U., Melo, M.S., Dewey, J.F., Maxwell, J.R., 1990. Petroleum geology of the Campos basin, offshore Brazil, in: Brooks, J. (Ed.), *Classic petroleum provinces*. Geological Society, London, Special Publication 50, 119-141.
- Mohriak, W.U., Nemçok, M., Enciso, G., 2008. South Atlantic divergent margin evolution: rift-border uplift and salt tectonics in the basins of SE Brazil, in: Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J., Brito-Neves, B.B., De Wit, M.J. (Eds.), *West Gondwana: Pre-Cenozoic correlations Across the South Atlantic Region*. Geological Society, London, Special Publication 294, 365-398.
- Nielsen, S.B., Gallagher, K., Leighton, C., Balling, N., Svenningsen, L., Jacobsen, B.H., Thomsen, E., Nielsen, O.B., Heilmann-Clausen, C., Egholm, D.L., Summerfield, M.A., Clausen, O.R., Piotrowski, J.A., Thorsen, M.R., Huuse, M., Abrahamsen, N., King, C., Lykke-Andersen, H., 2009. The evolution of western Scandinavian topography: A review of Neogene uplift versus the ICE (isostasy-climate-erosion) hypothesis. *Journal of Geodynamics* 47, 72-95.
- Nürnberg, D., Müller, R.D., 1991. The tectonic evolution of the South Atlantic from Late Jurassic to present. *Tectonophysics* 191, 27-53.
- Osmundsen, P.T., Redfield, T.F., Hendriks, B.H.W., Bergh, S., Hansen, J.A., Henderson, I.H.C., Dehls, J., Lauknes, T.R., Larsen, Y., Anda, E., Davidsen, B., 2010. Fault-controlled alpine topography in Norway. *Journal of the Geological Society* 167, 83-98.
- O'Sullivan, P.B., Mitchell, M.M., O'Sullivan, A.J., Kohn, B.P., Gleadow, A., 2000. Thermotectonic history of the Bassian Rise, Australia: implications for the breakup of eastern Gondwana along Australia's southeastern margins. *Earth and Planetary Science Letters* 182, 31-47.
- Padilha, A.L., Trivedi, N.B., Vitorello, I., Costa, J.M. da, 1991. Geophysical constraints on tectonic models of the Taubaté Basin, southeastern Brazil. *Tectonophysics* 196, 157-172.
- Pardo-Casas, F., Molnar, P., 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American Plates since Late Cretaceous time. *Tectonics* 6, 233-248.
- Pedoja, K., Husson, L., Regard, V., Cobbold, P.R., Ostanciaux, E., Johnson, M.E., Kershaw, S., Saillard, M., Martinod, J., Furgerot, L., Weill, P., Delcaillau, B., 2011. Relative sea-level fall since the last interglacial stage: Are coasts uplifting worldwide? *Earth-Science Reviews* 108, 1-15.
- Pereira, M.J., Macedo, J.M., 1990. A Bacia de Santos: perspectivas de uma nova provincia petrolífera na plataforma continental sudeste brasileira. *Boletim de Geociências da Petrobras* 4, 3-11.
- Persano, C., Bishop, P., Stuart, F.M., 2006. Apatite (U – Th)/He age constraints on the Mesozoic and Cenozoic evolution of the Bathurst region, New South Wales: evidence for antiquity of the continental drainage divide along a passive margin. *Australian Journal of Earth Sciences* 53, 1041-1050.
- Raab, M.J., Brown, R.W., Gallagher, K., Carter, A., Weber, K., 2002. Late Cretaceous reactivation of major crustal shear zones in northern Namibia: constraints from apatite fission track analysis. *Tectonophysics* 349, 75-92.
- Ramos, V.A., 2010. The tectonic regime along the Andes: Present-day and Mesozoic

- regimes. *Geological Journal* 45, 2-25.
- Redfield, T.F., 2010. On apatite fission track dating and the Tertiary evolution of West Greenland topography. *Journal of the Geological Society* 167, 261-271.
- Reinecker, J., Heidbach, O., Tingay, M., Connolly, P., Müller, B., 2004. The 2004 release of the World Stress Map. World Wide Web Address: <http://www.world-stress-map.org/>.
- Reiners, P.W., Farley, K.A., 2001. Influence of crystal size on apatite (U-Th)/He thermochronology: an example from the Bighorn Mountains, Wyoming. *Earth and Planetary Science Letters* 188, 413-420.
- Ribeiro, M.C.S., 2007. Termocronologia e história denudacional da Serra do Mar e implicações no controle deposicional da Bacia de Santos. Institute of Geosciences and Earth Sciences. University of São Paulo, São Paulo, 211 p.
- Riccomini, C., Peloggia, A.U.G., Saloni, J.C.L., Kohnke, M.W., Figueira, R.M., 1989. Neotectonic activity in the Serra do Mar rift system (southeastern Brazil). *Journal of South American Earth Sciences* 2, 191-197.
- Riccomini, C., Sant'Anna, L.G., Ferrari, A.L., 2004. Evolução geológica do Rift Continental do Sudeste do Brasil, in: Mantesso Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito-Neves, B.B. (Ed.), *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Edições Beca, São Paulo, pp. 383-405.
- Riccomini, C., Velázquez, V.F., Gomes, C.B., 2005. Tectonic controls of the Mesozoic and Cenozoic alkaline magmatism in central-southeastern Brazilian Platform, in: Gomes, C.B., Comin-Chiaramonti, P. (Ed.), *Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Platform*. EDUSP-FAPESP, São Paulo, pp. 31-55.
- Sambridge, M., Gallagher, K., Jackson, A., Rickwood, P., 2006. Trans-dimensional inverse problems, model comparison and the evidence. *Geophysical Journal International* 167, 528-542.
- Sant'Anna, L.G., Riccomini, C., Rodrigues-Francisco, B.H., Sial, A.N., Carvalho, M.D., Moura, C.A.V., 2004. The Paleocene travertine system of the Itaboraí basin, Southeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 18, 11-25.
- Shuster, D.L., Farley, K.A., 2004. $4\text{He}/3\text{He}$ thermochronometry. *Earth and Planetary Science Letters* 217, 1-17.
- Shuster, D.L., Farley, K.A., 2005. $4\text{He}/3\text{He}$ Thermochronometry: Theory, Practice, and Potential Complications. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 58, 181-203.
- Shuster, D.L., Farley, K.A., 2009. The influence of artificial radiation damage and thermal annealing on helium diffusion kinetics in apatite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 73, 183-196.
- Shuster, D.L., Flowers, R.M., Farley, K.A., 2006. The influence of natural radiation damage on helium diffusion kinetics in apatite. *Earth and Planetary Science Letters* 249, 148-161.
- Shuster, D.L., Cuffey, K.M., Sanders, J.W., Balco, G., 2011. Thermochronometry Reveals Headward Propagation of Erosion in an Alpine Landscape. *Science* 332, 84-88.
- Somoza, R., 1998. Updated Nazca (Farallon) - South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean region. *Journal of South American Earth Sciences* 11, 211-215.

- Stockli, D.F., Farley, K.A., Dumitru, T.A., 2000. Calibration of the apatite (U-Th)/He thermochronometer on an exhumed fault block, White Mountains, California. *Geology* 28, 983-986.
- Swift, D.A., Persano, C., Stuart, F.M., Gallagher, K., Whitham, A., 2008. A reassessment of the role of ice sheet glaciation in the long-term evolution of the East Greenland fjord region. *Geomorphology* 97, 109-125.
- Tello Saenz, C.A., Hackspacher, P.C., Hadler Neto, J.C., Iunes, P.J., Guedes, S., Ribeiro, L.F.B., Paulo, S.R., 2003. Recognition of Cretaceous, Paleocene, and Neogene tectonic reactivation through apatite fission-track analysis in Precambrian areas of southeast Brazil: association with the opening of the south Atlantic Ocean. *Journal of South American Earth Sciences* 15, 765-774.
- Tello Saenz, C.A., Hadler Neto, J.C., Iunes, P.J., Guedes, S., Hackspacher, P.C., Ribeiro, L.F.B., Paulo, S.R., Osorio A, A.M., 2005. Thermochronology of the South American platform in the state of São Paulo, Brazil, through apatite fission tracks. *Radiation Measurements* 39, 635-640.
- Trouw, R., Heilbron, M., Ribeiro, A., Paciullo, F., Valeriano, C.M., Almeida, J.C.H., Tupinamba, M., Andreis, R.R., 2000. The central segment of the Ribeira Belt, in: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Ed.), *Tectonic Evolution of South America*, pp. 355-365.
- Tunik, M., Folguera, A., Naipauer, M., Pimentel, M., Ramos, V.A., 2010. Early uplift and orogenic deformation in the Neuquén Basin: Constraints on the Andean uplift from U-Pb and Hf isotopic data of detrital zircons. *Tectonophysics* 489, 258-273.
- Torsvik, T.H., Rousse, S., Labails, C., Smethurst, M.A., 2009. A new scheme for the opening of the South Atlantic Ocean and the dissection of an Aptian salt basin. *Geophysical Journal International* 177, 1315-1333.
- Valla, P.G., Shuster, D.L., van der Beek, P.A., 2011. Significant increase in relief of the European Alps during mid-Pleistocene glaciations. *Nature Geoscience* 4, 688-692.
- Van Der Beek, P., Andriessen, P., Cloetingh, S., 1995. Morphotectonic evolution of rifted continental margins: Inferences from a coupled tectonic-surface processes model and fission track thermochronology. *Tectonics* 14, 406-421.
- Warnock, A.C., Zeitler, P.K., Wolf, R.A., Bergman, S.C., 1997. An evaluation of low-temperature apatite U-Th/He thermochronometry. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61, 5371-5377.
- Wolf, R.A., Farley, K.A., Silver, L.T., 1996. Helium diffusion and low-temperature thermochronometry of apatite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60, 4231-4240.
- Wolf, R.A., Farley, K.A., Kass, D.M., 1998. Modeling of the temperature sensitivity of the apatite (U-Th)/He thermochronometer. *Chemical Geology* 148, 105-114.
- Zalan, P.V., Oliveira de, J.A.B., 2005. Origem e evolução estrutural do sistema de riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobras* 13, 269-300.
- Zeitler, P.K., Herczeg, A.L., McDougall, I., Honda, M., 1987. U-Th-He dating of apatite: A potential thermochronometer. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 51, 2865-2868

Chapitre 3

Discussion des données thermochronologiques

3.1 Intérêt de l'association des deux méthodes

Nous avons, dans les chapitres précédents, mis en évidence que le refroidissement post-rift de la marge SE brésilienne était épisodique et non continu depuis le rifting. Ceci a été possible par l'association des deux méthodes employées (U-Th/He et AFT). La figure II.3.1 illustre la différence entre l'utilisation d'une seule des méthodes et la combinaison des deux. On constate que l'utilisation d'une des deux techniques seule n'apporte pas les mêmes informations que lorsque l'on modélise l'ensemble des données.

Au premier ordre, l'âge de la première phase de refroidissement rapide est contrôlé par les données AHe (Fig. II.3.1a). Pour deux des échantillons montrés en figure II.3.1 (Br9 et Br29), la phase de refroidissement est relativement rapide, amenant les échantillons à des températures de surface. Les données AFT, et notamment la moyenne des longueurs des traces (MTL) relativement courte (i.e. inférieur à 13 μm), montrent que pour la majorité des échantillons, un tel refroidissement n'est pas envisageable. On constate également que les données

AFT seules entraînent un refroidissement plus ou moins prolongé durant le Tertiaire (Fig II.3.1b), et une température plus faible que les données AHe pour le Crétacé.

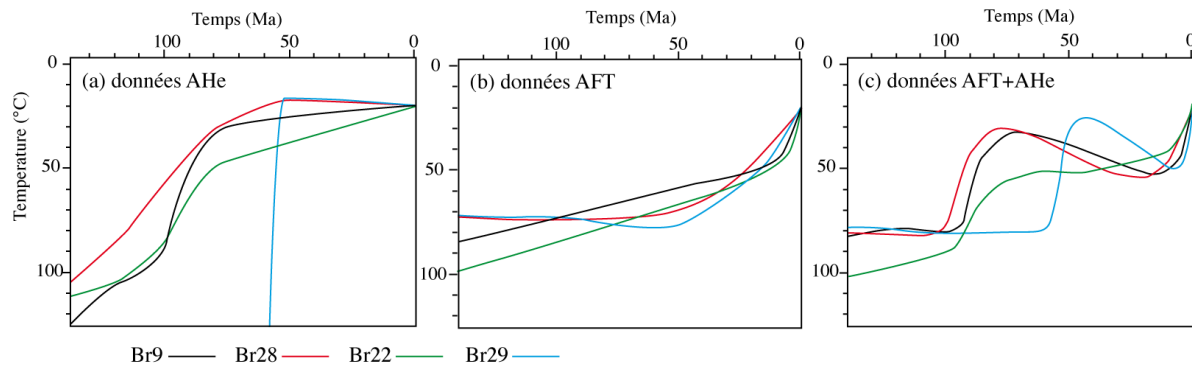


Figure II.3.1: Résultats des modélisations inverses pour 4 échantillons (Br9, Br28, Br22 et Br29). (a) modélisation des données AHe seulement, (b) modélisation des données AFT seulement et (c) modélisation des données AFT et AHe ensemble.

Lorsque l'on combine les deux, les données AFT vont donc imposer une température de départ plus faible pour la première phase de refroidissement, et empêcher une remontée trop rapide et jusqu'à la surface lors de cette phase Crétacé Supérieur ou Paléogène, contrôlant ainsi l'amplitude de la phase de refroidissement. En empêchant la remontée jusqu'à la surface, elles vont également imposer une phase de refroidissement tardive (i.e. Néogène). Les données AHe vont imposer l'âge de la première phase de refroidissement (Fig. II.3.1c), et pour certains échantillons le réchauffement. Comme nous l'avons déjà précisé dans les chapitres I.3 et II.2, la modélisation est basée sur des modèles d'effacement des traces et de diffusion d'hélium qui ne sont pas parfaits. Néanmoins, nous avons également montré que malgré la possibilité d'un artefact dû à la modélisation, la phase de refroidissement Néogène semble bien réel (voir chapitre II.2).

De plus, afin de tester la réalité du refroidissement Néogène, j'ai également mené des modélisations inverses des échantillons avec une longueur initiale pour les traces de fission de 15 μm (au lieu de 16.3 μm). De tels tests peuvent permettre de diminuer l'impact d'un artefact de modélisation sur le refroidissement Néogène (e.g. Gunnell et al., 2003). Lors de ces tests, si l'on peut voir un léger changement d'amplitude des différents refroidissements (nettement inférieur à l'incertitude des histoires thermiques), la présence d'une phase de refroidissement au Néogène n'est absolument pas remise en cause.

Ces constatations montrent l'importance de l'utilisation des deux méthodes. Dans le cadre des marges passives, les phases de refroidissements peuvent être assez limitées du point de vue de leurs amplitudes. La combinaison des deux méthodes rend la modélisation inverse beaucoup plus sensible et permet de déterminer plus précisément le chemin température - temps de l'échantillon considéré. La sensibilité accrue à cause de l'utilisation des deux méthodes, mais aussi de la localisation des échantillons dans une zone où la déformation tertiaire était évidente, a donc permis de mettre en évidence le caractère polyphasé de la réactivation post-rift au SE Brésil. Il est possible que la multiplication des études AHe sur d'autres marges passives apporte le même genre de précision.

3.2 Interpolation et confrontation des données à l'échelle de la zone d'étude

A partir des histoires thermiques de chaque échantillon, il est possible de tracer des cartes de paléotempératures de l'échantillon à un temps t donné (Fig. II.3.2). J'ai utilisé les histoires thermiques obtenues après modélisation inverse et directe (voir chapitre II.2), et j'ai créé ces cartes sur le logiciel GoCad. Sur ces cartes, chaque échantillon est un point de contraintes, les points entre les échantillons sont interpolés suivant la méthode DSI (Discret Smooth Interpolation, Mallet, 1992). De même, une différence de température (Fig. II.3.3) et un taux de refroidissement pour une période donnée (Fig. II.3.4) peuvent alors être calculés pour chaque échantillon et interpolés pour l'ensemble de la zone.

J'ai différencié 4 périodes de temps, 110-65 Ma, 65-45 Ma, 45-10 Ma et 10-0 Ma. Ces périodes correspondent aux phases de refroidissement Crétacé Supérieur, Paléogène et Néogène et à la phase tertiaire de stabilité (voir de réchauffement pour la zone des bassins tertiaires). Pour les phases 110-65 et 10-0 Ma, les zones de cisaillement héritées ne semblaient pas être des limites franches entre différentes zones, alors que pour les périodes 65-45 et 45-10 elles semblaient marquer une frontière de comportement, et ont donc été entrées comme limite à l'interpolation. Sur

la zone ainsi définie entre les zones de cisaillement, je n'ai effectué l'interpolation que sur la partie où nous avons des données (le reste est donc en blanc sur les cartes concernées). De même, les intrusions ont été individualisées pour que leurs emplacements n'ait pas un impact trop fort sur l'ensemble de la région.

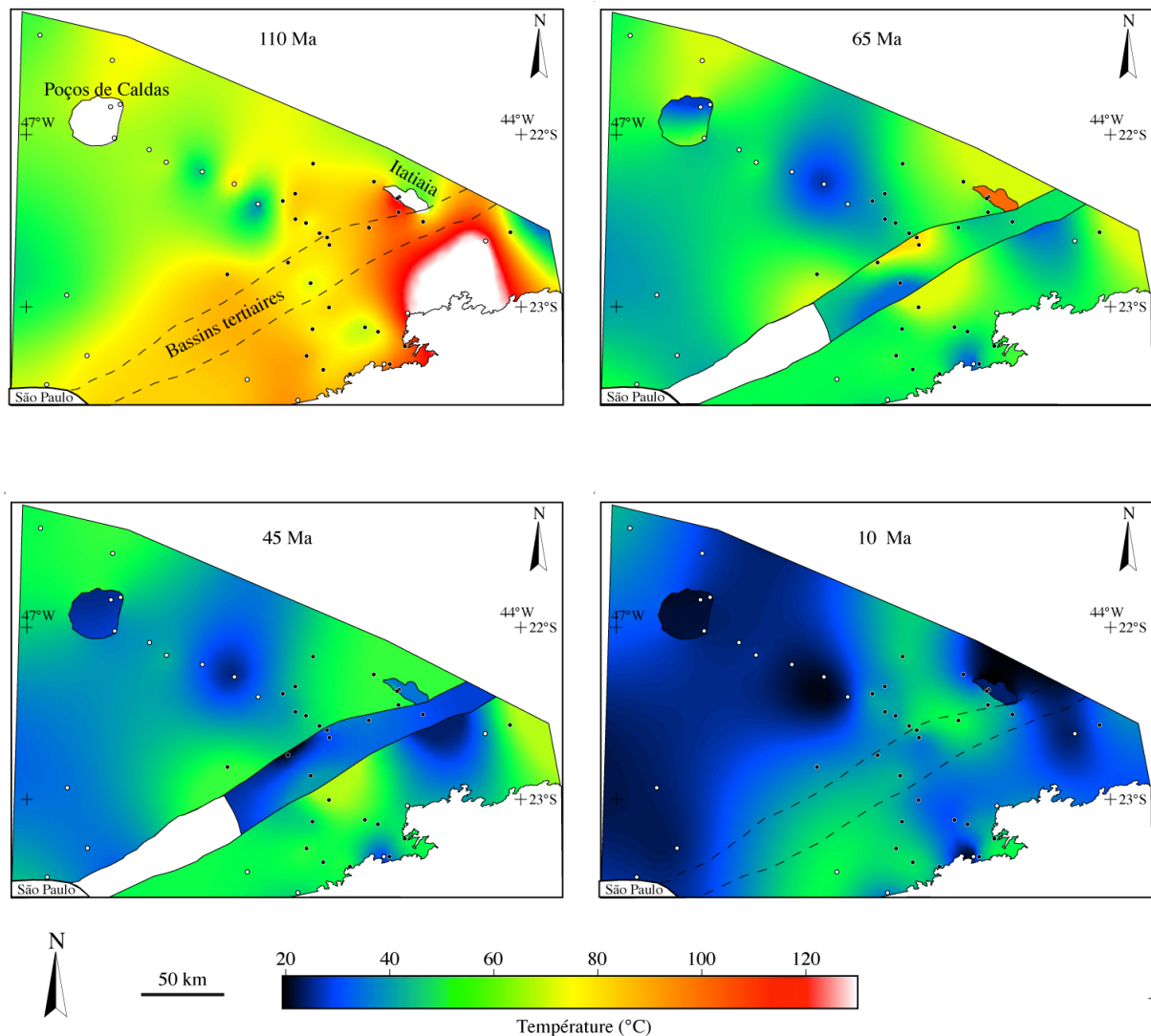


Figure 11.3.2: Cartes des températures des roches aujourd'hui à la surface ($T = 20^{\circ}\text{C}$) interpolées à partir des points de données, en blanc les échantillons de Cogné et al., 2011 (chapitre II.1) et en noir les échantillons du chapitre II.2. Les 4 cartes sont de gauche à droite et de haut en bas pour 110 Ma, 65 Ma, 45 Ma et 10 Ma.

Le taux de refroidissement est la valeur moyenne sur l'ensemble de la période considérée. Or, les phases de refroidissement pour chaque échantillon ne durent pas forcément sur toute cette période. Ainsi l'impression donnée est que les taux de refroidissement sont beaucoup plus importants lors de la phase Néogène que lors de

la phase Crétacé Supérieur (Fig. II.3.4), ce qui est faux. De plus, on a alors tendance à diminuer le taux de refroidissement réel. Pour une meilleure comparaison des vitesses de refroidissement lors des différentes phases, j'ai créé une carte montrant le taux maximum de refroidissement constaté sur la période, si ce taux a été effectif pendant un minimum de 5 Ma. (Fig. II.3.5).

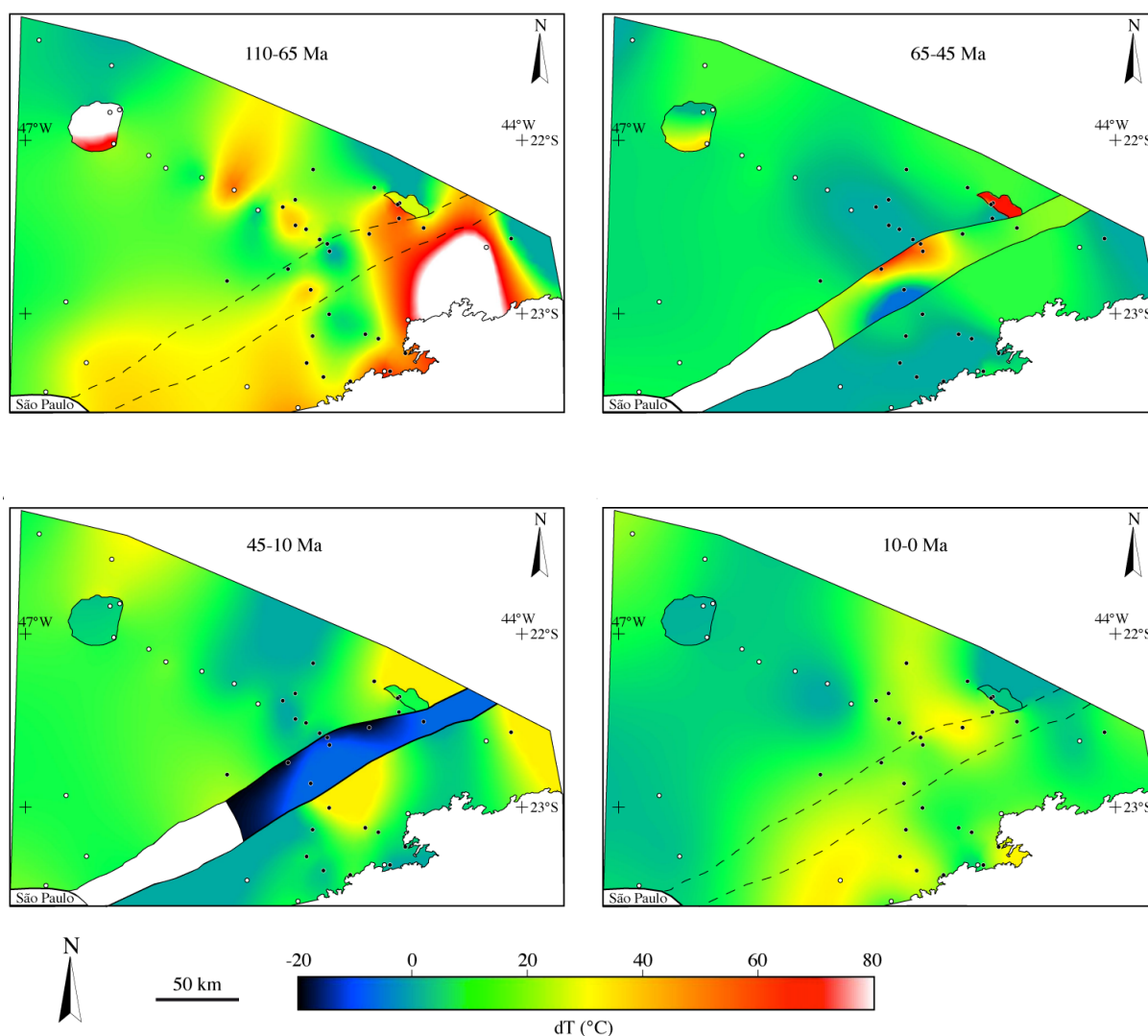


Figure II.3.3: Cartes des différences de températures pour plusieurs périodes données ($\Delta T = T1-T2$) interpolées à partir des points de données, en blanc les échantillons de Cogné et al., 2011 (chapitre II.1) et en noir les échantillons du chapitre II.2. Les 4 cartes sont de gauche à droite et de haut en bas pour 110-65 Ma, 65-45 Ma, 45-10 Ma et 10-0 Ma.

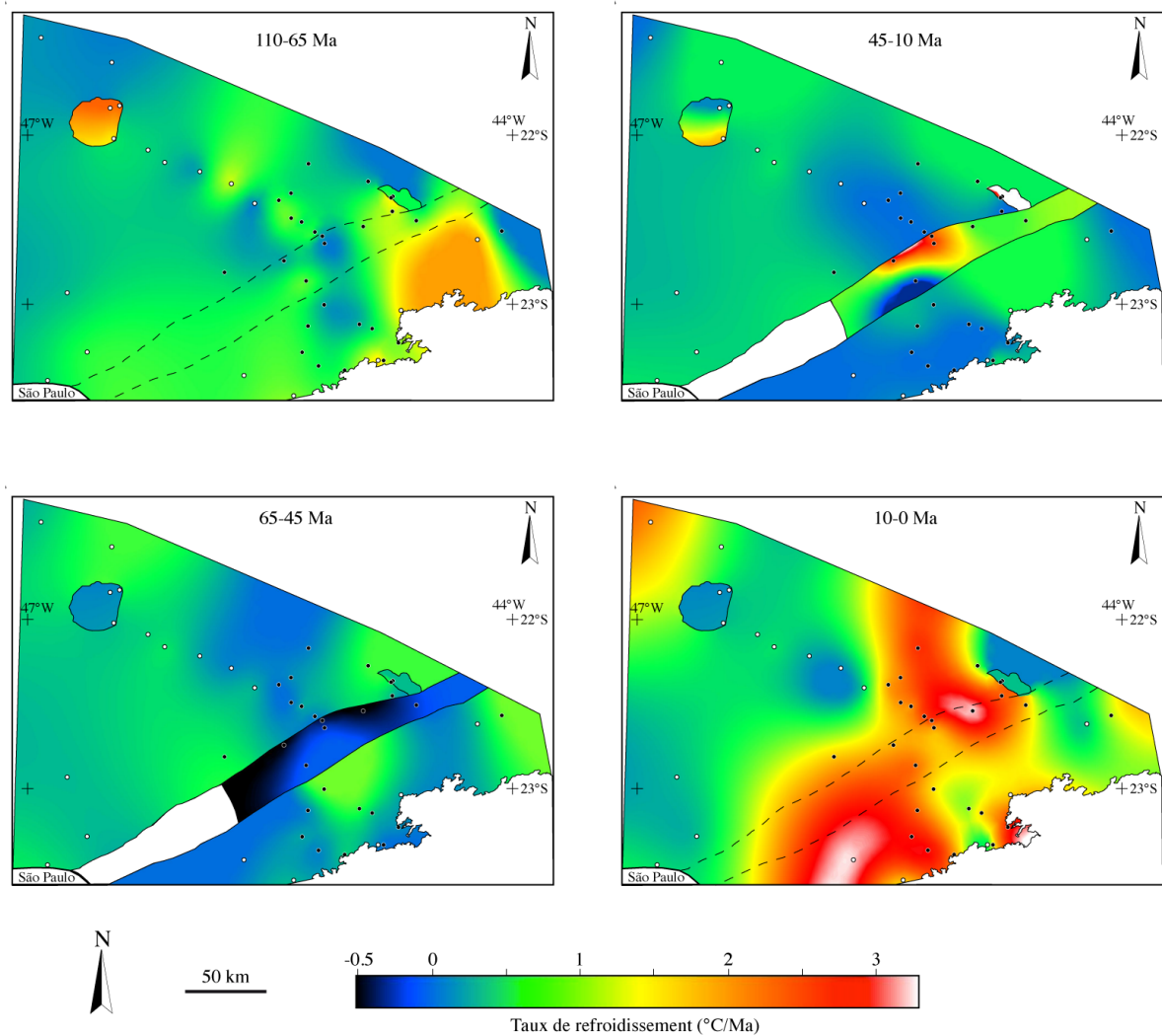


Figure II.3.4: Cartes du taux de refroidissement pour plusieurs périodes données ($Taux = (T1 - T2) / (t1 - t2)$) interpolées à partir des points de données, en blanc les échantillons de Cogné et al., 2011 (chapitre II.1) et en noir les échantillons de du chapitre II.2. Les 4 cartes sont de gauche à droite et de haut en bas pour 110-65 Ma, 65-45 Ma, 45-10 Ma et 10-0 Ma.

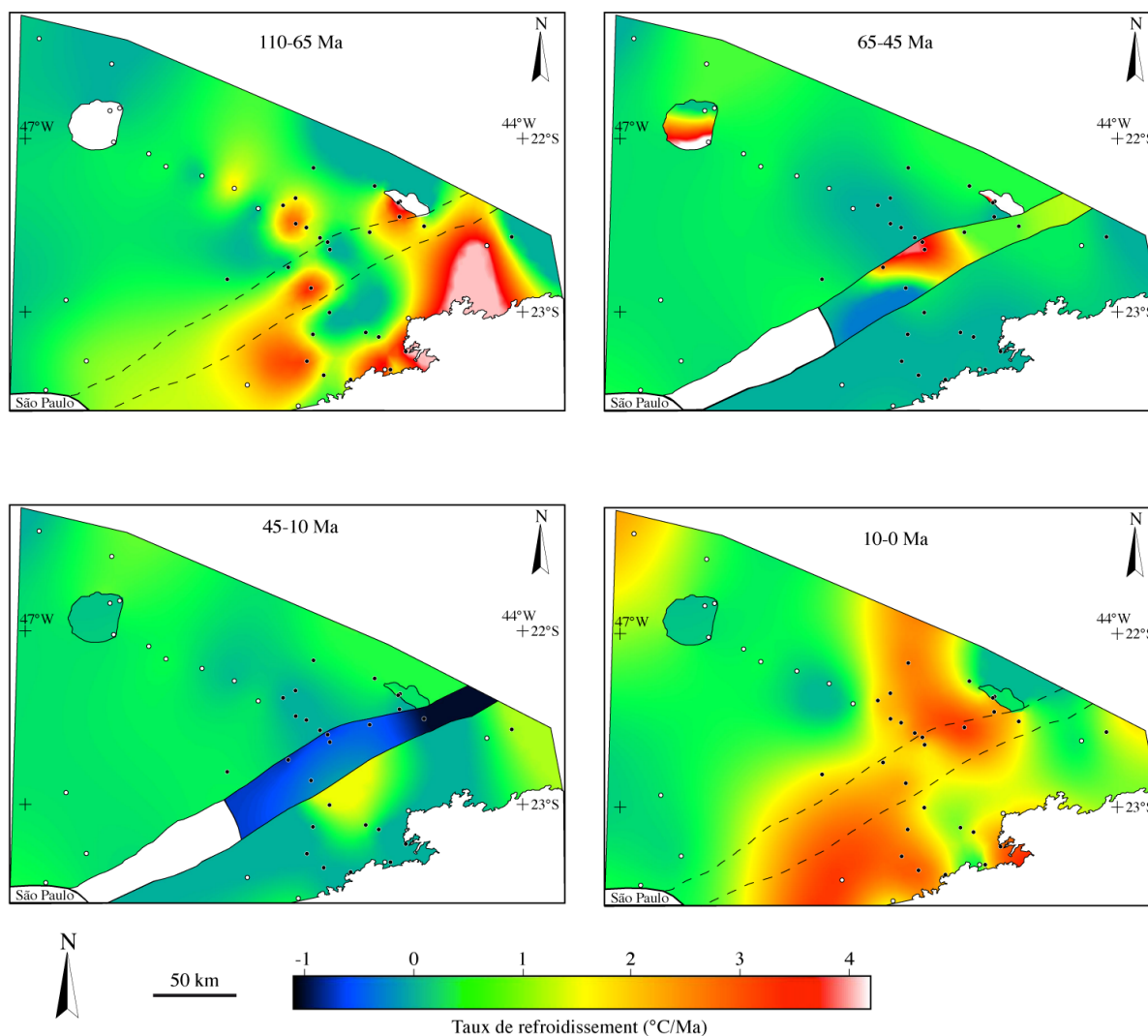


Figure II.3.5: Cartes du taux de refroidissement maximum pour plusieurs périodes données (voir le texte pour discussion) interpolées à partir des points de données, en blanc les échantillons de Cogné et al., 2011 (chapitre II.1) et en noir les échantillons du chapitre II.2. Les 4 cartes sont de gauche à droite et de haut en bas pour 110-65 Ma, 65-45 Ma, 45-10 Ma et 10-0 Ma.

Ces cartes n'apportent pas de conclusion supplémentaire, cependant elles permettent une visualisation facile des différentes phases de refroidissement mises en évidence dans les chapitres précédents. On constate donc un refroidissement généralisé sur la zone allant de la côte à la Serra da Mantiqueira au Crétacé Supérieur et au Néogène. Au Paléogène, le refroidissement est localisé à la zone des bassins tertiaires. Enfin, le réchauffement de la même zone est mis en évidence entre 45 et 10 Ma.

On peut également voir que ces descriptions, valides au premier ordre, subissent des variations pouvant être assez larges au niveau local. La première zone

concernée est la zone du plateau au NW de la Serra da Mantiqueira. Les données sont assez variables d'un point à un autre, entraînant des structures en forme d'œil dans l'interpolation. La qualité des données, ainsi que les phases de modélisation qui ne sont pas une représentation parfaite de la réalité, peuvent expliquer ces variations. Des régimes locaux plus chauds ou plus froids peuvent également être invoqués sans être démontrés ici.

De même, sur la carte 45-10 Ma (Fig. II.3.3, II.3.4, II.3.5), la zone juste au sud-est des bassins tertiaires semble subir un refroidissement alors que le reste de la région semble rester stable. Une fois de plus, je ne vois pas d'explication logique à cette différence, ceci peut être un effet vrai, mais il est également possible que la qualité des données soit en cause.

Enfin, le coin SE des cartes est contraint par deux échantillons (Bra850 et Br24). Ces deux échantillons sont très proches géographiquement mais ont des histoires thermiques très différentes. Bra850 se refroidit lors de la phase Crétacé Supérieur, alors que Br24 reste stable, et Br24 se refroidit à partir de 40 Ma, alors que Bra850 est déjà en sub-surface. Là encore, il est possible que la qualité des données soient en cause. Des facteurs très locaux peuvent également intervenir, comme la circulation de fluide. Cependant, n'ayant aucune évidence particulière de ce type de circulation, une telle hypothèse est purement spéculative.

La mise en commun sur une même carte de toutes les données fait donc ressortir deux points, (1) une interprétation globale est possible pour expliquer l'ensemble du jeu de données, (2) des incompatibilités locales existent. Au vu des incertitudes possibles dans l'utilisation des techniques de thermochronologie basse température (acquisition des données, modélisation se basant sur des modèles qui ne sont pas parfaits, notamment les paramètres de diffusion de l'hélium et de l'effacement des traces de fission), il n'est pas surprenant que de telles disparités dans les données (c'est-à-dire ici, l'histoire thermique modélisée qui additionne les incertitudes sur les données brutes et les incertitudes liées à la modélisation) existent. Je pense qu'il est alors important de faire un tri entre ce qui est justifié par les données (l'interprétation globale) et ce qui peut ne pas avoir un vrai sens géologique, ou alors un signal trop local pour être interprété (le bruit, e.g. Gallagher et al., 2011). C'est grâce aux nombreux échantillons, répartis sur une zone assez

large que nous pouvons dégager une histoire globale de la région. Un trop faible nombre peut potentiellement faire disparaître l'information générale au profit du bruit engendré par les données.

3.3 Corrélation entre refroidissement et surrection

Le but de cette thèse est d'essayer de déterminer s'il y a eu de la réactivation post rift au sud-est brésilien, et si oui, essayer de comprendre l'amplitude et les causes de ces réactivations, et leurs impacts sur le relief de la marge passive. Les données thermochronologiques permettent de mettre en évidence des phases de refroidissement accéléré. Le problème est alors de savoir si ces phases de refroidissement sont liées, ou non, à une surrection.

Au premier ordre, la température d'un échantillon dans la partie superficielle de la croûte est fonction de sa distance à la surface, et du gradient géothermique (lui-même dépendant physiquement du flux de chaleur). Si la température chute fortement il y a alors deux possibilités. (1) le gradient géothermique diminue fortement, (2) la roche se rapproche de la surface (il existe également la possibilité d'une circulation de fluide, comme évoqué précédemment, mais cette hypothèse n'est pas vérifiable). Une variation du gradient géothermique suffisamment forte et rapide pour expliquer les phases de refroidissement mises en évidence dans les chapitres précédents paraît hautement improbable. L'explication la plus probable est alors que la roche se rapproche de la surface, i.e. que la colonne de roche au-dessus de l'échantillon diminue fortement, c'est la dénudation.

La question est donc de savoir comment se fait cette dénudation. Nous avons montré dans les chapitres précédents que les phases de dénudation de nos échantillons étaient corrélables avec des augmentations importantes des taux de sédimentation dans les bassins marins de Santos (pour le Crétacé Supérieur et pour le Néogène, Fig. II.3.6) et de Campos (pour le Paléogène et pour le Néogène). Il est dès lors fort probable que la dénudation soit liée à l'érosion de la colonne de roche sus-jacente.

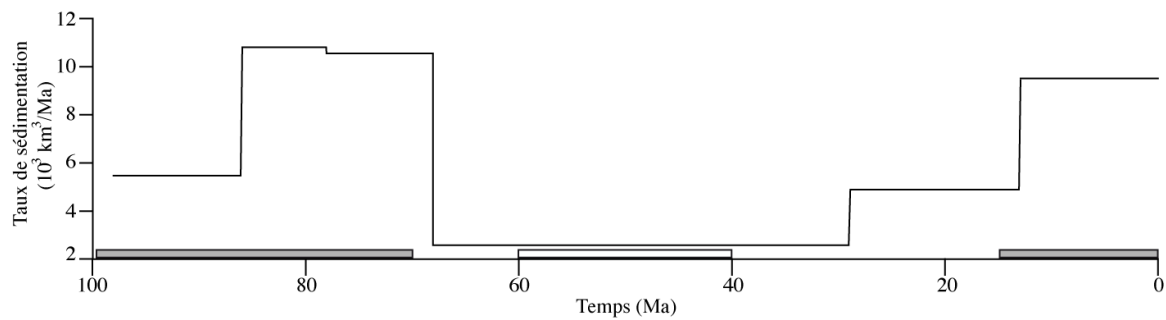


Figure 11.3.6: Taux de sédimentation (en volume / Ma) dans le bassin de Santos depuis 98 Ma. Ces taux ont été calculés à partir des cartes d'épaisseur de Assine et al. (2008), pour 6 périodes différentes (98-85 Ma, 85-79 Ma, 79-66 Ma, 66-30 Ma, 30-12 Ma et 12-0 Ma). Sur ces cartes, la partie externe du bassin n'est pas représentée (au-delà du haut extérieur, voir Fig. 1.2.6). Dans cette partie, ce sont surtout des sédiments Crétacé Inférieur à Supérieur qui sont préservés. Dès lors, les taux de sédimentation pour les trois premières périodes sont certainement plus sous-estimés que les taux pour le Tertiaire. Les phases de refroidissement sont montrées avec les barres horizontales (grises pour les phases généralisées, blanche pour la phase restreinte aux bordures des bassins tertiaires). On constate une bonne corrélation entre le refroidissement des échantillons et l'augmentation des taux de sédimentation pour le Crétacé Supérieur et le Néogène.

La dénudation tectonique (par le jeu de failles) peut également jouer un rôle (e.g. England et Molnar, 1990; Spencer, 1984). Il est possible que cette dénudation tectonique ait eu un impact, notamment lors de la phase de dénudation au Paléogène, en bordure des bassins tertiaires, où des failles ont certainement joué. Cependant, les deux types de dénudation peuvent être difficiles à séparer, et au vu des taux de refroidissement, nous considérerons ici que la dénudation est liée uniquement à l'érosion (qui engendre des taux de refroidissement plus faibles que la dénudation tectonique, e.g. England et Molnar, 1990). De plus, les failles qui jouent lors de la formation des bassins sont des failles très pentues et avec une forte composante décrochante (voir partie III) et donc l'impact de la dénudation tectonique en est diminué.

Le lien entre érosion et altitude n'est pas facile à démontrer (e.g. England et Molnar, 1990). Le Tibet notamment montre des taux d'érosion faible avec une altitude élevée (Fielding, 1996). Cette particularité peut néanmoins s'expliquer par le climat assez aride du Tibet et par ces faibles reliefs intérieurs (Fielding, 1996). Pour ce qui nous concerne, il semble bien que les phases de dénudation au Crétacé Supérieur et au Néogène soit effectivement liées à des épisodes de surrections, et d'érosion, de la marge (voir chapitres précédents). Nous avons pu montrer que

l'impact du climat, notamment, était fortement improbable du fait que la région soit restée à une latitude à peu près constante depuis l'ouverture de l'Atlantique Sud (e.g. Torsvik et al., 2009).

Pour la phase Paléogène, restreinte aux bordures des bassins tertiaires, ce lien est moins évident, mais le dépôt des sédiments montre bien une surrection *relative* entre les bordures et le socle des bassins. De plus, il est fort probable que d'autres régions (ne faisant pas partie de la zone d'étude) soient également plus érodées, ce qui, combiné à la capture de la rivière Paraíba do Sul (Bacocoli and Aranha, 1984; Karner and Driscoll, 1999), mène à l'augmentation de la sédimentation dans le bassin de Campos au Paléogène, montrant ici aussi une surrection probable lors de cette phase (Fig. II.3.7). Une étude de provenance dans le bassin de Campos serait alors utile pour connaître l'origine des sédiments et vérifier cette hypothèse.

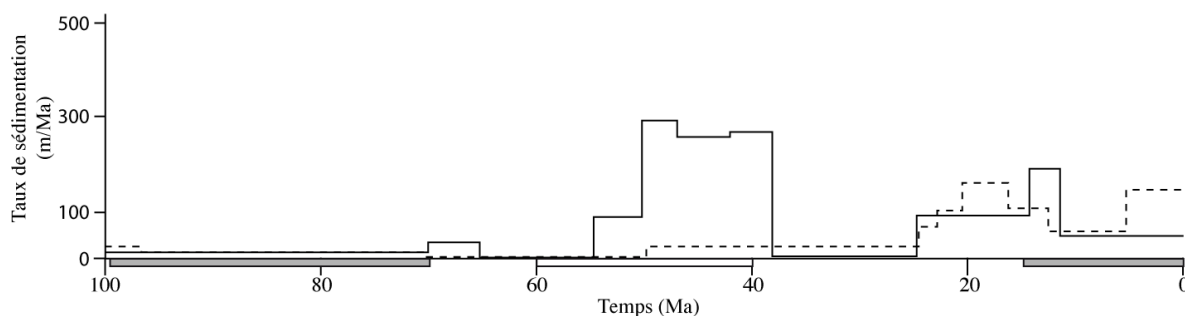


Figure II.3.7: Taux de sédimentation dans le bassin de Campos. Ces courbes proviennent de Chang et al. (1992) en trait plein et Mohriak et al. (1990) en tireté. Les taux présentés ont été calculés sur certains puits du bassin et ne sont donc pas forcément représentatifs du bassin dans son ensemble. Les phases de refroidissement sont montrées avec les barres horizontales (grises pour les phases généralisées, blanche pour la phase restreinte aux bordures des bassins tertiaires). On constate une bonne corrélation entre le refroidissement des échantillons et l'augmentation des taux de sédimentation pour le Paléogène, et dans une moindre mesure (et ceux probablement à cause des puits choisis) pour le Néogène.

3.4 Du refroidissement à l'exhumation, des températures aux profondeurs

La thermochronologie peut permettre d'estimer des taux d'exhumation, i.e. d'estimer de combien de mètres la roche est remontée à la surface. Pour ce faire, deux techniques sont communément utilisées, la *mineral pair-method* (e.g. Zeitler, 1982) ou plus communément dans le cas de la thermochronologie basse température, la relation âge – élévation (e.g. Fitzgerald et Gleadow, 1988). Cependant, j'ai préféré ici utiliser l'approche de Brown et al. (1999) ou Gallagher et Brown (1999) qui consiste à déterminer pour chaque échantillon la profondeur à laquelle il se trouvait à un moment donné en utilisant l'histoire thermique modélisée à partir des données.

Le gradient géothermique (dT/dz) permet de passer des températures aux profondeurs. Ceci va être utile pour calculer non un refroidissement mais une exhumation, i.e. de combien la roche remonte (relativement à une surface constante). Au sud-est brésilien, Hamza et al. (2005a) ont compilé les gradients géothermiques montrés sur la Fig. II.3.8. Nous n'avons pas de données pour l'évolution au cours du temps de ce gradient, mais si l'on considère qu'il est constant nous allons pouvoir calculer l'exhumation des roches de la marge sud-est brésilienne depuis le rifting. Cependant, afin d'établir cette considération, il est important de prendre en compte l'effet de l'exhumation sur le gradient géothermique, ainsi que l'effet des changements de relief.

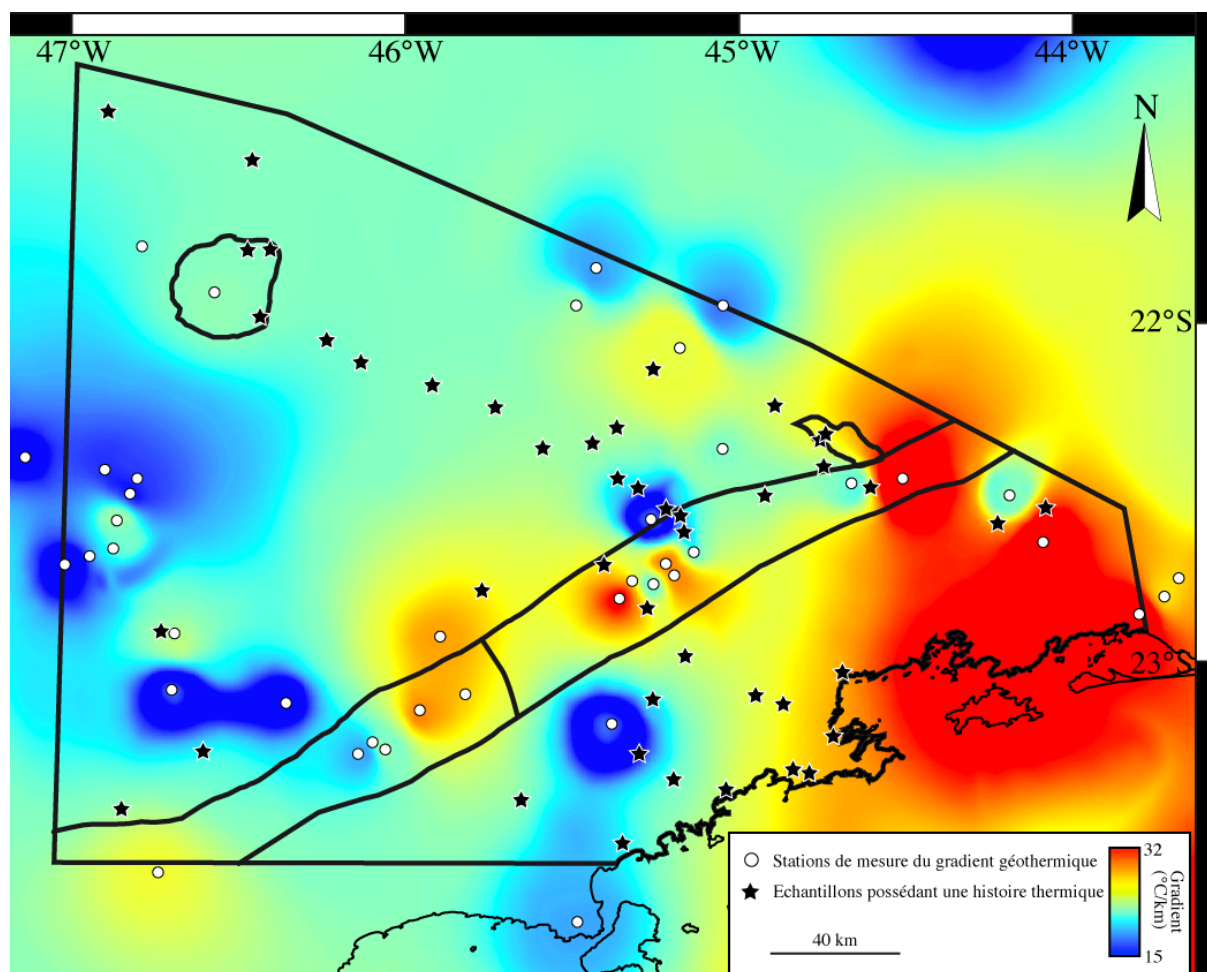


Figure II.3.8: Carte du gradient géothermique au sud-est du Brésil. Chaque station de mesure du géotherme est montrée, entre ces stations, le géotherme est interpolé. Les limites pour l'interpolation des nos données sont montrées en traits épais. Carte modifiée d'après Hamza et al. (2005a).

3.4.1 Influence de l'advection de chaleur sur les isothermes lors de la remontée des roches

Lors de l'exhumation des roches, l'advection de chaleurs peut provoquer une remontée des isothermes et donc une augmentation du gradient géothermique (e.g. Brown et Summerfield, 1997; Mancktelow et Graseman, 1997). Cette perturbation va fortement dépendre de la vitesse d'exhumation des roches, plus la remontée va être rapide, plus l'advection de chaleur sera forte, ainsi que de la durée de l'épisode d'exhumation. La conséquence sera la remontée des isothermes. Si l'effet

d'advection n'est pas pris en compte, alors la distance entre une isotherme donnée et la surface est artificiellement augmentée, et donc le taux d'exhumation surestimé. Brown et Summerfield (1997) ont quantifié ce problème par une modélisation numérique 1D de la perturbation des isothermes selon la vitesse d'exhumation. Leurs résultats montrent que le degré de perturbation du taux d'exhumation (pour une durée d'exhumation donnée) à cause de l'advection de chaleur dépend du taux d'exhumation lui-même, ainsi que de la quantité totale d'exhumation.

Dans le cas qui nous intéresse ici, on constate que le taux de refroidissement ne va pas dépasser (excepté pour les intrusions alcalines que nous considérerons à part) 4 °C/Ma (et généralement aux alentours de 2 à 3 °C/Ma, Fig. II.3.5) pour un total maximum de 80 °C (et généralement aux alentours de 40°C pour la phase Crétacé qui est la plus longue, Fig. II.3.3). Si l'on considère un gradient stable à 20 °C/km (valeur moyenne pour la région, Hamza et al., 2005a) au cours du temps (voir section 3.4.3 pour la discussion sur la valeur du gradient géothermique), les taux d'exhumation sont donc généralement de 100 à 200 m/Ma pour un total de 2 à 4 km sur 10 à 20 Ma (et ce sans prendre en compte l'advection). A de telles valeurs les résultats de Brown et Summerfield (1997), calculés pour une durée d'exhumation de 10 Ma, montrent que l'erreur engendrée par la non prise en compte de l'advection est négligeable, notamment au regard de l'erreur sur l'histoire thermique engendrée par la modélisation et les erreurs sur les données.

Ceci peut être confirmé en calculant le nombre de Péclet, $Pe = uL / \kappa$ où u est le taux de dénudation, L l'épaisseur du système (par exemple la profondeur depuis laquelle on exhume) et κ la diffusivité thermique. Pe est également égal à τ_c / τ_a , temps caractéristique pour la conduction et l'advection (Braun et al., 2006). Dans notre cas, pour des valeurs maximisant Pe de $L = 5$ km, $u = 500$ m/Ma et $\kappa = 25$ km²/Ma, on obtient $Pe = 0.1$ soit un système où la conduction est beaucoup plus efficace que l'advection (Braun et al., 2006). Pour le cas de la marge passive du Brésil, nous pouvons donc simplifier en ne prenant pas explicitement en compte l'effet d'advection lors des calculs de l'exhumation.

3.4.2 Influence du relief sur les isothermes

Durant ce travail, nous avons considéré une température de surface constante (à 20 °C) quelle que soit l'altitude, ce qui, en première approximation est correcte, la variation ne dépassant 6-7 °C/km (donc moins de 15 °C au total ici), et les thermochronomètres utilisés étant assez peu sensibles à la température de surface. A des profondeurs élevées dans la croûte, les isothermes vont par contre être plats (Mancktelow et Grasemann, 1997; Stüwe et al., 1994). Il existe donc un continuum depuis la surface vers les profondeurs, durant lequel les isothermes vont progressivement s'aplatir. Il faut alors comprendre jusqu'où les isothermes sont affectées, quelle est l'amplitude de la perturbation des isothermes, et quels sont les paramètres qui vont contrôler ces facteurs de perturbation.

Différentes études (e.g. Braun, 2002; Mancktelow et Grasemann, 1997; Stüwe et al., 1994) ont montré que de multiples facteurs vont avoir un effet sur la perturbation des isothermes par la topographie. Au premier ordre, sur un relief à l'équilibre (i.e. l'exhumation est entièrement compensée par l'érosion en tout point, la surface reste donc constante), l'amplitude du relief va contrôler l'amplitude de la perturbation, alors que la vitesse d'exhumation et la longueur d'onde du relief vont contrôler la profondeur à laquelle cette perturbation va pénétrer. Le gradient géothermique à l'époque considéré est donc également important à connaître, puisque c'est de ce gradient que l'on pourra, à partir de la profondeur à laquelle pénètre la perturbation, savoir quelles isothermes sont affectées.

Cependant, si le relief est à l'équilibre et si l'on néglige l'advection de chaleur (comme c'est le cas pour la marge sud-est du Brésil), le gradient géothermique ne sera pas affecté par le relief en un point donné, puisqu'il sera lui aussi à l'équilibre. Néanmoins, la carte présentée en Fig. II.3.8 est une interpolation entre différents points de données, et cette interpolation ne tient pas compte du relief. On voit sur la figure II.3.9 que si deux stations A et B mesurent le même géotherme g (par exemple ici $g = 20$ °C/km) en surface, l'interpolation va extrapoler ce géotherme sur toute la région, et donc considérer que les isothermes copient la topographie. Comme les isothermes de sub-surface sont en fait plus resserrées sous les vallées que sous les

sommets (e.g. Braun, 2002; Stüwe et al., 1994), cette interpolation a donc tendance à sous estimer le gradient géothermique sous les vallées et à le surestimer sous les sommets. Ceci signifie que l'exhumation déduite pour les sommets est sous-estimée, alors qu'elle est surestimée pour les vallées (Fig. II.3.9). Néanmoins, vu l'amplitude des reliefs (faible) et les faibles taux d'exhumation, les isothermes deviennent plats très vite, et vu qu'il y a assez de points de mesure du géotherme, l'erreur engendrée est une fois de plus faible par rapport aux erreurs sur les données elles-mêmes.

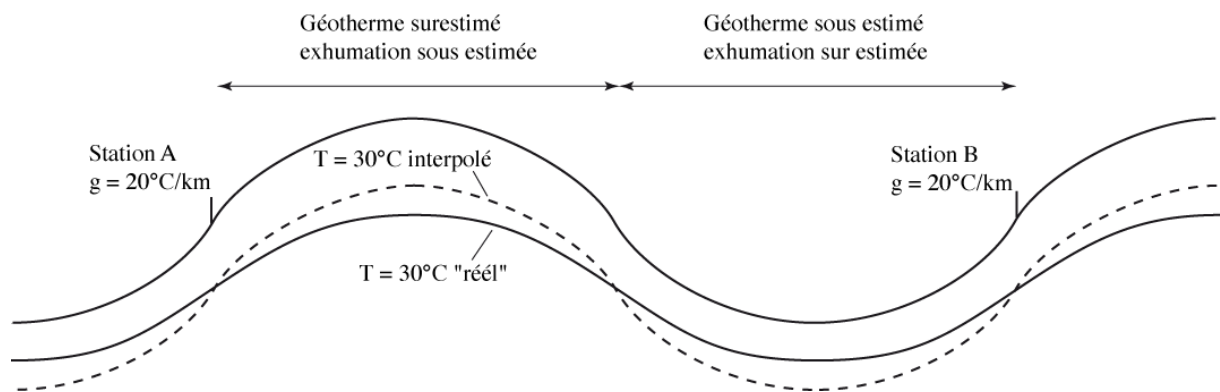


Figure II.3.9: Schéma illustrant l'erreur potentielle sur l'interpolation du gradient géothermique entre deux stations de mesures dans une zone présentant un relief.

En fait, le problème du relief se pose vraiment lorsque l'on veut déterminer le taux d'exhumation à partir de la relation âge élévation, où il faut que l'isotherme correspondant à la température de fermeture du système considéré soit à plat pour que la relation soit valable. Ici nous n'utilisons pas cette relation pour déterminer les taux d'exhumation, donc ce problème nous concerne peu.

Comme nous avons associé les périodes de refroidissement à des périodes d'exhumation et de surrection, il est probable que cette surrection globale entraîne également des changements de relief, d'abord en augmentant le relief, tant que les contraintes tectoniques responsables de la surrection sont à l'œuvre pour atteindre un équilibre 'haut', puis en le diminuant, une fois que ces contraintes ont cessé et que l'on va retourner à un équilibre 'bas'. Braun (2002) a montré que ces changements de relief ont un impact fort sur la relation âge – élévation. Une fois de plus, ceci ne nous concerne pas directement vu que nous n'utilisons pas cette

relation mais calculons les valeurs d'exhumation à partir de l'histoire thermique des échantillons.

Par contre, il nous faut savoir si ces changements de relief peuvent avoir une influence sur le gradient géothermique. Pour que le relief augmente, il faut que les vallées soient érodées plus efficacement que les sommets, et inversement pour que le relief diminue. Ehlers (2005) a modélisé l'impact de l'érosion sur le géotherme, montrant que pour un épisode d'érosion de durée déterminée, plus le taux d'érosion est élevé, plus le géotherme va augmenter. Cela montre qu'en période d'augmentation du relief, le géotherme augmentera plus vite dans les vallées que sur les sommets, et inversement en cas de diminution du relief.

Si l'on considère ici qu'un épisode d'exhumation se constitue d'une augmentation puis d'une diminution des reliefs, l'erreur engendrée sur le géotherme par l'érosion sera donc probablement identique dans les vallées et sur les sommets. Cette erreur sera une sous estimation du géotherme et donc une sur estimation de l'exhumation. Cependant, ici aussi pour les durées des épisodes érosifs (de l'ordre de 10 à 20 Ma) et pour les vitesses d'érosion considérées (de l'ordre de la centaine de m/Ma), l'erreur engendrée en considérant un géotherme constant sera de l'ordre de 5% (Ehlers, 2005), inférieure à l'erreur sur les données (au sens de données brutes plus modélisation) elles-mêmes.

3.4.3 L'exhumation post-rift au sud-est du Brésil

A partir de la carte des différences de températures pour chaque épisode d'exhumation (Fig. II.3.3) et de la carte des géothermes (Fig. II.3.8) j'ai donc établi une carte d'exhumation pour la marge sud-est brésilienne (Fig. II.3.10). J'ai considéré que le géotherme était constant au cours du temps, ce qui bien sûr est une approximation. J'ai montré dans les sections précédentes que le processus d'exhumation comme les changements de relief n'engendrent pas de changement trop important du géotherme pour empêcher cette approximation. Ceci était attendu, car les reliefs et les taux d'exhumation sur une marge "passive" sont faibles au

regard de ce que l'on peut avoir sur un orogène actif. Cependant, si ces processus n'ont pas d'impact sur le géotherme, il est néanmoins possible que ce dernier ait subi des variations au cours du temps, par des circulations de fluides, ou du magmatisme (présent notamment au Crétacé Supérieur). N'ayant pas quantifié ces problèmes potentiels, l'approximation d'un géotherme constant est à considérer avec précaution.

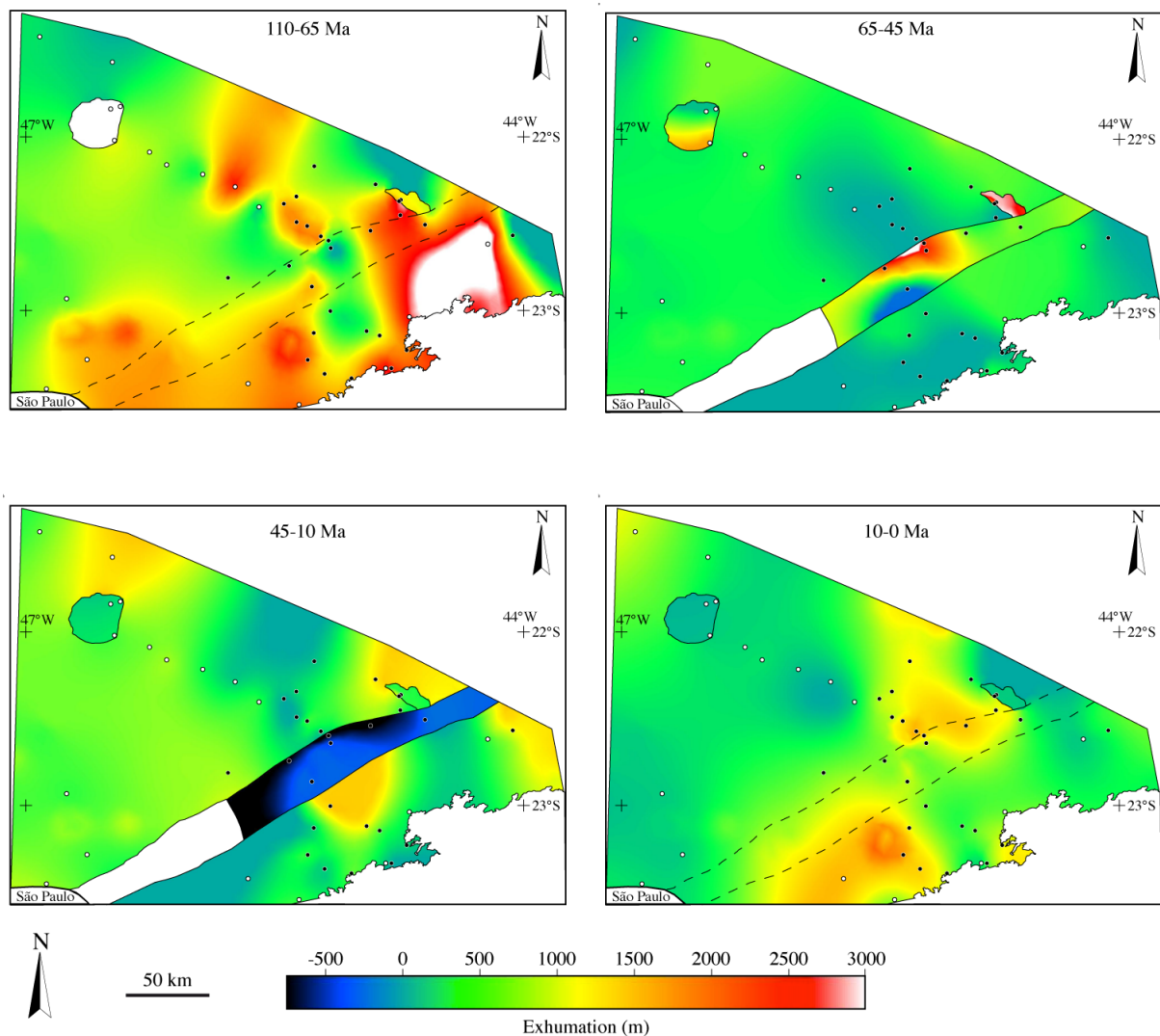


Figure II.3.10: Cartes de l'exhumation pour plusieurs périodes données ($e = \Delta T / (dT/dZ)$, où $\Delta T = T_1 - T_2$ et dT/dZ est le géotherme) interpolées à partir des points de données, en blanc les échantillons de Cogné et al., 2011 (chapitre II.1) et en noir les échantillons du chapitre II.2. Les 4 cartes sont de gauche à droite et de haut en bas pour 110-65 Ma, 65-45 Ma, 45-10 Ma et 10-0 Ma.

On peut constater sur la Fig. II.3.10 que la phase d'exhumation Crétacé Supérieur est de l'ordre de 1500 à 3000 m à des taux de 100 à 250 m/Ma sur les

serras do Mar et da Mantiqueira, et un peu plus faible plus à l'intérieur des terres. Au Paléogène, l'exhumation dépasse rarement les 500 m à des taux de l'ordre de la dizaine de m/Ma, à part pour les bordures des bassins tertiaires, où elle atteint des valeurs similaires à la phase Crétacé Supérieur. Durant la fin du Paléogène et le début du Néogène, on constate un enfouissement des bassins tertiaires et une exhumation relativement limitée (inférieure la plupart du temps à 1000 m) à des taux faibles (toujours inférieur à 100 m/Ma) ailleurs. Enfin depuis 10 Ma, une exhumation de 1000 à 2000 m est présente sur toute la région depuis la côte jusqu'à la Serra da Mantiqueira, et diminue à l'intérieur des terres, avec des taux atteignant au maximum 150 à 200 m/Ma. Le cas des intrusions de Poços de Caldas et Itatiaia est un peu à part de ce développement, dû à l'âge des intrusions (80 ± 5 Ma et 70 ± 5 Ma respectivement, Thompson et al., 1998) et au fait que le gradient géothermique à l'époque de leurs intrusions n'était, pour le coup, sûrement pas le même que aujourd'hui.

Au final, et en tenant compte des erreurs engendrées par les mécanismes évoqués dans les sections précédentes et de l'incertitude sur les données et leurs modélisations, on peut dire que depuis 110 Ma (i.e. post rift et post break-up), le total de l'exhumation atteint environ 4.5 ± 1 km sur la région allant de la côte à la Serra da Mantiqueira, et environ 2 ± 0.5 km plus à l'intérieur des terres.

PARTIE III

ÉTUDE STRUCTURALE

Chapitre 1

Contexte tectonique de la formation et de la réactivation du bassin de Taubaté: profils sismiques régionaux et données d'affleurement

Introduction – Résumé de l'article

Ce chapitre est constitué d'un article soumis à *Journal of South American Earth Sciences*, où nous réinterprétons des profils sismiques du bassin de Taubaté à la lumière des données structurales mesurées sur le terrain. Nous avons tout d'abord revisité certains des affleurements clés à la compréhension de la formation du bassin de Taubaté. Sur ces affleurements, nous avons noté que lorsque le socle était en contact avec des sédiments paléogènes, le mouvement sur les failles se faisait de manière normale mais avec une forte composante décrochante, alors que lorsque les failles se trouvaient au sein des formations sédimentaires les mouvements étaient quasiment purement normaux. De plus, à certains endroits, le socle chevauchait des sédiments néogènes à quaternaires, montrant une réactivation du bassin après le dépôt de ces couches.

Petrobras a accepté de nous fournir les profils sismiques acquis dans les années 1980 et précédemment publiés par Marques (1990). Nous avons réinterprété ces lignes, et bien que les failles identifiées soient normales, leurs jeux étaient assez limités et les pendages étaient très forts. De plus, ces failles ne séparaient pas de blocs basculés, et ne présentaient pas de structures en éventail typique d'un bassin se formant en rifting. Sur les bordures du bassin, les couches pendaient vers le centre du bassin, et sur deux profils nous avons identifié des plis anticlinaux post-dépôt. Nous avons donc conclu à une inversion des bassins durant le Néogène.

Au final, nous avons interprété ces données comme étant représentatives d'un bassin se formant en transtension au Paléogène, après une première phase déformation du socle. Cette ouverture est suivie au Néogène d'une réactivation transpressive. Nous avons donc inféré une rotation des contraintes compatible avec les déformations régionales rapportées dans la littérature. Comme cette rotation est également consistante avec les déformations dans les Andes, nous invoquons une réactivation de structures héritées sous l'effet de contraintes compressives à l'échelle de la plaque pour expliquer la structure du bassin de Taubaté.

Tectonic setting of the Taubaté Basin (southeastern Brazil): Insights from regional seismic profiles and outcrop data

Nathan Cogné^{1*}, Peter R. Cobbold¹, Claudio Riccomini² and Kerry Gallagher¹

¹Geosciences-Rennes, Université de Rennes 1, Campus de Beaulieu, 263 av. du General Leclerc, 35000 Rennes, France

²Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Rua do Lago 562, CEP 05508-080, São Paulo, SP, Brazil

*Corresponding author: nathan.cogne@univ-rennes1.fr

Abstract

In southeastern Brazil, a series of onshore Tertiary basins provides good evidence for post-rift tectonic activity. So as better to constrain their tectonic setting, we have revisited outcrops in the Taubaté and Resende basins and have reinterpreted 11 seismic profiles of the Taubaté Basin. Where Eocene to Oligocene strata crop out, syn-sedimentary faults are common and their senses of slip are mainly normal. In contrast, for two outcrops in particular, where syn-sedimentary faults have put Precambrian crystalline basement against Eocene strata, senses of slip are strongly left-lateral, as well as normal. Thus we distinguish between thin-skinned and thick-skinned faulting. Furthermore, at four outcrops, Precambrian basement has overthrust Tertiary or Quaternary strata. On the seismic profiles basal strata onlap basement highs. Structures and stratigraphic relationships are not typical of a rift basin. Although normal faults are common, they tend to be steeply dipping, their stratigraphic offsets are small (tens of metres) and the faults do not bound large stratigraphic wedges or tilted blocks. At the edges of the basin, Eocene or Oligocene

strata dip basinward, have been subject to exhumation, and in places form gentle anticlines, so that we infer post-Oligocene inversion. We conclude that, after an earlier phase of deformation, probably during the Late Cretaceous, the Taubaté Basin formed under left-lateral transtension during the Palaeogene, but was subject to right-lateral transpression during the Neogene. Thus the principal directions of stress varied in time. Because they did so consistently with those of the adjacent regions as well as those of the Incaic and Quechua phases of Andean orogeny, we argue that the Tertiary basins of southeast Brazil have resulted from reactivation of Precambrian shear zones under plate-wide stress.

Key words: Taubaté Basin, southeastern Brazil, Cenozoic tectonics, strike-slip reactivation, plate-wide stress.

1.1 Introduction

Southeastern Brazil is a mountainous area of high relief, reaching an altitude of nearly 2800 m in the Serra da Mantiqueira. Over most of the region, the rocks at outcrop are Precambrian gneisses or granites. However, along a strip close to the continental margin, there is a series of sedimentary basins, which formed in the Tertiary (Fig. III.1.1). The valley of the river Paraíba do Sul crosses the Taubaté, Resende and Volta Redonda basins and follows a remarkably straight course for a distance of some 250 km, almost parallel to the coastline. The valley separates the Serra do Mar, nearer the coast, from the Serra da Mantiqueira, further inland. The sharp relief and the presence of Tertiary basins are indicators of Cenozoic tectonic activity.

The Taubaté Basin, which is the largest of the Tertiary basins, is about 170 km long and 20 km wide. According to seismic profiles, well data and geophysical modelling of gravimetric data, the Tertiary strata are 800 to 850 m thick (Bergamaschi et al., 2010; Carvalho et al., 2011; Fernandes and Chang, 2002; Marques, 1990; Mendonça Filho et al., 2010; Padilha et al., 1991, 2002; Vidal et al.,

2004). At outcrop, from the fossil record, the rocks are Eocene to Mio-Pliocene in age (Melo et al., 1985; Riccomini et al., 2004, Fig. III.1.2). At the base of the Volta Redonda Basin, an ankaramitic lava flow has yielded an age of 48 ± 1 Ma (Riccomini et al., 2004). Toward the base of the Taubaté Basin, Marques (1990) identified two stratigraphic units on seismic sections, but these units do not crop out. However, we infer for them a Palaeocene to Eocene age, by comparison with (1) Palaeocene ages of fossil mammals from the fault-controlled Itaboraí Basin, close to Rio de Janeiro (Cobbold et al., 2001; Sant-Anna et al., 2004), and (2) the Eocene age of the ankaramite at Volta Redonda that is stratigraphically above.

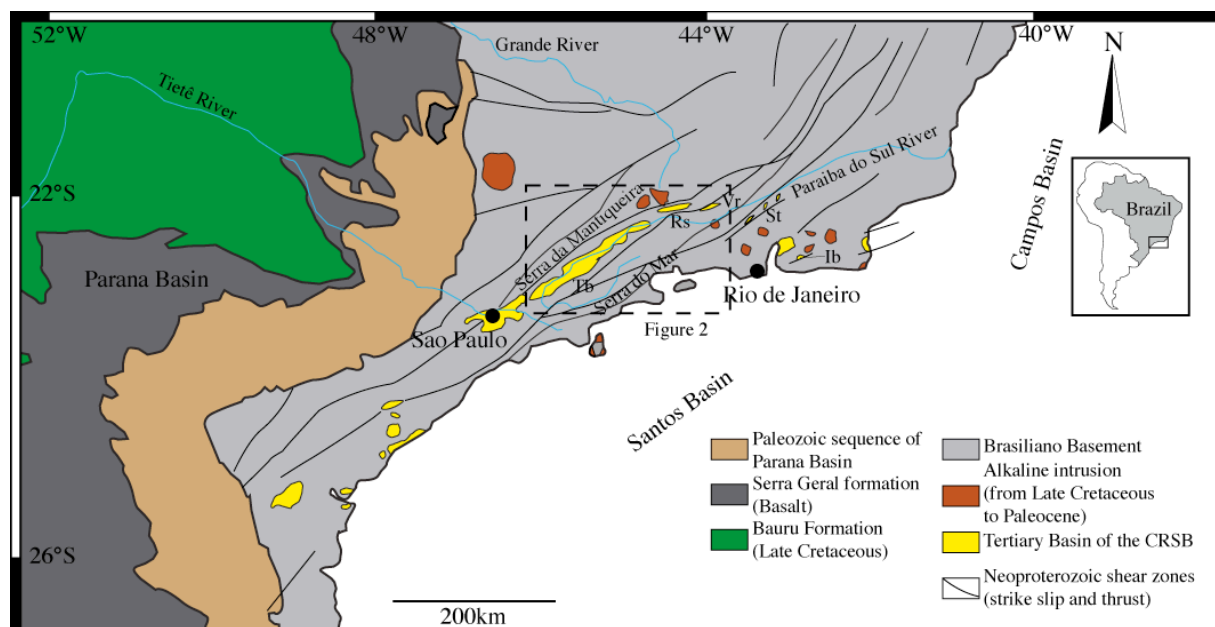


Figure III.1.1: Schematic geological map of southeastern Brazil (after Gontijo et al., 2010, and Hiruma et al., 2010, modified). Eastern Tertiary basins are Taubaté (Tb), Resende (Rs), Volta Redonda (Vr), Santana (St) and Itaboraí (Ib). Dashed rectangle indicates area of Fig. III.1.2.

Offshore, erosion on the shelf of the Santos basin was synchronous with strike-slip faulting of Precambrian basement along a hinge line (Cobbold et al., 2001), before deposition of flat-lying mid-Eocene strata. The Taubaté Basin also is fault-controlled. On regional seismic profiles, Marques (1990) showed that the basin is asymmetric. On one side, a steep normal fault puts Tertiary strata against Precambrian basement, whereas on the other side, the strata onlap the gently dipping top of the basement. The polarity switches several times along strike. Indeed,

Marques (1990) and Fernandes and Chang (2002) subdivided the Taubaté Basin longitudinally into compartments or sub-basins, between E-W trending normal faults or basement highs.

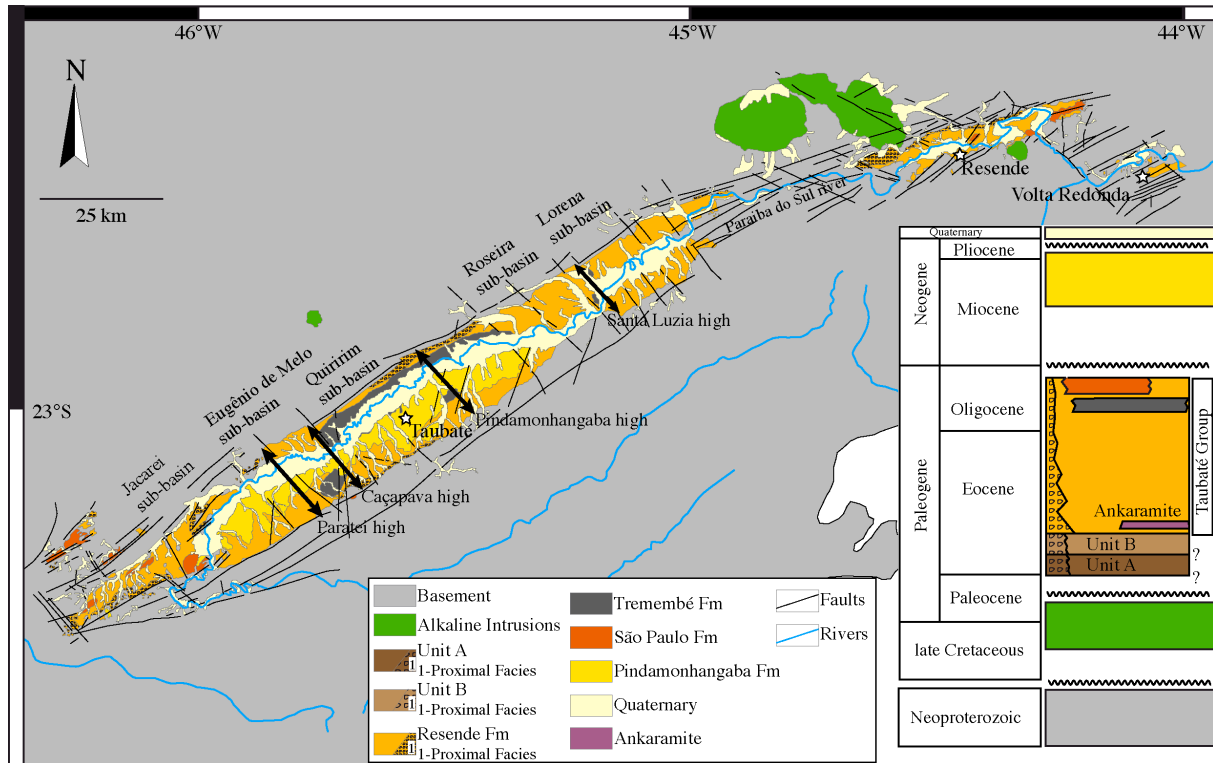


Figure III.1.2: Geological map and stratigraphic chart of the central "Rift Continental do Sudeste do Brasil", including Tertiary basins of Taubaté, Resende and Volta Redonda (Riccomini et al., 2004, modified). For Taubaté Basin, basement highs separate sub-basins (Jacareí, Eugênio de Melo, Quiririm, Roseira and Lorena). Main faults (black traces) have formed by reactivation of Precambrian shear zones. Paraíba do Sul river drains all basins, from SW to NE. Stratigraphic units A and B do not crop out, but are visible on seismic profiles. For area of map, see Fig. III.1.1.

In a regional context, the Tertiary basins and the Paraíba do Sul River follow NE-trending ductile shear zones of the Ribeira Belt, which formed during the Precambrian Brasileiro orogeny (Silva et al., 2005, Trouw et al., 2000). The shear zones have an intense vertical foliation, which makes them susceptible to brittle reactivation in a strike-slip setting.

Despite numerous studies, the tectonic context of the Tertiary basins is still a matter for debate. Branner (1915) identified Tertiary basins around São Paulo, Taubaté and Resende, described lacustrine oil shale at Tremembé and mentioned normal faults, but did not refer to a tectonic context. Betim (1930) suggested that the Brazilian Highlands resulted from westward tilting of the South American plate, under

the weight of the growing Andean mountains, and referred to Tertiary growth of the Serra do Mar. Washburne (1930) photographed large anticlines in Tertiary strata near Sao Paulo and attributed these structures to Andean compression. Cordani et al. (1975) referred to normal faults. Almeida (1976) suggested that the Tertiary basins formed by rifting, during a late stage of opening of the South Atlantic. He therefore referred to the “Serra do Mar Rift System”. Asmus and Ferrari (1978) also favoured rifting, but as a result of differential isostatic adjustments, following Permian crustal thickening. Melo et al. (1985) considered that the Tertiary basins resulted from rifting under NW-SE to NNW-SSE extension, but did not exclude the possibility of strike-slip components. Zalán (1986) invoked a transtensional setting for the basins, but did not explain the origin of the tectonic stress. Riccomini (1989) referred to the “Rift Continental do Sudeste do Brasil” (RCSB). He measured and analyzed hundreds of striated fault planes and concluded that the RCSB formed in Palaeogene NW-SE extension and then reactivated in Neogene right-lateral transpression.

Padilha et al. (1991), on the strength of a geophysical study (magnetotelluric data, gravity data and geothermal flux) favoured a transtensional origin and suggested that a change in Atlantic spreading rate could have accounted for the necessary stress. Cobbold et al. (2001) favoured a transtensional origin during the Palaeogene and transpressional reactivation during the Neogene, both in response to far-field stresses. Riccomini et al. (2004) suggested that the central segment of the RCSB formed during Palaeogene rifting and then developed into a series of separate basins during Neogene reactivation. From analysis of fault-slip data, Riccomini et al. (2004) envisaged episodes of NNW-SSE to E-W extension, alternating with episodes of NW-SE to E-W compressional reactivation. This oscillation the authors attributed to a delicate balance between slab-pull at the Pacific trench and ridge push at the mid-Atlantic ridge.

Finally, Zalán and Oliveira (2005) argued that the onshore margin of southeastern Brazil rose during the Late Cretaceous, as a result of a thermal anomaly, and then collapsed shoreward, from the Late Palaeocene to the Miocene, leaving behind a series of rift valleys.

In summary, it would seem to be a consensus today that the Taubaté Basin formed in the Palaeogene, either in pure extension (as a rift basin) or in transtension (as a pull-apart basin), and that it then reactivated in compression or transpression during the Neogene. With the aim of discriminating between rifting and transtension, we have studied outcrops in the Resende and Taubaté basins, as well as a set of regional seismic profiles. At outcrop, we measured faults and their striations, but also paid special attention to growth strata, which may help to date the first fault motions. One of our aims was to discriminate between (a) thin-skinned faulting and syn-sedimentary deformation, which might have resulted from slope instability and (b) thick-skinned deformation, involving crystalline basement, which might have resulted from regional tectonics.

Petrobras supplied us with high-resolution images of regional 2D seismic reflection profiles (acquired in the 1980s). Although Marques (1990) interpreted earlier versions of these profiles, the new images that we received are clearer than the original paper versions and we have re-interpreted them in the light of our field data and recent publications.

1.2 Data and interpretation

1.2.1 Structural data

Most of the outcrops that we visited were road cuts and, in general, the quality of outcrop was good. However, by comparison with previous years (cf. photographs of Riccomini, 1989), some outcrops had degraded, as a result of weathering, slope instability, or encroaching vegetation.

For 5 outcrops of the Resende Fm alone, roll-overs and stratigraphic wedges provide evidence for normal faulting during sedimentation. For 7 faults (Fig. III.1.3a), surfaces strike NE-SW and striations are close to dip-slip, indicating NW-SE

extension. For 2 other outcrops, where faulting has put basement against the Resende Fm, roll-overs provide evidence for a normal (extensional) sense of slip during sedimentation. However, gently plunging striations indicate a strong left-lateral component as well (Figs. III.1.3b, III.1.4a and III.1.4b). At the top of the Taubaté Group, two faults at outcrop in the São Paulo Fm are normal and slightly left-lateral (Fig. III.1.3c). A sand injectite within mudstone of the São Paulo Fm is evidence for fluid overpressure during deposition and indicates that the direction of least principal stress was NW-SE, oblique to the main basin-bounding faults (Fig. III.1.4c).

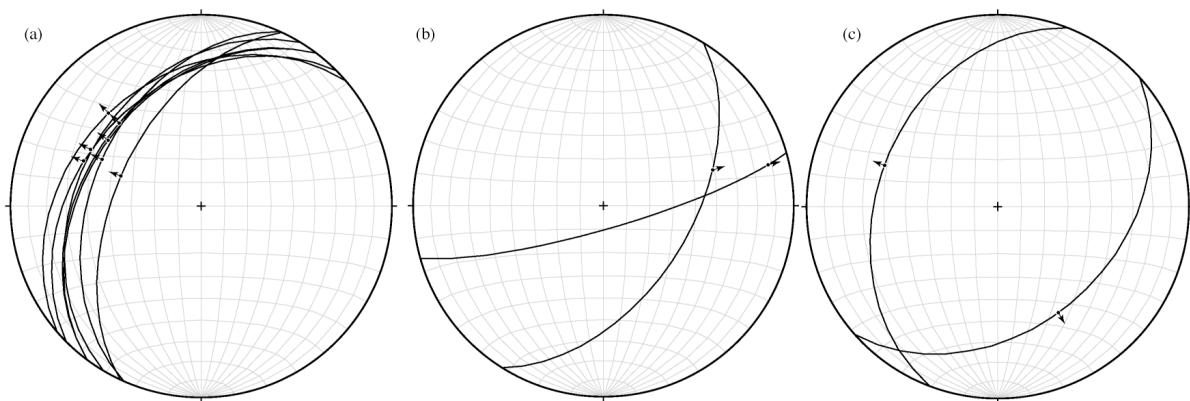
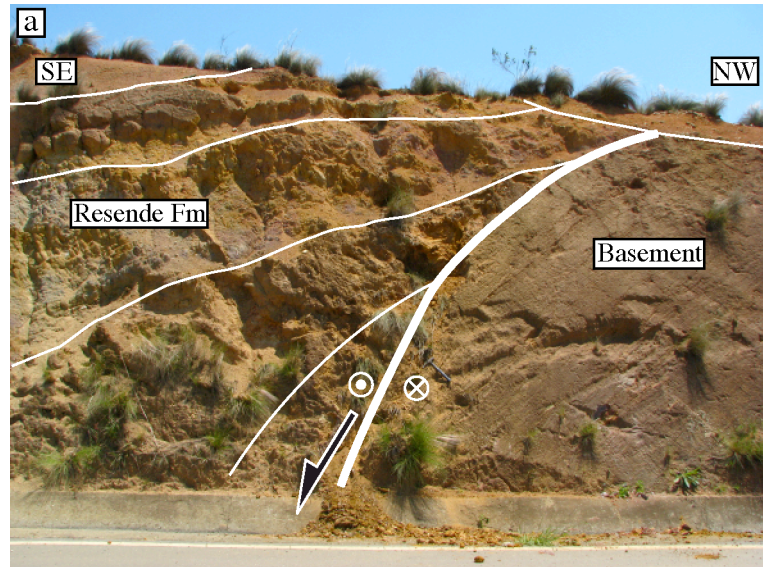


Figure III.1.3: Fault-slip data from outcrop measurements, Taubaté Basin. On stereographic projections (lower hemisphere), great circles represent fault planes and arrows represent striations (motion of hanging wall). (a) Population of 7 syn-sedimentary normal faults in Resende Fm from quarry near Cachoeira Paulista, state of São Paulo. (b) Population of 2 syn-sedimentary strike-slip normal faults between Resende Fm and basement. (c) Population of syn-sedimentary normal faults in São Paulo Fm near Santa Isabel, state of São Paulo.

In outcropping Neogene strata we saw no evidence for syn-sedimentary faulting between the Pindamonhangaba Fm and the basement. In contrast, at four outcrops, we verified that basement has overthrust sedimentary strata after their deposition. For two of these localities, Salvador and Riccomini (1995) obtained a Holocene age for the strata by C^{14} dating.

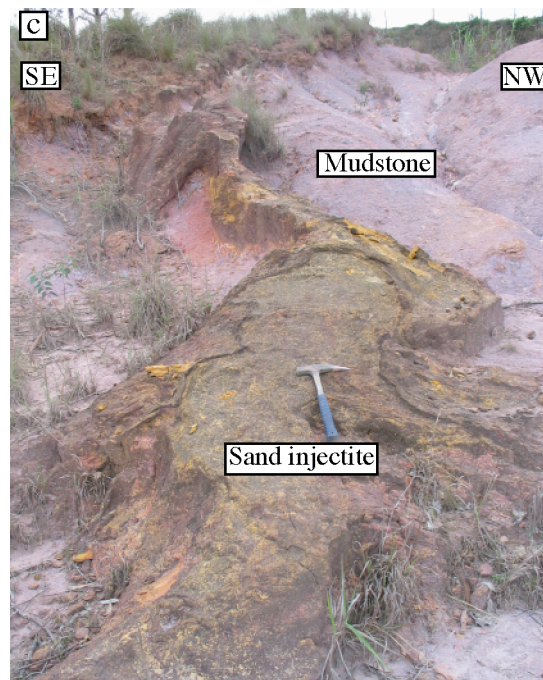
Figure III.1.4: (a) Road section across fault between basement and Resende Fm. Fanning growth strata indicate syn-sedimentary slip in normal (extensional) sense. Dot and cross represent arrows, indicating left-lateral component of slip.



(b) Surface of strike-slip-normal fault. Imbricate crystal fibres indicate sense and direction of slip.



(c) Sand injectite in mudstone of São Paulo Fm, indicating fluid overpressure during sedimentation and NW-SE direction of least principal stress.



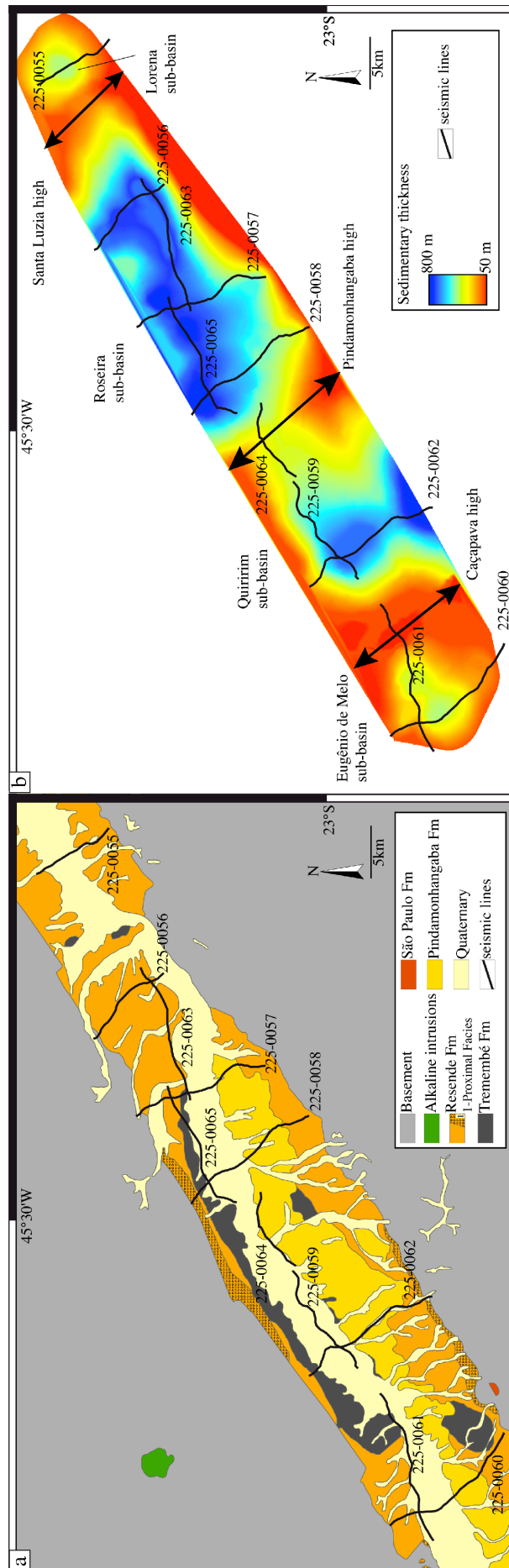
1.2.2 Seismic data

Of the regional seismic profiles, Marques (1990) has illustrated and described all but one (225-0057). To aid our interpretation of geological units, we superimposed the line locations (Fig. III.1.5a) on the geological map of Riccomini et al. (2004). This has led to a few local discrepancies (no more than 100 m), especially for the edge of crystalline basement. For example, according to the map, profile 225-0058 should not reach basement at its NW end. However, on the profile we have interpreted a master fault, involving basement, as did Marques (1990). Such discrepancies may result from bad positioning on the map, either of the seismic lines or of the geological boundaries. In our interpretations, we have tended to rely more on the seismic data. For a better understanding of the shape of the basin, we also show the location of seismic lines on a map of sedimentary thickness that emphasizes topographic highs and the various sub-basins (Fig. III.1.5b).

We have adopted the stratigraphic sequence of Marques (1990), but the formation names of Riccomini et al. (2004). Thus we have divided the Taubaté Group into the Resende and Tremembé formations. Our criteria for recognizing the formations are as follow.

- Unit A has a strong and continuous reflector at the top and weaker and less continuous reflectors below. Alluvial fans are visible near the border faults.
- Unit B also has a strong and continuous reflector at the top and weaker and less continuous reflectors below. Alluvial fans are visible near the border faults.
- The Resende Fm has a seismically transparent layer near the top and a series of strong and continuous reflectors below. Alluvial fans are visible near the border faults.
- The Tremembé Fm is irregular and laterally discontinuous on the seismic data. We have therefore identified it from the geological map alone.

Figure III.1.5: Maps showing locations of seismic lines, against (a) geological map (modified from Riccomini et al., 2004), or (b) map of sedimentary thickness (highly modified from Marques, 1990).



In our interpretations of the seismic profiles, we have tried to recognize all of the units and have assumed that none are missing (for example, the Resende Fm should not directly overlie Unit A). At outcrop, the Miocene Pindamonhangaba Fm is in most places thinner than 20 m and nowhere thicker than 40 m. Such small thicknesses are not visible at the scale of our seismic images. Finally, we have found it difficult to delimit the Tremembé Fm. It crops out irregularly on the geological map, forming outliers. Moreover, Riccomini et al. (2004) have indicated that in places the Tremembé Fm varies laterally into the Resende Fm.

Following Marques (1990), we have interpreted a strong deep seismic reflector as the top of Precambrian basement and overlying flat-lying reflectors as Tertiary strata. These interpretations are broadly consistent with the geological map, despite a few misfits. At a regional scale, the top of basement rises towards the edges of the sub-basins, forming highs. The wavelength of this undulation is of the order of 10 km. Where a rise is gradual, the basal Tertiary strata onlap it, indicating that a high was already present before the onset of sedimentation.

In some areas, especially on the regional highs, the top of the basement undulates at a smaller scale also. Typically, the wavelength of these small undulations is of the order of 100 m and the amplitude is about 50 to 100 ms of two-way travel time (TWT). However, the amplitude appears to reach higher values on longitudinal profiles, than it does on transverse profiles. On the two profiles of the Eugênio de Melos sub-basin (sections 225-0061 and 225-0060), the upper part of the basement appears to consist of layers of uniform thickness (about 200 m thick), which are parallel to the top of the basement and together with it form concentric folds. Although these features resemble seismic artefacts, due to multiple reflections (ringing or peg-leg multiples), they occur in many places whatever is the thickness of the overlying sedimentary sequence. Moreover the shapes, wavelength and amplitude of the undulations are typical of folds, which form by buckling of multilayers (flexural slip under horizontal compression). On other profiles (for example, 225-0059 or 225-0063), the evidence for strata and folds in the basement is less convincing. On all profiles, the lowermost Tertiary strata appear to onlap small-scale anticlines and to fill in synclines.

Of the faults that we have identified on the seismic profiles, most dip steeply (at

more than 70°). To calculate the dip, we have assumed that 1 s (TWT) represents 1500 m, which is reasonable for shallow sediment. The stratigraphic offsets across the faults are small (tens of metres, at most) and the senses are mostly normal (extensional). However, on some faults the sense of offset is reverse, especially near the top of basement. Unlike Marques (1990), we have not identified any large typical flower structures on the seismic profiles. Smaller ones are visible on the ground, in road sections, but structures such as these may be too small to show up on seismic sections.

On all of the transverse profiles, near the edges of the basins, the sedimentary strata dip basinward and the current ground surface transects them. These features are also visible at outcrop. On profiles 225-0062 and 225-0058, post-depositional anticlines are visible near the border faults.

We shall now describe the main features of each sub-basin.

Roseira Sub-basin (transverse profiles 225-0056, 225-0057 and 225-0058, longitudinal profiles 225-0063, 225-0064 and 225-0065, Fig. III.1.6).

This is the longest and most central of the sub-basins. It is the only one where Unit A is present (except perhaps in the footwall of the master fault on transverse profile 225-0062 of the Quiririm Sub-Basin). In the Roseira Sub-basin there is considerable evidence for syn-sedimentary deformation (faulting and alluvial fans), especially during deposition of units A and B. Alluvial fans are visible at outcrop and they appear to be responsible for downlaps and irregular reflections on the seismic data.

A border fault is visible at the SE end of profile 225-0057, whereas near the SE end of profile 225-0058 no border fault is visible and the strata dip to the NW. At the NW end of profile 225-0058, there is a major border fault, against which the strata (units A and B and the Resende Fm) form a stratigraphic wedge (about 2km long with an apical angle of about 15°), indicating a component of normal faulting on the border fault during the Eocene.

Figure III.1.6. Seismic profiles of Roseira sub-basin. For location see Fig. III.1.5.



The Tremembé Fm seems to seal most of the internal faults and there is evidence for later inversion at the edges of the basin, in the form of apparent top-laps (on all transverse profiles) or post-sedimentary anticlines near the border fault (for example, on profile 225-0058). Small anticlines are also visible against internal faults on all transverse profiles.

Quiririm Sub-basin (transverse profile 225-0062, longitudinal profile 225-0059, Fig. III.1.7).

In the Quiririm Sub-basin, Unit B is relatively thin (160 ms TWT at most, in comparison with 200 ms TWT for the Roseira Sub-basin). In contrast, the Resende Fm is thicker (420 ms TWT, versus 320 ms TWT for the Roseira Sub-basin), especially at the SE end of profile 225-0062, where a kilometre-scale stratigraphic wedge abuts a major border fault. Here, Unit A may also be present, indicating that subsidence may have started early. Nearby, a normal fault in the cover appears to continue into the basement as a low-angle fault, which may join the main border fault at depth. Near the NW edge of the sub-basin, strata of the Resende and Tremembé formations dip to the SE. In general, there are fewer faults within the Tertiary strata of the Quiririm Sub-basin, than there are within the Roseira Sub-basin, and their offsets are smaller (compare, for example, transverse profiles 225-0062 and 225-0058). Top-laps and an anticline against the border fault are evidence for post-sedimentary inversion.

Lorena Sub-basin (transverse profile 225-0055, Fig. III.1.8).

In the Lorena Sub-basin, poor continuity of reflectors makes profile 225-0055 difficult to interpret. Unit B reaches maximal thickness (220 ms TWT), but the Resende Fm is also relatively thick (170 ms TWT, i.e. 40% of total thickness).



Figure III.1.7: Seismic profiles of Quirrim sub-basin. For location see Fig. III.1.5.

Figure III.1.8. Seismic profile of Lorena sub-basin. For location see Fig. III.1.5.

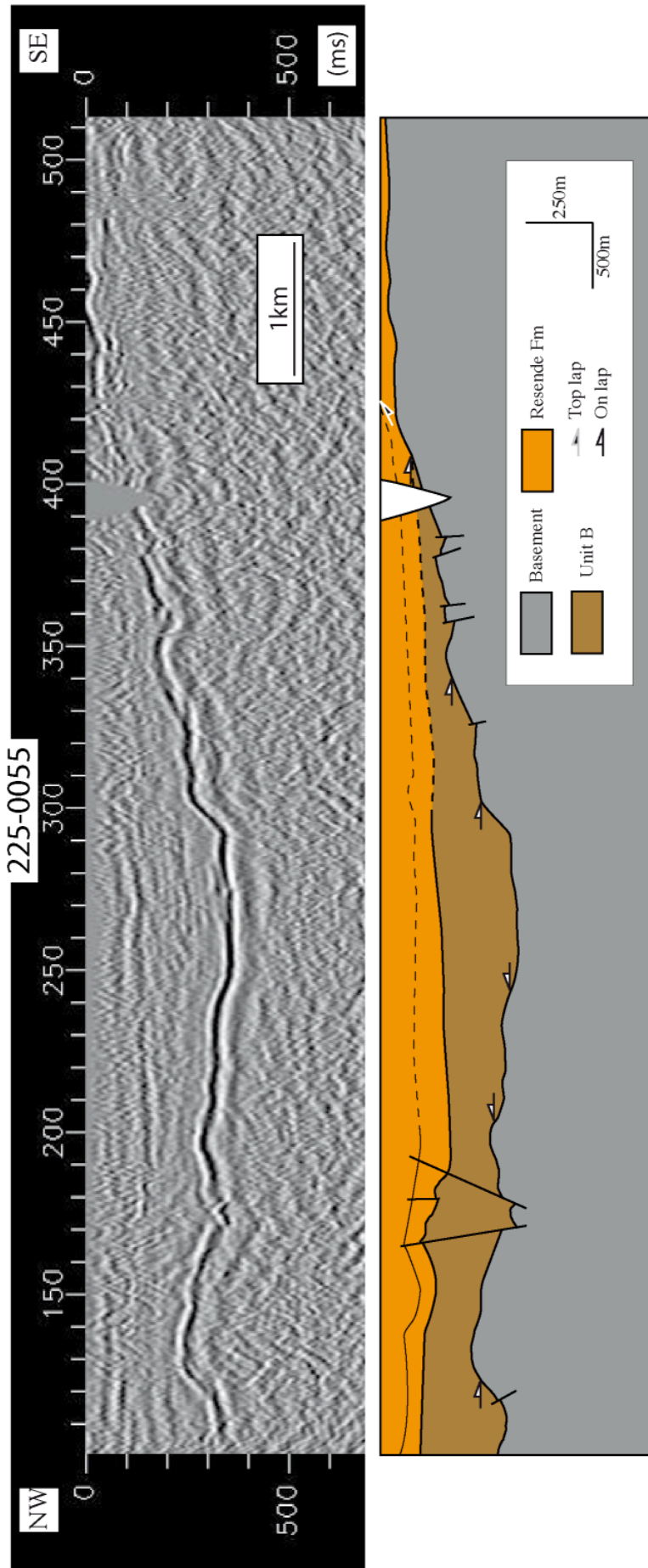
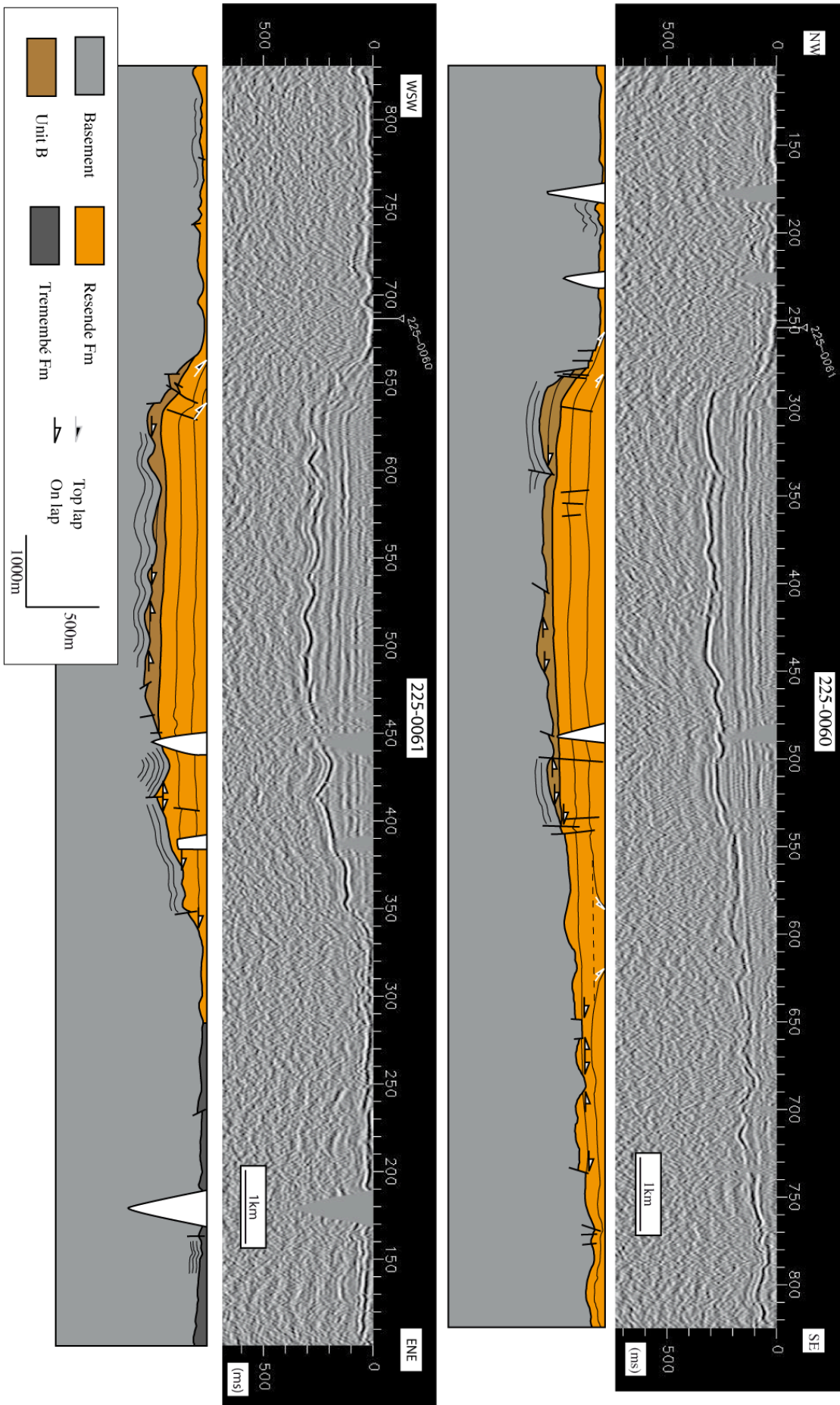


Figure III.1.9. Seismic profiles of Eugênio de Melo sub-basin. For location see Fig. III.1.5.



Eugênio de Melo Sub-basin (transverse profile 225-0060, longitudinal profile 225-0061, Fig. III.1.9).

Unit B is relatively thin (100 ms TWT), whereas the Resende Fm is thick (220 ms). Evidence for inversion (in the form of top-laps) is more tenuous than in the Roseira and Quiririm sub-basins.

1.3 Interpretation and discussion

1.3.1 Stratigraphic and tectonic history of the Taubaté Basin

Tertiary strata onlap small-scale basement folds on all the seismic profiles, and stratigraphic onlaps of units A and B show that basement highs were present between the sub-basins, before the onset of sedimentation. Faults seem to have controlled folds of small wavelength (approx. 100 m). In contrast, we have no evidence that major faults (trending NW-SE) controlled folds of long wavelength (approx. 10 km), forming the structural highs. On the basis of the seismic information, we argue that these highs may have formed by folding, rather than faulting. However, minor faults, trending NW-SE, do occur at outcrop along the highs. We therefore infer that the highs may have continued to develop by faulting and folding during sedimentation, while onlapping continued locally, even during deposition of the Resende Fm.

The seismic images of the folds (and especially the short wavelength ones on faults) are sharp. One possibility is that there was little time for weathering and erosion, before the overlying sediment buried the basement structures. Cogné et al. (2011) have obtained thermochronological evidence for a regional Late Cretaceous phase of exhumation in adjacent areas of the Taubaté Basin and this could have been due to deformation. There is also offshore evidence for tilting of the sedimentary sequence in the Santos basin (Cobbold et al., 2001, Zalán and Oliveira,

2005), and folding of the Cabo Frio High (Cobbold et al., 2001, Viviers et al., 1988). On the basis of these data, we argue that there was a first phase of deformation in the basement during Late Cretaceous, before the infilling of the Taubaté Basin.

On stratigraphic arguments, the various sub-basins seem to have developed in sequence, from the centre toward the edges of the Taubaté Basin (Fig. III.1.10). According to Riccomini et al. (2004) the Pindamonhangaba Fm is probably Late Miocene to Pliocene. Seismic units A and B are older than the Resende Fm. There is good paleontological evidence that the oil shale of the Tremembé Fm is of Oligocene age (Lima et al., 1985). The Resende Fm is Early Eocene (younger than the 48 Ma lava in the Volta Redonda basin, Riccomini et al., 2004) to Late Eocene or Oligocene (paleontological data, Yamamoto, 1995). Seismic units A and B are older than the Resende Fm and older than the 48 Ma ankaramite. As we mentioned before, the oldest sediment in the basins of CRSB is the Palaeocene travertine of the Itaboraí Basin. Therefore we consider that units A and B are Palaeocene to Early Eocene.

From the above stratigraphic evidence, the first of the sub-basins to form, during the Palaeocene and Eocene, was the longest and most central, the Roseira Sub-basin. There, in general, cumulative stratigraphic offsets on faults are greater for units A and B than they are for the Resende Fm. We infer that the Roseira Sub-basin developed during deposition of units A and B, but also during deposition of the Resende Fm. On line 225-0063, regional onlap of Unit B onto Unit A shows that the basin tilted to the NE at that time. The Tremembé Fm sealed some of the faults, indicating that deformation slowed or stopped during the Oligocene. In general, deformation is most obvious in the Roseira Sub-basin. This seems logical for the longest, deepest and oldest of the sub-basins.

At the NE and SW ends of the Roseira Sub-basin, the Lorena and Quiririm sub-basins were next to form. The Lorena sub-basin developed mainly during deposition of Unit B. The Quiririm sub-basin started to develop during the Palaeocene to Early Eocene, but was more active during deposition of the Resende Fm. In the Quiririm basin, faults are less numerous in the Tremembé Fm than they are in the underlying Resende Fm, so that we infer a quieter period during the Oligocene. At outcrop the Tremembé Fm is flat and shows little evidence of deformation (see for example Riccomini et al., 2004, their photograph 18-A). Finally, in the extreme SW, the

Eugênio de Melo Sub-basin developed mainly during deposition of the Resende Fm, the underlying Unit B being very thin.

In general, across the sub-basins, the strata are horizontal or gently dipping. There is little evidence for lateral thickness variations, defining stratigraphic wedges. Exceptions are the modest wedges against the border faults at the NW edge of the Roseira Sub-basin and the SW edge of the Quiririm Sub-basin. Tilted fault blocks are rare to absent. Most of the border faults are steep. So are the internal faults and their stratigraphic offsets are small. A few faults of low angle root into units A or B, which are seismically transparent and probably consist of shale. This may have facilitated detachment of overlying strata. The low-angle faults may therefore be due to thin-skinned gravitational gliding, in directions away from the high edges of the basin, rather than to basement-involved faulting. This observation is consistent with the contrasting styles of fault-slip data for basement-involved faults and internal faults: the former involve significant amounts of strike-slip, whereas the latter are dominantly extensional.

From our interpretation of the southern border fault on the one additional profile, 225-0057, we infer that the Roseira Sub-basin is not simply a half-graben. For the Quiririm Sub-basin, one border fault is visible at the SE end of the single transverse profile (225-0062), but the NW end of the profile does not reach the edge of the basin.

Finally the structural styles of on the seismic profiles resemble those of the Dead Sea pull-apart basin (see for example the seismic sections and interpretations of Garfunkel and Ben Avraham, 1996, or Ten Brink and Ben Avraham, 1989) rather those of typical rift basins such the East African Rift (see the seismic profiles in Sander and Rosendahl, 1989, and Specht and Rosendahl, 1989). Our seismic interpretations are also similar to analogue modelling of pull-apart basins (see, for example, Rahe et al., 1998). In conclusion, our data seem to indicate that the Taubaté Basin formed in transtension, as a pull-apart basin.

Some of the latest structures in the basin (truncation of dipping strata at the edges of the basin, synclinal form of the uppermost deposits, post-depositional anticlines near the border faults and on internal faults) are typical of compressional inversion (see for example Chapman, 1989; McIntosh et al., 1991; Rostein and

Schaming, 2011; Sinclair, 1995). Therefore we infer a phase of Neogene reactivation, probably under transpression. Indeed, there is abundant evidence at exposure for late transpressional faulting (Riccomini et al., 1989, 2004). This reactivation can explain overthrusting of the basement onto Tertiary strata at various localities in the Taubaté Basin (see Salvador and Riccomini, 1995; Riccomini et al., 1989).

At outcrop, the Miocene Pindamonhangaba Fm is everywhere less than 40 m thick. For this observation, we offer two explanations. Either the sedimentary environment was unfavourable for deposition, or the basin and its contents have been subject to later exhumation. Because there is abundant evidence at outcrop for recent erosion (for example, tilted and bevelled strata at the edges of the basin), we favour the latter explanation.

1.3.2 Structure and reactivation of the Precambrian basement

The Tertiary basins have formed in the axial zone of the Ribeira mobile belt, which in profile has the form of a positive flower structure (Trouw et al., 2000, Vauchez et al., 1994). The strike of the main structures changes, from N-S to NE-SW, around the resistant São Francisco craton (Vauchez et al. 1994). Convergence was orthogonal to these structures in the N, but oblique in the S. In our study area, oblique convergence created a network of right-lateral shear zones, which on average strike at about 060° (Egydio-Silva et al., 2002; Campanha and Brito-Neves, 2004; Heilbron et al., 2004; Vicente et al., 2007). Of particular interest to our study is a major transfer zone in the region of the Resende Basin (Heilbron et al., 2004; Sanson, 2006), which seems to account today for an offset in the otherwise straight course of the River Paraíba do Sul.

The master faults of the Taubaté Basin are parallel to the foliation in the strike-slip shear zones of the Ribeira belt and this argues for brittle reactivation. However, whereas the general strike of the Ribeira belt is about 060°, the three main Tertiary

basins (Taubaté, Resende and Volta Redonda) lie en-echelon along it and the Taubaté Basin itself strikes at about 050°. The en-echelon arrangement is indirect evidence for left-lateral reactivation under NW-SE extension and NE-SW compression (cf. Padilha et al., 1991; Cobbold et al., 2001). Similarly, Gontijo-Pascutti et al. (2010) have argued that strike-slip reactivation of the Além-Paraíba shear zone during the Palaeogene led to formation of the Santana Graben near the Paraíba do Sul valley, and Ferrari (2001) has argued that the Itaboraí Basin formed in left-lateral transtension.

A NE-SW direction of greatest horizontal stress may explain pre-depositional folding of highs in the Taubaté basin, as well as large folds in surrounding areas. Off Cabo Frio, between the Santos and Campos basins, a large fold, trending roughly NW-SE, developed after the Late Cretaceous (Viviers and Azevedo, 1988; Cobbold et al. 2001). To the south of our study area, around the Ponta Grossa Arch, Strugale et al. (2007) inferred a Late Cretaceous to Early Tertiary phase of activity, under a roughly WSW-ENE compressional stress. In the same region, Riccomini (1995) studied the deformation pattern of the Cananéia massif, inferring a NE-SW compressional stress during the Palaeogene. Finally, Guedes et al. (2005) inferred the same stress direction during emplacement of Late Cretaceous to Early Tertiary dykes. In general, the NE-SW compressional stress that we infer for the Taubaté basin is compatible with other relevant data for southeastern Brazil.

In contrast, current seismicity (Assumpção, 1998) and the World Stress Map (Heidbach et al., 2008) provide abundant evidence for ongoing E-W compression in southeastern Brazil. We argue that the greatest horizontal stress rotated into an E-W direction during the Neogene, before deposition of the Pindamonhangaba Fm, and that it has been responsible for right-lateral transpressional reactivation of Precambrian shear zones and master faults in the Taubaté Basin.

We infer that the Taubaté Basin developed in four phases (Fig. III.1.10).

- (1) Before the onset of sedimentation, an early (Late Cretaceous?) phase of deformation folded the basement and formed highs, trending NW-SE.
- (2) During the Palaeocene to Eocene, the Taubaté Basin formed in left-lateral transtension. For this, we invoke a greatest horizontal stress trending NE-SW, a least

horizontal stress trending NW-SE and a vertical intermediate stress (Fig. III.1.10a, b, c). Existing Precambrian shear zones reactivated left-laterally, forming steep border faults, while normal faulting within the basin accompanied subsidence.

(3) In the Oligocene, during a period of tectonic quiescence, organic-rich shale of the Tremembé Fm accumulated in a lacustrine environment (Fig. III.1.10d).

(4) The Neogene was a period of right-lateral transpressive reactivation and inversion under a greatest principal stress that was roughly E-W (Fig. III.1.10e). The Pindamonhangaba Fm (Late Miocene-Pliocene) accumulated at that time, in a mainly fluvial environment.

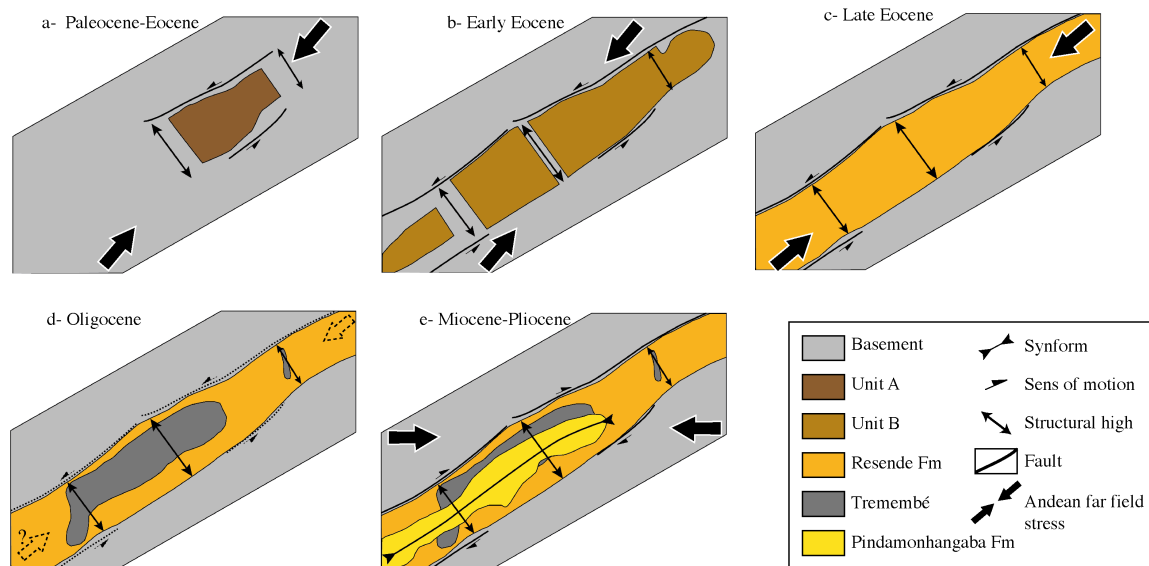


Figure III.1.10: Development of Taubaté Basin. (a) Formation of Roseira sub-basin under left-lateral transtension. (b) Lateral propagation of subsidence under left-lateral transtension. (c) Deposition of Resende Fm under left-lateral transtension. (d) Further deposition of Tremembé Fm in context of tectonic quiescence. (e) Neogene reactivation of master faults under right-lateral transpression and deposition of Pindamonhangaba Fm in central synform. For further explanation, see text.

1.3.3 Links to Andean tectonics

The Pacific margin of South America provides an opportunity for assessing the directions of plate convergence. During the Late Cretaceous to Eocene, convergence between South America and the Nazca plate was highly oblique (Pardo-Casas and

Molnar, 1987; Mayes et al., 1990; Somoza, 1998). During the Late Eocene, the convergence vector was at about 050° (Mayes et al., 1990). For the Néuquen Basin of western Argentina, Cobbold and Rosello (2003) have argued that such oblique convergence was responsible for NW-trending folds and thrusts, as well as for right-lateral strike-slip faults parallel to the orogen. A similar pattern of deformation is visible in the Salar de Atacama Basin of Northern Chile (Arriagada, 2003; Arriagada et al., 2000, 2006; Mpodozis et al., 2005). This so-called Incaic phase has left strong marks in the central Andes and was responsible for their eastward propagation (Sempere et al., 1997; Carrapa and DeCelles, 2008; Horton, 2005; McQuarrie et al., 2005).

In the Andes, the tectonic context during the Oligocene has been a matter for vigorous debate. Some authors have argued that there was E-W extension, all along the Andes (Jordan et al. 2001, 2007; Panamont et al., 2004; Folguera et al., 2010), whereas others have argued that the evidence so far is for phases of compressional deformation since the Late Cretaceous (Arriagada et al., 2006; Cobbold and Rosello, 2003; Cobbold et al., 2008). Noble et al. (1990) infer a quiescence phase in Peru, as radiometric dating did not show any igneous rock formed during Oligocene. Finally, from the variations in convergence rate (Pardo-Casas and Molnar, 1987; Somoza, 1998), Sempere et al. (1997) and Ramos (2010) have inferred the same Oligocene period of tectonic quiescence. This is consistent with the period of quiet deposition in the Taubaté Basin.

During the Miocene, convergence at the Pacific margin of South America plate accelerated and its direction changed, from NE to E. Deformation in the Andes propagated eastward and produced the fold and thrust belts of the Subandes, which strike N-S in northern Argentina and southern Bolivia (Baby et al., 1997; Barke and Lamb, 2006; Cobbold et al., 2007 and references therein). Well into the foreland in western Brazil, Milani (1990) has described seismic evidence for eastward vergent thrust faults within Tertiary strata of the Pantanal basin and one of us (PRC) has found thrust faults in nearby outcrops.

That compressional stresses should have reached as far as southeastern Brazil is a matter for debate. However, the current stresses are sufficient to cause moderate seismicity, including focal-plane mechanisms of thrust faulting on the

Brazilian margin (Assumpção, 1998). More significantly perhaps, GPS measurements just before and after the recent Chilean earthquake (magnitude 8.8, Maule, 2010) provided good evidence for westward elastic rebound, even in southeastern Brazil (http://www.soest.hawaii.edu/soest_web/soest.news_chile_feb2010_eq.htm), indicating that the entire plate had been under stress. Cobbold et al. (2007), after a review of plate-scale deformation and a comparison with physical models, had already suggested that this was possible.

1.4 Conclusions

We have re-interpreted regional 2D seismic profiles and have revisited critical outcrops in the Taubaté Basin of southeastern Brazil. Following an earlier phase of deformation, folding and faulting in the basement, we argue that the Taubaté Basin formed during the Palaeogene as a pull-apart basin, under a transtensional state of stress, the greatest horizontal stress trending NE-SW. After a period of quiescence during the Oligocene to Early Miocene, the basin reactivated during the Neogene under a transpressional state of stress, the greatest principal stress trending close to E-W.

The Cenozoic phases that we have identified in southeastern Brazil are similar to those in the Andes, in terms of timing and principal directions of stress. Therefore we argue that both areas have been subject to plate-wide stresses. We invoke compression resulting from ridge-push, mainly at the Mid-Atlantic ridge in the East and the East Pacific ridge in the West. For northeastern Brazil, Cobbold et al. (2010) have discussed evidence for exhumation and have argued for three-phase compressional reactivation of the Reconcavo and Camamu basins. Thus, the entire Atlantic margin of Brazil may have been subject to plate-wide compressive stress.

Acknowledgment

We thank Petrobras for providing the seismic profiles and for permission to publish them. Peter Szatmari and Paulus Hendrikus Van Der Ven were of great assistance in this matter.

References

- Almeida, F.F.M., 1976. The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 48, 15-26.
- Arriagada, C., 2003. Rotations tectoniques et déformation de l'avant-arc des Andes Centrales au cours du Cénozoïque. *Mémoires de Géosciences Rennes, Université de Rennes* 1, 107, 1-308.
- Arriagada, C., Roperch, P., Mpodozis, C., 2000. Clockwise block rotations along the eastern border of the Cordillera de Domeyko, Northern Chile (22°45'-23°30'S). *Tectonophysics* 326, 153-171.
- Arriagada, C., Cobbold, P.R., Roperch, P., 2006. Salar de Atacama basin: A record of compressional tectonics in the central Andes since the mid-Cretaceous. *Tectonics* 25, TC1008, doi:10.1029/2004TC001770.
- Asmus, H.E., Ferrari, A.L., 1978. Hipótese sobre a causa do tectonismo cenozóico na Região Sudeste do Brasil. In: *Aspectos Estruturais da Margem Continental Leste e Sudeste do Brasil*, Rio de Janeiro, CENPES/DINTEP, Série Projeto REMAC, 4, 75-88.
- Assumpção, M., 1998. Seismicity and stresses in the Brazilian passive margin. *Bulletin of the Seismological Society of America* 88, 160-169.
- Baby, P., Rochat, P., Mascle, G., Hérail, G., 1997. Neogene shortening contribution to crustal thickening in the back arc of the Central Andes. *Geology* 25, 883-886.
- Barke, R., Lamb, S., 2006. Late Cenozoic uplift of the Eastern Cordillera, Bolivian Andes. *Earth and Planetary Science Letters* 249, 350-367.
- Bergamaschi, S., Rodrigues, R., Pereira, E., 2010. Oil Shale from the Tremembé Formation, Taubaté Basin, Brazil, Search and Discovery Article 80080 (2010). <http://www.searchanddiscovery.com>.
- Betim, A., 1930. O tectonismo da Serra do Mar. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 2, 143-148.
- Branner, J.C. 1915. *Geologia elementar preparada com referencia especial aos estudantes brasileiros e à geologia do Brazil (Second Edition)*. Francisco Alves & Cia, Rio do

- Janeiro, 395 pp.
- Campanha, G.A. da C., Brito Neves, B.B. de, 2004. Frontal and oblique tectonics in the Brazilian Shield. *Episodes* 27, 255-259.
- Carrapa, B., DeCelles, P.G., 2008. Eocene exhumation and basin development in the Puna of northwestern Argentina. *Tectonics* 27, TC1015, doi:10.1029/2007TC002127.
- Carvalho, A.M.A., Vidal, A.C., Chang, H.K., 2011. Delimitação do embasamento da bacia de Taubaté. *Revista do Instituto de Geociências - USP - São Paulo* 11, 19-32.
- Chapman, T.J., 1989. The Permian to Cretaceous structural evolution of the Western Approaches Basin (Melville sub-basin), UK. *Geological Society, London, Special Publications* 44, 177-200.
- Cobbold, P.R., Rossello, E.A., 2003. Aptian to recent compressional deformation, foothills of the Neuquén Basin, Argentina. *Marine and Petroleum Geology* 20, 429-443.
- Cobbold, P.R., Meisling, K.E., Mount, V.S., 2001. Reactivation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos Basins, southeastern Brazil. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 85, 1925-1944.
- Cobbold, P.R., Rossello, E.A., Roperch, P., Arriagada, C., Gómez, L.A., Lima, C., 2007. Distribution, timing, and causes of Andean deformation across South America. In: Ries, A.C., Butler, R.W.H., Graham, R.H. (Eds.), *Deformation of the Continental Crust*. Geological Society (London), Special Publication 272, pp. 321-343.
- Cobbold, P.R., Rossello, E.A., Marques, F.O., 2008. Where is the evidence for Oligocene rifting in the Andes? Is it in the Loncopué Basin of Argentina? 7th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2008), Nice, Extended Abstracts, 148-151.
- Cobbold, P.R., Chiossi, D., Green, P.F., Jaspén, P., Bonow, J., 2010. Compressional reactivation of the Atlantic Margin of Brazil: Structural styles and consequences for hydrocarbon exploration, *Search and Discovery Article* 30114 (2010). <http://www.searchanddiscovery.com>.
- Cogné, N., Gallagher, K., Cobbold, P.R., 2011. Post-rift reactivation of the onshore margin of southeast Brazil: Evidence from apatite (U–Th)/He and fission-track data. *Earth and Planetary Science Letters* 309, 118-130, doi:10.1016/j.epsl.2011.06.025.
- Cordani, U.G., Coimbra, A.M., Bottura, J.A., Rodrigues, E.L.M., 1975. Geologia da região de Cruzeiro e Cachoeira Paulista, e sua importância na interpretação da evolução tectônica do Vale do Paraíba. *Geologia – Ciência – Técnica* 6, 9-30.
- Egydio-Silva, M., Vauchez, A., Bascou, J., Hippertt, J., 2002. High-temperature deformation in the Neoproterozoic transpressional Ribeira belt, southeast Brazil. *Tectonophysics* 352, 203-224.
- Fernandes, F.L., Chang, H.K., 2002. Modelagem gravimétrica da bacia de Taubaté - vale do rio Paraíba do Sul, leste do estado de São Paulo. *Brazilian Journal of Geophysics* 19, 131-144.
- Ferrari, A.L., 2001. Evolução tectônica do Graben da Guanabara. Tese de doutoramento, Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo, 1-412.
- Folguera, A., Rojas Vera, E., Bottesi, G., Zamora Valcarce, G., Ramos, V.A., 2010. The Loncopué Trough: A Cenozoic basin produced by extension in the southern Central

- Andes. *Journal of Geodynamics* 49, 287-295.
- Garfunkel, Z., Ben-Avraham, Z., 1996. The structure of the Dead Sea basin. *Tectonophysics* 266, 155-176.
- Gontijo-Pascutti, A., Bezerra, F.H.R., La Terra, E., Almeida, J.C.H., 2010. Brittle reactivation of mylonitic fabric and the origin of the Cenozoic Rio Santana Graben, southeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 29, 522-536.
- Guedes, E., Heilbron, M., Vasconcelos, P.M., Valeriano, C. de Morisson, Almeida, J. C.H. de, Teixeira, W., Filho, A.T., 2005. K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of dikes emplaced in the onshore basement of the Santos Basin, Resende area, SE Brazil: implications for the south Atlantic opening and Tertiary reactivation. *Journal of South American Earth Sciences* 18, 371-382.
- Heidbach, O., Tingay, M., Barth, A., Reinecker, J., Kurfeß, D., and Müller, B., 2008. The World Stress Map database release 2008 doi:10.1594/GFZ.WSM.Rel2008.
- Heilbron, M., Pedrosa-Soares, A.C., Campos Neto, M.C., Silva, L.C., Trouw, R.A.J., Janasi, V.A., 2004. Província Mantiqueira. In: Mantesso Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito-Neves, B.B. (Ed.), *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Ed. Beca, São Paulo, pp. 203-235.
- Horton, B.K., 2005. Revised deformation history of the central Andes: Inferences from Cenozoic foredeep and intermontane basins of the Eastern Cordillera, Bolivia. *Tectonics* 24, TC3011.
- Jordan, T.E., Burns, W.M., Veiga, R., Pángaro, F., Copeland, P., Kelley, S., Mpodozis, C., 2001. Extension and basin formation in the southern Andes caused by increased convergence rate: A mid-Cenozoic trigger for the Andes. *Tectonics* 20, 308-324.
- Jordan, T.E., Mpodozis, C., Muñoz, N., Blanco, N., Pananont, P., Gardeweg, M., 2007. Cenozoic subsurface stratigraphy and structure of the Salar de Atacama Basin, northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences* 23, 122-146.
- Lima, M.R., Sallard-Chebouldaef, M., Suguio, K., 1985. Étude palynologique de la Formation Tremembé, Tertiaire du Bassin de Taubaté (État de São Paulo, Brésil), d'après les échantillons du sondage no 42 du CNP, In: *Coletânea de trabalhos paleontológicos*, DNPM, Brasília, Série Geologia, 27, Seção Paleontologia e Estratigrafia, 2, 379-393.
- Marques, A., 1990. Evolução tectono-sedimentar e perspectivas exploratórias da Bacia de Taubaté, São Paulo, Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobrás* 4, 253-262.
- Mayes, C.L., Lawver, L.A., Sandwell, D.T., 1990. Tectonic history and new isochron chart of the South Pacific. *Journal of Geophysical Research* 95, 8543-8567.
- McIntosh, K.D., Reed, D.L., Silver, E.A., Meltzer, A.S., 1991. Deep structure and structural inversion along the central California continental margin from edge seismic profile RU-3. *Journal of Geophysical Research* 96, 6459-6473.
- McQuarrie, N., Horton, B.K., Zandt, G., Beck, S., DeCelles, P.G., 2005. Lithospheric evolution of the Andean fold-thrust belt, Bolivia, and the origin of the central Andean plateau. *Tectonophysics* 399, 15-37.
- Melo, M.S.R., Riccomini, C., Hasui, Y., Almeida, F.F.M. de, Coimbra, A.M., 1985. Geologia e evolução do sistema de bacias tafrogênicas continentais do sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências* 15, 193-201.

- Mendonça Filho, J.G., Chagas, R.B.A., Menezes, T.R., Mendonça, J.O., Silva, F.S. da, Sabadini-Santos, E., 2010. Organic facies of the Oligocene lacustrine system in the Cenozoic Taubaté basin, Southern Brazil. *International Journal of Coal Geology* 84, 166–178.
- Milani, E.J., Kinoshita, E.M., Araújo, L.M. de, Cunha, P.R. da C., 1990. Bacia do Paraná: possibilidades petrolíferas da calha central. *Boletim de Geociências da Petrobrás* 4, 21-34.
- Mpodozis, C., Arriagada, C., Basso, M., Roperch, P., Cobbold, P.R., Reich, M., 2005. Late Mesozoic to Paleogene stratigraphy of the Salar de Atacama Basin, Antofagasta, Northern Chile: Implications for the tectonic evolution of the Central Andes. *Tectonophysics* 399, 125-154.
- Noble, D.C., McKee, E.H., Mourier, T., Megard, F., 1990. Cenozoic stratigraphy, magmatic activity, compressive deformation, and uplift in northern Peru. *Geological Society of America Bulletin* 102, 1105-1113.
- Padilha, A.L., Trivedi, N.B., Vitorello, I., Costa, J.M. da, 1991. Geophysical constraints on tectonic models of the Taubaté Basin, southeastern Brazil. *Tectonophysics* 196, 157-172.
- Padilha, A.L., Vitorello, I., Brito, P.M.A., 2002. Magnetotelluric soundings across the Taubaté Basin, Southeast Brazil. *Earth Planets Space* 54, 617–627.
- Pananont, P., Mpodozis, C., Blanco, N., Jordan, T.E., Brown, L.D., 2004. Cenozoic evolution of the northwestern Salar de Atacama Basin, northern Chile. *Tectonics* 23, TC6007.
- Pardo-Casas, F., Molnar, P., 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American Plates since Late Cretaceous time. *Tectonics* 6, 233-248.
- Rahe, B., Ferrill, D.A., Morris, A.P., 1998. Physical analog modeling of pull-apart basin evolution. *Tectonophysics* 285, 21-40.
- Ramos, V.A., 2010. The tectonic regime along the Andes: Present-day and Mesozoic regimes. *Geological Journal* 45, 2-25.
- Riccomini, C., 1989. O Rift Continental do Sudeste do Brasil. PhD thesis, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 256 pp.
- Riccomini, C., 1995. Padrão de fraturamentos do maciço alcalino de Cananéia, estado de São Paulo: relações com a tectônica Mesozóico-Cenozóica do sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências* 25, 79-84.
- Riccomini, C., Peloggia, A.U.G., Saloni, J.C.L., Kohnke, M.W., Figueira, R.M., 1989. Neotectonic activity in the Serra do Mar rift system (southeastern Brazil). *Journal of South American Earth Sciences* 2, 191-197.
- Riccomini, C., Sant'Anna, L.G., Ferrari, A.L., 2004. Evolução geológica do Rift Continental do Sudeste do Brasil. In: Mantesso Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito-Neves, B.B. (Ed.), *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Ed. Beca, São Paulo, pp. 383-405.
- Rotstein, Y., Schaming, M., 2011. The Upper Rhine Graben (URG) revisited: Miocene transtension and transpression account for the observed first-order structures. *Tectonics* 30, TC3007, doi:10.1029/2010TC002767
- Salvador, E.D., Riccomini, C., 1995. Neotectônica da região do alto estrutural de Queluz

- (SP-RJ, Brasil). *Revista Brasileira de Geociências* 25, 151-164.
- Sander, S., Rosendahl, B.R., 1989. The geometry of rifting in lake Tanganyika, East Africa. *Journal of African Earth Sciences (and the Middle East)* 8, 323-354.
- Sanson, M. de S.R., 2006. Sistemas deposicionais aluviais e tectônica rúptil cenozóica na região de Volta Redonda (RJ) - Rift Continental do Sudeste do Brasil. Master's thesis, Federal Universidade Federal do Rio de Janeiro, Brazil, 1-169.
- Sant'Anna, L.G., Riccomini, C., Rodrigues-Francisco, B.H., Sial, A.N., Carvalho, M.D., Moura, C.A.V., 2004. The Paleocene travertine system of the Itaboraí basin, Southeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 18, 11-25.
- Sempere, T., Butler, R.F., Richards, D.R., Marshall, L.G., Sharp, W., Swisher III, C.C., 1997. Stratigraphy and chronology of Upper Cretaceous - lower Paleogene strata in Bolivia and northwest Argentina. *Geological Society of America Bulletin* 109, 709-727.
- Silva da, L.C., McNaughton, N.J., Armstrong, R., Hartmann, L.A., Fletcher, I.R., 2005. The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: a zircon-based U-Pb geochronologic subdivision for the Brasiliano/Pan-African systems of orogens. *Precambrian Research* 136, 203-240.
- Sinclair, I.K., 1995. Transpressional inversion due to episodic rotation of extensional stresses in Jeanne d'Arc Basin, offshore Newfoundland. *Geological Society, London, Special Publications* 88, 249-271.
- Somoza, R., 1998. Updated Nazca (Farallon) - South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean region. *Journal of South American Earth Sciences* 11, 211-215.
- Specht, T.D., Rosendahl, B.R., 1989. Architecture of the lake Malawi Rift, East Africa. *Journal of African Earth Sciences (and the Middle East)* 8, 355-382.
- Strugale, M., Rostirolla, S.P., Mancini, F., Portela Filho, C.V., Ferreira, F.J.F., Freitas de, R.C., 2007. Structural framework and Mesozoic-Cenozoic evolution of Ponta Grossa Arch, Paraná Basin, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 24, 203-227.
- Ten Brink, U.S., Ben-Avraham, Z., 1989. The anatomy of a pull-apart basin: seismic reflection observations of the Dead Sea Basin. *Tectonics* 8, 333-350.
- Trouw, R., Heilbron, M., Ribeiro, A., Paciullo, F., Valeriano, C.M., Almeida, J.C.H., Tupinambá, M., Andreis, R.R., 2000. The central segment of the Ribeira Belt. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Ed.), *Tectonic Evolution of South America*, pp. 355-365.
- Vaucher, A., Tommasi, A., Egydio-Silva, M., 1994. Self-indentation of a heterogeneous continental lithosphere. *Geology* 22, 967-970.
- Vidal, A.C., Fernandes, F.L., Chang, H.K., 2004. Distribuição dos arenitos na bacia de Taubaté - SP. São Paulo, UNESP, *Geociências* 23, 55-66.
- Vicente, L.C., Dehler, N.M., Machado, R., Karniol, T. da R., 2007. Extrusão tectônica e transporte lateral de massa na porção central do cinturão Paraíba do Sul, seção Três Rios - Matias Barbosa (RJ/MG). *Revista Brasileira de Geociências* 37, 281-292.
- Viviers, M.C., Azevedo, R.L.M. de, 1988. The southeastern area of the Brazilian continental margin: its evolution during the Middle and Late Cretaceous as indicated by

- paleoecological data. *Revista Brasileira de Geociências* 18, 291-298.
- Washburne, C.W., 1930. Petroleum geology of the state of São Paulo. Comissão de Geografia e Geologia do Estado de São Paulo, Boletim 22, 1-282.
- Yamamoto, I.T., 1995. Palinologia das bacias tafrogênicas do sudeste (bacias de Taubaté, São Paulo e Resende): análise bioestratigráfica integrada e interpretação paleoambiental. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1- 217.
- Zalán, P.V., 1986. A tectônica transcorrente na exploração de petróleo: uma revisão. *Revista Brasileira de Geociências* 16, 245-257.
- Zalán, P.V., Oliveira de, J.A.B., 2005. Origem e evolução estrutural do sistema de riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobras* 13, 269-300.

Chapitre 2

Discussion sur l'évolution tectonique du bassin de Taubaté et des zones adjacentes à la lumière des données thermochronologiques

2.1. Le problème des âges des unités A et B

Comme nous avons pu le voir dans le chapitre précédent, l'analyse des lignes sismiques du bassin de Taubaté nous a permis de construire un modèle d'évolution tectonique de ce bassin. Cependant, un des principaux problèmes est de dater les premiers dépôts qui se situent dans le sub-bassin de Roseira. Les seules données d'âges disponibles pour nous sont les données de surface, notamment les données palynologiques qui permettent de dater la formation Resende comme étant Eocène à Oligocène. De plus, les laves intercalées dans la formation Resende au sein du bassin de Volta Redonda permettent de déterminer un âge minimum de 48 ± 1 Ma.

Nous n'avons donc à notre disposition que des arguments indirects pour dater les unités A et B identifiées sur les lignes sismiques et sous-jacentes à la formation Resende. Le premier argument est de chronologie relative, ces formations devant

être déposées avant les laves datées. L'âge minimum est donc Yprésien à Lutétien. Le second argument développé dans le chapitre précédent est de regarder quel est l'âge des dépôts les plus vieux sur l'ensemble du CRSB. Cet âge est Paléocène pour les travertines du bassin d'Itaboraí (Cobbold et al., 2001; Sant'Anna et al., 2004). Nous avons donc conclu à un âge Paléocène à Eocène Inférieur pour les unités A et B.

A l'époque où Marques (1990) identifia ces deux formations, aucun puits ne les atteignait. Nous savons aujourd'hui que des forages (notamment pour la recherche d'aquifère) existent dans les parties du bassin de Taubaté où ces deux unités sont présentes, et que ces forages sont allés jusqu'au socle. Malheureusement, nous n'avons pas réussi à avoir de données précises sur la palynologie de ces deux formations.

2.2. L'apport des données thermochronologiques

L'étude thermochronologique présentée en chapitre II.2 permet néanmoins d'apporter de nouvelles informations sur la formation du bassin de Taubaté. Cette étude ayant été menée après l'écriture de l'article présenté au chapitre précédent, nous n'avons pas souhaité inclure ces nouvelles données dans cet article, voulant gardé celui-ci entièrement tourné vers les données structurales (sismique et affleurement).

Lors de l'échantillonnage pour la seconde partie de l'étude thermochronologique (chapitre II.2), nous avons voulu essayer de contraindre au mieux l'évolution thermique tertiaire de la marge SE du Brésil. Les bordures, faites de socle précambrien, du bassin de Taubaté étaient donc une cible privilégiée. Nous avons donc récolté huit échantillons autour des bassins tertiaires (Br5, Br21 à Br25, Br27 et Br29, Fig. III.2.1). Lors de l'étude structurale, nous avons également pris un échantillon (Br48) dans les cônes alluviaux présents en bordure interne de la formation Resende. Malheureusement, cet échantillon (dont la provenance était

probablement un des massifs alcalins) ne contenait aucune apatite nous permettant d'effectuer des analyses thermochronologiques.

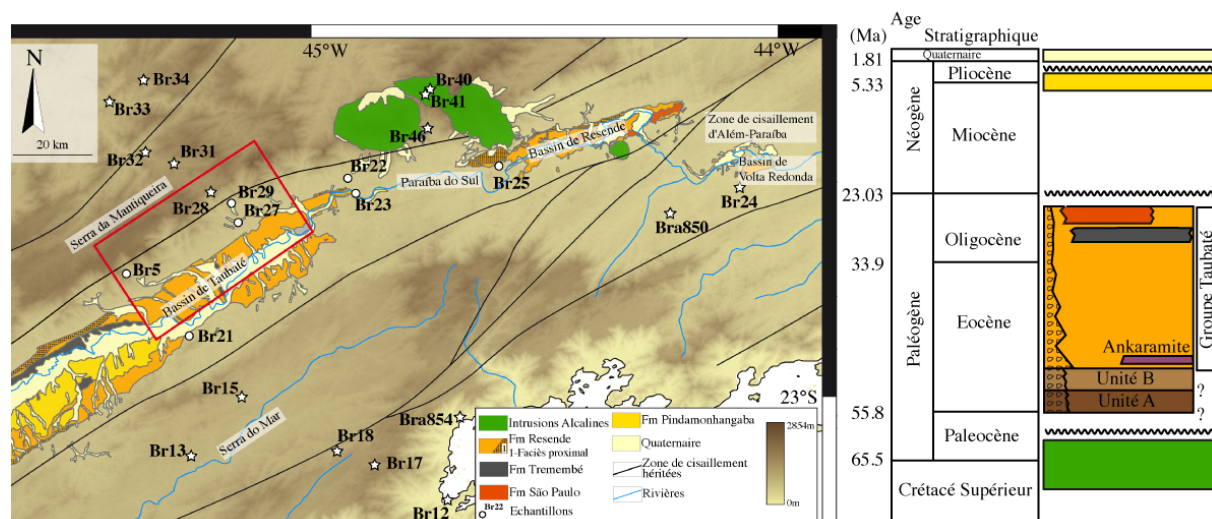


Figure III.2.1: Carte géologique et charte stratigraphique des bassins de Taubaté, Resende et Volta Redonda. Les échantillons datés en thermochronologie sont également montrés, les cercles blancs sont les échantillons ayant subi un réchauffement durant le Cénozoïque, les étoiles blanches sont les échantillons sans ce réchauffement (voir chapitre II.2). Le cadre rouge indique les limites des blocs diagrammes montrés en Fig. III.2.3.

Les trois échantillons de la bordure NW du bassin de Taubaté (entre les sédiments et l'escarpement menant à la Serra da Mantiqueira, Br5, Br27 et Br29) ont effectivement fourni des informations nous permettant de contraindre (toujours de manière indirecte cependant) le début de formation des bassins, si notre interprétation des données est effectivement valide. La figure III.2.2 présente les résultats obtenus après modélisation des données de traces de fission et d'U-Th/He.

On peut constater que pour ces échantillons, et à la différence de quasiment tous les autres, la première phase de refroidissement post-rift ne se situe pas durant le Crétacé Supérieur, mais durant le Paléogène (Fig. III.2.2). Nous avons interprété ce refroidissement comme étant la conséquence de la surrection et de l'érosion de la bordure par rapport au socle du bassin de Taubaté lors de sa formation. D'après les résultats de modélisation directe, l'échantillon Br5, situé en bordure du sub-bassin de Roseira, commence à refroidir à 65 Ma alors que Br27 et Br29, situés en bordure du bassin de Lorena, commencent leur refroidissement à 58 Ma. Cette phase de

refroidissement (et donc d'exhumation d'après notre interprétation) se termine à 45 Ma pour Br5 et à 43 Ma pour Br27 et Br29.

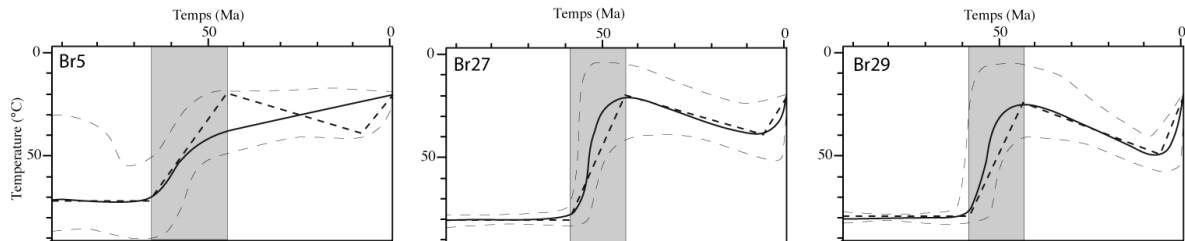


Figure III.2.2: Résultats des modélisations des données thermochronologiques des échantillons de la bordure NW du bassin de Taubaté. Pour chaque échantillon, en trait plein est indiquée l'histoire thermique obtenue par modélisation inverse, avec l'intervalle de confiance en trait fin et long tiré. En trait épais et court tiré est indiquée l'histoire thermique privilégiée à l'issue des tests menés en modélisation directe (voir le texte pour discussion). La barre grise correspond à l'épisode de refroidissement Paléogène.

Cette différence déduite de la modélisation directe des données thermochronologiques est compatible avec la présence de l'unité A, la plus vieille, dans le bassin de Roseira et son absence dans Lorena, ainsi qu'avec l'ouverture en séquence des différents sub-bassins montrée dans le chapitre précédent. Il paraît donc justifié d'associer ce refroidissement à la déformation menant à la subsidence des bassins. De plus, ces histoires thermiques confortent la supposition d'un âge Paléocène pour l'Unité A et d'un âge Eocène Inférieur pour l'Unité B. Enfin, la déformation semble s'arrêter un peu plus tôt au niveau du sub-bassin de Roseira par rapport à Lorena, ce qui est également compatible avec les conclusions de l'étude structurale.

Ces trois échantillons, après la modélisation directe (pour plus de détail, voir le chapitre II.2), montrent également un réchauffement à la suite de cette phase de refroidissement/exhumation. Nous avons attribué ce réchauffement à l'accumulation de sédiments durant l'Oligocène et le Miocène Inférieur. J'estime l'épaisseur ainsi accumulée entre 650 et 850 m au vu de l'amplitude de ce réchauffement (environ 20°C) et du gradient géothermique actuel dans le bassin de Taubaté (entre 23 et 30°C/km, Hamza et al., 2005a). Ce gradient pouvait être différent dans le passé, mais, n'ayant pas à notre disposition d'autres données, nous devons le considérer comme stable (voir discussion sur ce point chapitre II.3). De plus, l'échantillon Br28, situé à

quelques kilomètres seulement de Br29, mais dans l'escarpement, ne présente pas cet enfouissement (voir chapitre II.2). J'en déduis donc l'évolution du bassin de Taubaté montrée en figure III.2.3.

2.3 Evolution du bassin de Taubaté

Nous avons discuté dans le chapitre précédent les premières phases (Paléocène à Eocène, Fig. III.2.3g) de l'histoire tectonique du bassin de Taubaté (Fig III.2.3a, III.2.3b, III.2.3c et III.2.3d). Cependant, l'apport des données thermochronologiques nous permet d'ajouter une conclusion supplémentaire. L'exhumation de la bordure, entraînant son érosion, provoque également la formation de l'escarpement dans une forme et à un emplacement probablement assez proche de celui d'aujourd'hui. En effet, l'échantillon Br28 n'étant pas affecté par le réchauffement, cela montre que le haut de la colonne de roche le contenant n'était pas enfuit sous la pile sédimentaire aujourd'hui érodée (Fig III.2.3e).

La seconde conclusion est qu'il a fallu un bassin permettant l'accumulation de cette pile sédimentaire. Nous avons déjà abordé cela dans la discussion de l'article constituant le chapitre II.2, mais il me semble important d'y revenir ici.

Aujourd'hui, la série de bassins tertiaires se situe, pour la partie étudiée, dans la vallée de la Paraíba do Sul. L'absence d'enregistrement sédimentaire marin durant le Cénozoïque, sur l'ensemble de la marge SE brésilienne, rend difficile d'invoquer des incursions marines pour l'accumulation des sédiments. Durant tout le dépôt, la surface des sédiments était donc très probablement à une altitude supérieure au niveau marin. J'estime que cette vallée devait être verrouillée par des reliefs pour permettre l'accumulation de sédiments, aujourd'hui érodés, dans un contexte de quiescence tectonique (Fig. III.2.4a). L'encerclement de la zone par des reliefs permet alors la formation d'un lac et le dépôt de cette séquence manquante aujourd'hui. Pourtant, le bassin n'est sans doute pas entièrement coupé du réseau de drainage externe, car on enregistre déjà à cette époque des arrivées terrigènes dans le bassin de Campos, que les auteurs attribuent au transport de sédiments par

la Paraíba do Sul jusqu'à une embouchure assez proche de l'actuel (e.g. Cobbold et al., 2001; Mohriak, 1990, 2008; Rubem Winter, 2007).

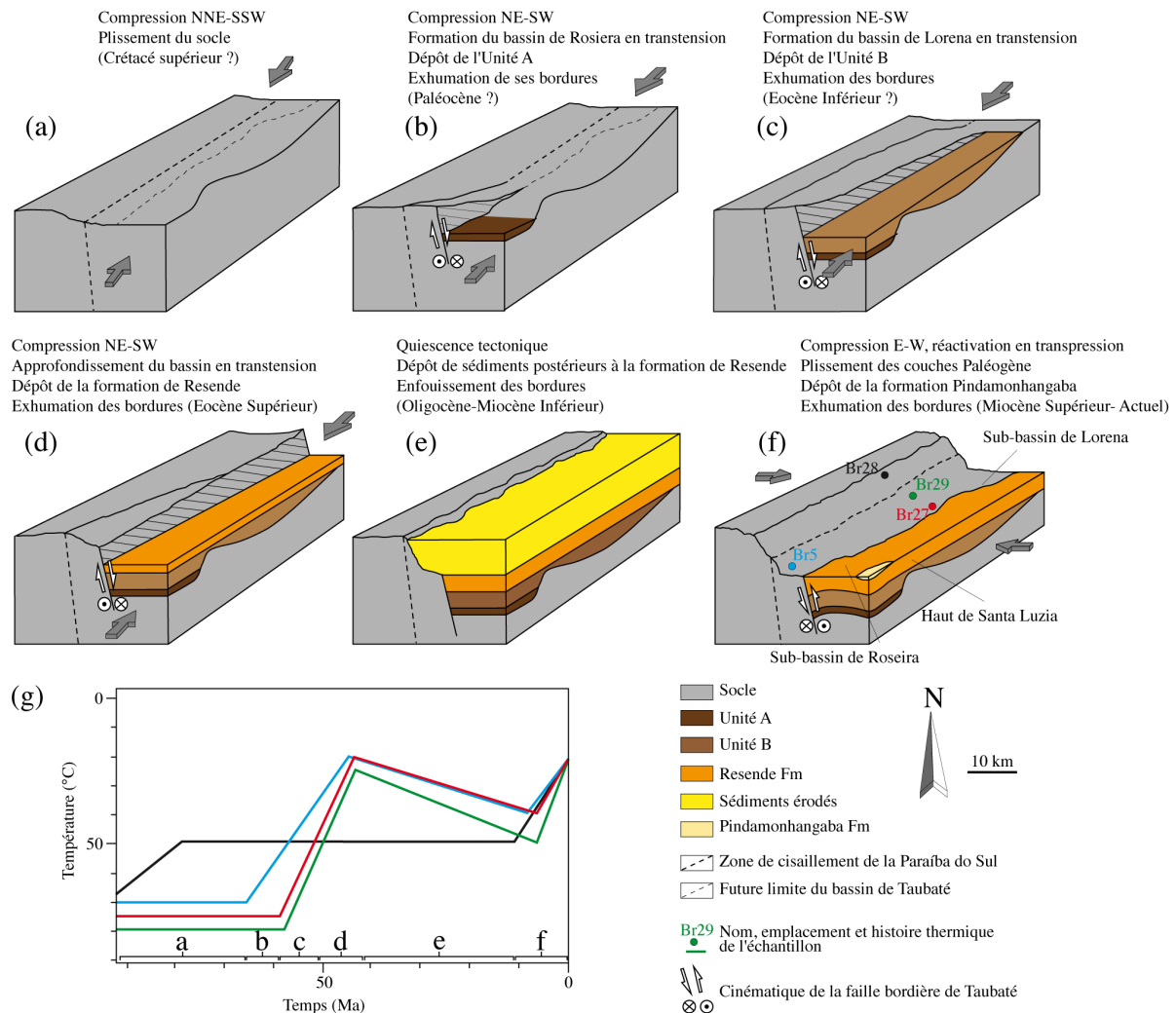


Figure III.2.3: Evolution des sub-bassins de Roseira et de Lorena. (a), (b), (c), (d), (e), (f), blocs-diagrammes montrant l'approfondissement des bassins et l'exhumation des bordures sous l'effet de contraintes compressives indiquées par les flèches grises. (g) évolution thermique de la bordure des bassins (Br5, Br27 et Br29) et d'un échantillon dans l'escarpement (Br28) lors de chaque étape représentée par les blocs-diagrammes. Voir le texte pour discussion.

La question est alors de savoir où se situait cette barrière. Pour la limite SW de ce bassin endoréique, nous n'avons pas de données (ni thermochronologiques, ni structurales), il est donc assez difficile de la déterminer. C'est pourquoi je ne la représente pas sur les cartes de la figure III.2.4. Il est cependant possible qu'elle se situe entre les bassins de Taubaté et de São-Paulo, au vu du coude de la Paraíba do

Sul mais également des données de paléo-courant dans la formation Miocène de ce dernier bassin (Riccomini et al., 2010).

Nous avons montré dans le chapitre II.2 que les échantillons Br22 et Br25 (Fig. III.2.1) pouvaient très bien se trouver dans la zone d'accumulation de sédiment. Par contre, les échantillons Br24 (Fig. III.2.1; chapitre II.2) et Bra850 (Fig. III.2.1; chapitre II.1) ne semblent pas être affectés. Ces deux échantillons relativement proches ont pourtant des histoires thermiques très différentes et contradictoires, aussi n'ai-je pas extrêmement confiance dans ces mêmes histoires (voir également la discussion chapitre II.3). Néanmoins, cela peut nous permettre d'invoquer une zone entre Br25 et Br24 comme étant la limite entre la partie d'accumulation de sédiments et la partie drainée vers la mer de la région (Fig. III.2.4a).

De plus, cette région entre le bassin de Resende et de Volta Redonda semble être une zone de transfert (Heilbron et al., 2004; Sanson, 2006) de direction NW-SE ce qui pourrait expliquer la formation d'une barrière à cet endroit lors de la réactivation Paléogène. Sanson (2006) montre très clairement que dans cette région les linéaments ont deux directions préférentielles, l'une NE-SW, parallèle à la zone de cisaillement de Além-Paraíba, et la seconde NW-SE, perpendiculaire à cette zone de cisaillement et correspondant à la direction des zones de transfert du rift Néocomien (Meisling et al., 2001).

Enfin, comme évoqué dans le chapitre II.2, la réactivation au Néogène de la zone de cisaillement de Além-Paraíba sous l'effet de contraintes compressives E-W pourrait être responsable de la destruction de la barrière par des mouvements décrochants (Fig. III.2.4b). Aujourd'hui la Paraíba do Sul suit cette zone de cisaillement sur plusieurs centaines de kilomètres, montrant le contrôle que les structures héritées peuvent avoir sur le réseau de drainage. Cependant, entre les bassins de Resende et de Volta Redonda, la Paraíba do Sul marque un trajet perpendiculaire, vers le SW sur une vingtaine de kilomètres, ce qui pourrait marquer un mouvement dû à la réactivation (Fig. III.2.4b). La destruction de la barrière permet au réseau de drainage de devenir totalement relié à la mer et d'éroder la séquence lacustre déposée. Le sommet de la formation Resende, ainsi que les formations de São-Paulo et de Tremembé pourraient alors être les restes de cette séquence. Sur la bordure SE du bassin de Taubaté, l'échantillon Br21 montre l'enfouissement (par son

réchauffement) mais pas l'échantillon Br15 (voir Fig. III.2.1). Il existait donc probablement un relief entre les deux permettant l'accumulation des sédiments. Ce relief a dû être plus dégradé que son équivalent NW au vu des reliefs aujourd'hui présent dans la Serra do Mar (Fig. III.2.1).

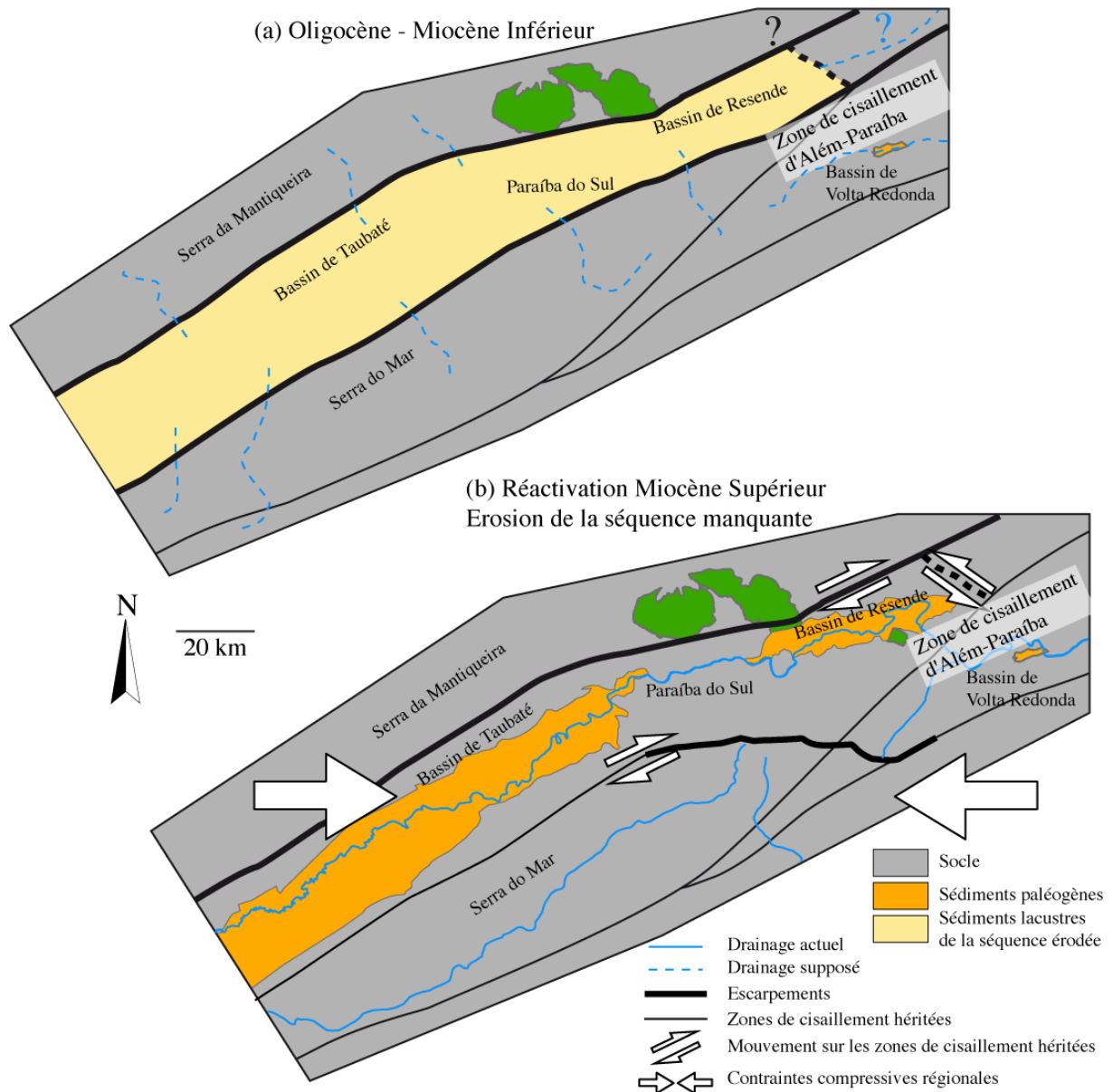


Figure III.2.4: Cartes montrant (a) le dépôt de sédiments lacustres à l'Oligocène et au Miocène Supérieur, (b) la réactivation de la zone de cisaillement de Além-Paraíba et ses conséquences. Voir le texte pour discussion.

Une autre hypothèse envisageable pour le rétablissement de l'exorésisme du bassin serait l'effet d'une érosion régressive de la Paraíba do Sul qui finirait par éroder la barrière. Cependant ce rétablissement va de paire avec une inversion dans le bassin de Taubaté et avec le dépôt de la formation de Pindamonhangaba à la fin du Miocène et durant le Pliocène (Riccomini et al., 2004; Fig. III.2.3f). Au Néogène on constate également une surrection généralisée de la zone. Il apparaît donc plus justifier de dire que même si l'érosion régressive peut jouer un rôle, la cause première de la destruction de la barrière semble plutôt à chercher du côté d'une activité tectonique sous l'effet de contraintes compressives.

Ce dépôt ne peut se faire qu'après que la Paraíba do Sul ait trouvé un nouvel équilibre (i.e. après la fin de l'érosion de la séquence manquante). Ceci montre, étant donné l'histoire thermique des échantillons (Figs. III.2.2 et III.2.3g), que l'érosion doit se faire assez rapidement, entre le début de la phase Néogène de refroidissement (pas avant 10 Ma, en tenant compte de l'intervalle de confiance) et le dépôt de la formation de Pindamonhangaba (probablement aux alentours de 5 Ma). Les vitesses d'érosion sont alors assez élevées (de l'ordre de 200m/Ma) mais ce n'est pas complètement surprenant, si l'on considère que l'on érode alors des sédiments qui ne sont pas forcément bien solidifiés et que l'on combine surrection et ouverture du drainage vers la mer.

PARTIE IV

DISCUSSION GÉNÉRALE, LES CAUSES
DE LA RÉACTIVATION POST-RIFT DE
LA MARGE SUD-EST DU BRÉSIL

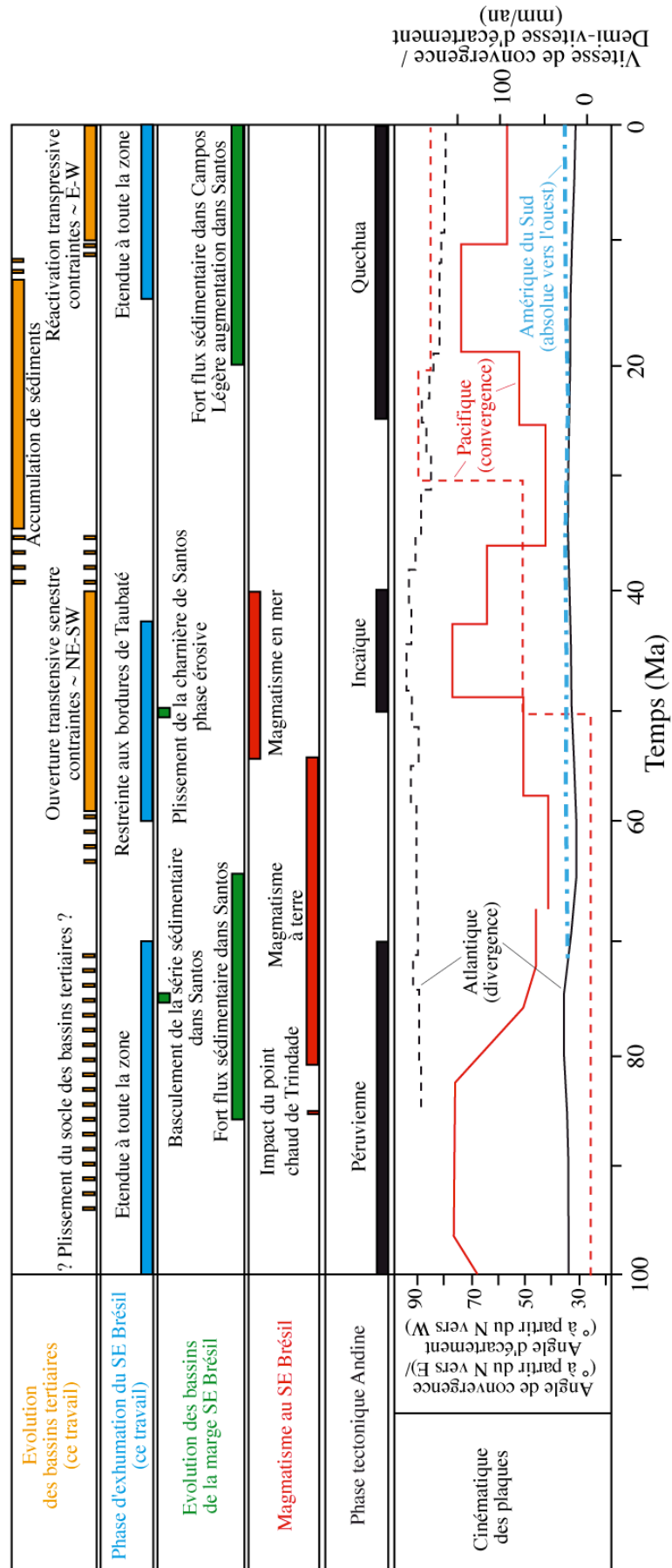
Introduction

Un argumentaire sur les causes potentielles de la réactivation a déjà été écrit dans les différents articles (publié ou soumis) présentés dans cette thèse. Je voudrais cependant revenir ici sur les différentes causes de surrection des marges passives présentées au chapitre I.1 et les mettre en perspective des données du SE Brésil, acquises au cours de cette thèse ou présentes dans la littérature. La figure IV.1 synthétise les principaux résultats de cette thèse avec des événements particuliers à l'échelle de la plaque ou plus localisés au SE Brésil. J'expliquerai ensuite pourquoi je privilégie une combinaison de contraintes compressives issues de la traction par la circulation mantellique sur la lithosphère et du ridge-push comme cause principale pour les phases de réactivations.

1. Causes liées au rifting

Au vu des données acquises en thermochronologie, et leur similarité entre la région côtière et les hauts reliefs (Serra da Mantiqueira et Serra do Mar), il est difficile d'invoquer des modèles d'évolution liés à une topographie héritée du rifting. La distribution des âges AFT et U-Th/He par rapport à leur distance à la côte ou à leur altitude ne correspond à aucune des prédictions faites avec les modèles de retrait d'escarpement ou de pinned divide, avec des hauts reliefs présentant l'exhumation la plus forte. Il est clair que la présence des bassins cénozoïques à terre vient perturber cette distribution, mais la ressemblance des données sur la Serra do Mar et la Serra da Mantiqueira me fait pencher pour une interprétation des phases de réactivation post-rift comme affectant l'ensemble de la région en même temps.

Figure IV.1: Tableau récapitulatif des résultats de ce travail mis en perspective des événements à l'échelle de la marge passive ou de la plaque. La cinématique des plaques est montrée pour la convergence Nazca-Farallon et Amérique du Sud (en rouge) et pour le mouvement de l'Amérique du Sud par rapport à l'Afrique (en noir). Les données de vitesses (en trait plein) viennent de Noblet et al. (1996), Pedro-Casas et Molnar (1987) et Torsvik et al. (2009). Les données de directions viennent de Mayes et al. (1990), Noblet et al. (1996), Nürnberg et Müller (1991) et Pedro-Casas et Molnar (1987). En bleu épais et pointillé-tiré est montrée la vitesse absolue (dans le repère des points chauds) de l'Amérique du Sud vers l'Ouest (Silver et al. 1998)



De plus, la présence des bassins est un indicateur clair d'activité tectonique depuis le rifting et il est difficile d'imaginer que cette activité n'a aucun impact sur l'évolution morphologique de la région. Cependant, comme mentionné dans le chapitre III.2, on ne retrouve pas de trace de sédiments marins au sud-est du Brésil. Dès lors il est probable qu'après le rifting, l'altitude de la zone était supérieure au niveau marin. On peut donc parler d'une topographie au moins résiduelle issue du rifting.

Assumpção et al. (2002) et França et Assumpção (2004) ont analysé la structure de la croûte (avec les fonctions reçues et par gravimétrie, voir chapitre I.2) et ont conclu à une croûte épaissie sous les reliefs du SE brésilien. Or, ils n'identifient pas de corps anormalement denses pouvant provenir d'un sous placage dû à un épanchement magmatique sous crustal durant le rifting ou postérieur. Nous pouvons donc également évacuer cette hypothèse pour la présence d'un relief de relativement haut au sud-est Brésil.

2. Causes liées à des évènements post-rift

Comme expliqué dans le chapitre I.1, un rebond post glaciaire n'est pas envisageable au SE Brésil vu la latitude de l'Amérique du Sud depuis sa séparation de l'Afrique. Nous récusons donc cette explication immédiatement. Il reste alors les hypothèses de contraintes compressives et de dynamique mantellique.

2.1 Le rôle des panaches mantelliques

Comme nous l'avons montré au chapitre I.2, la présence, actuellement, d'une racine crustale est une évidence contre une topographie dynamique ou une délamination due à l'activité de matériel mantellique chaud et ascendant. De plus, l'absence d'activité magmatique à terre depuis plus de 50 Ma est également contre

ces hypothèses. VanDecar et al. (1995) ont mis en évidence une anomalie de vitesse qu'ils associent au fossile d'un panache dans le manteau supérieur, mais à la vue de la localisation géographique (sous le bassin de Paraná) cette anomalie thermique ne semble pas avoir d'influence sur le relief. Il semble donc raisonnable d'exclure un rôle quelconque de panache mantellique pour la phase Néogène d'exhumation, de surrection et de déformation.

Cependant, nous avons identifié une phase similaire au Crétacé Supérieur. Or à cette époque, deux points chauds ont pu avoir un impact, le point chaud de Tristan da Cunha et le point chaud de Trindade. Le point chaud de Tristan da Cunha produirait l'épanchement basaltique du bassin de Paraná aux alentours de 130 Ma. Si tel est le cas, son impact sur une topographie dynamique devrait se faire au même moment et non 30 Ma d'années plus tard, comme c'est le cas si l'on considère que la première phase d'exhumation post-rift commence à 100 Ma. Nyblade et Sleep (2003) ont proposé ce genre de phénomène en Afrique du Sud pour expliquer une surrection d'environ 500 m. La combinaison de l'arrivée de la tête du panache (*plume head*) et d'un conduit de panache (*plume tail*) restant stationnaire pendant 30 Ma entrainerait selon eux une surrection. Si VanDecar et al. (1995) ont effectivement raison, le conduit du panache est bien resté stationnaire. Néanmoins, cette explication me paraît peu plausible, notamment à cause de l'emplacement de ce conduit. Il se situe sous le bassin de Paraná, à un endroit où l'on déposait la formation Bauru d'âge Crétacé Supérieur (i.e. en même temps que la période de surrection sur notre zone d'étude). Il semble donc improbable que l'on ait de la subsidence à l'aplomb du panache et de la surrection à plus de 500 km au même moment.

Le point chaud de Trindade a lui impacté la lithosphère sous l'actuelle ville de Brasília aux alentours de 85 Ma (Thompson et al., 1998). Zalan et Oliveira (2005) ont proposé que la dérive de l'Amérique du Sud au-dessus du point chaud ait entraîné la formation d'un méga plateau dynamique de 2000 m d'altitude au niveau de notre zone d'étude accompagnant la mise en place des intrusions alcalines. A 58 Ma, l'instabilité isostatique entre ce plateau et les bassins en mer adjacents, ainsi que la fin de la perturbation thermique, ont entraîné l'effondrement du plateau et la formation du CRSB (Rift Continental du Sud-est Brésil, voir partie III). Cette

hypothèse peut donc expliquer la surrection au Crétacé Supérieur et la formation des bassins terrestres au Paléogène.

Mais cette hypothèse n'explique pas la déformation formant les hauts topographiques en plissement avant les dépôts dans les bassins tertiaires (voir partie III), ni la forte composante décrochante liée à la formation des bassins. De plus, on pourrait s'attendre à ce que le plateau formé recouvre la zone entière affectée par l'arrivée du point chaud. Harman (2000) a mené une étude en traces de fission sur apatite sur le craton de São Francisco, avec également des échantillons à la bordure sud et SE du craton. Elle trouve effectivement un évènement à 80 Ma, entraînant une accélération de l'exhumation, cependant cet évènement est localisé sur certains échantillons le long de zones de cisaillement régionales. Pour Harman (2000), la cause de l'accélération du refroidissement n'est pas dans l'impact du point chaud mais dans le changement de mouvement entre la plaque sud-américaine et la plaque africaine, entraînant la réactivation de zones de cisaillement héritées.

Thompson et al. (1998) ont proposé que la lithosphère épaisse du craton de São-Francisco dévie le point chaud vers le sud (voir chapitre I.2). Ceci pourrait alors expliquer pourquoi Harman (2000) n'en voit pas l'effet dans le craton. Néanmoins, il est tout de même surprenant que certains échantillons soient affectés et d'autres non.

De plus, la phase d'exhumation au Crétacé Supérieur semble commencer dans notre région d'étude avant l'impact du point chaud, vers 100 Ma. Dès lors, si je n'exclus pas la possibilité que le panache de Trindade ait pu en partie aider à l'exhumation de la zone d'étude, il paraît improbable qu'il en soit la cause principale.

2.2 Les contraintes compressives

Il ne reste alors que les contraintes compressives pour pouvoir expliquer les différentes phases de réactivation post-rift au SE Brésil. Cette compression peut avoir plusieurs origines, et principalement, (1) la force engendrée par le poids des

Andes, (2) les forces aux limites de plaques (principalement le ridge-push et le slab-pull), (3) la circulation mantellique sous-jacente à la lithosphère.

Nous avons montré dans les parties II et III que les phases de déformations au SE Brésil sont globalement synchrones des phases de déformations importantes dans les Andes. Or, le poids exercé par la chaîne andine, et les forces de compressions ainsi engendrées dans la plaque ne sont en fait qu'une compensation des forces qui construisent les Andes. Ces forces sont donc plutôt une conséquence et une balance d'autres forces que la cause première. Il apparaît donc que les Andes sont une sorte de dynamomètre (e.g. Husson et Ricard, 2004) et donc que si des forces sont capables de construire les Andes, elles sont également capables, si l'on admet qu'elles se transmettent à travers la plaque (voir ci-dessous section 3), de générer les déformations observables sur notre zone d'étude.

Les phases de réactivations au sud-est Brésil semblent être fortement liées à la cinématique (vitesse et direction) de la convergence Nazca - Amérique du Sud (Fig. IV.1). C'est également cette convergence qui est la cause de la formation de la cordillère Andine.

Le moteur de la dynamique des plaques est un vaste sujet de débat au sein des sciences de la Terre (e.g. Bird et al., 2007; Richardson, 1992; van Summeren et al., 2012; Ziegler, 1993) et dépasse largement le cadre de ce travail. Nous allons néanmoins essayer de comprendre quelles sont les forces qui gouvernent cette dynamique pour comprendre quelles forces sont responsables de la déformation de la marge SE brésilienne.

Au premier ordre, les forces responsables du mouvement peuvent être les forces liées aux limites de plaques (e.g. le slab-pull, ou le ridge-push) ou des forces liées à la dynamique mantellique (notamment la traction de l'asthénosphère sur la lithosphère) (e.g. Richardson et al., 1992; van Summeren et al., 2012).

Le slab-pull résulte de la traction du poids du slab sur la plaque. Des auteurs (e.g. Richardson, 1992; Wilson, 1993) ont argumenté pour que les forces de slab-pull soient en partie compensées au sein même du slab (notamment par la résistance de l'asthénosphère au plongement du slab), et aient peu d'influence sur la dynamique des plaques. D'autres (e.g. van Summeren et al., 2012) pensent au

contraire que le slab-pull est responsable d'une bonne partie de la cinématique des plaques.

Le ridge-push est une force résultante du gradient de pression horizontale entre la ride chaude, fine et élevée et la lithosphère océanique qui se refroidit, se contracte et s'épaissit en s'éloignant de cette ride (e.g. Dahlen, 1981; Wilson, 1993). Le refroidissement et l'épaississement de la lithosphère sont dépendants de l'âge de la lithosphère, le ridge-push sera donc indépendant de la vitesse d'accrétion de la ride (e.g. Dahlen, 1981; Turcotte et Schubert, 1982). Dès lors, si cette force rentre en jeu pour expliquer une partie du déplacement des plaques, elle permet difficilement d'expliquer les variations de vitesse de ces déplacements. Des variations de la force de ridge-push peuvent néanmoins se produire si des remontées de matériels moins dense se produisent sous la ride, augmentant alors son altitude relative par rapport au plancher océanique. De telles remontées se traduisent généralement par de la fusion adiabatique et un point chaud. Ce point chaud a alors également une force de poussée, le *plume push* (Cande et Stegman, 2011).

Certains auteurs (Silver et al., 1998; Ziegler, 1993) ont proposé que les forces de traction à la base de lithosphère soient responsables, pour partie, des changements de vitesses des plaques. Ces forces de traction sont le résultat de la circulation mantellique sous-jacente à la lithosphère. La valeur de cette force dépend de la différence entre la vitesse de la cellule de convection et la vitesse de la lithosphère sus-jacente. En un point donné de la plaque, elle sera en fait assez faible, notamment à cause de l'importante différence de viscosité entre la lithosphère et l'asthénosphère (environ 5 ordres de grandeur, e.g. Doglioni et al., 2011). Ce qui lui permet d'être un moteur de la dynamique des plaques, c'est l'intégration de la force sur l'ensemble de la longueur de la plaque.

Un changement dans la vitesse de la circulation mantellique va avoir pour effet d'augmenter (ou de diminuer) la traction et donc la vitesse de la plaque. Lorsque la convergence est lente, les forces de slab-pull vont pouvoir entraîner un recul de la subduction. Ce recul va empêcher le couplage de la plaque Nazca et de la plaque sud-américaine, diminuant alors la compression de la plaque supérieure, et pouvant même alors provoquer de l'extension (voir le débat sur les Andes à l'Oligocène, partie III.1). A l'inverse, si la convergence est rapide, un couplage va se

créer et les forces horizontales des deux plaques vont alors pouvoir provoquer de la compression.

La plaque sud-américaine est soumise au ridge-push de la ride médio-Atlantique (Fig. IV.2), provoquant un déplacement vers l'ouest de la plaque. De plus, la traction exercée par la cellule mantellique sous la plaque sud-américaine est invoquée pour expliquer une phase Néogène de construction andine (e.g. Husson et al., 2012; Silver et al., 1998), en plus des forces exercées par le ridge-push. Silver et al. (1998) ont montré une accélération de la plaque sud-américaine aux alentours de 30 Ma, due à la fermeture de la Téthys et à la collision Afrique-Europe. Cette accélération de la plaque serait alors due à l'accélération de la cellule de convection et à l'augmentation des forces de traction (Fig. IV.2), augmentant alors la compression dans les Andes (Husson et al., 2012).

La plaque Nazca quant à elle est soumise au ridge-push de la ride est-Pacifique (Fig. IV.2). Lorsque l'on regarde la variation de vitesse de la plaque sud-américaine et la variation de vitesse de la convergence (Fig. IV.1), on constate que la vitesse de la plaque Nazca vers l'Amérique du Sud a dû être très variable au cours du temps. Il n'y a pas d'enregistrement de point chaud sur la plaque Nazca permettant d'expliquer les variations de vitesses par un effet dynamique ou de plume-push. Les hauts topographiques de la plaque (principalement la Nazca ridge) semblent plutôt dus à des mises en place de magmas le long de failles transformantes durant les réorganisations de plaque qui ont eu lieu dans le Pacifique (Woods et Okal, 1994).

En effet, depuis le Crétacé Supérieur la partie est du pacifique est marquée par de nombreux changements de dynamique, avec la disparition ou la rotation de rides et la séparation de la plaque Farallon en deux plaques, Nazca et Cocos (e.g. Lonsdale, 2005; Mayes et al., 1990; Sdrolias et Müller, 2006; Somoza, 1998). Ces réorganisations géodynamiques peuvent expliquer les variations de vitesse et de direction, mais les forces responsables peuvent être nombreuses (variations du ridge-push selon les rides actives, réorganisation mantellique, détachement de slab). Cette explication est assez spéculative, car s'il est déjà difficile aujourd'hui d'estimer l'impact des différentes forces sur la vitesse des plaques, extrapoler sur le passé devient purement conceptuel. Il est tout de même possible d'imaginer que ces

réorganisations ont impliqué des vitesses et des directions de tractions variables de la cellule mantellique. Les changements de rides actives impliquent eux clairement des changements de direction. De plus, il est possible que les forces de slab-pull aient pu également jouer un rôle dans le mouvement de la plaque Nazca, au moins récemment (Richardson, 1992), même si van Summeren et al. (2012) estiment que cette force n'est pas nécessaire (dans le cas de la plaque Nazca et contrairement aux autres plaques possédant un slab).

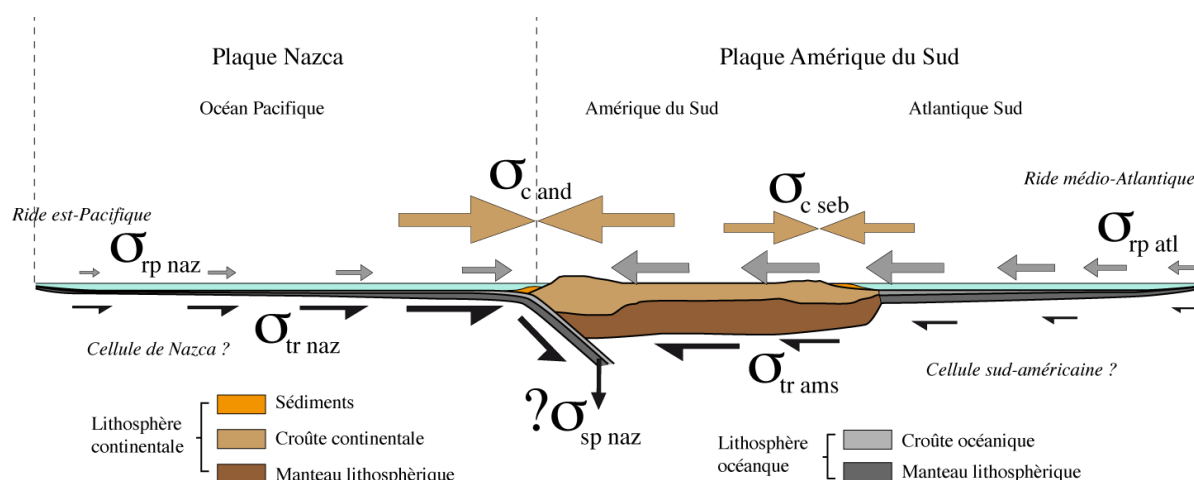


Figure IV.2: Coupe schématique à l'échelle lithosphérique des plaques Nazca et Amérique du Sud montrant les forces pouvant être à l'origine de la convergence entre les deux plaques et de la compression à l'échelle de la plaque sud-américaine. Les différentes flèches indiquent les forces en présence (σ) pour le ridge-push (rp), la traction de l'asthénosphère (tr), le slab-pull (sp) et la résultante compressive horizontale (c). naz = Nazca, atl = Atlantique, ams = Amérique du Sud, and = Andes, seb = sud-est Brésil. La taille des flèches est purement qualitative.

La combinaison des forces de ridge-push et de traction à la base de la lithosphère pourrait donc être suffisante pour expliquer la convergence des plaques Nazca et Amérique du Sud et la formation des Andes (Fig. IV.2). Le caractère polyphasé de la déformation Andine peut alors s'expliquer par des variations de la vitesse de convergence, entraînant soit un couplage des plaques et une compression dans la plaque sud-américaine, soit en laissant la zone de subduction reculer plus vite que la plaque sud-américaine n'avance et provoquant alors une extension. Cobbold et al. (2007) ont montré que les phases de déformations andines correspondaient également à des phases de déformations sur l'ensemble du continent sud-américain, et ont proposé comme mécanisme une compression

généralisée à l'échelle de la plaque entre les ridge-push est-Pacifique et médio-Atlantique. Pour expliquer ceci, il faut montrer que les forces responsables de la construction andine peuvent agir à l'échelle du continent et donc se transmettre depuis la bordure ouest au reste de l'Amérique du Sud.

3. La transmission des forces depuis les limites de la plaque sud-américaine

Il est possible, à partir de l'équilibre des forces (Fig. IV.3, eq. IV.1) qui s'exercent sur l'Amérique du Sud, de comprendre comment les forces présentes à la limite ouest de la plaque peuvent également être présentes sur la marge est (Fig. IV.2 et IV.4) et sur l'ensemble du continent. Cet équilibre s'écrit (Jaeger et Cook, 1979):

$$\partial\sigma_{xx}/\partial x + \partial\sigma_{xy}/\partial y + \partial\sigma_{xz}/\partial z + \rho X = 0$$

$$\partial\sigma_{yx}/\partial x + \partial\sigma_{yy}/\partial y + \partial\sigma_{yz}/\partial z + \rho Y = 0 \quad (\text{eq. IV.1})$$

$$\partial\sigma_{zx}/\partial x + \partial\sigma_{zy}/\partial y + \partial\sigma_{zz}/\partial z + \rho Z = 0$$

où ρX , ρY et ρZ sont les forces de volume (dépendantes de l'accélération suivant l'axe considéré). En géodynamique l'accélération dans le plan xy (horizontal) se produit sur des très long termes, il est donc possible de simplifier $\rho X = \rho Y = 0$ (Stüwe, 2002), alors que $Z = g$ (accélération gravitaire).

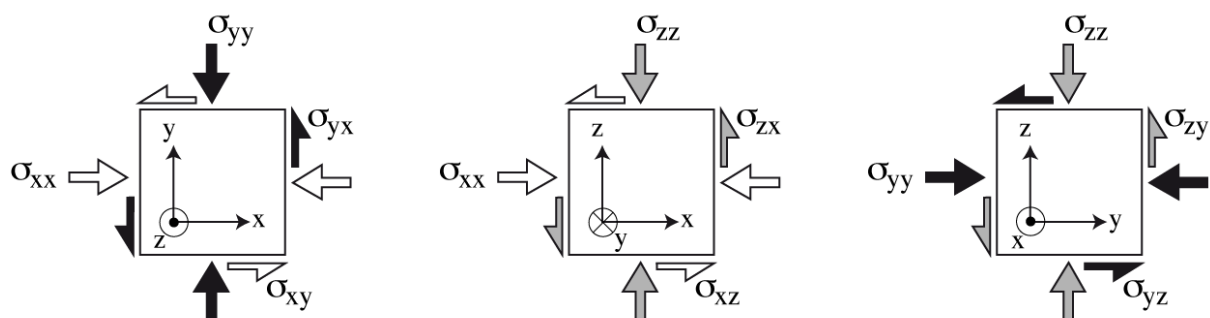


Figure IV.3: Projection dans les trois plans de l'espace de l'état des forces sur un cube d'arête unitaire.

Si l'on prend l'Amérique du Sud en carte (Fig. IV.4) et que l'on considère la force horizontale due à la convergence entre l'Amérique du Sud et Nazca, on peut alors la décomposer en deux forces, σ_{xx} qui est normale à la subduction et σ_{yx} qui est cisailante (Fig. IV.4). Ce qui nous intéresse ici, c'est leur variation depuis la limite ouest de la plaque (les Andes) jusqu'à notre zone d'étude, suivant donc l'axe x, soit $\partial\sigma_{xx}/\partial x$ et $\partial\sigma_{yx}/\partial x$. Pour comprendre les variations de ces forces, reprenons les équations d'équilibre :

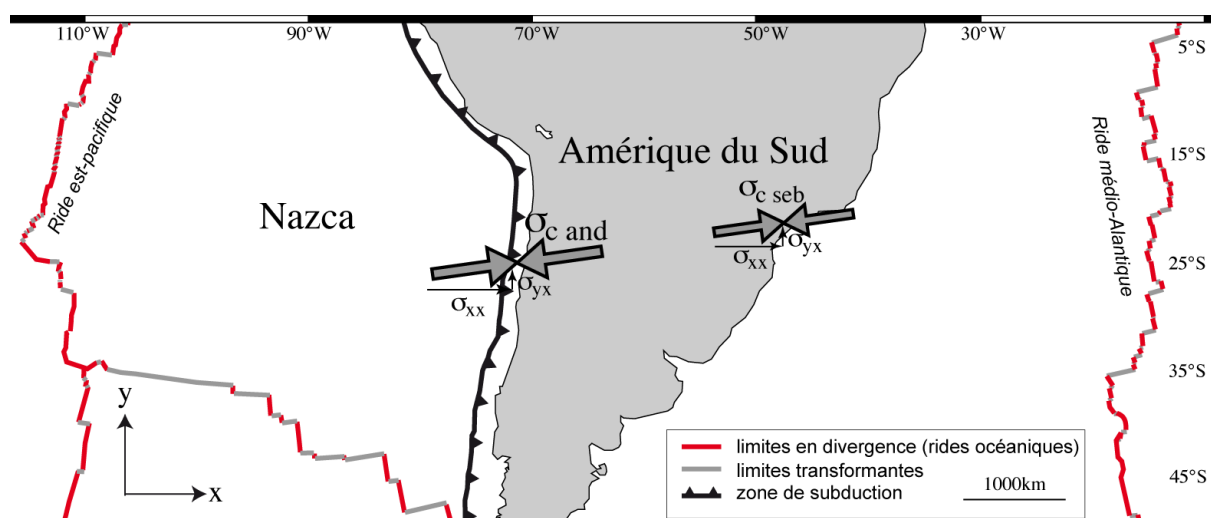


Figure IV.4: Carte des plaques Nazca et Amérique du Sud, présentant les forces normales (σ_{xx}) et cisailantes (σ_{yx}) dues à la force de convergence (σ_c , and = Andes, seb = sud-est Brésil) des deux plaques à l'Actuel. La taille des flèches est qualitative. Les limites de plaques viennent de Bird (2003).

$$(1) \partial\sigma_{xx}/\partial x + \partial\sigma_{xy}/\partial y + \partial\sigma_{xz}/\partial z = 0$$

- $\partial\sigma_{xy}/\partial y$ va être faible. En effet, si ce n'était pas le cas, la plaque sud-américaine subirait une accélération rotationnelle autour de l'axe z, or on peut constater que ce n'est pas le cas. La force σ_{xy} n'est cependant pas complètement nulle au nord de la plaque où il y a une légère force appliquée par la plaque Caraïbes sur la plaque sud-Américaine, mais étant donnée la longueur de l'axe y (la longueur NS de l'Amérique du Sud), sa dérivée sera effectivement faible.

- $\partial\sigma_{xz}/\partial z$. σ_{xz} est égale à zéro en surface. Sa variation en fonction de z va donc dépendre de sa valeur à la limite entre l'asthénosphère et la lithosphère. J'ai expliqué

ci-dessus (section 2.2) que cette force est faible en un point donné. On en déduit donc que $\partial\sigma_{xz}/\partial z$ sera faible.

On peut donc estimer que $\partial\sigma_{xx}/\partial x$ va également être faible et que donc la force σ_{xx} qui s'applique à la limite du continent (i.e. au niveau des Andes) et celle qui s'applique à notre zone d'étude vont être similaires. Même si un gradient existe, la force peut alors diminuer partiellement mais existera toujours et appliquera quand même une contrainte EW sur la marge SE brésilienne.

$$(2) \partial\sigma_{yx}/\partial x + \partial\sigma_{yy}/\partial y + \partial\sigma_{yz}/\partial z = 0$$

- $\partial\sigma_{yy}/\partial y$. En dehors de sa limite nord, la plaque sud-américaine est peu ou pas soumise à des contraintes NS, on peut donc en déduire que σ_{yy} est quasiment nulle à l'échelle de la plaque. Sa dérivée suivant l'axe y le sera donc aussi.

- $\partial\sigma_{yz}/\partial z$. De la même manière que σ_{xz} , σ_{yz} , est nulle en surface. Si la cellule de convection mantellique sous la plaque est cylindrique et que le mouvement se fait bien en direction EW il y a de fortes chances pour que σ_{yz} soit également nulle en profondeur. Dès lors, $\partial\sigma_{yz}/\partial z$ est également nulle.

On peut donc dire que $\partial\sigma_{yz}/\partial x$ est faible à nulle, et que donc les forces cisailantes appliquées à la limite ouest de la plaque se retrouvent également sur notre zone d'étude.

On constate donc que les forces horizontales qui s'appliquent aux Andes vont pouvoir se transmettre sur toute la largeur de la plaque sud-américaine, avec probablement une légère diminution. De fait, la traction à la base de la lithosphère exercée par la cellule sous l'Amérique du Sud est une force qui s'intègre sur la longueur de la plaque pour calculer son poids dans l'équilibre des forces sur les Andes (e.g. Husson et al. 2012). Cette force sera donc moins forte au niveau de notre zone d'étude (puisque l'intégration se fera sur une moindre longueur). Dès lors il apparaît normal que, pour que l'équilibre des forces soit respecté, la force transmise depuis la plaque Nazca sur l'Amérique du Sud diminue légèrement aussi.

La carte des déplacements enregistrés durant le séisme de Maule au Chili en 2010 (Fig. IV.5) est une preuve assez convaincante que le rebond élastique à la

suite de ce séisme a eu un impact à l'échelle de la plaque, et que les forces peuvent donc effectivement se transmettre.

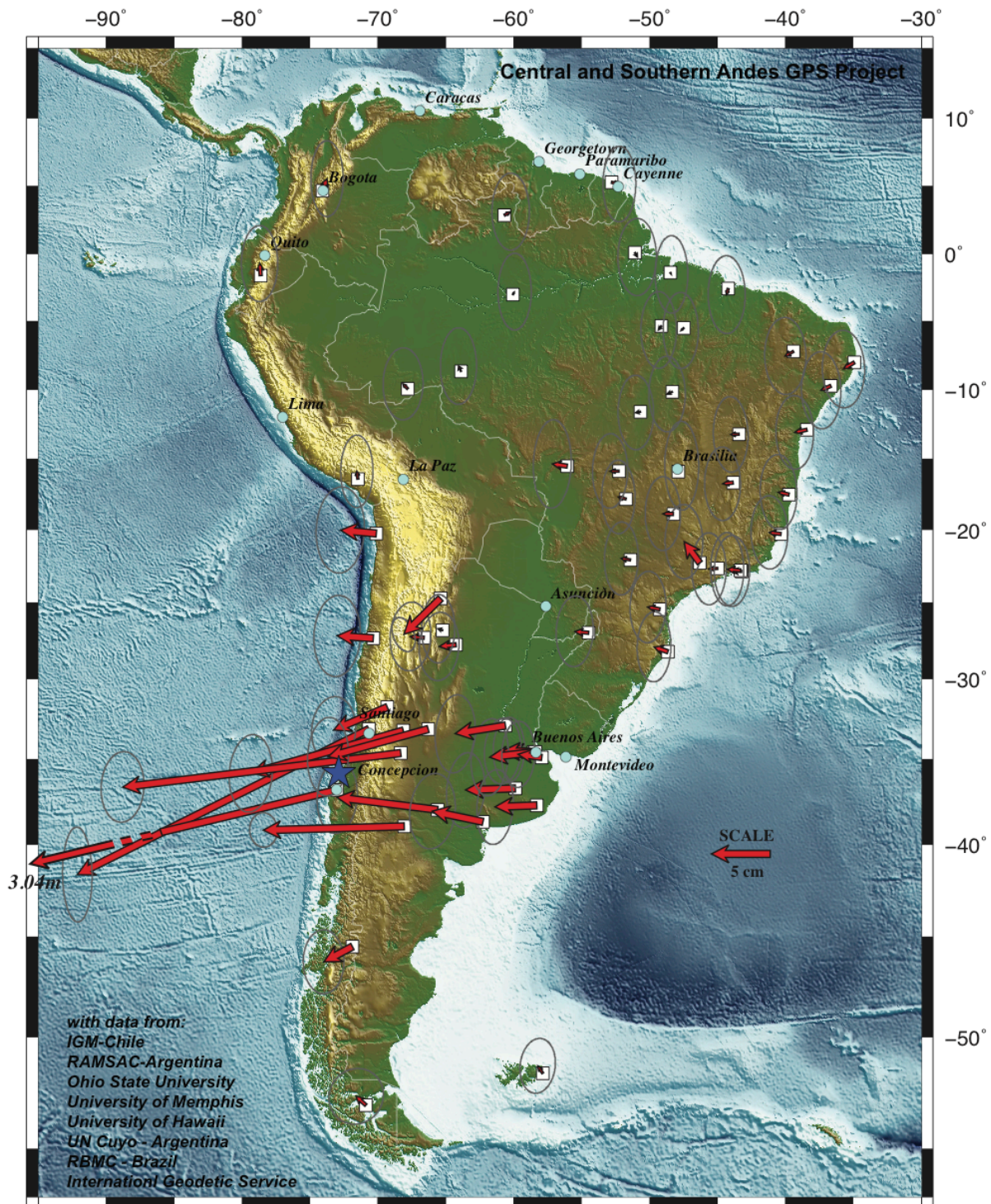


Figure IV.5: Carte des données GPS avant et après le séisme de Maule (Chili, 2010) et montrant le rebond élastique à l'échelle de la plaque. Les flèches rouges représentent la distance du rebond pour les différents points. Source: (http://www.soest.hawaii.edu/soest_web/soest.news_chile_feb2010_eq.htm).

Si ces constatations qualitatives dérivent des lois d'équilibres, une interprétation quantitative serait beaucoup plus dure à réaliser, et cette quantification ne rentre pas directement dans le travail de cette thèse. Le nombre de paramètres à connaître et que nous ne pouvons que supposer (e.g. la viscosité de l'asthénosphère, la rhéologie de la lithosphère, les différentes forces mises en jeu dans le mouvement des plaques) est trop important pour que ce travail soit mené ici. Husson et Ricard (2004) et Husson et al. (2012), parmi d'autres, ont mené ce travail sur les Andes montrant que pour le Néogène, la formation de la chaîne pouvait s'expliquer par les forces de ridge-push et de traction. Si c'est le cas pour les Andes, il n'y a aucune raison que ce ne soit pas possible pour notre zone d'étude.

4. La concentration des déformations

Si les forces sont semblables à l'échelle de la plaque, pourquoi les déformations qui en résultent sont localisées? La réponse réside probablement dans la rhéologie de la lithosphère. Van Wess et Beekman (2000) ont proposé que l'héritage de structures soit par exemple un mécanisme pouvant aider à la réactivation par affaiblissement de la lithosphère. Si la résistance à un endroit donné est suffisamment faible, alors la force exercée pourra entraîner des déformations. Ceci explique que les déformations soient extrêmement concentrées au niveau des Andes, dû à la fois à des faiblesses de structures de la lithosphère, héritées des bassins et des arcs Paléozoïque à Crétacé Inférieur (Cobbold et al., 2007 et références incluses), et aussi à des faiblesses liées à la thermicité des Andes (e.g. Isacks, 1988). Le flux de chaleur est très élevé dans cette région (pouvant être supérieur à 200 mW/M^2 notamment dans les Andes centrales plus déformées, Hamza et al., 2005b). Ceci s'explique par la présence de la zone de subduction qui relâche des fluides, provoquant du magmatisme. La géométrie de la zone de subduction peut également induire de convection de l'asthénosphère et provoquer la remontée de matériel chaud.

De même, notre zone d'étude est une zone structuralement affaiblie. La présence de zones de cisaillement héritées des orogènes brésiliennes déjà réutilisées pour le rifting Crétacé Inférieur, ainsi que des zones de transfert de ce rifting, pourrait expliquer les réactivations à cet endroit. Pour tester cette hypothèse, j'ai superposé une carte tectonique simplifiée du Brésil sur la topographie (Fig. IV.6).

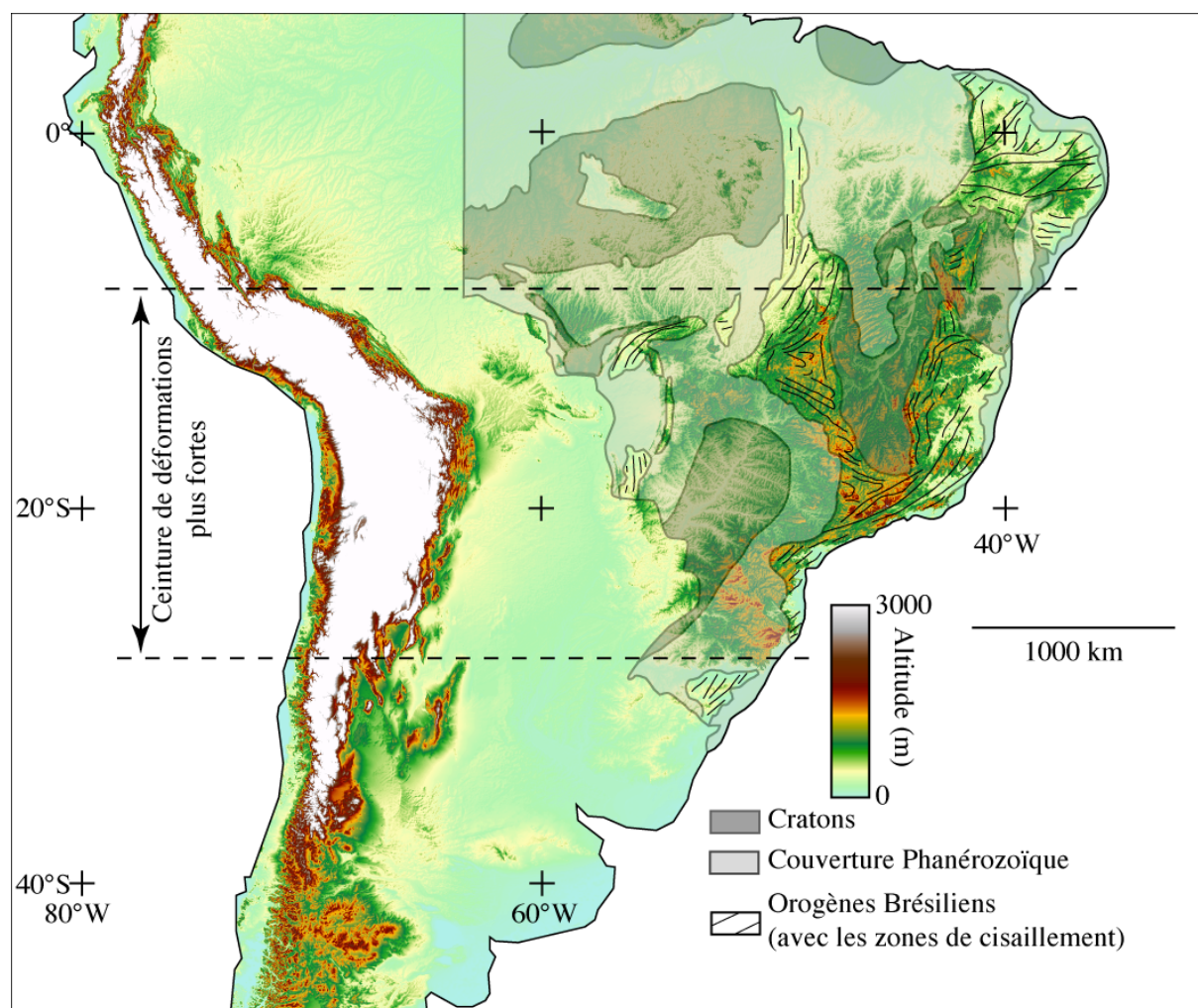


Figure IV.6: Carte topographique de l'Amérique du Sud (données de la mission ETOPO1, <http://ngdc.noaa.gov/mgg/global/global.html>). L'échelle des couleurs sature à 3000 m. La carte tectonique simplifiée est superposée en transparence (carte modifiée d'après Alkmim et al., 2001).

Au premier ordre, les zones les plus élevées au Brésil correspondent aux zones ayant été déformées durant les orogènes Brésiliens au Protérozoïque. Ces zones ont un fort héritage structural et en sont donc affaiblies. Ce sont des zones préférentielles pour les réactivations et les déformations, formant ainsi les reliefs sous l'effet des contraintes compressives. De plus, on constate une ceinture

latitudinale au sein de laquelle les reliefs brésiliens sont les plus forts, et qui correspond également à la zone andine la plus déformée (au niveau de l'orocline bolivien). Notre zone d'étude est environ au milieu de cette ceinture (Fig. IV.6) et présente les reliefs les plus forts du Brésil. Cette correspondance penche une fois de plus pour un lien entre les déformations andines et les déformations de la marge brésilienne. Husson et al. (2012) proposent que la cellule sud-américaine est plus forte en son centre expliquant ainsi cette segmentation latitudinale. Enfin, les reliefs brésiliens dessinent une sigmoïdale parallèle à la côte entièrement compatible au premier ordre avec une réactivation en décrochement dextre sur notre zone d'étude, sous l'effet de contraintes \sim EW, ce qui est le cas du ridge-push de la ride est-Pacifique mais aussi médio-Atlantique au Néogène, et également peut-être des tractions à la base de la lithosphère.

Actuellement, la World Stress Map (Heidbach et al., 2008, Fig. IV.7a) montre bien que l'ensemble de la plaque sud-américaine est soumise à une contrainte compressive \sim EW. Il n'y a pas beaucoup de données sur notre zone d'étude, mais si l'équilibre des forces est respecté, les données montrant la compression dans les Andes en sont une évidence. De plus, Assumpção (1998) montre que les séismes récents sur la marge du Brésil sont en mécanisme inverse ou en décrochements avec une composante de contraintes maximales EW (Fig. IV.7b). Coblenz et Richardson (1996) ont également montré qu'en modélisant les forces de ridge-push de la ride médio-Atlantique, contrebalancées par le poids des Andes, ils obtenaient une distribution de S_{Hmax} (contrainte horizontale maximum) en accord avec la World Stress Map, et de direction EW à peu près constante à l'échelle de la plaque sud-américaine (Fig. IV.7b). Enfin Pedoja et al. (2011) ont montré que la surrection des terrasses marines de la marge brésilienne ne pouvait s'expliquer que par une compression. Les données actuelles sur l'état de contrainte de la plaque sud-américaine sont donc toutes concordantes et montrent une compression EW.

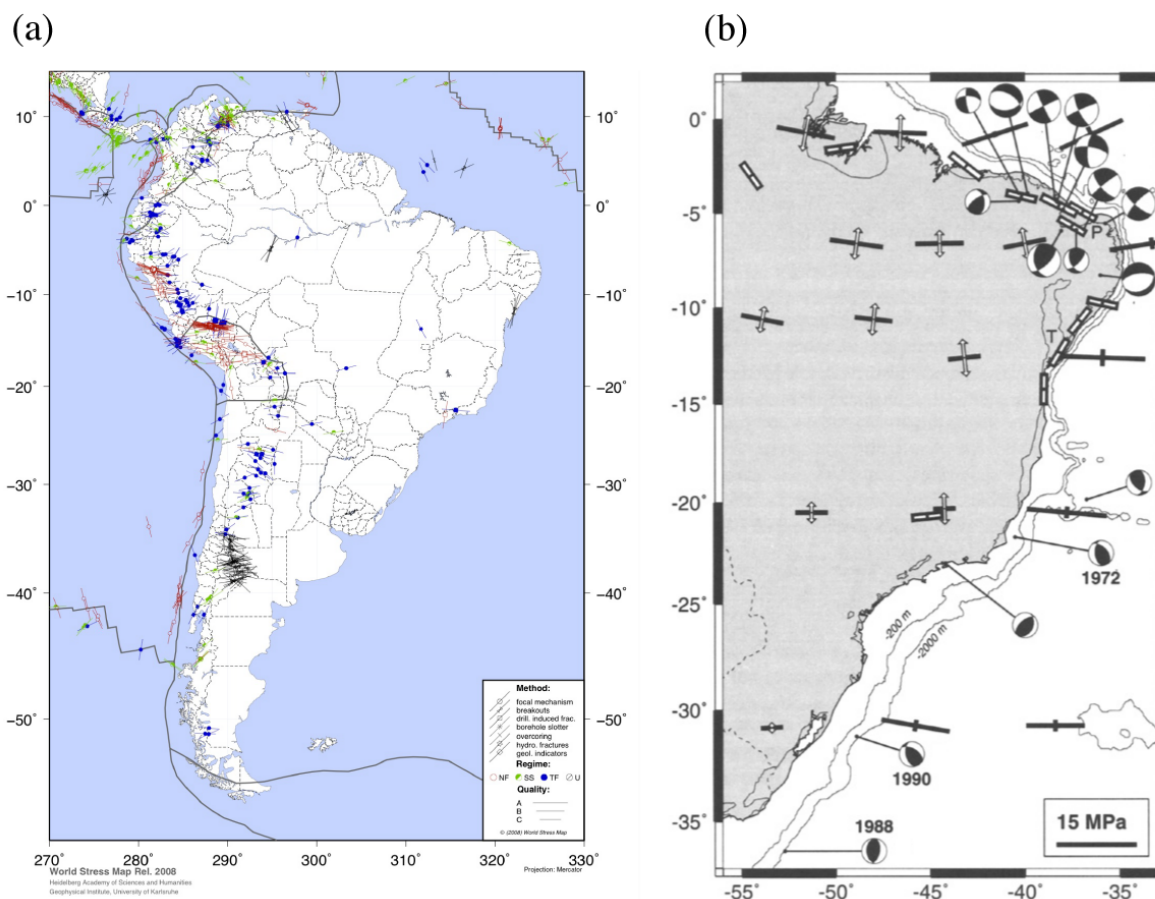


Figure IV.7: (a) World Stress Map restreinte à l'Amérique du Sud (Heidbach et al., 2008). (b) Carte des contraintes sur la marge Atlantique brésilienne (Assumpção 1998). Sont montrés les mécanismes au foyer des séismes ainsi que le S_{Hmax} modélisé par Coblenz et Richardson (1996) (traits épais noirs). Les flèches blanches sont les directions principales d'extension. Les barres blanches représentent le S_{Hmax} moyen sur au moins 3 données dans la zone concernée (Lima et al., 1997).

Conclusion

La variation des vitesses de convergence entre l'Amérique du Sud et Nazca permet donc d'expliquer assez bien les différentes phases de réactivation. Lorsque la convergence est plus lente, les forces de slab-pull permettent une augmentation de la vitesse de retrait de la zone de subduction, entraînant un découplage entre l'Amérique du Sud et Nazca et une baisse des contraintes compressives, voire une extension. Lorsque la convergence est suffisamment rapide, les contraintes compressives peuvent se transmettre, aussi bien dans les Andes que sur la marge sud-est brésilienne, comme c'est le cas actuellement.

Comme je l'ai dit ci-dessus, estimer les forces mises en jeu dans le mouvement des plaques reste assez spéculatif. En effet, l'équilibre des forces est déjà extrêmement difficile à faire à l'actuel, et repose beaucoup sur des modélisations numériques dont la paramétrisation n'est pas parfaite à cause de notre manque de connaissance de ces paramètres (e.g. viscosité de la lithosphère et de l'asthénosphère, rhéologie de la lithosphère, circulation mantellique, rigidité des plaques lithosphériques). Pour le passé, ce travail d'étude des différentes forces est probablement impossible à mener (pour l'instant) car il faudrait connaître la dynamique mantellique il y a 50 Ma ou 80 Ma. Néanmoins, il semble que le ridge-push des rides médio-Atlantique et est-Pacifique combiné à la traction à la base de la lithosphère puissent expliquer la convergence de Nazca et de l'Amérique du Sud, entraînant une compression de la plaque sud-Américaine, et sa déformation, notamment au SE Brésil, et ce de manière épisodique.

On constate une différence entre les périodes de réactivation au Crétacé Supérieur et au Néogène (étendue sur toute la région étudiée) et celle du Paléogène (restreinte à la bordure du bassin de Taubaté). Une explication possible est l'intervention d'autres facteurs pour les deux phases généralisées. La présence de points chauds au Crétacé Supérieur par exemple, en rendant la lithosphère plus faible, pourrait engendrer des déformations plus généralisées.

Pour la phase Paléogène, la déformation est plus localisée, seule est réactivée la plus grande zone de faiblesse, i.e. la zone de cisaillement centrale de la chaîne Ribeira. Il est possible qu'au vu de la direction des contraintes (~ NE-SW) les seules réactivations possibles soient sur les grands décrochements verticaux et non sur d'autres failles.

Le Néogène est une phase d'intense déformation et de construction de la chaîne Andine. Une vigueur renforcée de la cellule mantellique est invoquée pour expliquer cela. Il est possible que cette augmentation de traction augmente alors les forces sur la marge brésilienne par rapport aux autres époques permettant une plus grande réactivation. La marge SE brésilienne est une zone de transition entre la lithosphère océanique et la lithosphère continentale plus épaisse. En outre, la zone d'étude est entourée de cratons possédant également des lithosphères plus épaisses. Le débat est constant pour savoir si l'épaisseur de la lithosphère joue sur

la traction de la plaque (e.g. Conrad et Lithgow-Bertelloni, 2006; Naliboff et al., 2009), mais il est possible que l'effet de l'augmentation de la vitesse de la cellule soit décuplé dû à ces variations d'épaisseur. Enfin, l'orientation des contraintes a tourné depuis une direction SW-NE à une direction ~ EW. Il est possible que cette nouvelle direction s'exprime plus facilement sur une déformation provoquant un épaissement crustal et une inversion des bassins à terre.

Une fois de plus, le système Terre est un système extrêmement complexe et les variables mises en jeu ici ne sont pas connues directement. Les apports des différentes forces pouvant être présentes sont extrêmement complexes à établir, (voir par exemple Meijer et Wortel, 1992, pour une tentative à l'échelle de l'Amérique du Sud) à l'actuel et encore plus dans le passé. J'ai ici essayé de fournir une interprétation qualitative à nos observations sur une zone restreinte de l'Amérique du Sud, mais il semblerait que l'ensemble de la plaque soit soumis à une compression (voir les discussions chapitres II.1, II.2 et III.1 et la section 4 ci-dessus), et les facteurs développés ci-dessus permettent de l'expliquer. L'expression de ces forces à travers des déformations peut, elle, impliquer des facteurs plus locaux tels que la présence de points chauds ou de zones de faiblesses héritées.

CONCLUSIONS

&

PERSPECTIVES

1. Conclusions

La marge du sud-est du Brésil est caractérisée par la présence d'un double escarpement, délimitant deux chaînes de montagnes, la Serra do Mar et la Serra da Mantiqueira, séparées par la vallée de la Paraíba do Sul dans laquelle se trouve une série de bassins tertiaires. Nous avons essayé au cours de ce travail de comprendre quand, comment et pourquoi ces structures particulières se développaient sur une marge 'passive'.

1.1 Les phases de refroidissement

L'utilisation de deux thermochronomètres de basses températures, les traces de fission sur apatite et la datation (U-Th)/He sur apatite, nous a permis de mettre en évidence le caractère polyphasé du refroidissement post-rift des roches dans la croûte superficielle sur la marge sud-est brésilienne. Nous avons identifié deux phases de refroidissement généralisées de la marge, la première au Crétacé Supérieur, et la seconde au Néogène. Entre les deux, une troisième phase de refroidissement semble plus localisée, du moins sur notre zone d'étude, sur la bordure des bassins tertiaires de la vallée de la Paraíba do Sul. En compilant les données à notre disposition (entre autres sédimentaires et géomorphologiques), nous avons pu relier ces phases de refroidissement à des phases de surrections et de rajeunissement du relief, montrant ainsi que la topographie actuelle était une résultante de l'héritage du rifting, mais surtout de cette série de réactivation. L'ensemble de l'exhumation post rift atteint 4 à 5 km pour la région allant de la côte à la Serra da Mantiqueira et environ 2 km plus à l'intérieur des terres.

1.2 Les phases de déformation

L'étude structurale du bassin de Taubaté, à travers des données d'affleurement mais surtout à travers les profils sismiques, a montré une formation du bassin, non pas en rift comme cela est souvent proposé, mais en transtension, comme un pull-apart, durant le Paléogène, sous l'effet de contraintes compressives ~SW-NE. Nous avons également montré que cette formation était précédée d'une phase de déformation par plissement du socle de ce bassin. A la suite de la phase de déformation paléogène, une phase de quiescence tectonique a lieu durant une bonne partie de l'Oligocène et le début du Miocène. Enfin, le bassin est réactivé en transpression à la fin du Miocène et ce jusqu'à l'actuel, sous l'effet de contraintes compressives ~EW. Ces directions de contraintes, inférées sur le bassin de Taubaté, semblent être en accord avec celles inférées dans la région, et ceux par divers auteurs sur divers objets.

La formation des bassins au Paléogène explique assez bien la phase de refroidissement constatée sur les bordures du bassin en thermochronologie. Nous interprétons également la déformation de plissement du socle comme étant reliée à l'exhumation au Crétacé Supérieur. Durant la fin du Paléogène et le début du Néogène, la quiescence tectonique permet l'accumulation de sédiments, aujourd'hui érodés, entraînant le réchauffement des échantillons des bordures des bassins constatés par la modélisation des histoires thermiques des échantillons. Enfin la période de réactivation du bassin de Taubaté au Néogène est compatible avec une phase d'exhumation. L'étude structurale nous a donc permis de connaître les directions des contraintes lors des phases de surrection déduites de l'étude thermochronologique.

1.3 Les causes de la réactivation post-rift

En comparant nos résultats thermochronologiques avec les données régionales et à l'échelle de la plaque, nous avons pu constater une forte

concordance entre les phases d'exhumation sur notre zone d'étude et les phases de déformations andines, ainsi qu'avec des phases d'exhumation similaires dans le NE du Brésil. De plus, les directions de contraintes déduites de notre étude structurale semblent également concordantes avec les déformations andines et la géodynamique de la convergence Amérique du Sud – Nazca. La concordance ne fait pas forcément la cause, cependant, nous avons pu montrer que les forces responsables de la construction de la cordillère des Andes n'avaient aucune raison de ne pas se propager sur l'ensemble de la plaque. Les déformations s'expriment alors sur des zones de faiblesses héritées mais également entraînées par des régimes thermiques particuliers, où la résistance étant moins forte, les forces peuvent alors entraîner ces déformations.

Il paraît donc probable que les réactivations post-rift de la marge sud-est du Brésil soient liées à des forces compressives, notamment le ridge-push des rides médio-Atlantique et est-Pacifique, ainsi que les contraintes exercées par la circulation mantellique sous jacente à la lithosphère. Ces forces semblent agir sur l'ensemble de la plaque sud-américaine, et induire un état compressif généralisé de cette plaque. Les reliefs du sud-est du Brésil résultent donc principalement de réactivations sous l'effet de la combinaison de forces compressives et d'héritage de zones de faiblesse structurale et peut-être partiellement de faiblesse liée à l'activité magmatique.

2. Perspectives

2.1 Régionales

Ce travail a permis de comprendre la formation des reliefs de la marge brésilienne. Néanmoins, certains points mériteraient encore que l'on s'y intéresse. Tout d'abord, la phase d'exhumation Néogène inférée est proche des limites de résolution des méthodes employées. Nous avons pu montrer, grâce à des données indépendantes, que cette phase d'exhumation n'était probablement pas un artefact

lié à la modélisation mais bien une réalité géologique. Cependant, une meilleure résolution de cette phase serait sans doute possible par l'emploi d'autres méthodes, notamment avec des données de puits (permettant d'accéder à une température finale plus élevée et donc une phase Néogène à des températures plus élevées et dans la gamme de résolution), ou avec des techniques plus récentes telle que la datation $^3\text{He}/^4\text{He}$ (permettant de différencier différentes histoires thermiques acceptables du point de vue de la datation classique (U-Th)/He).

Un deuxième point à éclaircir serait la datation précise des unités formant la base de la série sédimentaire du bassin de Taubaté. Nous avons une bonne concordance entre les données de thermochronologie et l'âge minimum de ces formations, mais une étude, en palynologie par exemple, pourrait apporter de nouvelles données directement sur ces sédiments. De plus, nous avons montré que l'épaisseur de sédiments du bassin avait pu être quasiment deux fois plus importante qu'aujourd'hui. Une étude de vitrinite sur la matière organique contenue dans les sédiments permettrait sans doute de confirmer cette hypothèse.

Enfin, nous avons montré que les forces en présence aux frontières de la plaque n'avaient aucune raison de ne pas se retrouver, au moins en partie, sur l'ensemble de la plaque. Comme il a été précisé dans la partie IV de ce travail, notre approche a été qualitative et non quantitative. La quantification requiert des hypothèses basées principalement sur des modèles utilisant eux-mêmes d'autres hypothèses (comme la viscosité de l'asthénosphère, ou la rhéologie de la lithosphère). Néanmoins, un tel travail serait intéressant à mener sur des zones passives comme la marge du sud-est du Brésil, pour voir si effectivement les forces en présence sont suffisantes (du moins du point de vue des modèles) pour réactiver des zones de faiblesses rhéologiques.

2.2 Globales

Du point de vue de la méthodologie, nous avons montré que la prise en compte des dommages dus aux effets de la radioactivité devaient nécessairement être considérés lors des modélisations de diffusion de l'hélium dans la technique (U-

Th)/He si l'on veut être concordant avec les données géologiques, au moins dans des roches relativement vieilles. La technique (U-Th)/He est encore en développement, et requiert beaucoup de précautions dans son emploi, notamment lorsqu'un échantillon présente une grande dispersion des âges comme ce fut souvent le cas dans cette étude.

Néanmoins son utilisation dans le cadre des marges passives pourrait permettre, comme ce fut le cas sur la marge brésilienne, d'avoir une meilleure résolution de l'évolution post-rift de ces marges. Persano et al. (2002, 2005, 2006) ont utilisé les mêmes techniques pour la marge du sud-est de l'Australie, montrant également une résolution accrue de l'histoire de la marge. Il est possible que le développement de ces études (U-Th)/He sur des marges passives élevées où il n'y en a pas encore eu (e.g. la marge sud-africaine) apporte dans un futur proche de nouvelles informations sur leurs mécanismes de formation.

Je pense enfin qu'au vu de la variété de contextes (géodynamiques ou climatiques par exemple) dans lesquels se développent les marges passives élevées, un mécanisme commun est peu probable. Devant ce sujet passionnant que sont leurs évolutions, les limites de nos méthodes d'investigations sont souvent atteintes, et je pense que pour chacune d'entre elles une étude attentive avec le maximum de moyens à notre disposition est nécessaire, en y incluant la combinaison d'étude structurale et de différents thermochronomètres déjà existants, en développement, ou à venir.

RÉFÉRENCES

BIBLIOGRAPHIQUES

Références Bibliographiques

- Alkmim, F.F., Marshak, S., Fonseca, M.A., 2001. Assembling West Gondwana in the Neoproterozoic: Clues from the São Francisco craton region, Brazil. *Geology* 29, 319-322.
- Almeida, F.F.M., 1976. The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 48, 15-26.
- Almeida, F.F.M., 1983. Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozóicas da região meridional da plataforma sul-americana. *Revista Brasileira de Geociências* 13, 139-158.
- Almeida, F.F.M., 1991. O alinhamento magmático de Cabo Frio, 2º Simposio de Geologia do Sudeste, Sao Paulo, pp. 423-428.
- Almeida, F.F.M., Carneiro, C.D.R., 1998. Origem e evolução da Serra do Mar. *Revista Brasileira de Geociências* 28, 135-150.
- Almeida, F.F.M., Brito Neves de, B.B., Carneiro, C.D.R., 2000. The origin and evolution of the South American Platform. *Earth-Science Reviews* 50, 77-111.
- Amante, C., Eakins, B.W., 2009. ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis. NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24, 19 pp.
- Amaral, G., Born, H., Hadler Neto, J.C., Iunes, P.J., Kawashita, K., Machado Jr, J.R., Oliveira, E.P., Paulo, S.R., Tello Saenz, C.A., 1997. Fission track analysis of apatites from São Francisco craton and Mesozoic alkaline-carbonatite complexes from central and southeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 10, 285-294.
- Anell, I., Thybo, H., Artemieva, I.M., 2009. Cenozoic uplift and subsidence in the North Atlantic region: geological evidence revisited. *Tectonophysics* 474, 78-105.
- Arriagada, C., 2003. Rotations tectoniques et déformation de l'avant-arc des Andes Centrales au cours du Cénozoïque. Thèse, Université de Rennes 1.
- Arriagada, C., Roperch, P., Mpodozis, C., 2000. Clockwise block rotations along the eastern border of the Cordillera de Domeyko, Northern Chile (22°45'-23°30'S). *Tectonophysics* 326, 153-171.
- Arriagada, C., Cobbold, P.R., Roperch, P., 2006. Salar de Atacama basin: A record of compressional tectonics in the central Andes since the mid-Cretaceous. *Tectonics* 25, TC1008.
- Asmus, H.E., Ferrari, A.L., 1978. Hipótese sobre a causa do tectonismo cenozóico na Região Sudeste do Brasil. In: *Aspectos Estruturais da Margem Continental Leste e Sudeste do Brasil*, Rio de Janeiro, CENPES/DINTEP, Série Projeto REMAC, 4, 75-88.
- Assine, M.L., Corrêa, F.S., Chang, H.K., 2008. Migração de depocentros na Bacia de

- Santos: importância na exploração de hidrocarbonetos. *Revista Brasileira de Geociências* 38, 111-127.
- Assumpção, M., 1998. Seismicity and stresses in the Brazilian passive margin. *Bulletin of the Seismological Society of America* 88, 160-169.
- Assumpção, M., James, D., Snoke, A., 2002. Crustal thicknesses in SE Brazilian Shield by receiver function analysis: implications for isostatic compensation. *Journal of Geophysical Research* 107, 2006.
- Baby, P., Rochat, P., Mascle, G., Hérail, G., 1997. Neogene shortening contribution to crustal thickening in the back arc of the Central Andes. *Geology* 25, 883-886.
- Bacoccoli, G., Aranha, L.G., 1984. Evolução estrutural fanerozoica do Brasil meridional, Internal Report, Petrobras, Rio de Janeiro.
- Barke, R., Lamb, S., 2006. Late Cenozoic uplift of the Eastern Cordillera, Bolivian Andes. *Earth and Planetary Science Letters* 249, 350-367.
- Barbarand, J., Carter, A., Wood, I., Hurford, T., 2003a. Compositional and structural control of fission-track annealing in apatite. *Chemical Geology* 198, 107-137.
- Barbarand, J., Hurford, T., Carter, A., 2003b. Variation in apatite fission-track length measurement: implications for thermal history modelling. *Chemical Geology* 198, 77-106.
- Behn, M.D., Conrad, C.P., Silver, P.G., 2004. Detection of upper mantle flow associated with the African Superplume. *Earth and Planetary Science Letters* 224, 259-274.
- Bergamaschi, S., Rodrigues, R., Pereira, E., 2010. Oil Shale from the Tremembé Formation, Taubaté Basin, Brazil, Search and Discovery Article 80080 (2010). <http://www.searchanddiscovery.com>.
- Bershaw, J., Garzzone, C.N., Higgins, P., MacFadden, B.J., Anaya, F., Alvarenga, H., 2010. Spatial-temporal changes in Andean plateau climate and elevation from stable isotopes of mammal teeth. *Earth and Planetary Science Letters* 289, 530-538.
- Betim, A., 1930. O tectonismo da Serra do Mar. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 2, 143-148.
- Bird, P., 2003. An updated digital model of plate boundaries. *Geochemistry Geophysics Geosystem* 4, 1027.
- Bird, P., Liu, Z., Rucker, W.K., 2008. Stresses that drive the plates from below: definitions, computational path, model optimization, and error analysis. *Journal of Geophysical Research* 113, B11406.
- Bradley, D.C., 2008. Passive margins through earth history. *Earth-Science Reviews* 91, 1-26.
- Branner, J.C., 1915. *Geologia elementar preparada com referencia especial aos estudantes brasileiros e à geologia do Brazil* (Second Edition). Francisco Alves & Cia, Rio de Janeiro, 395 pp.
- Braun, J., 2002. Quantifying the effect of recent relief changes on age-elevation relationships. *Earth and Planetary Science Letters* 200, 331-343.
- Braun, J., Beaumont, C., 1989. A physical explanation of the relation between flank uplifts and the breakup unconformity at rifted continental margins. *Geology* 17, 760-764.

- Braun, J., van der Beek, P., 2004. Evolution of passive margin escarpments: What can we learn from low-temperature thermochronology? *Journal of Geophysical Research* 109, F04009.
- Braun, J., van der Beek, P., Batt, G., 2006. Quantitative thermochronology. Numerical methods for the interpretation of thermochronological data. Cambridge University Press, Cambridge.
- Brekke, H., 2000. The tectonic evolution of the Norwegian Sea Continental Margin with emphasis on the Voring and More Basins, in: Nottvedt, A. (Ed.), Dynamics of the Norwegian Margin. Geological Society, London, Special Publication, 167, 327-378.
- Brito Neves de, B.B., 2002. Main stages of the development of the sedimentary basins of South America and their relationship with the tectonics of supercontinents. *Gondwana Research* 5, 175-196.
- Brito Neves de, B.B., Cordani, U.G., 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Research* 53, 23-40.
- Brown, R.W., Rust, D.J., Summerfield, M.A., Gleadow, A.J.W., De Wit, M.C.J., 1990. An early Cretaceous phase of accelerated erosion on the south-western margin of Africa: Evidence from apatite fission track analysis and the offshore sedimentary record. *International Journal of Radiation Applications and Instrumentation. Part D. Nuclear Tracks and Radiation Measurements* 17, 339-350.
- Brown, R.W., Summerfield, M.A., 1997. Some uncertainties in the derivation of rates of denudation from thermochronologic data. *Earth Surface Processes and Landforms* 22, 239-248.
- Brown, R.W., Gallagher, K., Gleadow, A.J.W., Summerfield, M.A., 1999. Morphotectonic evolution of the South Atlantic margins of Africa and South America, in: Summerfield, M.A. (Ed.), *Geomorphology and Global Tectonics*. John Wiley and Sons Ltd., Chichester, pp. 257-283.
- Brown, R.W., Summerfield, M.A., Gleadow, A.J.W., 2002. Denudational history along a transect across the Drakensberg Escarpment of southern Africa derived from apatite fission track thermochronology. *Journal of Geophysical Research* 107, 2350.
- Brown, R., Beucher, R., Gallagher, K., Persano, C., Stuart, F.M., Fitzgerald, P.G., 2011. Exploiting the natural dispersion of single crystal fragment (U-Th)/He age determinations using a new inverse approach to deriving thermal history information, AGU Fall Meeting 2011, San Fransisco, California, USA.
- Buck, W.R., 1986. Small-scale convection induced by passive rifting: the cause for uplift of rift shoulders. *Earth and Planetary Science Letters* 77, 362-372.
- Cainelli, C., Mohriak, W.U., 1999. General evolution of the eastern Brazilian continental margin. *The Leading Edge* 18, 800-805.
- Campanha da, G.A.C., Brito Neves de, B.B., 2004. Frontal and oblique tectonics in the Brazilian Shield. *Episodes* 27, 255-259.
- Cande, S.C., Stegman, D.R., 2011. Indian and African plate motions driven by the push force of the Reunion plume head. *Nature* 475, 47-52.
- Cande, S.C., LaBrecque, J.L., Haxby, W.F., 1988. Plate kinematics of the South Atlantic: Chron C34 to Present. *Journal of Geophysical Research* 93, 13479-13492.

- Carlson, W.D., Donelick, R.A., Ketcham, R.A., 1999. Variability of apatite fission-track annealing kinetics; I, Experimental results. *American Mineralogist* 84, 1213-1223.
- Carrapa, B., DeCelles, P.G., 2008. Eocene exhumation and basin development in the Puna of northwestern Argentina. *Tectonics* 27, TC1015.
- Carvalho, A.M.A., Vidal, A.C., Chang, H.K., 2011. Delimitação do embasamento da bacia de Taubaté. *Revista do Instituto de Geociências - USP - São Paulo* 11, 19-32.
- Chalmers, J.A., Green, P., Japsen, P., Rasmussen, E.S., 2010. The Scandinavian mountains have not persisted since the Caledonian orogeny. A comment on Nielsen et al. (2009a). *Journal of Geodynamics* 50, 94-101.
- Chang, H.K., Kowsmann, R.O., Figueiredo, A.M.F., 1988. New concepts on the development of east Brazilian marginal basins. *Episodes* 2, 194-202.
- Chang, H.K., Kowsmann, R.O., Figueiredo, A.M.F., Bender, A.A., 1992. Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift system: an overview. *Tectonophysics* 213, 97-138.
- Chapman, T.J., 1989. The Permian to Cretaceous structural evolution of the Western Approaches Basin (Melville sub-basin), UK. Geological Society, London, Special Publication, 44, 177-200.
- Cherniak, D.J., Watson, E.B., 2003. Diffusion in Zircon. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 53, 113-143.
- Cherniak, D.J., Watson, E.B., Thomas, J.B., 2009. Diffusion of helium in zircon and apatite. *Chemical Geology* 268, 155-166.
- Cloetingh, S., Beekman, F., Ziegler, P.A., van Wees, J.D., Sokoutis, D., 2008. Post-rift compressional reactivation potential of passive margins and extensional basins, in: Johnson, H., Doré, A.G., Gatliff, R.W., Holdsworth, R.E., Lundin, E.R., Ritchie, J.D. (Eds.), *The nature and origin of compression in passive margins*. Geological Society, London, Special Publication, 306, 27-70.
- Cobbold, P.R., Rossello, E.A., 2003. Aptian to recent compressional deformation, foothills of the Neuquén Basin, Argentina. *Marine and Petroleum Geology* 20, 429-443.
- Cobbold, P.R., Meisling, K.E., Mount, V.S., 2001. Reactivation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos Basins, Southeastern Brazil. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 85, 1925-1944.
- Cobbold, P.R., Rossello, E.A., Roperch, P., Arriagada, C., Gómez, L.A., Lima, C., 2007. Distribution, timing, and causes of Andean deformation across South America, in: Ries, A.C., Butler, R.W.H., Graham, R.H. (Eds.), *Deformation of the Continental Crust*. Geological Society, London, Special Publication, 272, 321-343.
- Cobbold, P.R., Rossello, E.A., Marques, F.O., 2008. Where is the evidence for Oligocene rifting in the Andes? Is it in the Loncopué Basin of Argentina? 7th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2008), Nice, Extended Abstracts, 148-151.
- Cobbold, P.R., Chiossi, D., Green, P.F., Japsen, P., Bonow, J., 2010. Compressional reactivation of the Atlantic Margin of Brazil: Structural styles and consequences for hydrocarbon exploration, *Search and Discovery Article* 30114 (2010). <http://www.searchanddiscovery.com>.
- Coblentz, D.D., Richardson, R.M., 1996. Analysis of the South American intraplate stress

- field. *Journal of Geophysical Research* 101, 8643-8657.
- Cochran, J.R., 1983. Effects of finite rifting times on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary Science Letters* 66, 289-302.
- Cogné, N., Gallagher, K., Cobbold, P.R., 2011. Post-rift reactivation of the onshore margin of southeast Brazil: Evidence from apatite (U-Th)/He and fission-track data. *Earth and Planetary Science Letters* 309, 118-130.
- Conrad, C.P., Lithgow-Bertelloni, C., 2006. Influence of continental roots and asthenosphere on plate-mantle coupling. *Geophysical Research Letters* 33, L05312.
- Contreras, J., Zühlke, R., Bowman, S., Bechstädt, T., Seismic stratigraphy and subsidence analysis of the southern Brazilian margin (Campos, Santos and Pelotas basins). *Marine and Petroleum Geology* 27, 1952-1980.
- Cordani, U.G., Coimbra, A.M., Bottura, J.A., Rodrigues, E.L.M., 1975. Geologia da região de Cruzeiro e Cachoeira Paulista, e sua importância na interpretação da evolução tectônica do Vale do Paraíba. *Geologia – Ciência – Técnica* 6, 9-30.
- Courtillot, V., Jaupart, C., Manighetti, I., Tapponnier, P., Besse, J., 1999. On causal links between flood basalts and continental breakup. *Earth and Planetary Science Letters* 166, 177-195.
- Dahlen, F.A., 1981. Isostasy and the ambient state of stress in the oceanic lithosphere. *Journal of Geophysical Research* 86, 7801-7807.
- Dempster, T.J., Persano, C., 2006. Low-temperature thermochronology: Resolving geotherm shapes or denudation histories? *Geology* 34, 73-76.
- Dodson, M.H., 1973. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 40, 259-274.
- Doglioni, C., Ismail-Zadeh, A., Panza, G., Riguzzi, F., 2011. Lithosphere-asthenosphere viscosity contrast and decoupling. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 189, 1-8.
- Donelick, R.A., 1991. Crystallographic orientation dependence of mean etchable fission track length in apatite: An empirical model and experimental observations. *American Mineralogist* 76, 83-91.
- Donelick, R.A., Roden, M.K., Mooers, J.D., Carpenter, B.S., Miller, D.S., 1990. Etchable length reduction of induced fission tracks in apatite at room temperature (23°C): crystallographic orientation effects and "initial" mean lengths. *International Journal of Radiation Applications and Instrumentation. Part D. Nuclear Tracks and Radiation Measurements* 17, 261-265.
- Donelick, R.A., Ketcham, R.A., Carlson, W.D., 1999. Variability of apatite fission track annealing kinetics: II. Crystallographic orientation effects. *American Mineralogist* 84, 1224-1234.
- Donelick, R.A., O'Sullivan, P.B., Ketcham, R.A., 2005. Apatite Fission-Track Analysis. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 58, 49-94.
- Doré, A.G., Cartwright, M.S., Stoker, M.S., Turner, J.P., White, N., 2002. Exhumation of the North Atlantic margin: timing, mechanisms and implications for the petroleum exploration. *Geological Society, London, Special Publication*, 196.

- Dumitru, T.A., Hill, K.C., Coyle, D.A., Duddy, I.R., Foster, S.D.A., Gleadow, A., Green, P.F., Kohn, B.P., Laslett, G., O'Sullivan, A.J., 1991. Fission track thermochronology: application to continental rifting of south-eastern Australia. *Australian Petroleum Exploration Association Journal* 31, 131-142.
- Dunkl, I., 2002. Trackkey: a Windows program for calculation and graphical presentation of fission track data. *Computers & Geosciences* 28, 3-12.
- Egydio-Silva, M., Vauchez, A., Bascou, J., Hippertt, J., 2002. High-temperature deformation in the Neoproterozoic transpressional Ribeira belt, southeast Brazil. *Tectonophysics* 352, 203-224.
- Ehlers, T.A., 2005. Crustal thermal processes and the interpretation of thermochronometer data. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 58, 315-350.
- Ehlers, T.A., Farley, K.A., 2003. Apatite (U-Th)/He thermochronometry: methods and applications to problems in tectonic and surface processes. *Earth and Planetary Science Letters* 206, 1-14.
- England, P., Molnar, P., 1990. Surface uplift, uplift of rocks, and exhumation of rocks. *Geology* 18, 1173-1177.
- Ernesto, M., Marques, L.S., Piccirillo, E.M., Molina, E.C., Ussami, N., Comin-Chiaramonti, P., Bellieni, G., 2002. Paraná Magmatic Province - Tristan da Cunha plume system: fixed versus mobile plume, petrogenetic considerations and alternative heat sources. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 118, 15-36.
- Faleide, J.I., Kyrkjebø, R., Kjennerud, T., Gabrielsen, R.H., Jordt, H., Fanavoll, S., Bjerke, M.D., 2002. Tectonic impact on sedimentary processes during Cenozoic evolution of the northern North Sea and surrounding areas, in: Doré, A.G., Cartwright, M.S., Stoker, M.S., Turner, J.P., White, N. (Eds.), *Exhumation of the North Atlantic margin: timing, mechanisms and implications for the petroleum exploration*. Geological Society, London, Special Publication, 196, 235-269.
- Farley, K.A., 2000. Helium diffusion from apatite: General behavior as illustrated by Durango fluorapatite. *Journal of Geophysical Research* 105, 2903-2914.
- Farley, K.A., 2002. (U-Th)/He dating: Techniques, calibrations, and applications. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 47, 819-844.
- 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* 60, 4223-4229.
- Fernandes, F.L., Chang, H.K., 2002. Modelagem gravimétrica da bacia de Taubaté - vale do rio Paraíba do Sul, leste do estado de São Paulo. *Brazilian Journal of Geophysics* 19, 131-144.
- Ferrari, A.L., 2001. Evolução tectônica do Graben da Guanabara. PhD thesis, Universidade de São Paulo.
- Fetter, M., 2009. The role of basement tectonic reactivation on the structural evolution of Campos Basin, offshore Brazil: Evidence from 3D seismic analysis and section restoration. *Marine and Petroleum Geology* 26, 873-886.
- Fielding, E.J., 1996. Tibet uplift and erosion. *Tectonophysics* 260, 55-84.
- Figueiredo, A.M.F., 1985. Geologia das bacias brasileiras, in: Viro, E.V. (Ed.), *Avaliação de formações no Brasil*. Schlumberger, Rio de Janeiro, pp. I-1-I-38.

- Fitzgerald, P.G., Gleadow, A.J.W., 1988. Fission-track geochronology, tectonics and structure of the transantarctic mountains in Northern Victoria land, antarctica. *Chemical Geology: Isotope Geoscience section* 73, 169-198.
- Fitzgerald, P.G., Baldwin, S.L., Webb, L.E., O'Sullivan, P.B., 2006. Interpretation of (U-Th)/He single grain ages from slowly cooled crustal terranes: A case study from the Transantarctic Mountains of southern Victoria Land. *Chemical Geology* 225, 91-120.
- Fleischer, R.L., Price, P.B., Walker, R.M., 1975. *Nuclear Tracks in Solids*. Berkeley: University of California Press. 605pp.
- Flowers, R.M., Kelley, S.A., 2011. Interpreting data dispersion and "inverted" dates in apatite (U-Th)/He and fission-track datasets: An example from the US midcontinent. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 75, 5169-5186.
- 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* 73, 2347-2365.
- Foeken, J.P.T., Stuart, F.M., Dobson, K.J., Persano, C., Vilbert, D., 2006. A diode laser system for heating minerals for (U-Th)/He chronometry. *Geochemistry, Geophysics, and Geosystems* 7, Q04015.
- Folguera, A., Rojas Vera, E., Bottesi, G., Zamora Valcarce, G., Ramos, V.A., 2010. The Loncopué Trough: A Cenozoic basin produced by extension in the southern Central Andes. *Journal of Geodynamics* 49, 287-295.
- Foulger, G., 2002. Plumes, or plate tectonic processes? *Astronomy & Geophysics* 6, 6.19-6.23.
- França, G.S., Assumpção, M., 2004. Crustal structure of the Ribeira fold belt, SE Brazil, derived from receiver functions. *Journal of South American Earth Sciences* 16, 743-758.
- Franco-Magalhaes, A., Hackspacher, P., Glasmacher, U., Saad, A., 2010. Rift to post-rift evolution of a "passive" continental margin: the Ponta Grossa Arch, SE Brazil. *International Journal of Earth Sciences*, 1-15.
- Führ Dal' Bo, P.F., Basilici, G., Angelica, R.S., Ladeira, F.S.B., 2009. Paleoclimatic interpretations from pedogenic calcretes in a Maastrichtian semi-arid eolian sand-sheet palaeoenvironment: Marília Formation (Bauru Basin, southeastern Brazil). *Cretaceous Research* 30, 659-675.
- Galbraith, R.F., 1981. On statistical models for fission track counts. *Mathematical Geology* 13, 471-478.
- Galbraith, R.F., 1988. Graphical display of estimates having differing standard errors. *Technometrics* 30, 271-281.
- Galbraith, R.F., 1990. The radial plot: Graphical assessment of spread in ages. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements* 17, 207-214.
- Galbraith, R.F., Laslett, G.M., 1993. Statistical models for mixed fission track ages. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements* 21, 459-470.
- Gallagher, K., 1995. Evolving temperature histories from apatite fission-track data. *Earth and Planetary Science Letters* 136, 421-435.

- Gallagher, K., 2012. Transdimensional Inverse thermal history modeling for quantitative thermochronology, *Journal of Geophysical Research*, in press.
- Gallagher, K., Brown, R., 1997. The onshore record of passive margin evolution. *Journal of the Geological Society* 154, 451-457.
- Gallagher, K., Brown, R., 1999. The Mesozoic denudation history of the Atlantic margins of southern Africa and southeast Brazil and the relationship to offshore sedimentation, in: Cameron, N.R., Bate, R.H., Clure, V.S. (Ed.), *The Oil and Gas Habitats of the South Atlantic*. Geological Society, London, Special Publication, 153, 41-53.
- Gallagher, K., Hawkesworth, C., 1994. Mantle plumes, continental magmatism and asymmetry in the South Atlantic. *Earth and Planetary Science Letters* 123, 105-117.
- Gallagher, K., Hawkesworth, C.J., Mantovani, M.S.M., 1994. The denudation history of the onshore continental margin of SE Brazil inferred from apatite fission track data. *Journal of Geophysical Research* 99, 18117-18145.
- Gallagher, K., Hawkesworth, C.J., Mantovani, M.S.M., 1995. Denudation, fission track analysis and the long-term evolution of passive margin topography: application to the southeast Brazilian margin. *Journal of South American Earth Sciences* 8, 65-77.
- Gallagher, K., Brown, R., Johnson, C., 1998. Fission track analysis and its applications to geological problems. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 26, 519-572.
- Gallagher, K., Stephenson, J., Brown, R., Holmes, C., Fitzgerald, P., 2005. Low temperature thermochronology and modeling strategies for multiple samples 1: Vertical profiles. *Earth and Planetary Science Letters* 237, 193-208.
- Gallagher, K., Charvin, K., Nielsen, S., Sambridge, M., Stephenson, J., 2009. Markov chain Monte Carlo (MCMC) sampling methods to determine optimal models, model resolution and model choice for Earth Science problems. *Marine and Petroleum Geology* 26, 525-535.
- Gallagher, K., Bodin, T., Sambridge, M., Weiss, D., Kylander, M., Large, D., 2011. Inference of abrupt changes in noisy geochemical records using transdimensional changepoint models. *Earth and Planetary Science Letters* 311, 182-194.
- Gamboa, L.A.P., Pinheiro Machado, M.A., Silveira da, D.P., Freitas de, J.T.R., Silva da, S.R.P., 2008. Evaporitos estratificados no Atlântico Sul: interpretação sísmica e controle tectono-estratigráfico na Bacia de Santos, in: Morhiak, W., Szatmari, P., Couto Anjos, S.M. (Eds.), *Sal: geologia e tectônica*. Beca Edições, São Paulo.
- Garcia, A.J.V., da Rosa, T.A.S., Goldberg, K., 2005. Paleoenvironmental and paleoclimatic control on early diagenetic processes and fossil record in Cretaceous continental sandstones of Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 19, 243-258.
- Garfunkel, Z., Ben-Avraham, Z., 1996. The structure of the Dead Sea basin. *Tectonophysics* 266, 155-176.
- Gautheron, C., Tassan-Got, L., 2010. A Monte Carlo approach to diffusion applied to noble gas/helium thermochronology. *Chemical Geology* 273, 212-224.
- Gautheron, C.E., Tassan-Got, L., Farley, K.A., 2006. (U-Th)/Ne chronometry. *Earth and Planetary Science Letters* 243, 520-535.
- Gautheron, C., Tassan-Got, L., Barbarand, J., Pagel, M., 2009. Effect of alpha-damage annealing on apatite (U-Th)/He thermochronology. *Chemical Geology* 266, 157-170.

- Geoffroy, L., 2005. Volcanic passive margins. *Comptes Rendus Geoscience* 337, 1395-1408.
- Gontijo-Pascutti, A., Bezerra, F.H.R., La Terra, E., Almeida, J.C.H., 2010. Brittle reactivation of mylonitic fabric and the origin of the Cenozoic Rio Santana Graben, southeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 29, 522-536.
- Gilchrist, A.R., Summerfield, M.A., 1990. Differential denudation and flexural isostasy in formation of rifted-margin upwarps. *Nature* 346, 739-742.
- Gilchrist, A.R., Summerfield, M.A., 1994. Tectonic models of passive margin evolution and their implications for theories of long-term landscape development, in: Kirkby, M.J. (Ed.), *Process models and theoretical geomorphology*. John Wiley and Sons Ltd., Chichester.
- Gleadow, A.J.W., 1981. Fission-track dating methods: What are the real alternatives? *Nuclear Tracks* 5, 3-14.
- Gleadow, A.J.W., Duddy, I.R., 1981. A natural long-term track annealing experiment for apatite. *Nuclear Tracks* 5, 169-174.
- Gleadow, A.J.W., Lovering, J.F., 1977. Geometry factor for external detectors in fission track dating. *Nuclear Track Detection* 1, 99-106.
- Gleadow, A.J.W., Duddy, I.R., Green, P.F., Lovering, J.F., 1986. Confined fission track lengths in apatite: a diagnostic tool for thermal history analysis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 94, 405-415.
- Godoy, D.F., Hackspacher, P., Guedes, S., Hadler Neto, J.C., 2006. Reconhecimento da tectônica Mesozóica-Cenozóica na borda leste de bacia do Paraná através da aplicação de traços de fissão em apatitas no domo de Pitanga (sudoeste de Rio Claro, SP). *São Paulo, UNESP, Geociências* 25, 151-164.
- Green, P.F., 1981. A new look at statistics in fission-track dating. *Nuclear Tracks* 5, 77-86.
- Green, P.F., 1986. On the thermo-tectonic evolution of northern England; evidence from fission track analysis. *Geological Magazine* 123, 493-506.
- Green, P.F., 1988. The relationship between track shortening and fission track age reduction in apatite: combined influences of inherent instability, annealing anisotropy, length bias and system calibration. *Earth and Planetary Science Letters* 89, 335-352.
- Green, P.F., Duddy, I.R., 2006. Interpretation of apatite (U-Th)/He ages and fission track ages from cratons. *Earth and Planetary Science Letters* 244, 541-547.
- Green, P.F., Hurford, A.J., 1984. Thermal neutron dosimetry for fission track dating. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements* (1982) 9, 231-241.
- Green, P.F., Duddy, I.R., Gleadow, A.J.W., Tingate, P.R., Laslett, G.M., 1985. Fission-track annealing in apatite: Track length measurements and the form of the Arrhenius plot. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements* 10, 323-328.
- Green, P.F., Duddy, I.R., Gleadow, A., Tingate, P., Laslett, G., 1986. Thermal annealing of fission tracks in apatite, 1, A qualitative description. *Chemical Geology* 59.
- Green, P.F., Duddy, I.R., Gleadow, A.J.W., Lovering, J.F., 1989. Apatite fission-track analysis as a paleotemperature indicator for hydrocarbon exploration, in: Naeser, N.D., McCulloh, T.H. (Eds.), *Thermal History of Sedimentary Basins: Methods and Case*

- Histories. Springer-Verlag, New York, p 181-195.
- Green, P.F., Crowhurst, P.V., Duddy, I.R., Japsen, P., Holford, S.P., 2006. Conflicting (U-Th)/He and fission track ages in apatite: Enhanced He retention, not anomalous annealing behaviour. *Earth and Planetary Science Letters* 250, 407-427.
- Guedes, E., Heilbron, M., Vasconcelos, P.M., Valeriano, C. de Morisson, Almeida, de J.C.H., Teixeira, W., Filho, A.T., 2005. K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of dikes emplaced in the onshore basement of the Santos Basin, Resende area, SE Brazil: implications for the south Atlantic opening and Tertiary reactivation. *Journal of South American Earth Sciences* 18, 371-382.
- Gunnell, Y., 2000. Apatite fission track thermochronology: an overview of its potential and limitations in geomorphology. *Basin Research* 12, 115-132.
- Gunnell, Y., Fleitout, L., 2000. Morphotectonic evolution of the Western Ghats, India, in: Summerfield, M.A. (Ed.), *Geomorphology and Global Tectonics*. John Wiley and Sons Ltd., Chichester, pp. 321-338.
- Gunnell, Y., Harbor, D.J., 2010. Butte detachment: how pre-rift geological structure and drainage integration drive escarpment evolution at rifted continental margins. *Earth Surface Processes and Landforms* 35, 1373-1385.
- Gunnell, Y., Gallagher, K., Carter, A., Widdowson, M., Hurford, A.J., 2003. Denudation history of the continental margin of western peninsular India since the early Mesozoic - reconciling apatite fission-track data with geomorphology. *Earth and Planetary Science Letters* 215, 187-201.
- Gurnis, M., Mitrovica, J.X., Ritsema, J., van Heijst, H.J., 2000. Constraining mantle density structure using geological evidence of surface uplift rates: The case of the African Superplume. *Geochemistry Geophysics Geosystem* 1, 1-31.
- Hackspacher, P.C., Ribeiro, L.F.B., Ribeiro, M.C.S., Fetter, A.H., Neto, J.C.H., Tello, C.E.S., Dantas, E.L., 2004. Consolidation and Break-up of the South American Platform in Southeastern Brazil: Tectonothermal and Denudation Histories. *Gondwana Research* 7, 91-101.
- Hackspacher, P.C.S., Godoy, D.F., Brandini Ribeiro, L.F., Hadler Neto, J.C., Franco-Magalhaes, A.O.B., 2007. Modelagem térmica e geomorfologia da borda sul do Cráton do São Francisco: termocronologia por traços de fissão em apatita. *Revista Brasileira de Geociências* 37, 76-86.
- Hackspacher, P.C.S., Saad A.R., Ribeiro, M.C.S., Godoy, D.F., Hadler Neto, J.C., 2008. Tectonic reactivation of the south atlantic margin, Southeastern Brazil, during the Paleogene time: Apatite fission track analysis and U-Th/He systematics. 11th International conference on thermochronology, Anchorage, Alaska.
- Hamza, V.M., Cardoso, R.A., Gomes, A.J.L., 2005a. Gradiente e fluxo géotérmico na região sudeste : indícios de calor residual do magmatismo alcalino e implicações para maturação térmica de sedimentos na plataforma continental, III Simposio de Vulcanismo e Ambientes Associados, Cabo Frio, R.J.
- Hamza, V.M., Dias, F.J.S.S., Gomes, A.J.L., Terceros, Z.G.D., 2005b. Numerical and functional representations of regional heat flow in South America. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 152, 223-256.
- Harman, R., 2000. Long term denudation of cratons of northeastern Brazil. PhD thesis,

Imperial College.

- Harman, R., Gallagher, K., Brown, R., Raza, A., Bizzi, L., 1998. Accelerated denudation and tectonic/geomorphic reactivation of the cratons of northeastern Brazil during the Late Cretaceous. *Journal of Geophysical Research* 103, 27091-27105.
- Hartley, R.A., Roberts, G.G., White, N., Richardson, C., 2011. Transient convective uplift of an ancient buried landscape. *Nature Geosciences* 4, 562-565.
- Hasebe, N., Barbarand, J., Jarvis, K., Carter, A., Hurford, A.J., 2004. Apatite fission-track chronometry using laser ablation ICP-MS. *Chemical Geology* 207, 135-145.
- Heidbach, O., Tingay, M., Barth, A., Reinecker, J., Kurfeß, D., Müller, B., 2008. The World Stress Map database release 2008 doi:10.1594/GFZ.WSM.Rel2008.
- Heilbron, M., Pedrosa-Soares, A.C., Campos Neto, M.C., Silva, L.C., Trouw, R.A.J., Janasi, V.A., 2004. Província Mantiqueira. In: Mantesso Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito-Neves, B.B. (Eds.), *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Ed. Beca, São Paulo, pp. 203-235.
- Hendriks, B.W., Andriessen, P.A.M., 2002. Pattern and timing of the post-Caledonian denudation of northern Scandinavia constrained by apatite fission track thermochronology, in: Doré, A.G., Cartwright, M.S., Stoker, M.S., Turner, J.P., White, N. (Eds.), *Exhumation of the North Atlantic margin: timing, mechanisms and implications for the petroleum exploration*. Geological Society, London, Special Publication, 196, 117-137.
- Herman, F., Rhodes, E.J., Braun, J., Heiniger, L., 2010. Uniform erosion rates and relief amplitude during glacial cycles in the Southern Alps of New Zealand, as revealed from OSL-thermochronology. *Earth and Planetary Science Letters* 297, 183-189.
- Herz, N., 1977. Timing of spreading in the South Atlantic: Information from Brazilian alkalic rocks. *Geological Society of America Bulletin* 88, 101-112.
- Hillis, R.R., Sandiford, M., Reynolds, S.D., Quigley, M.C., 2008. Present-day stresses, seismicity and Neogene-to-Recent tectonics of Australia's passive margins: intraplate deformation controlled by plate boundary forces, in: Johnson, H., Doré, A.G., Gatliff, R.W., Holdsworth, R.E., Lundin, E.R., Ritchie, J.D. (Eds.), *The nature and origin of compression in passive margins*. Geological Society, London, Special Publication, 306, 71-90.
- Hiruma, S.T., Riccomini, C., Modenesi-Gauttieri, M.C., Hackspacher, P.C., Neto, J.C.H., Franco-Magalles, A.O.B., 2010. Denudation history of the Bocaina Plateau, Serra do Mar, southeastern Brazil: Relationships to Gondwana breakup and passive margin development. *Gondwana Research* 18, 674-687.
- Holford, S.P., Green, P.F., Turner, J.P., Williams, G.A., Hillis, R.R., Tappin, D.R., Duddy, I.R., 2008. Evidence for km-scale Neogene exhumation driven by compressional deformation in the Irish sea basin system, in: Johnson, H., Doré, A.G., Gatliff, R.W., Holdsworth, R.E., Lundin, E.R., Ritchie, J.D. (Eds.), *The nature and origin of compression in passive margins*. Geological Society, London, Special Publication, 306, 91-119.
- Horton, B.K., 2005. Revised deformation history of the central Andes: Inferences from Cenozoic foredeep and intermontane basins of the Eastern Cordillera, Bolivia. *Tectonics* 24, TC3011.

- House, M.A., Farley, K.A., Kohn, B.P., 1999. An empirical test of helium diffusion in apatite: borehole data from the Otway basin, Australia. *Earth and Planetary Science Letters* 170, 463-474.
- Hudec, M.R., Jackson, M.P.A., 2002. Structural segmentation, inversion, and salt tectonics on a passive margin: Evolution of the Inner Kwanza Basin, Angola. *Geological Society of America Bulletin* 114, 1222-1244.
- Hurford, A.J., 1990. Standardization of fission track dating calibration: Recommendation by the Fission Track Working Group of the I.U.G.S. Subcommittee on Geochronology. *Chemical Geology* 80, 171-178.
- Hurford, A.J., Green, P.F., 1982. A users' guide to fission track dating calibration. *Earth and Planetary Science Letters* 59, 343-354.
- Hurford, A.J., Green, P.F., 1983. The zeta age calibration of fission-track dating. *Chemical Geology* 41, 285-317.
- Hurley, P.M., 1954. The helium age method and the distribution and migration of helium in rocks, in: Faul, H. (Ed.), *Nuclear geology*. John Wiley & Sons, New York.
- Hurter, S.J., Pollack, H.N., 1996. Terrestrial heat flow in the Paraná Basin, southern Brazil. *Journal of Geophysical Research* 101, 8659-8671.
- Husson, L., Ricard, Y., 2004. Stress balance above subduction: application to the Andes. *Earth and Planetary Science Letters* 222, 1037-1050.
- Husson, L., Conrad, C.P., Faccenna, C., 2012. Plate motions, Andean orogeny, and volcanism above the South Atlantic convection cell. *Earth and Planetary Science Letters* 317-318, 126-135.
- Isacks, B.L., 1988. Uplift of the Central Andean Plateau and bending of the Bolivian Orocline. *Journal of Geophysical Research* 93, 3211-3231.
- Jaeger, J.C., Cook, N.G.W., 1979. *Fundamentals of rock mechanics*. Third edition. Chapman and Hall, London.
- Jaillard, E., Soler, P., 1996. Cretaceous to early Paleogene tectonic evolution of the northern Central Andes (0-18°S) and its relations to geodynamics. *Tectonophysics* 259, 41-53.
- Jaillard, E., Bengtson, P., Dhondt, A.V., 2005. Late Cretaceous marine transgressions in Ecuador and northern Peru: A refined stratigraphic framework. *Journal of South American Earth Sciences* 19, 307-323.
- Jaimes, E., de Freitas, M., 2006. An Albian-Cenomanian unconformity in the northern Andes: Evidence and tectonic significance. *Journal of South American Earth Sciences* 21, 466-492.
- Japsen, P., Bonow, J.M., Green, P.F., Chalmers, J.A., Lidmar-Bergström, K., 2006. Elevated, passive continental margins: Long-term highs or Neogene uplifts. New evidence from West Greenland. *Earth and Planetary Science Letters* 248, 315-324.
- Japsen, P., Chalmers, J.A., Green, P.F., Bonow, J.M. 2012a. Elevated, passive continental margins: not rift shoulders, but expressions of episodic, post-rift burial and exhumation. *Global and Planetary Change*, in press.
- Japsen, P., Bonow, J., Green, P.F., Cobbold, P.R., Chiossi, D., Lilletveit, R., Magnavita, L.P., Pedreira, A., 2012b. Episodic burial and exhumation in NE Brazil after opening of the

- South Atlantic. Geological Society of America Bulletin, in press.
- Johnson, H., Doré, A.G., Gatliff, R.W., Holdsworth, R.E., Lundin, E.R., Ritchie, J.D., 2008. The nature and origin of compression in passive margins. Geological Society, London, Special Publication, 306.
- Jolivet, M., Dempster, T., Cox, R., 2003. Répartition de l'uranium et du thorium dans les apatites : implications pour la thermochronologie U-Th/He. Comptes Rendus Geosciences 335, 899-906.
- Jones, S., White, N., Clarke, B.J., Rowley, E., Gallagher, K., 2002. Present and past influence of the Iceland Plume on sedimentation, in: Doré, A.G., Cartwright, M.S., Stoker, M.S., Turner, J.P., White, N. (Eds.), Exhumation of the North Atlantic margin: timing, mechanisms and implications for the petroleum exploration. Geological Society, London, Special Publication, 196, 13-25.
- Jordan, T.E., Burns, W.M., Veiga, R., Pángaro, F., Copeland, P., Kelley, S., Mpodozis, C., 2001. Extension and basin formation in the southern Andes caused by increased convergence rate: A mid-Cenozoic trigger for the Andes. Tectonics 20, 308-324.
- Jordan, T.E., Mpodozis, C., Muñoz, N., Blanco, N., Pananont, P., Gardeweg, M., 2007. Cenozoic subsurface stratigraphy and structure of the Salar de Atacama Basin, northern Chile. Journal of South American Earth Sciences 23, 122-146.
- Karner, G., Driscoll, N., 1999. Tectonic and stratigraphic development of the West African and eastern Brazilian Margins: insights from quantitative basin modeling, in: Cameron, N.R., Bate, R.H., Clure, V.S. (Ed.), The Oil and Gas Habitats of the South Atlantic. Geological Society, London, Special Publication, 153, 11-40.
- Ketcham, R.A., Donelick, R.A., Carlson, W.D., 1999. Variability of apatite fission-track annealing kinetics; III, Extrapolation to geological time scales. American Mineralogist 84, 1235-1255.
- Ketcham, R.A., Donelick, R.A., Donelick, M.B., 2003. AFTSolve: A program for multi-kinetic modeling of apatite fission-track data. American Mineralogist 88, 929.
- Ketcham, R.A., Carter, A., Donelick, R.A., Barbarand, J., Hurford, A.J., 2007. Improved modeling of fission-track annealing in apatite. American Mineralogist 92, 799-810.
- King, S.D. 2004. Understanding the Edge-Driven Convection Hypothesis. <http://www.mantleplumes.org/EDGE.html>
- King, S.D., Anderson, D.L. 1998. Edge-driven convection. Earth and Planetary Science Letters 160, 289-296.
- Kooi, H., Beaumont, C., 1994. Escarpment evolution on high-elevation rifted margins: Insights derived from a surface processes model that combines diffusion, advection, and reaction. Journal of Geophysical Research 99, 12191-12209.
- Kraml, M., Pik, R., Rahn, M., Selbekk, R., Carignan, J., Keller, J., 2006. A new multi-mineral age reference material for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, (U-Th)/He and Fission Track Dating methods: The Limberg t3 tuff. Geostandards and Geoanalytical Research 30, 73-86.
- Laslett, G.M., Kendall, W.S., Gleadow, A.J.W., Duddy, I.R., 1982. Bias in measurement of fission-track length distributions. Nuclear Tracks and Radiation Measurements (1982) 6, 79-85.
- Laslett, G.M., Green, P.F., Duddy, I.R., Gleadow, A.J.W., 1987. Thermal annealing of fission

- tracks in apatite 2: a quantitative analysis. *Chemical Geology* 65, 1-13.
- Leyden, R., Ludwig, W.J., Ewing, M., 1971. Structure of continental margin off Punta del Este, Uruguay, and Rio de Janeiro, Brazil. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 55, 2161-2173.
- Lidmar-Bergström, K., Bonow, J.M., 2009. Hypotheses and observations on the origin of the landscape of southern Norway - A comment regarding the isostasy-climate-erosion hypothesis by Nielsen et al. 2008. *Journal of Geodynamics* 48, 95-100.
- Lima, C., 1999. Expressions topographiques et structurales de l'état de compression généralisée au sein de la plaque sud américaine. Thèse, Université de Rennes 1.
- Lima, C., Nascimento, E., Assumpção, M., 1997. Stress orientations in Brazilian sedimentary basins from breakout analysis: implications for force models in the South American plate. *Geophysical Journal International* 130, 112-124.
- Lima, M.R., Sallard-Cheboldaeff, M., Suguio, K., 1985. Étude palynologique de la Formation Tremembé, Tertiaire du Bassin de Taubaté (État de São Paulo, Brésil), d'après les échantillons du sondage no 42 du CNP, In: Coletânea de trabalhos paleontológicos, DNPM, Brasília, Série Geologia, 27, Seção Paleontologia e Estratigrafia, 2, 379-393.
- Lima Gomes, A.J., Hamza, V.M., 2005. Geothermal gradient and heat flow in the state of Rio de Janeiro. *Revista Brasileira de Geofísica* 23, 325-347.
- Lippolt, H.J., Leitz, M., Wernicke, R.S., Hagedorn, B., 1994. (U + Th)/He dating of apatite: Experience with samples from different geochemical environments. *Chemical Geology* 112, 179-191.
- Lister, G.S., Etheridge, M.A., Symonds, P.A., 1991. Detachment models for the formation of passive continental margins. *Tectonics* 10, 1038-1064.
- Lonsdale, P., 2005. Creation of the Cocos and Nazca plates by fission of the Farallon plate. *Tectonophysics* 404, 237-264.
- Loseth, H., Henriksen, S., 2005. A Middle to Late Miocene compression phase along the Norwegian passive margin. *Geological Society, London, Petroleum Geology Conference series* 6, 845-859.
- Machado, N., Valladares, C., Heilbron, M., Valeriano, C., 1996. U-Pb geochronology of the central Ribeira belt (Brazil) and implications for the evolution of the Brazilian Orogeny. *Precambrian Research* 79, 347-361.
- Macedo, J.M., 1989. Evolução tectônica da bacia de Santos e áreas continentais adjacentes. *Boletim de Geociências da Petrobras* 3, 159-173.
- Mallet, J.L., 1992. Discrete smooth interpolation in geometric modelling. *Computer-Aided Design* 24, 178-191.
- Mancktelow, N.S., Grasemann, B., 1997. Time-dependent effects of heat advection and topography on cooling histories during erosion. *Tectonophysics* 270, 167-195.
- Marques, A., 1990. Evolução tectono-sedimentar e perspectivas exploratorias da Bacia de Taubaté, São Paulo, Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobras* 4, 253-262.
- Marques, L.S., Ernesto, M., 2004. O magmatismo toleítico da Bacia do Paraná, in: Mantesso Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito-Neves, B.B. (Eds.), *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de*

- Almeida. Edições Beca, São Paulo.
- Marsh, J.S., 1973. Relationships between transform directions and alkaline igneous rock lineaments in Africa and South America. *Earth and Planetary Science Letters* 18, 317-323.
- Martin-Gombojav, N., Winkler, W., 2008. Recycling of Proterozoic crust in the Andean Amazon foreland of Ecuador: implications for orogenic development of the Northern Andes. *Terra Nova* 20, 22-31.
- Martinod, J., Husson, L., Roperch, P., Guillaume, B., Espurt, N., 2010. Horizontal subduction zones, convergence velocity and the building of the Andes. *Earth and Planetary Science Letters* 299, 299-309.
- Mayes, C.L., Lawver, L.A., Sandwell, D.T., 1990. Tectonic history and new isochron chart of the South Pacific. *Journal of Geophysical Research* 95, 8543-8567.
- McDowell, F.W., McIntosh, W.C., Farley, K.A., 2005. A precise $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ reference age for the Durango apatite (U-Th)/He and fission-track dating standard. *Chemical Geology* 214, 249-263.
- McIntosh, K.D., Reed, D.L., Silver, E.A., Meltzer, A.S., 1991. Deep structure and structural inversion along the central California continental margin from edge seismic profile RU-3. *Journal of Geophysical Research* 96, 6459-6473.
- McKenzie, D., 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth and Planetary Science Letters* 40, 25-32.
- McKenzie, D., 1984. A possible mechanism for epeirogenic uplift. *Nature* 307, 616-618.
- McQuarrie, N., Horton, B.K., Zandt, G., Beck, S., DeCelles, P.G., 2005. Lithospheric evolution of the Andean fold-thrust belt, Bolivia, and the origin of the central Andean plateau. *Tectonophysics* 399, 15-37.
- Meesters, A.G.C.A., Dunai, T.J., 2002. Solving the production-diffusion equation for finite diffusion domains of various shapes: Part II. Application to cases with [alpha]-ejection and nonhomogeneous distribution of the source. *Chemical Geology* 186, 57-73.
- Mégard, F., Noble, D.C., McKee, E.H., Bellon, H., 1984. Multiple pulses of Neogene compressive deformation in the Ayacucho intermontane basin, Andes of central Peru. *Geological Society of America Bulletin* 95, 1108-1117.
- Meijer, P.T., Wortel, M.J.R., 1992. The dynamics of motion of the South American plate. *Journal of Geophysical Research* 97, 11915-11931.
- Meisling, K.E., Cobbold, P.R., Mount, V.S., 2001. Segmentation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil. *American Association of Petroleum Geologists* 85, 1903-1924.
- Melo, M.S.R., Riccomini, C., Hasui, Y., Almeida de, F.F.M., Coimbra, A.M., 1985. Geologia e evolução do sistema de bacias tafrogênicas continentais do sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências* 15, 193-201.
- Mendonça Filho, J.G., Chagas, R.B.A., Menezes, T.R., Mendonça, J.O., Silva da, F.S., Sabadini-Santos, E., 2010. Organic facies of the Oligocene lacustrine system in the Cenozoic Taubaté basin, Southern Brazil. *International Journal of Coal Geology* 84, 166-178.

- Menzies, M., Gallagher, K., Yelland, A., Hurford, A.J., 1997. Volcanic and nonvolcanic rifted margins of the Red Sea and Gulf of Aden: Crustal cooling and margin evolution in Yemen. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61, 2511-2527.
- Merle, O., 2011. A simple continental rift classification. *Tectonophysics* 513, 88-95.
- Milani, E.J., Kinoshita, E.M., Araújo de, L.M., Cunha, P.R.C., 1990. Bacia do Paraná: possibilidades petrolíferas da calha central. *Boletim de Geociências da Petrobrás* 4, 21-34.
- Miller, D.S., Duddy, I.R., Green, P.F., Hurford, A.J., Naeser, C.W., 1985. Results of interlaboratory comparison of fission-track age standards: Fission-track workshop - 1984. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements* (1982) 10, 383-391.
- Mitchell, A.H., Reading, H.G., 1969. Continental margins, geosynclines, and ocean floor spreading. *The journal of geology* 77, 629-646.
- Modenesi-Gauttieri, M.C., Toledo de, M.C.M., Hiruma, S.T., Taioli, F., Shimada, H., 2011. Deep weathering and landscape evolution in a tropical plateau. *Catena* 85, 221-230.
- Modica, C.J., Brush, E.R., 2004. Post-rift sequence stratigraphy, paleogeography, and fill history of the deep-water Santos Basin, offshore southeast Brazil. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 88, 923-945.
- Mohriak, W.U., Melo, M.S., Dewey, J.F., Maxwell, J.R., 1990. Petroleum geology of the Campos basin, offshore Brazil, in: Brooks, J. (Ed.), *Classic petroleum provinces*. Geological Society, London, Special Publication, 50, 119-141.
- Mohriak, W.U., Nemçok, M., Enciso, G., 2008. South Atlantic divergent margin evolution: rift-border uplift and salt tectonics in the basins of SE Brazil, in: Pankhurst, R.J., Trouw, R.A.J., Brito-Neves, B.B., De Wit, M.J. (Eds.), *West Gondwana: Pre-Cenozoic correlations Across the South Atlantic Region*. Geological Society, London, Special Publication 294, 365-398.
- Moore, A., Blenkinsop, T., Cotterill, F., 2009. Southern African topography and erosion history: plumes or plate tectonics? *Terra Nova* 21, 310-315.
- Morgan, W.J., 1981. Hotspot tracks and the opening of the Atlantic and Indian Ocean, in: Emiliani, C. (Ed.), *The sea : v. 7 : the oceanic lithosphere*. Wiley, New-York, pp. 443-487.
- Mosar, J., Lewis, G., Torsvik, T., 2002. North Atlantic sea-floor spreading rates: implications for the Tertiary development of inversion structures of the Norwegian-Greenland Sea. *Journal of the Geological Society* 159, 503-515.
- Moulin, M., Aslanian, D., Unternehr, P., 2010. A new starting point for the South and Equatorial Atlantic Ocean. *Earth-Science Reviews* 98, 1-37.
- Mpodozis, C., Arriagada, C., Basso, M., Roperch, P., Cobbold, P.R., Reich, M., 2005. Late Mesozoic to Paleogene stratigraphy of the Salar de Atacama Basin, Antofagasta, Northern Chile: Implications for the tectonic evolution of the Central Andes. *Tectonophysics* 399, 125-154.
- Naliboff, J.B., Conrad, C.P., Lithgow-Bertelloni, C., 2009. Modification of the lithospheric stress field by lateral variations in plate-mantle coupling. *Geophysical Research Letters* 36, L22307.
- Nielsen, S.B., Paulsen, G.E., Hansen, D.L., Gemmer, L., Clausen, O.R., Jacobsen, B.H.,

- Balling, N., Huuse, M., Gallagher, K., 2002. Paleocene initiation of Cenozoic uplift in Norway, in: Doré, A.G., Cartwright, M.S., Stoker, M.S., Turner, J.P., White, N. (Eds.), *Exhumation of the North Atlantic margin: timing, mechanisms and implications for the petroleum exploration*. Geological Society, London, Special Publication, 196, 45-65.
- Nielsen, S.B., Gallagher, K., Leighton, C., Balling, N., Svenningsen, L., Jacobsen, B.H., Thomsen, E., Nielsen, O.B., Heilmann-Clausen, C., Egholm, D.L., Summerfield, M.A., Clausen, O.R., Piotrowski, J.A., Thorsen, M.R., Huuse, M., Abrahamsen, N., King, C., Lykke-Andersen, H., 2009. The evolution of western Scandinavian topography: A review of Neogene uplift versus the ICE (isostasy-climate-erosion) hypothesis. *Journal of Geodynamics* 47, 72-95.
- Nielsen, S.B., Clausen, O.R., Jacobsen, B.H., Thomsen, E., Huuse, M., Gallagher, K., Balling, N., Egholm, D., 2010. The ICE hypothesis stands: How the dogma of late Cenozoic tectonic uplift can no longer be sustained in the light of data and physical laws. *Journal of Geodynamics* 50, 102-111.
- Noble, D.C., McKee, E.H., Mourier, T., Megard, F., 1990. Cenozoic stratigraphy, magmatic activity, compressive deformation, and uplift in northern Peru. *Geological Society of America Bulletin* 102, 1105-1113.
- Noblet, C., Lavenu, A., Marocco, R., 1996. Concept of continuum as opposed to periodic tectonism in the Andes. *Tectonophysics* 255, 65-78.
- Nürnberg, D., Müller, R.D., 1991. The tectonic evolution of the South Atlantic from Late Jurassic to present. *Tectonophysics* 191, 27-53.
- Nyblade, A.A., Robinson, S.W., 1994. The African Superswell. *Geophysical Research Letters* 21, 765-768.
- Nyblade, A.A., Sleep, N.H., 2003. Long lasting epeirogenic uplift from mantle plumes and the origin of the Southern African Plateau. *Geochemistry Geophysics Geosystem* 4, 1105.
- O'Connor, J.M., Duncan, R.A., 1990. Evolution of the Walvis Ridge-Rio Grande Rise hot spot system: Implications for African and South American Plate motions over plumes. *Journal of Geophysical Research* 95, 17475-17502.
- Osmundsen, P.T., Redfield, T.F., 2011. Crustal taper and topography at passive continental margins. *Terra Nova* 23, 349-361.
- Osmundsen, P.T., Redfield, T.F., Hendriks, B.H.W., Bergh, S., Hansen, J.A., Henderson, I.H.C., Dehls, J., Lauknes, T.R., Larsen, Y., Anda, E., Davidsen, B., 2010. Fault-controlled alpine topography in Norway. *Journal of the Geological Society* 167, 83-98.
- O'Sullivan, P.B., Mitchell, M.M., O'Sullivan, A.J., Kohn, B.P., Gleadow, A., 2000. Thermotectonic history of the Bassian Rise, Australia: implications for the breakup of eastern Gondwana along Australia's southeastern margins. *Earth and Planetary Science Letters* 182, 31-47.
- Padilha, A.L., Trivedi, N.B., Vitorello, I., Costa, J.M. da, 1991. Geophysical constraints on tectonic models of the Taubaté Basin, southeastern Brazil. *Tectonophysics* 196, 157-172.
- Padilha, A.L., Vitorello, I., Brito, P.M.A., 2002. Magnetotelluric soundings across the Taubaté Basin, Southeast Brazil. *Earth Planets Space* 54, 617-627.
- Pananont, P., Mpodozis, C., Blanco, N., Jordan, T.E., Brown, L.D., 2004. Cenozoic evolution

- of the northwestern Salar de Atacama Basin, northern Chile. *Tectonics* 23, TC6007.
- Pardo-Casas, F., Molnar, P., 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American Plates since Late Cretaceous time. *Tectonics* 6, 233-248.
- Pedoja, K., Husson, L., Regard, V., Cobbold, P.R., Ostanciaux, E., Johnson, M.E., Kershaw, S., Saillard, M., Martinod, J., Furgerot, L., Weill, P., Delcaillau, B., 2011. Relative sea-level fall since the last interglacial stage: Are coasts uplifting worldwide? *Earth-Science Reviews* 108, 1-15.
- Pereira, M.J., Macedo, J.M., 1990. A Bacia de Santos: perspectivas de uma nova provincia petrolífera na plataforma continental sudeste brasileira. *Boletim de Geociências da Petrobras* 4, 3-11.
- Persano, C., Stuart, F.M., Bishop, P., Barfod, D.N., 2002. Apatite (U-Th)/He age constraints on the development of the Great Escarpment on the southeastern Australian passive margin. *Earth and Planetary Science Letters* 200, 79-90.
- Persano, C., Stuart, F.M., Bishop, P., Dempster, T.J., 2005. Deciphering continental breakup in eastern Australia using low-temperature thermochronometers. *Journal of Geophysical Research* 110, B12405.
- Persano, C., Bishop, P., Stuart, F.M., 2006. Apatite (U – Th)/He age constraints on the Mesozoic and Cenozoic evolution of the Bathurst region, New South Wales: evidence for antiquity of the continental drainage divide along a passive margin. *Australian Journal of Earth Sciences* 53, 1041-1050.
- Pinheiro Moreira, J.L., Valdetaro Madeira, C., Gil, J.A., Pinheiro Machado, M.A., 2007. Bacia de Santos. *Boletim de Geociências da Petrobrás* 15, 531-549.
- Praeg, D., Stoker, M.S., Shannon, P.M., Ceramicola, S., Hjelstuen, B., Laberg, J.S., Mathiesen, A., 2005. Episodic Cenozoic tectonism and the development of the NW European 'passive' continental margin. *Marine and Petroleum Geology* 22, 1007-1030.
- Price, P.B., Walker, R.M., 1963. Fossil tracks of charged particles in mica and the age of minerals. *Journal of Geophysical Research* 68, 4847-4862.
- Raab, M.J., Brown, R.W., Gallagher, K., Weber, K., Gleadow, A.J.W., 2005. Denudational and thermal history of the Early Cretaceous Brandberg and Okenyenya igneous complexes on Namibia's Atlantic passive margin. *Tectonics* 24, TC3006.
- Rahe, B., Ferrill, D.A., Morris, A.P., 1998. Physical analog modeling of pull-apart basin evolution. *Tectonophysics* 285, 21-40.
- Ramos, V.A., 2010. The tectonic regime along the Andes: Present-day and Mesozoic regimes. *Geological Journal* 45, 2-25.
- Redfield, T.F., 2010. On apatite fission track dating and the Tertiary evolution of West Greenland topography. *Journal of the Geological Society* 167, 261-271.
- Reinecker, J., Heidbach, O., Tingay, M., Connolly, P., Müller, B., 2004. The 2004 release of the World Stress Map. World Wide Web Address: <http://www.world-stress-map.org/>.
- Reiners, P.W., Farley, K.A., 2001. Influence of crystal size on apatite (U-Th)/He thermochronology: an example from the Bighorn Mountains, Wyoming. *Earth and Planetary Science Letters* 188, 413-420.
- Renne, P.R., Ernesto, M., Pacca, I.G., Coe, R.S., Glen, J.M., Prevot, M., Perrin, M., 1992.

- The age of Paraná flood volcanism, rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous boundary. *Science* 258, 975-979.
- Ribeiro, M.C.S., 2007. Termocronologia e história denudacional da Serra do Mar e implicações no controle deposicional da Bacia de Santos. Phd thesis, Universidade de São Paulo.
- Riccomini, C., 1989. O Rift Continental do Sudeste do Brasil. PhD thesis, Universidade de São Paulo.
- Riccomini, C., 1995. Padrão de fraturamentos do maciço alcalino de Cananéia, estado de São Paulo: relações com a tectônica Mesozóico-Cenozóica do sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências* 25, 79-84.
- Riccomini, C., Melo, M.S., Carneiro, C.D.R., Almeida, F.F.M., Mito J.A., Hasui, Y., 1983. Sobre a ocorrência de um derrame ankaramítico na bacia de Volta Redonda e sua importância na datação das bacias tafrogênicas continentais do sudeste brasileiro., IV Simposio Regional de Geologia, pp. 23-24.
- Riccomini, C., Peggia, A.U.G., Saloni, J.C.L., Kohnke, M.W., Figueira, R.M., 1989. Neotectonic activity in the Serra do Mar rift system (southeastern Brazil). *Journal of South American Earth Sciences* 2, 191-197.
- Riccomini, C., Sant'Anna, L.G., Ferrari, A.L., 2004. Evolução geológica do Rift Continental do Sudeste do Brasil, in: Mantesso Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R., Brito-Neves, B.B. (Eds.), *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Edições Beca, São Paulo, pp. 383-405.
- Riccomini, C., Velázquez, V.F., Gomes, C.B., 2005. Tectonic controls of the Mesozoic and Cenozoic alkaline magmatism in central-southeastern Brazilian Platform, in: Gomes, C.B., Comin-Chiaramonti, P. (Ed.), *Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Platform*. EDUSP-FAPESP, São Paulo, pp. 31-55.
- Riccomini, C., Grohmann, C.H., Sant'Anna, L.G., Hiruma, S.T., 2010. A captura das cabeceiras do Rio Tietê pelo Rio Paraíba do Sul, in: Modenesi-Gauttieri, M.C., Bartorelli, A., Mantesso-Neto, V., Carneiro, C.D.R., Lisboa, M.B.A.L. (Eds.), *A Obra de Aziz Nacib Ab'Sáber*. Beca Edições, São Paulo.
- Richardson, R.M., 1992. Ridge forces, absolute plate motions, and the intraplate stress field. *Journal of Geophysical Research* 97, 11739-11748.
- Rohrman, M., van der Beek, P., van der Hilst, R.D., Reemst, P., 2002. Timing and mechanisms of North Atlantic Cenozoic uplift: evidence for mantle upwelling, in: Doré, A.G., Cartwright, M.S., Stoker, M.S., Turner, J.P., White, N. (Eds.), *Exhumation of the North Atlantic margin: timing, mechanisms and implications for the petroleum exploration*. Geological Society, London, Special Publication, 196, 27-43.
- Rotstein, Y., Schaming, M., 2011. The Upper Rhine Graben (URG) revisited: Miocene transtension and transpression account for the observed first-order structures. *Tectonics* 30, TC3007.
- Rubem Winter, W., Janhert, R.J., França, A.B., 2007. Bacia de Campos. *Boletim de Geociências da Petrobrás* 15, 511-529.
- Rutherford, E., 1905. Present problems in radioactivity. *Popular Science*, 1-34.
- Salvador, E.D., Riccomini, C., 1995. Neotectônica da região do alto estrutural de Queluz (SP-RJ, Brasil). *Revista Brasileira de Geociências* 25, 151-164.

- Sambridge, M., Gallagher, K., Jackson, A., Rickwood, P., 2006. Trans-dimensional inverse problems, model comparison and the evidence. *Geophysical Journal International* 167, 528-542.
- Sander, S., Rosendahl, B.R., 1989. The geometry of rifting in lake Tanganyika, East Africa. *Journal of African Earth Sciences (and the Middle East)* 8, 323-354.
- Sanson, M.S.R., 2006. Sistemas deposicionais aluviais e tectônica rúptil cenozóica na região de Volta Redonda (RJ) - Rift Continental do Sudeste do Brasil. Master's thesis, Federal Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- Sant'Anna, L.G., Riccomini, C., Rodrigues-Francisco, B.H., Sial, A.N., Carvalho, M.D., Moura, C.A.V., 2004. The Paleocene travertine system of the Itaboraí basin, Southeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 18, 11-25.
- Schmitt, R.S., Trouw, R.A.J., Van Schmus, W.R., Pimentel, M.M., 2004. Late amalgamation in the central part of West Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian collisional orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil). *Precambrian Research* 133, 29-61.
- Schmitt, R.S., Frimmel, H.E., Fairchild, T.R., 2008. Neoproterozoic-Early Paleozoic events in Southwest Gondwana: Introduction. *Gondwana Research* 13, 435-436.
- Sdrolias, M., Müller, R.D., 2006. Controls on back-arc basin formation. *Geochemistry Geophysics Geosystem* 7, Q04016.
- Sempere, T., Butler, R.F., Richards, D.R., Marshall, L.G., Sharp, W., Swisher III, C.C., 1997. Stratigraphy and chronology of Upper Cretaceous - lower Paleogene strata in Bolivia and northwest Argentina. *Geological Society of America Bulletin* 109, 709-727.
- Shuster, D.L., Farley, K.A., 2004. $^4\text{He}/^3\text{He}$ thermochronometry. *Earth and Planetary Science Letters* 217, 1-17.
- Shuster, D.L., Farley, K.A., 2005. $^4\text{He}/^3\text{He}$ thermochronometry: Theory, practice, and potential complications. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 58, 181-203.
- Shuster, D.L., Farley, K.A., 2009. The influence of artificial radiation damage and thermal annealing on helium diffusion kinetics in apatite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 73, 183-196.
- Shuster, D.L., Flowers, R.M., Farley, K.A., 2006. The influence of natural radiation damage on helium diffusion kinetics in apatite. *Earth and Planetary Science Letters* 249, 148-161.
- Shuster, D.L., Cuffey, K.M., Sanders, J.W., Balco, G., 2011. Thermochronometry reveals headward propagation of erosion in an alpine landscape. *Science* 332, 84-88.
- Silk, E.C.H., Barnes, R.S., 1959. Examination of fission fragment tracks with an electron microscope. *Philosophical Magazine* 4, 970-972.
- Silva da, L.C., McNaughton, N.J., Armstrong, R., Hartmann, L.A., Fletcher, I.R., 2005. The Neoproterozoic Mantiqueira Province and its African connections: a zircon-based U-Pb geochronologic subdivision for the Brasiliano/Pan-African systems of orogens. *Precambrian Research* 136, 203-240.
- Silver, P.G., Russo, R.M., Lithgow-Bertelloni, C., 1998. Coupling of South American and African plate motion and plate deformation. *Science* 279, 60-63.

- Sinclair, I.K., 1995. Transpressional inversion due to episodic rotation of extensional stresses in Jeanne d'Arc Basin, offshore Newfoundland. Geological Society, London, Special Publication, 88, 249-271.
- Smith, A.G., Smith, D.G., Funnell, B.M., 1994. Atlas of Mesozoic and Cenozoic Coastlines. Cambridge University Press.
- Sobel, E.R., Seward, D., 2010. Influence of etching conditions on apatite fission-track etch pit diameter. Chemical Geology 271, 59-69.
- Soler, P., Bonhomme, M.G., 1990. Relation of magmatic activity to plate dynamics in central Peru from Late Cretaceous to present, in: Kay, S.M., Rapela, C.W. (Eds.), Plutonism from Antarctica to Alaska. Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 241.
- Somoza, R., 1998. Updated Nazca (Farallon) - South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean region. Journal of South American Earth Sciences 11, 211-215.
- Specht, T.D., Rosendahl, B.R., 1989. Architecture of the lake Malawi Rift, East Africa. Journal of African Earth Sciences (and the Middle East) 8, 355-382.
- Spencer, J.E., 1984. Role of tectonic denudation in warping and uplift of low-angle normal faults. Geology 12, 95-98.
- Spencer, A.S., Kohn, B.P., Gleadow, A.J.W., Norman, M., Belton, D.X., Carter, T.J., 2004. The importance of residing in a good neighbourhood: rechecking the rules of the game for apatite (U-Th)/He thermochronology, in: Andriessen, P.A.M. (Ed.), 10th International Fission track Dating Conference, Amsterdam, p. 20.
- Spier, C.A., Vasconcelos, P.M., Oliviera, S.M.B., 2006. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronological constraints on the evolution of lateritic iron deposits in the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil. Chemical Geology 234, 79-104.
- Steckler, M.S., 1981. The thermo-mechanical evolution of Atlantic-type continental margins. PhD thesis, Columbia University.
- Steinmann, G., 1929. Geologie von Peru. Karl Winter, Heidelberg.
- Stewart, I.S., Sauber, J., Rose, J., 2000. Glacio-seismotectonics: ice sheets, crustal deformation and seismicity. Quaternary Science Reviews 19, 1367-1389.
- Stockli, D.F., Farley, K.A., Dumitru, T.A., 2000. Calibration of the apatite (U-Th)/He thermochronometer on an exhumed fault block, White Mountains, California. Geology 28, 983-986.
- Strugale, M., Rostirolla, S.P., Mancini, F., Portela Filho, C.V., Ferreira, F.J.F., Freitas de, R.C., 2007. Structural framework and Mesozoic-Cenozoic evolution of Ponta Grossa Arch, Paraná Basin, southern Brazil. Journal of South American Earth Sciences 24, 203-227.
- Strutt, R., 1905. On the radioactive minerals. Proceedings of the Royal Society 76, 88-101.
- Stüwe, K., 2002. Geodynamics of the lithosphere, an introduction. Springer, Berlin.
- Stüwe, K., White, L., Brown, R., 1994. The influence of eroding topography on steady-state isotherms. Application to fission track analysis. Earth and Planetary Science Letters 124, 63-74.

- Svenningsen, L., Balling, N., Jacobsen, B.H., Kind, R., Wylegalla, K., Schweitzer, J., 2007. Crustal root beneath the highlands of southern Norway resolved by teleseismic receiver functions. *Geophysical Journal International* 170, 1129-1138.
- Swift, D.A., Persano, C., Stuart, F.M., Gallagher, K., Whitham, A., 2008. A reassessment of the role of ice sheet glaciation in the long-term evolution of the East Greenland fjord region. *Geomorphology* 97, 109-125.
- Tagami, T., O'Sullivan, P.B., 2005. Fundamentals of Fission-Track Thermochronology. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 58, 19-47.
- Tello Saenz, C.A., Hackspacher, P.C., Hadler Neto, J.C., Iunes, P.J., Guedes, S., Ribeiro, L.F.B., Paulo, S.R., 2003. Recognition of Cretaceous, Paleocene, and Neogene tectonic reactivation through apatite fission-track analysis in Precambrian areas of southeast Brazil: association with the opening of the south Atlantic Ocean. *Journal of South American Earth Sciences* 15, 765-774.
- Tello Saenz, C.A., Hadler Neto, J.C., Iunes, P.J., Guedes, S., Hackspacher, P.C., Ribeiro, L.F.B., Paulo, S.R., Osorio A.A.M., 2005. Thermochronology of the South American platform in the state of São Paulo, Brazil, through apatite fission tracks. *Radiation Measurements* 39, 635-640.
- Ten Brink, U.S., Ben-Avraham, Z., 1989. The anatomy of a pull-apart basin: seismic reflection observations of the Dead Sea Basin. *Tectonics* 8, 333-350.
- Thiede, D.S., Vasconcelos, P.M., 2010. Parana flood basalts: Rapid extrusion hypothesis confirmed by new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ results. *Geology* 38, 747-750.
- Thompson, R.N., Gibson, S.A., Mitchell, J.G., Dickin, A.P., Leonardos, O.H., Brod, J.A., Greenwood, J.C., 1998. Migrating Cretaceous-Eocene magmatism in the Serra do Mar Alkaline Province, SE Brazil: Melts from the deflected Trindade Mantle Plume? *Journal of Petrology* 39, 1493-1526.
- Torsvik, T.H., Rouse, S., Labails, C., Smethurst, M.A., 2009. A new scheme for the opening of the South Atlantic Ocean and the dissection of an Aptian salt basin. *Geophysical Journal International* 177, 1315-1333.
- Trompette, R., 1994. Geology of western Gondwana (2000 - 500 Ma). Pan-African-Brasiliano aggregation of South America and Africa. A.A.Balkema, Rotterdam.
- Trouw, R., Heilbron, M., Ribeiro, A., Paciullo, F., Valeriano, C.M., Almeida, J.C.H., Tupinamba, M., Andreis, R.R., 2000. The central segment of the Ribeira Belt, in: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.), *Tectonic Evolution of South America*, pp. 355–365.
- Tunik, M., Folguera, A., Naipauer, M., Pimentel, M., Ramos, V.A., 2010. Early uplift and orogenic deformation in the Neuquén Basin: Constraints on the Andean uplift from U-Pb and Hf isotopic data of detrital zircons. *Tectonophysics* 489, 258-273.
- Turcotte, D.L., Schubert, G., 1982. *Geodynamics, applications of continuum physics to geological problems*. John Wiley & Sons, New-York.
- Turner, S., Regelous, M., Kelley, S., Hawkesworth, C., Mantovani, M., 1994. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ geochronology. *Earth and Planetary Science Letters* 121, 333-348.
- Ussami, N., Côgo de Sá, N., Molina, E.C., 1993. Gravity map of Brazil, 2. Regional and residual isostatic anomalies and their correlation with major tectonic provinces. *Journal*

- of Geophysical Research 98, 2199-2208.
- Valla, P.G., Shuster, D.L., van der Beek, P.A., 2011. Significant increase in relief of the European Alps during mid-Pleistocene glaciations. *Nature Geoscience* 4, 688-692.
- van der Beek, P., Andriessen, P., Cloetingh, S., 1995. Morphotectonic evolution of rifted continental margins: Inferences from a coupled tectonic-surface processes model and fission track thermochronology. *Tectonics* 14, 406-421.
- van der Beek, P., Summerfield, M.A., Braun, J., Brown, R.W., Fleming, A., 2002. Modeling postbreakup landscape development and denudational history across the southeast African (Drakensberg Escarpment) margin. *Journal of Geophysical Research* 107, 2351.
- van Summeren, J., Conrad, C.P., Lithgow-Bertelloni, C., 2012. The importance of slab pull and a global asthenosphere to plate motions. *Geochemistry Geophysics Geosystem* 13, Q0AK03.
- van Wees, J.D., Beekman, F., 2000. Lithosphere rheology during intraplate basin extension and inversion: Inferences from automated modeling of four basins in western Europe. *Tectonophysics* 320, 219-242.
- VanDecar, J.C., James, D.E., Assumpção, M., 1995. Seismic evidence for a fossil mantle plume beneath South America and implications for plate driving forces. *Nature* 378, 25-31.
- Vaucher, A., Tommasi, A., Egydio-Silva, M., 1994. Self-indentation of a heterogeneous continental lithosphere. *Geology* 22, 967-970.
- Vaucher, A., Barruol, G., Tommasi, A., 1997. Why do continents break-up parallel to ancient orogenic belts? *Terra Nova* 9, 62-66.
- Vidal, A.C., Fernandes, F.L., Chang, H.K., 2004. Distribuição dos arenitos na bacia de Taubaté - SP. São Paulo, UNESP, *Geociências* 23, 55-66.
- Vicente, L.C., Dehler, N.M., Machado, R., Karniol, T.R., 2007. Extrusão tectônica e transporte lateral de massa na porção central do cinturão Paraíba do Sul, seção Três Rios - Matias Barbosa (RJ/MG). *Revista Brasileira de Geociências* 37, 281-292.
- Viviers, M.C., Azevedo de, R.L.M., 1988. The southeastern area of the Brazilian continental margin: its evolution during the Middle and Late Cretaceous as indicated by paleoecological data. *Revista Brasileira de Geociências* 18, 291-298.
- Wagner, G., Van den Haute, P., 1992. *Fission-track dating*. Kluwer Academic, Dordrecht.
- Waisman, G., 2008. Tectônica de sal da Bacia de Campos, in: Morhiak, W., Szatmari, P., Couto Anjos, S.M. (Eds.), *Sal: geologia e tectônica*. Beca Edições, São Paulo.
- Warnock, A.C., Zeitler, P.K., Wolf, R.A., Bergman, S.C., 1997. An evaluation of low-temperature apatite U-Th/He thermochronometry. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61, 5371-5377.
- Washburne, C.W., 1930. Petroleum geology of the state of São Paulo. Comissão de Geografia e Geologia do Estado de São Paulo, *Boletim* 22, 1-282.
- Weissel, J.K., Karner, G.D., 1989. Flexural uplift of rift flanks due to mechanical unloading of the lithosphere during extension. *Journal of Geophysical Research* 94, 13919-13950.

- Wernicke, B., 1981. Low-angle normal faults in the Basin and Range province: nappe tectonics in an extending orogen. *Nature*, 291.
- White, R., McKenzie, D., 1989. Magmatism at Rift Zones: The Generation of Volcanic Continental Margins and Flood Basalts. *Journal of Geophysical Research* 94, 7685-7729.
- Wilson, M., 1993. Plate-moving mechanisms: constraints and controversies. *Journal of the Geological Society* 150, 923-926.
- Wolf, R.A., Farley, K.A., Silver, L.T., 1996. Helium diffusion and low-temperature thermochronometry of apatite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60, 4231-4240.
- Wolf, R.A., Farley, K.A., Kass, D.M., 1998. Modeling of the temperature sensitivity of the apatite (U-Th)/He thermochronometer. *Chemical Geology* 148, 105-114.
- Woods, M.T., Okal, E., 1994. The structure of the Nazca ridge and the Sala y Gomez seamount chain from dispersion of Rayleigh waves. *Geophysical Journal International* 117, 205-222.
- Yamamoto, I.T., 1995. Palinologia das bacias tafrogênicas do sudeste (bacias de Taubaté, São Paulo e Resende): análise bioestratigráfica integrada e interpretação paleoambiental. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1- 217.
- Zalán, P.V., 1986. A tectônica transcorrente na exploração de petróleo: uma revisão. *Revista Brasileira de Geociências* 16, 245-257.
- Zalan, P.V., Oliveira de, J.A.B., 2005. Origem e evolução estrutural do sistema de riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobras* 13, 269-300.
- Zeitler, P.K., Johnson, N.M., Naeser, C.W., Tahirkheli, R.A.K., 1982. Fission-track evidence for Quaternary uplift of the Nanga Parbat region, Pakistan. *Nature* 298, 255-257.
- Zeitler, P.K., Herczeg, A.L., McDougall, I., Honda, M., 1987. U-Th-He dating of apatite: A potential thermochronometer. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 51, 2865-2868.
- Ziegler, P.A., 1993. Plate-moving mechanisms: their relative importance. *Journal of the Geological Society* 150, 927-940.
- Ziegler, P.A., Cloetingh, S., 2004. Dynamic processes controlling evolution of rifted basins. *Earth-Science Reviews* 64, 1-50.

ANNEXE A

CALIBRATION DU FACTEUR ξ POUR
L'ÉTUDE TRACES DE FISSION

Calibration du facteur ζ

Le tableau 1 montre le calcul du ζ utilisé pour cette étude. J'ai mené une première calibration à l'Université de Glasgow avec un ensemble de 16 standards. Cependant le comptage des échantillons s'est effectué à Géosciences Rennes avec un microscope différent. Il a donc fallu recalculer un ζ pour ces nouvelles conditions de travail. Neuf valeurs ont été calculées au vu de la constance des calibrations. La valeur du ζ calculée pour le dosimètre CN5 est de $\zeta = 316.7 \pm 3.03$ (a.cm⁻²).

Nom du Standard	ZETA	ERREUR	$(Z-Z_{\text{moy}})^2$	Z/E^2
MtDrom	321.78	10.04	25.82	3.19
Durango	325.86	17.45	83.94	1.07
Durango	309.40	15.58	53.27	1.27
MtDrom	311.56	9.37	26.40	3.55
MtDrom	324.96	10.05	68.26	3.22
Durango	328.66	18.88	143.08	0.92
MtDrom	317.88	10.56	1.40	2.85
MtDrom	304.13	8.50	157.96	4.21
MtDrom	323.66	11.14	48.46	2.61

ZETA (moyenne pondérée) 316.7
ERREUR 3.03

Tableau 1: Tableau de calcul de la valeur du facteur ζ . Deux standards ont été utilisés, le Mt Dromedary ($t = 98.7 \pm 0.6$ Ma, Miller et al., 1985) et la Durango ($t = 31.02 \pm 1.0$ Ma; McDowell et al., 2004). Z est le zêta, Zmoy est le zêta moyen, E est l'erreur. Le calcul du Zeta moyen est pondéré par l'erreur.

ANNEXE B

RÉSULTATS DES ANALYSES TRACES
DE FISSION DES ÉCHANTILLONS DU
CHAPITRE II.2

Légende

Cette annexe présente les résultats des analyses en traces de fission sur apatite des échantillons du chapitre II.2. Les résultats sont donnés tels que fournis par le logiciel Trackkey (Dunkl, 2002), logiciel ayant été utilisé pour calculer les âges et les dispersions entre les différents grains d'un même échantillon au cours de cette étude.

Apatite

Cryst.: Area:

20 899

Ns: RhoS:

416 4.627

Ni: RhoI:

905 10.067

Pooled: 0.46 97.5 ± 5.9

Mean: 0.47 99.7 ± 6.0

Central: 0.46 97.5 ± 5.9

Weigh.I: 0.458 97.1

Weigh.II: 0.47 100.1

Chi-sq.: 12.67 **P (%):** 85.52

Dispersion: 0.00

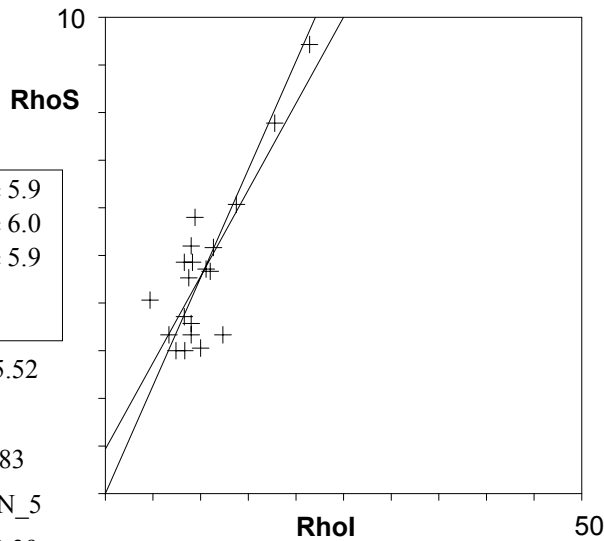
a: 0.936 **b:** 0.363 **r:** 0.83

Irr.: R10-1A **Glass:** CN_5

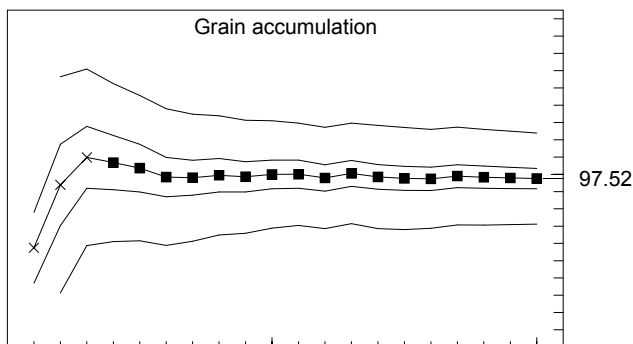
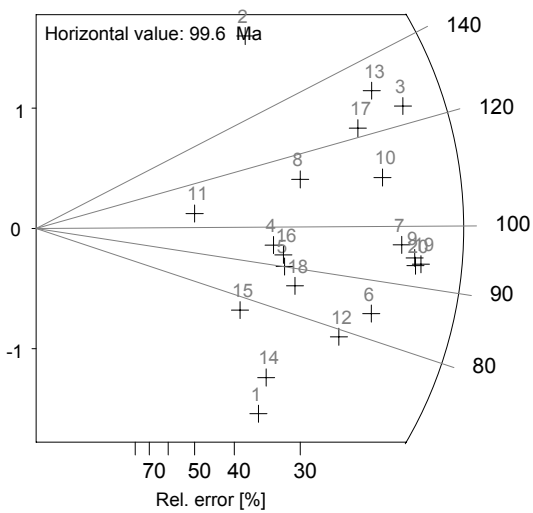
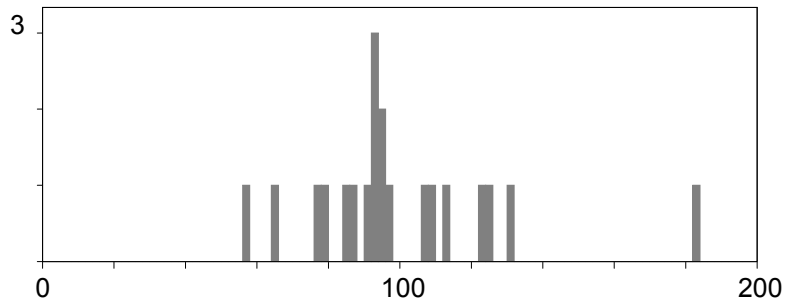
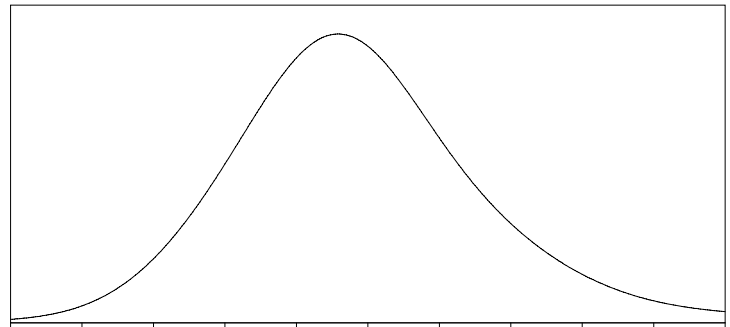
Nd: 13151 **RhoD:** 13.39

Zeta: 316.7 ± 3.03 **U.:** 9.37 (± 37%)

Goodness: n. d.



kurt.: 3.76 skew.: 1.43



- 1 \ Poisson (1x)
- 1 \ St. dev. (1x)
- Zero tracks
- Chi pass/fail (5%)

Apatite

Cryst.: Area:

20 1246

Ns: RhoS:

3574 28.684

Ni: Rhol:

6942 55.714

Pooled: 0.515 107.8 ± 2.7

Mean: 0.527 110.3 ± 2.7

Central: 0.518 108.5 ± 3.1

Weigh.I: 0.519 108.7

Weigh.II: 0.52 109.5

Chi-sq.: 26.27 **P (%)**: 12.27

Dispersion: 0.06

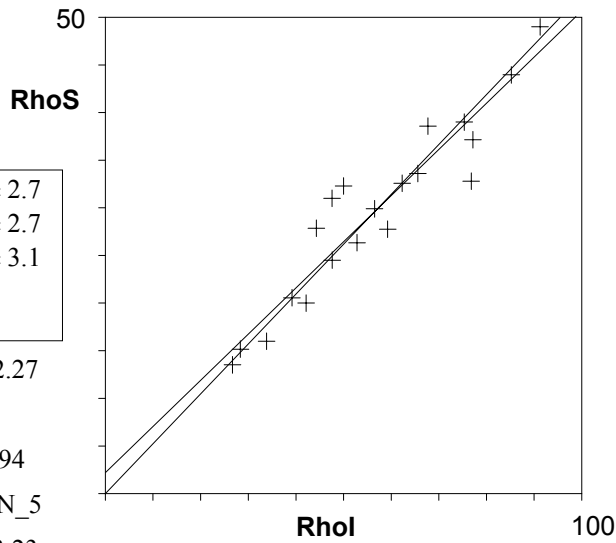
a: 2.2 **b:** 0.485 **r:** 0.94

Irr.: R10-1A **Glass:** CN_5

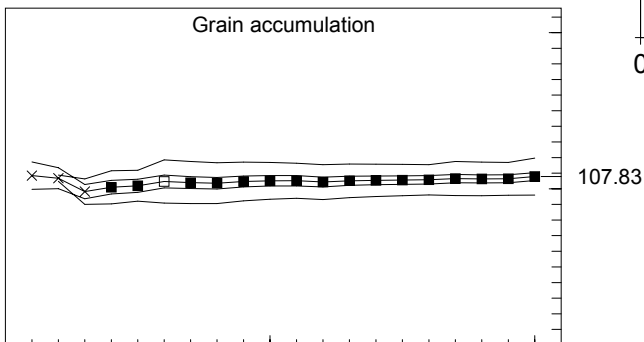
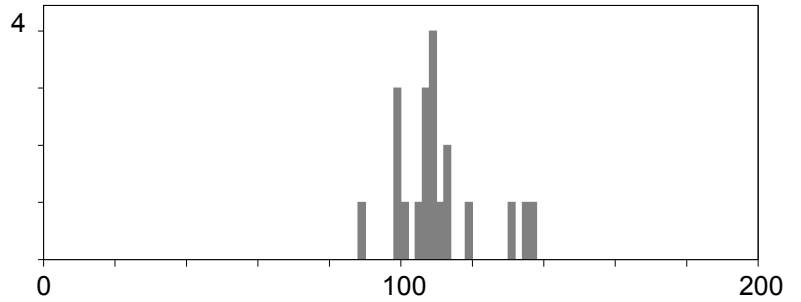
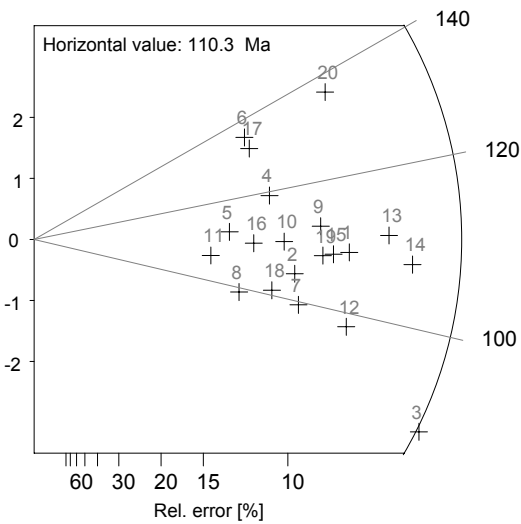
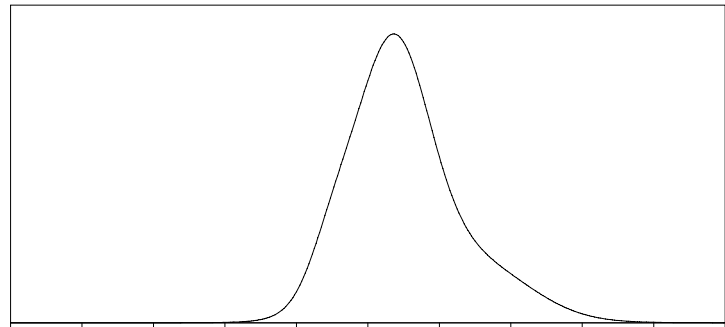
Nd: 13151 **RhoD:** 13.23

Zeta: 316.7 ± 3.03 **U.:** 51.95 (± 33%)

Goodness: n. d.



kurt.: 0.69 skew.: 0.92



- 1 \ Poisson (1x)
- 1 \ St. dev. (1x)
- Zero tracks
- Chi pass/fail (5%)

Apatite

Cryst.: Area:

20 1015

Ns: RhoS:

1272 12.532

Ni: RhoI:

2580 25.419

Pooled: 0.493 102.7 ± 3.8

Mean: 0.496 103.3 ± 3.7

Central: 0.493 102.7 ± 3.8

Weigh.I: 0.497 103.5

Weigh.II: 0.50 103.9

Chi-sq.: 18.26 **P (%):** 50.52

Dispersion: 0.02

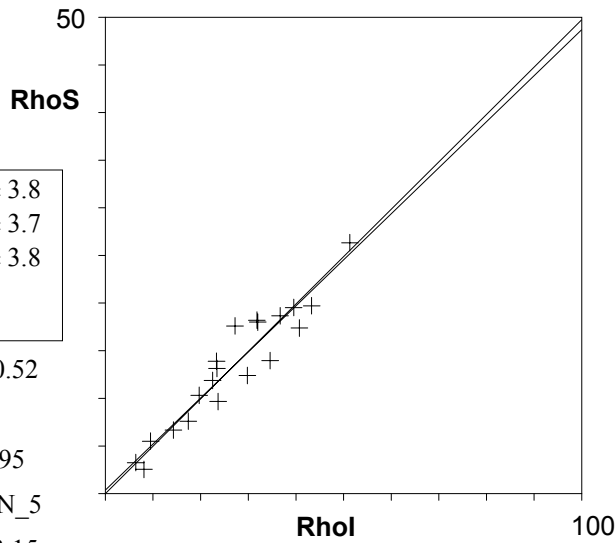
a: 0.381 **b:** 0.483 **r:** 0.95

Irr.: R10-1A **Glass:** CN_5

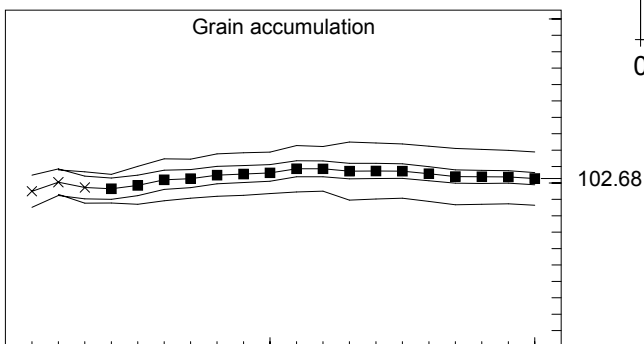
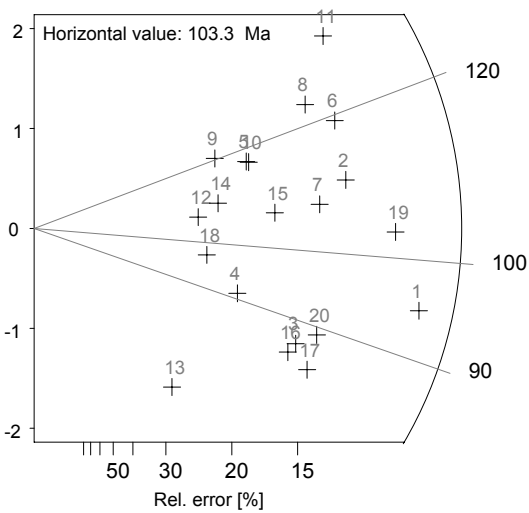
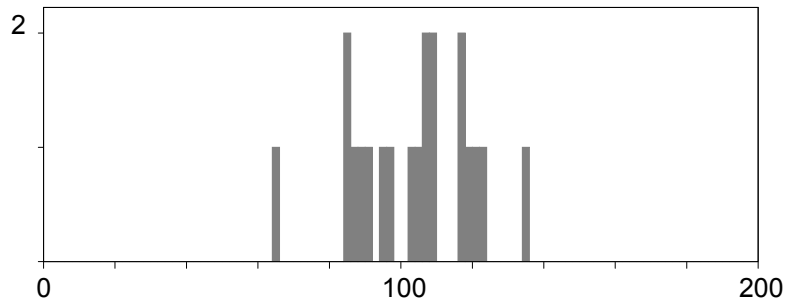
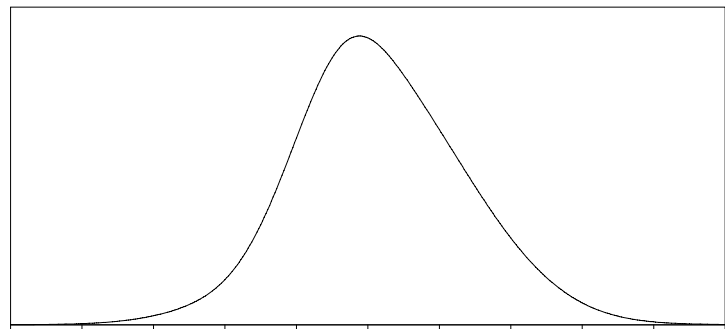
Nd: 13151 **RhoD:** 13.15

Zeta: 316.7 ± 3.03 **U.:** 24.77 (± 46%)

Goodness: n. d.



kurt.: 0.01 skew.: -0.31



- 1 \ Poisson (1x)
- 1 \ St. dev. (1x)
- Zero tracks
- Chi pass/fail (5%)

Apatite

Cryst.: Area:

29 1968

Ns: RhoS:

262 1.331

Ni: RhoI:

583 2.962

Pooled: 0.449 84.7 ± 6.4

Mean: 0.478 89.9 ± 4.8

Central: 0.449 84.7 ± 6.4

Weigh.I: 0.464 87.4

Weigh.II: 0.47 88.9

Chi-sq.: 9.73 **P (%)**: 99.95

Dispersion: 0.00

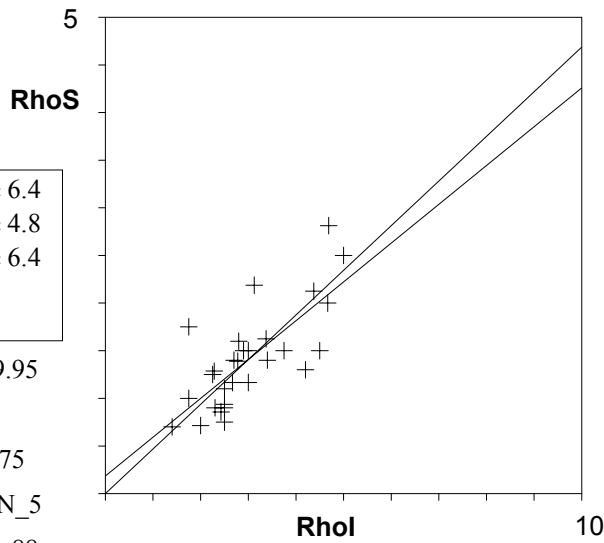
a: 0.184 **b:** 0.407 **r:** 0.75

Irr.: R10-1B **Glass:** CN_5

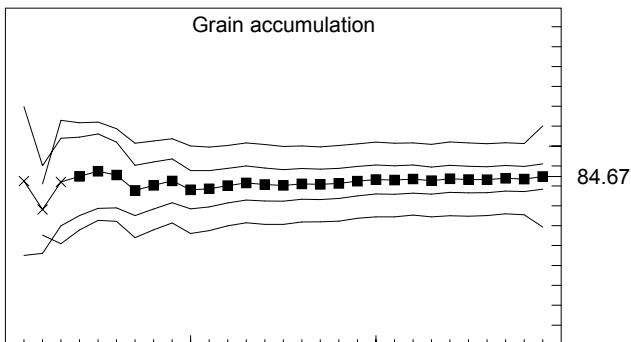
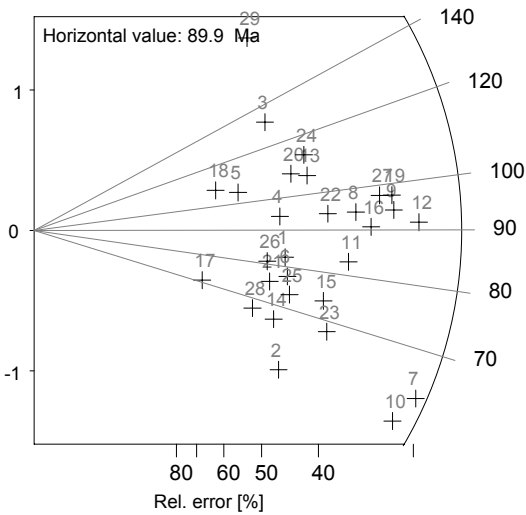
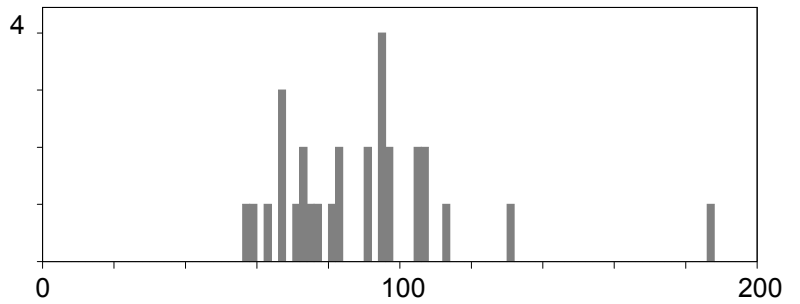
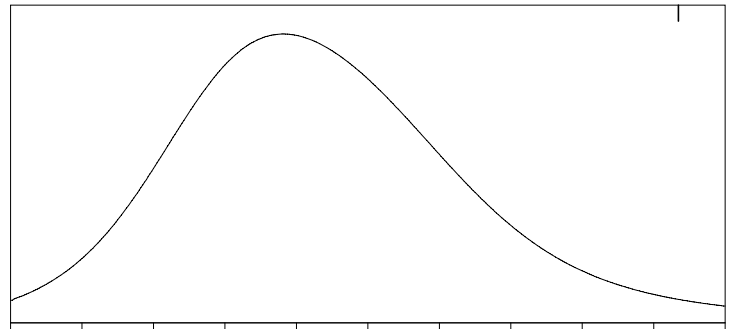
Nd: 12451 **RhoD:** 11.88

Zeta: 316.7 ± 3.03 **U.:** 3.08 (± 32%)

Goodness: n. d.



kurt.: 6.12 skew.: 1.92



- 1 \ Poisson (1x)
- 1 \ St. dev. (1x)
- Zero tracks
- Chi pass/fail (5%)

Apatite

Cryst.: Area:

20 1755

Ns: RhoS:

1239 7.06

Ni: Rhol:

2705 15.413

Pooled: 0.458 106.8 ± 3.9

Mean: 0.47 109.7 ± 3.8

Central: 0.459 107.1 ± 4.1

Weigh.I: 0.451 105.2

Weigh.II: 0.47 109.2

Chi-sq.: 20.46 **P (%):** 36.76

Dispersion: 0.05

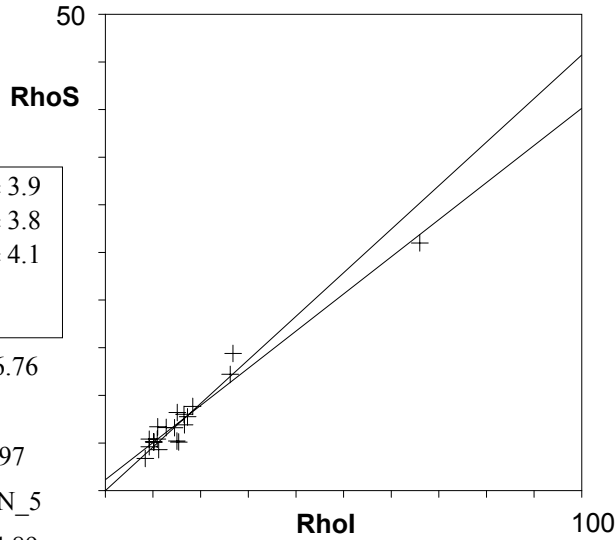
a: 1.15 **b:** 0.39 **r:** 0.97

Irr.: R11-1A **Glass:** CN_5

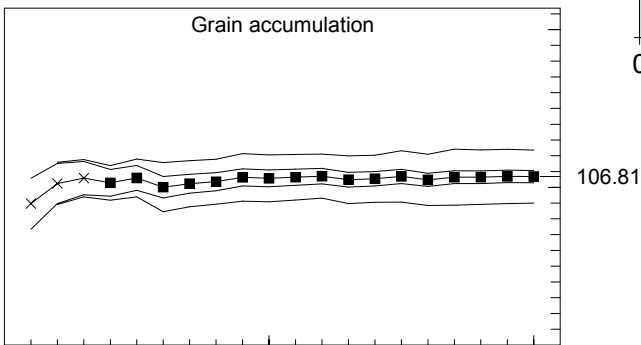
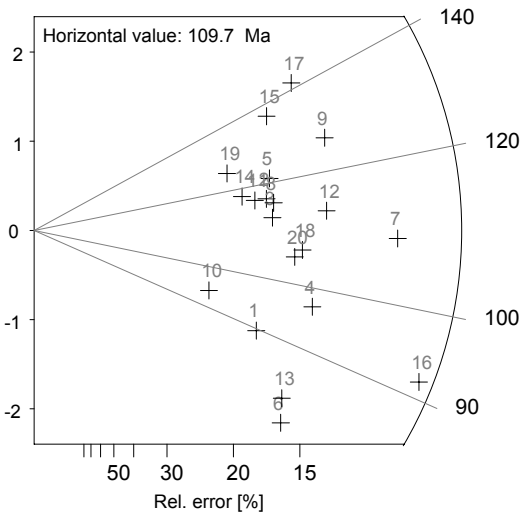
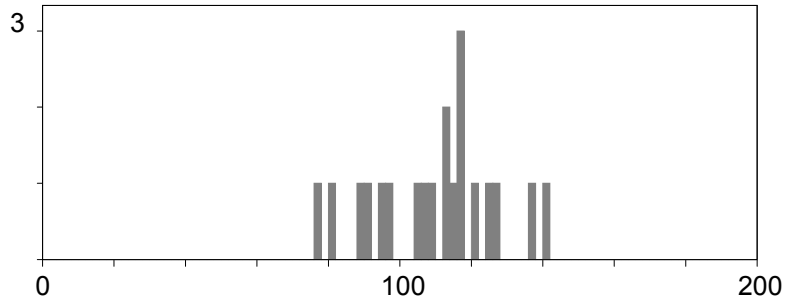
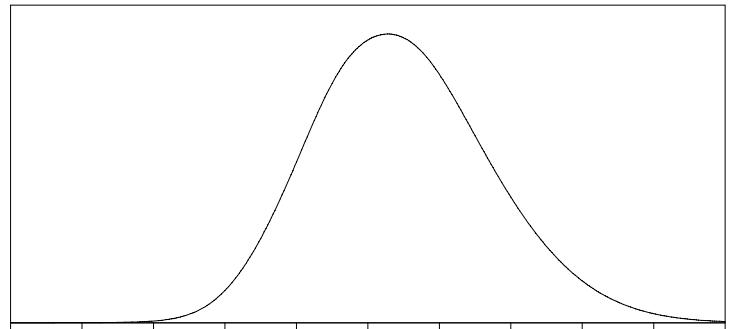
Nd: 15549 **RhoD:** 14.89

Zeta: 316.7 ± 3.03 **U.:** 13.92 (± 74%)

Goodness: n. d.



kurt.: -0.38 skew.: -0.15



- 1 \ Poisson (1x)
- 1 \ St. dev. (1x)
- Zero tracks
- Chi pass/fail (5%)

Apatite

Cryst.: Area:

20 1460

Ns: RhoS:

1321 9.048

Ni: Rhol:

2726 18.671

Pooled: 0.485 92.3 ± 3.4

Mean: 0.485 92.3 ± 3.2

Central: 0.484 92.3 ± 3.4

Weigh.I: 0.487 92.8

Weigh.II: 0.49 92.9

Chi-sq.: 17.9 **P (%)**: 52.89

Dispersion: 0.03

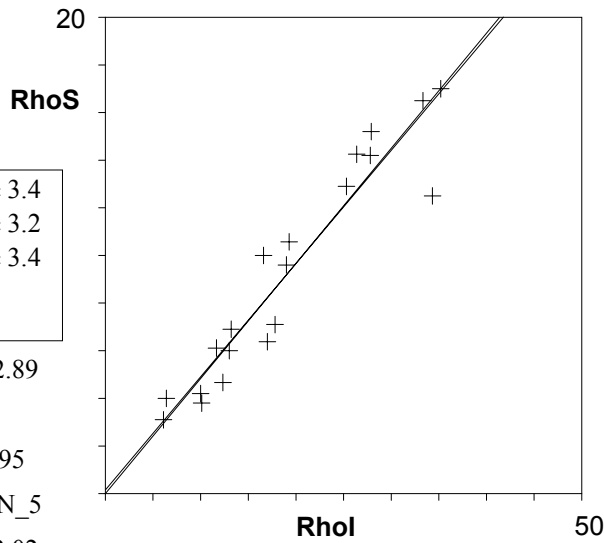
a: 0.156 **b:** 0.475 **r:** 0.95

Irr.: R10-1B **Glass:** CN_5

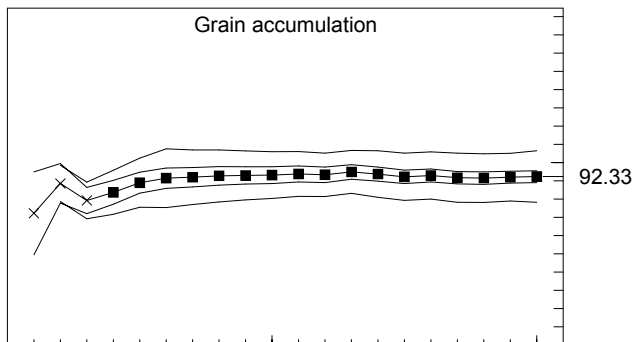
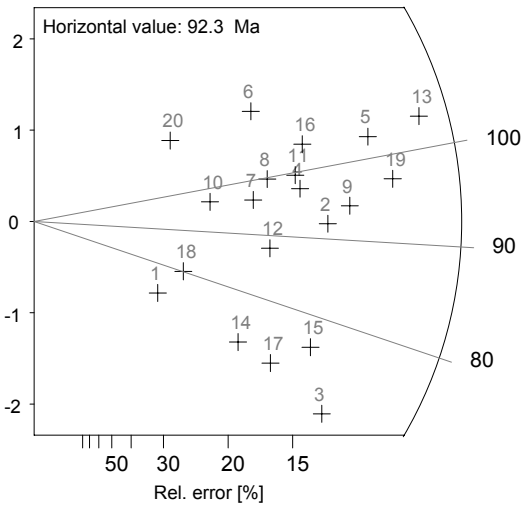
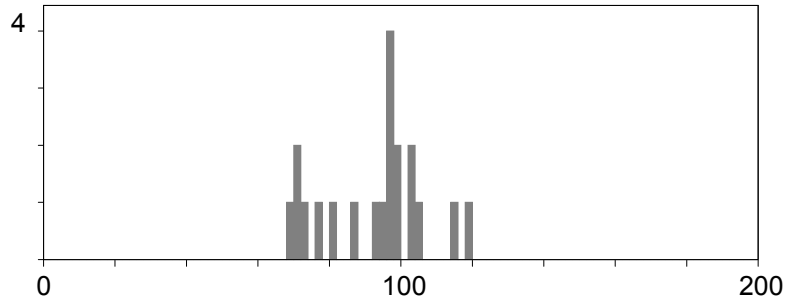
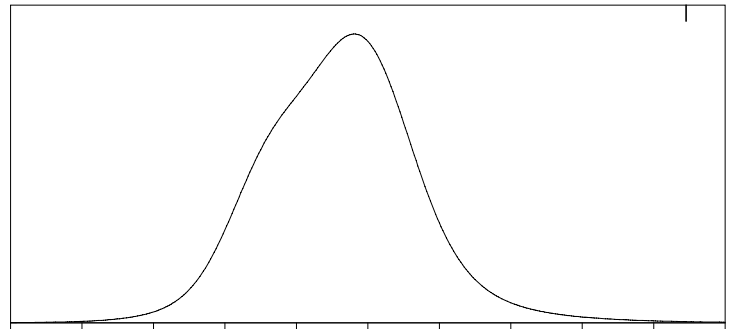
Nd: 12451 **RhoD:** 12.02

Zeta: 316.7 ± 3.03 **U.:** 19.38 (± 48%)

Goodness: n. d.



kurt.: -0.77 skew.: -0.17



- 1 \ Poisson (1x)
- 1 \ St. dev. (1x)
- Zero tracks
- Chi pass/fail (5%)

Apatite

Cryst.: Area:

20 1268

Ns: RhoS:

896 7.066

Ni: RhoI:

1803 14.219

Pooled: 0.497 96.9 ± 4.2

Mean: 0.483 94.2 ± 3.2

Central: 0.497 96.9 ± 4.2

Weigh.I: 0.497 97.0

Weigh.II: 0.49 96.1

Chi-sq.: 11.98 **P (%)**: 88.63

Dispersion: 0.00

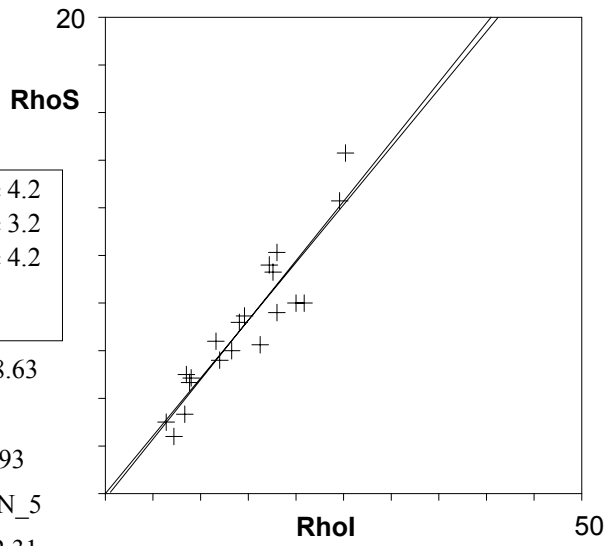
a: -0.208 **b:** 0.499 **r:** 0.93

Irr.: R10-1B **Glass:** CN_5

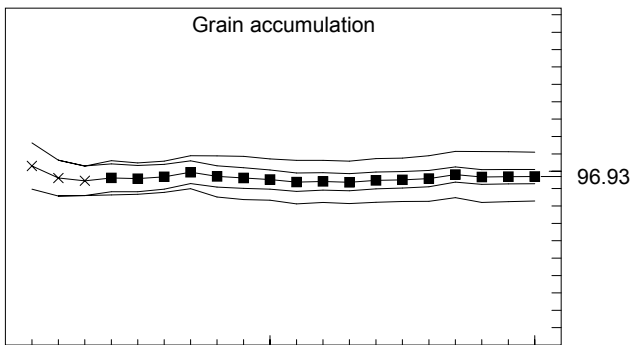
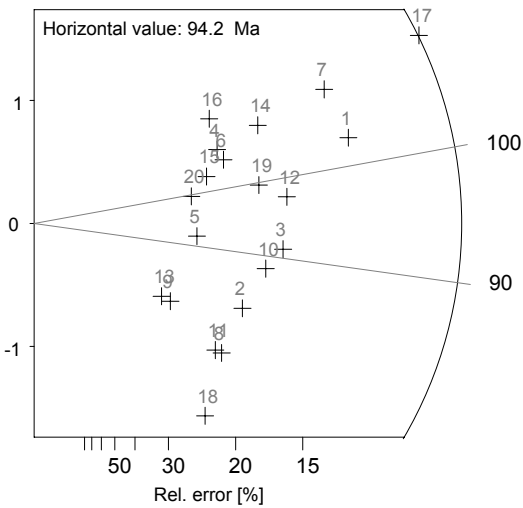
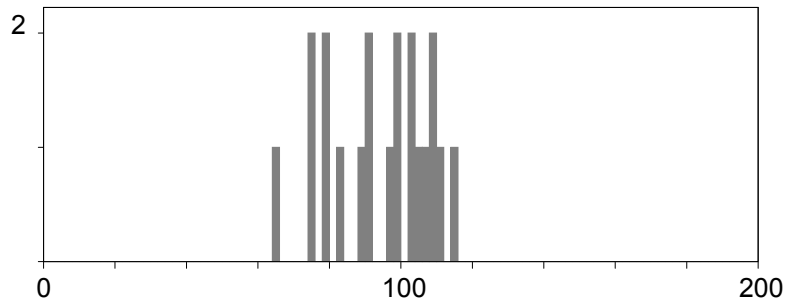
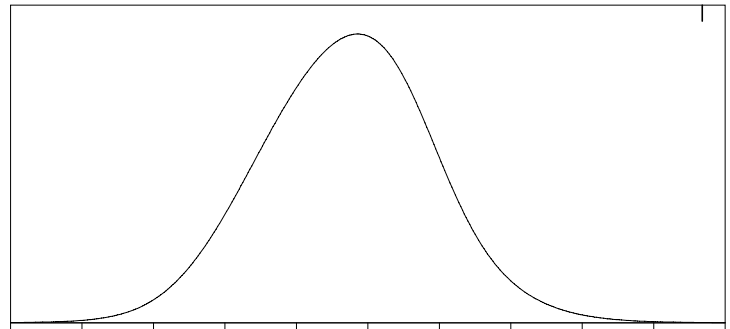
Nd: 12451 **RhoD:** 12.31

Zeta: 316.7 ± 3.03 **U.:** 14.41 (± 39%)

Goodness: n. d.



kurt.: -0.95 skew.: -0.47



- 1 \ Poisson (1x)
- 1 \ St. dev. (1x)
- Zero tracks
- Chi pass/fail (5%)

Apatite

Cryst.: Area:

20 1272

Ns: RhoS:

2272 17.862

Ni: Rhol:

5276 41.478

Pooled: 0.431 102.7 ± 2.9

Mean: 0.43 102.4 ± 3.3

Central: 0.431 102.8 ± 3.3

Weigh.I: 0.439 104.6

Weigh.II: 0.43 103.5

Chi-sq.: 25.5 **P (%):** 14.48

Dispersion: 0.06

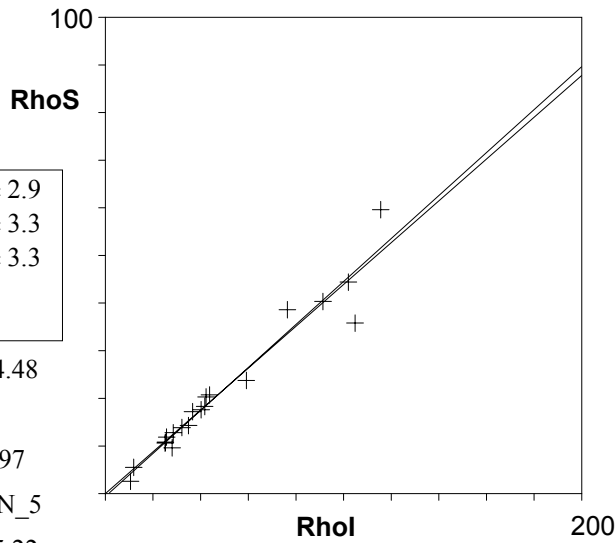
a: -0.594 **b:** 0.451 **r:** 0.97

Irr.: R11-1A **Glass:** CN_5

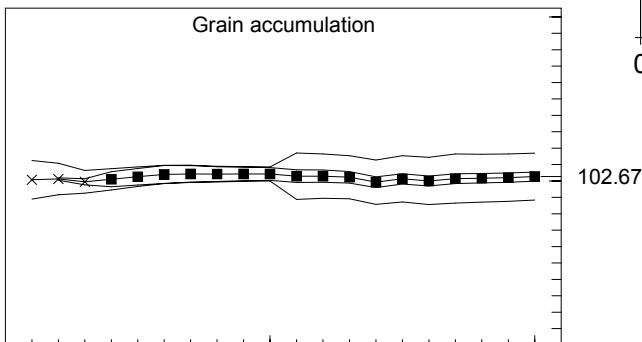
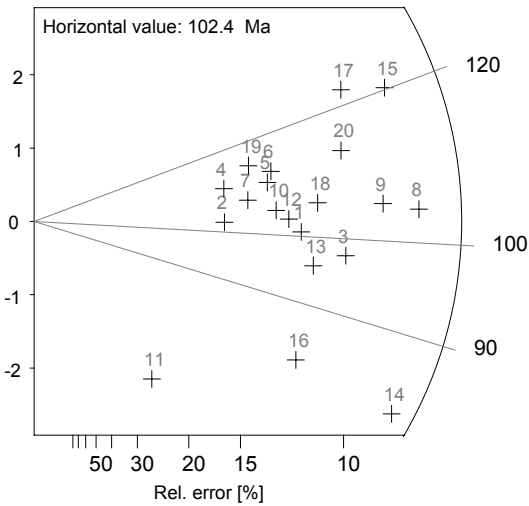
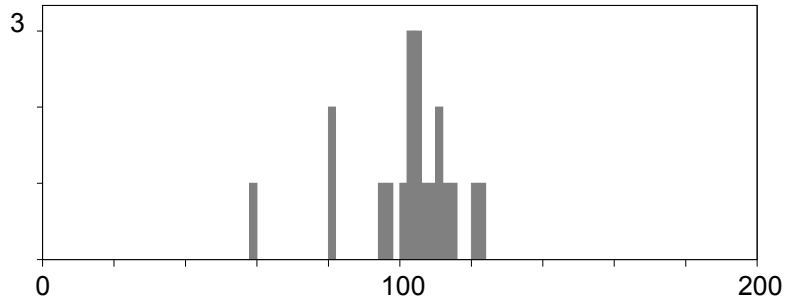
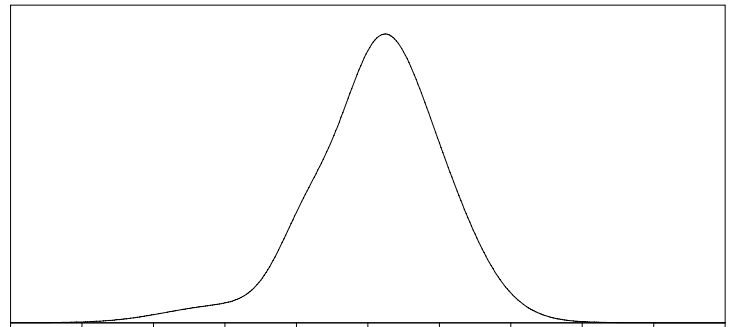
Nd: 15549 **RhoD:** 15.22

Zeta: 316.7 ± 3.03 **U.:** 39.01 (± 65%)

Goodness: n. d.



kurt.: 3.43 skew.: -1.58



- 1 \ Poisson (1x)
- 1 \ St. dev. (1x)
- Zero tracks
- Chi pass/fail (5%)

Apatite

Cryst.: Area:

20 1025

Ns: RhoS:

999 9.746

Ni: RhoI:

2288 22.322

Pooled: 0.437 86.2 ± 3.5

Mean: 0.431 85.2 ± 3.5

Central: 0.436 86.1 ± 3.6

Weigh.I: 0.443 87.4

Weigh.II: 0.44 86.6

Chi-sq.: 17.66 **P (%)**: 54.5

Dispersion: 0.03

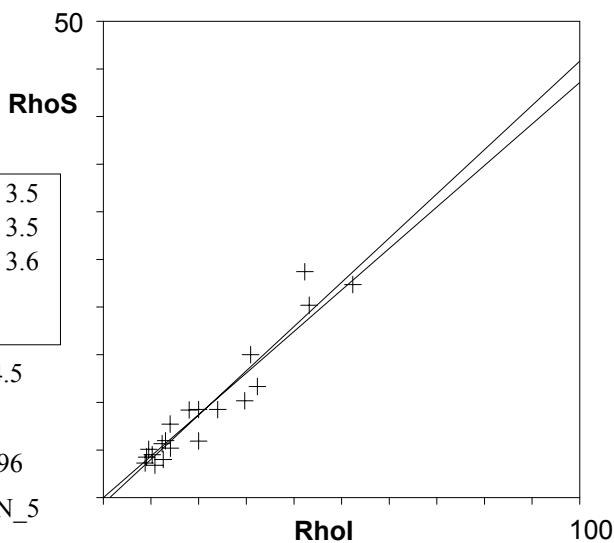
a: -0.608 **b:** 0.464 **r:** 0.96

Irr.: R10-1B **Glass:** CN_5

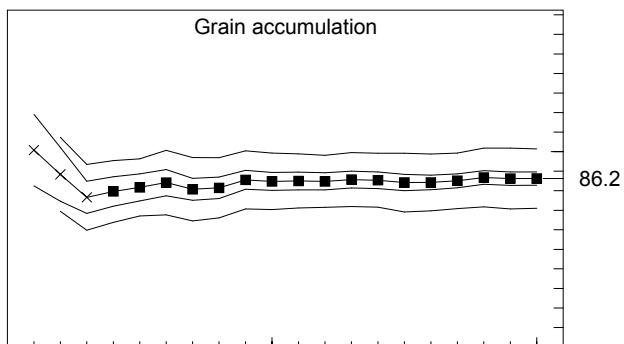
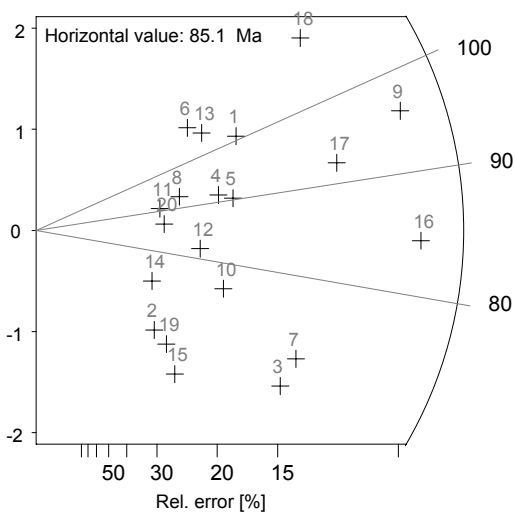
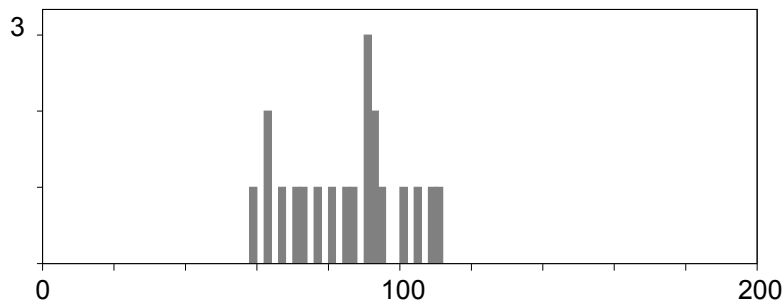
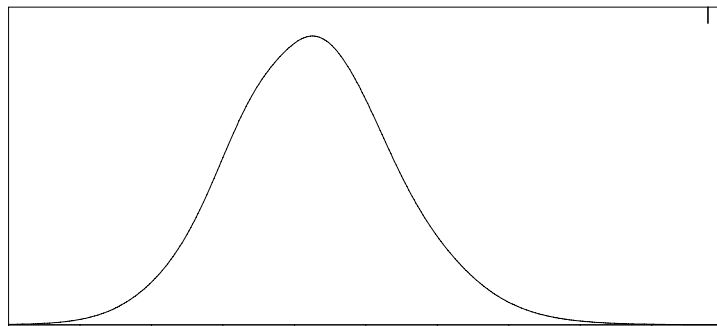
Nd: 12451 **RhoD:** 12.45

Zeta: 316.7 ± 3.03 **U.:** 20.88 (± 61%)

Goodness: n. d.



kurt.: -0.93 skew.: -0.13



- 1 \ Poisson (1x)
- 1 \ St. dev. (1x)
- Zero tracks
- Chi pass/fail (5%)

Apatite

Cryst.: Area:

20 1385

Ns: RhoS:

1355 9.783

Ni: Rhol:

4077 29.437

Pooled: 0.332 81.1 ± 2.8

Mean: 0.335 81.6 ± 2.7

Central: 0.332 81.1 ± 2.8

Weigh.I: 0.335 81.7

Weigh.II: 0.34 82.0

Chi-sq.: 16.46 **P (%):** 62.63

Dispersion: 0.01

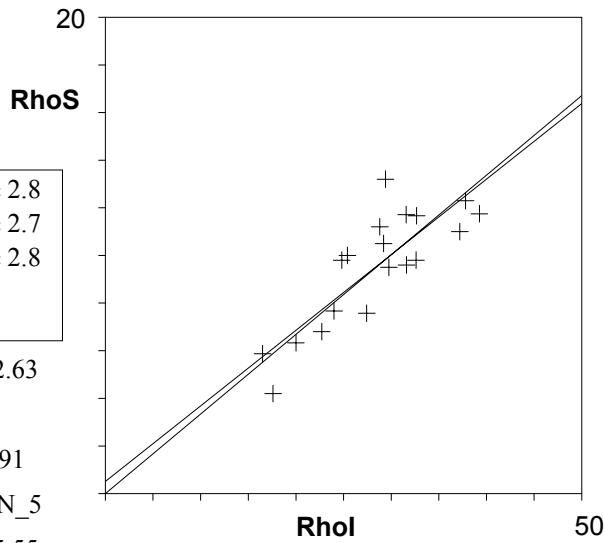
a: 0.511 **b:** 0.317 **r:** 0.91

Irr.: R11-1A **Glass:** CN_5

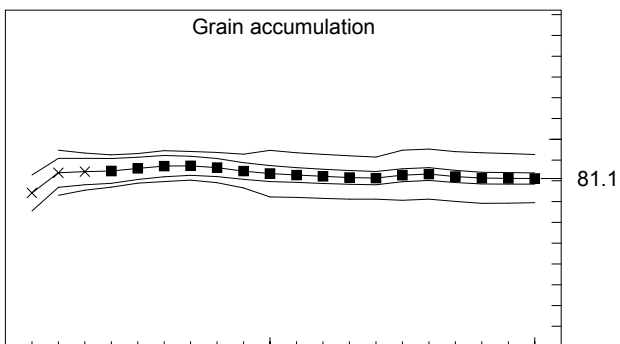
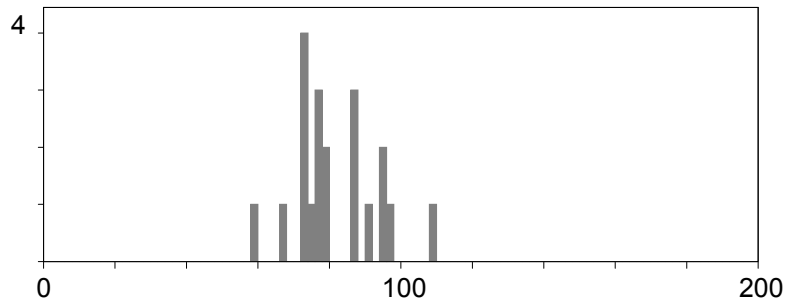
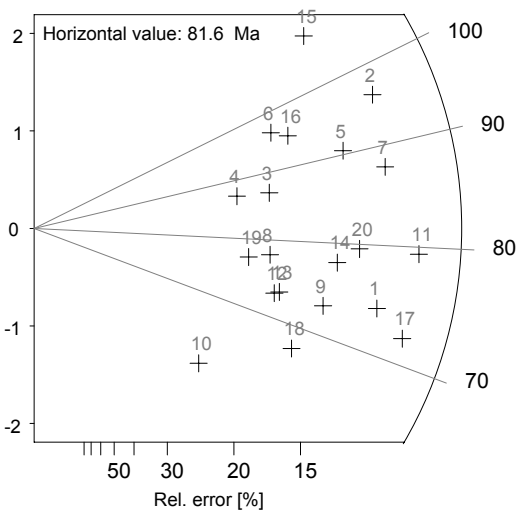
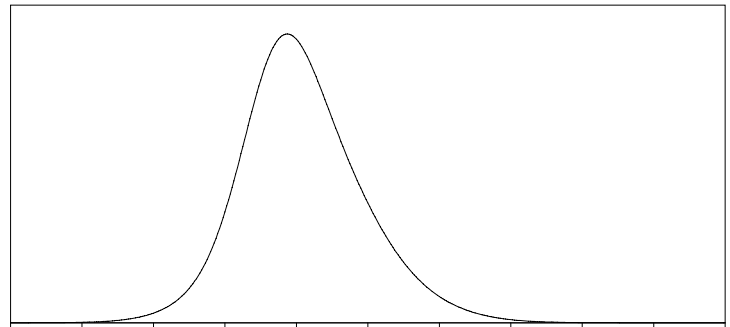
Nd: 15549 **RhoD:** 15.55

Zeta: 316.7 ± 3.03 **U.:** 23.41 (± 32%)

Goodness: n. d.



kurt.: 0.34 skew.: 0.42



- 1 \ Poisson (1x)
- 1 \ St. dev. (1x)
- Zero tracks
- Chi pass/fail (5%)

Apatite

Cryst.: Area:

20 793

Ns: RhoS:

1763 22.232

Ni: RhoI:

4954 62.472

Pooled: 0.356 89.6 ± 2.8

Mean: 0.356 89.5 ± 2.6

Central: 0.356 89.6 ± 2.8

Weigh.I: 0.363 91.3

Weigh.II: 0.36 90.0

Chi-sq.: 17.51 **P (%)**: 55.54

Dispersion: 0.01

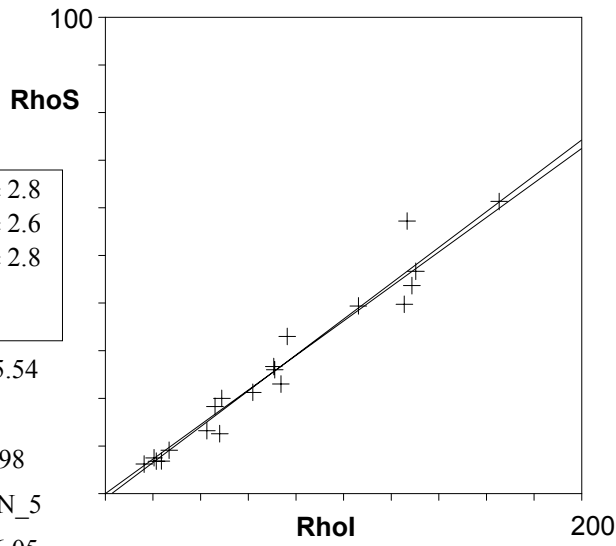
a: -0.984 **b:** 0.376 **r:** 0.98

Irr.: R11-1A **Glass:** CN_5

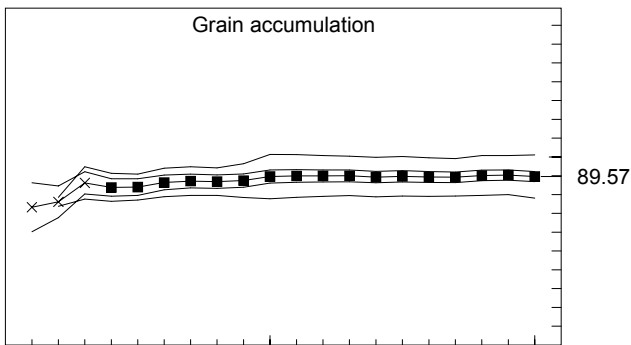
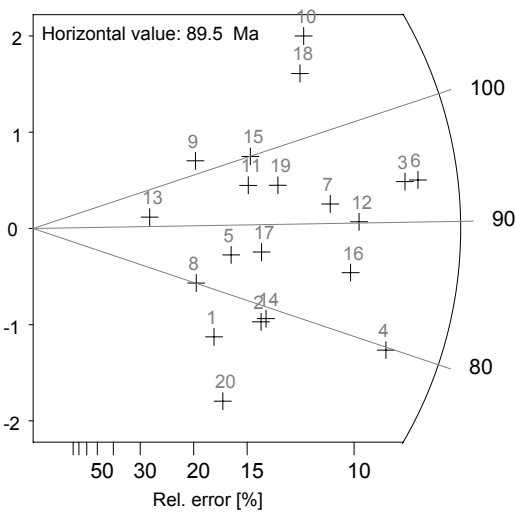
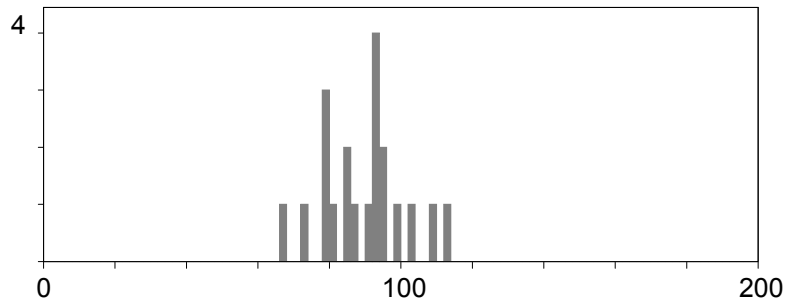
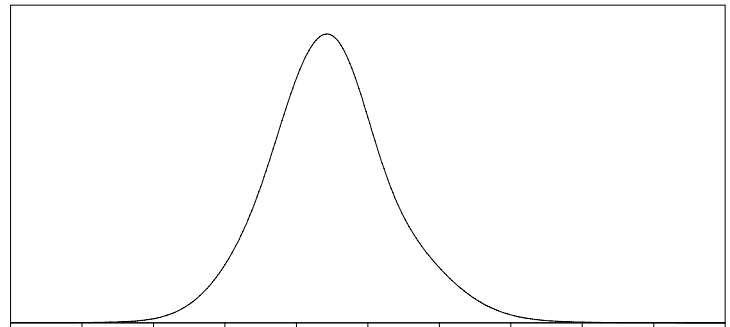
Nd: 15549 **RhoD:** 16.05

Zeta: 316.7 ± 3.03 **U.:** 54.22 (± 62%)

Goodness: n. d.



kurt.: -0.02 skew.: 0.10



- 1 \ Poisson (1x)
- 1 \ St. dev. (1x)
- Zero tracks
- Chi pass/fail (5%)

Apatite

Cryst.: 20
Area: 1208

Ns: 868
RhoS: 7.185

Ni: 2235
RhoI: 18.502

Pooled:	0.388	99.7 ± 4.2
Mean:	0.404	103.7 ± 3.8
Central:	0.388	99.7 ± 4.2
Weigh.I:	0.39	100.1
Weigh.II:	0.40	102.6

Chi-sq.: 13.69 **P (%):** 80.15

Dispersion: 0.00

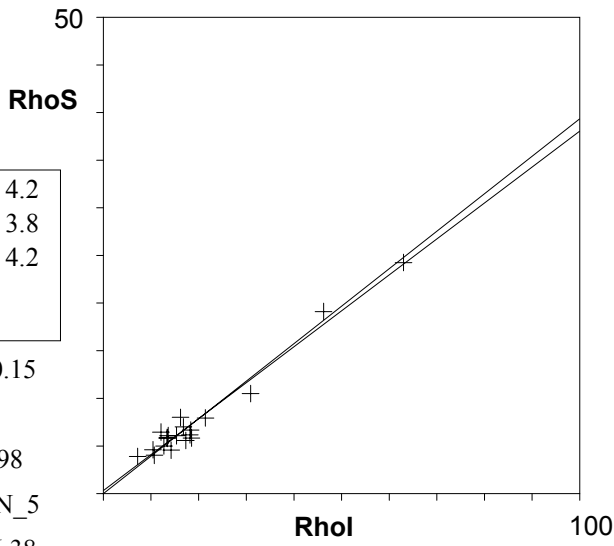
a: 0.315 **b:** 0.377 **r:** 0.98

Irr.: R11-1A **Glass:** CN_5

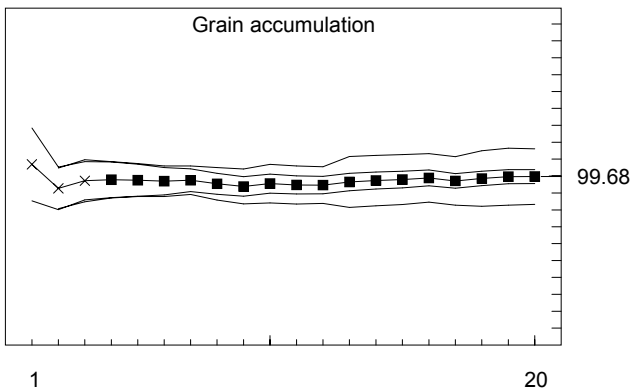
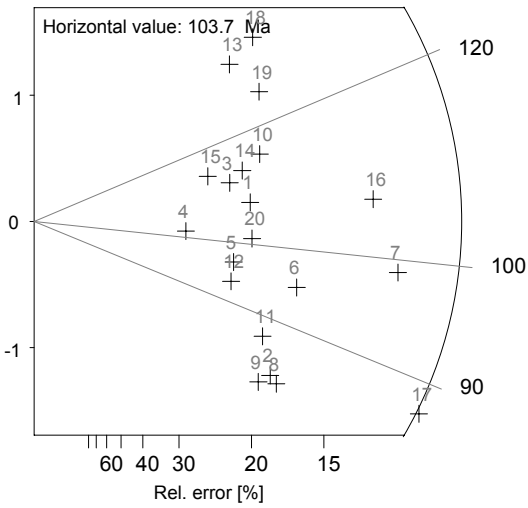
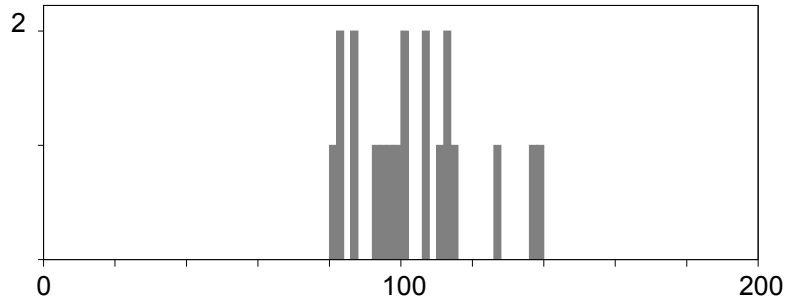
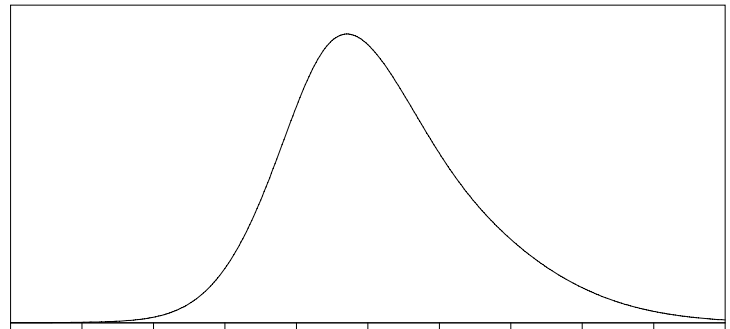
Nd: 15549 **RhoD:** 16.38

Zeta: 316.7 ± 3.03 **U.:** 14.48 (± 68 %)

Goodness: n. d.



kurt.: -0.15 skew.: 0.63



- Poisson (1x)
- St. dev. (1x)
- Zero tracks
- Chi pass/fail (5%)

Apatite

Cryst.: Area:

20 924

Ns: RhoS:

774 8.377

Ni: RhoI:

1755 18.994

Pooled: 0.441 82.6 ± 3.7

Mean: 0.452 84.6 ± 2.6

Central: 0.441 82.6 ± 3.7

Weigh.I: 0.442 82.7

Weigh.II: 0.45 84.0

Chi-sq.: 9.58 **P (%):** 96.25

Dispersion: 0.00

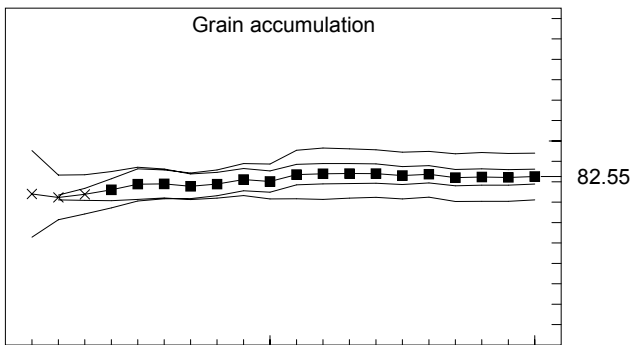
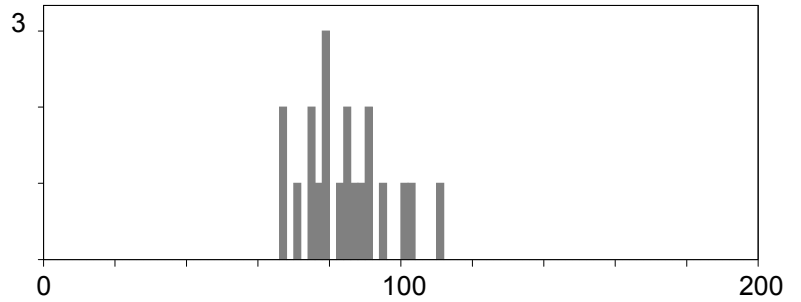
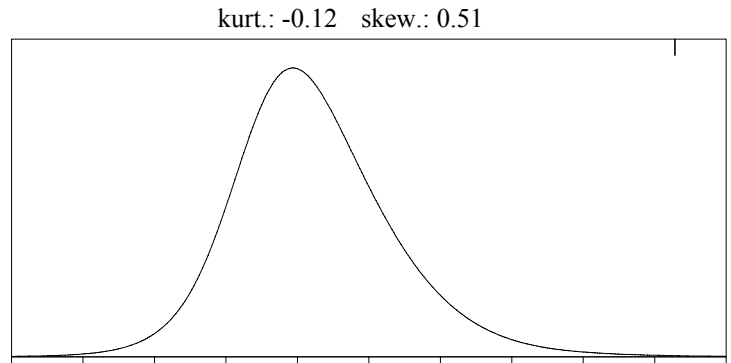
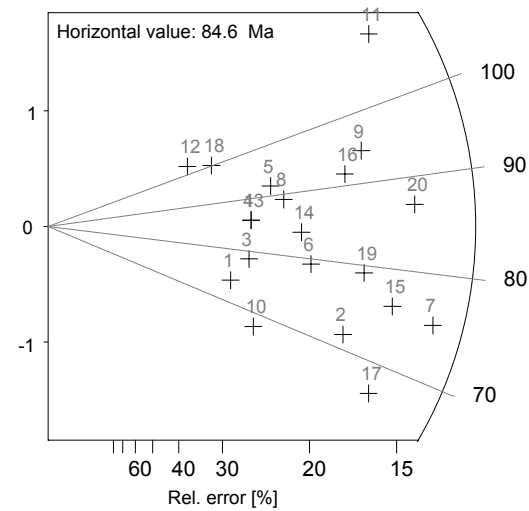
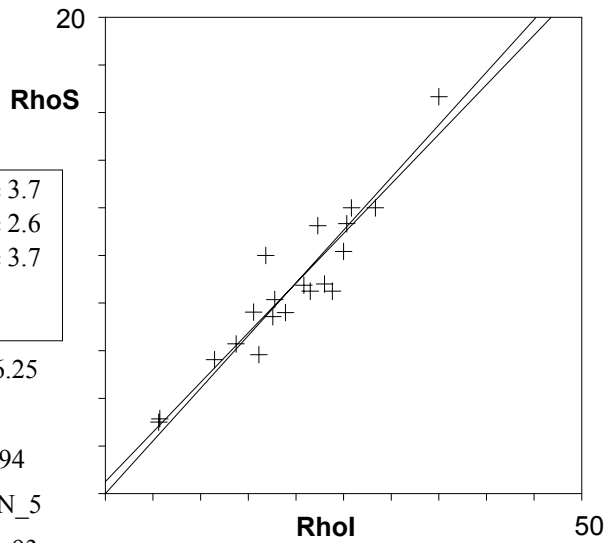
a: 0.505 **b:** 0.417 **r:** 0.94

Irr.: R11-1B **Glass:** CN_5

Nd: 11732 **RhoD:** 11.93

Zeta: 316.7 ± 3.03 **U.:** 19.9 (± 37%)

Goodness: n. d.



- 1 \ Poisson (1x)
- 1 \ St. dev. (1x)
- Zero tracks
- Chi pass/fail (5%)

Apatite

Cryst.: Area:

20 1262

Ns: **RhoS:**

931 7.377

Ni: **Rhol:**

1732 13.724

Pooled: 0.538 100.2 ± 4.3

Mean: 0.547 102.0 ± 4.1

Central: 0.538 100.3 ± 4.5

Weigh.I: 0.547 102.0

Weigh.II: 0.55 102.2

Chi-sq.: 17.09 **P (%):** 58.36

Dispersion: 0.04

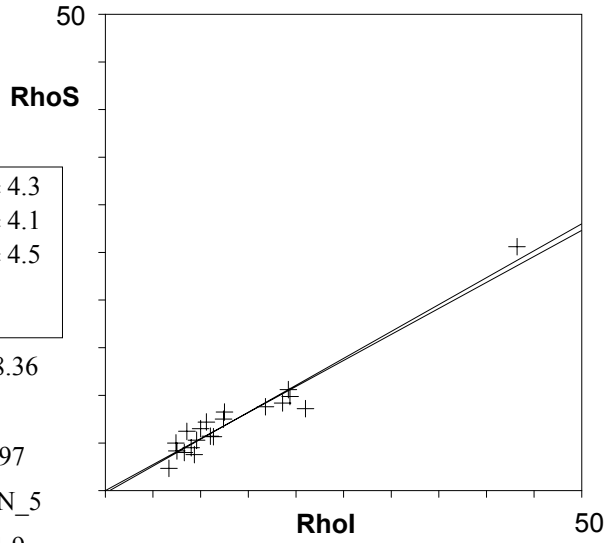
a: -0.262 **b:** 0.566 **r:** 0.97

Irr.: R11-1B **Glass:** CN_5

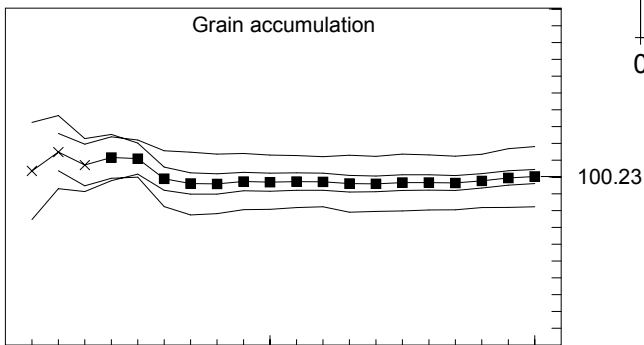
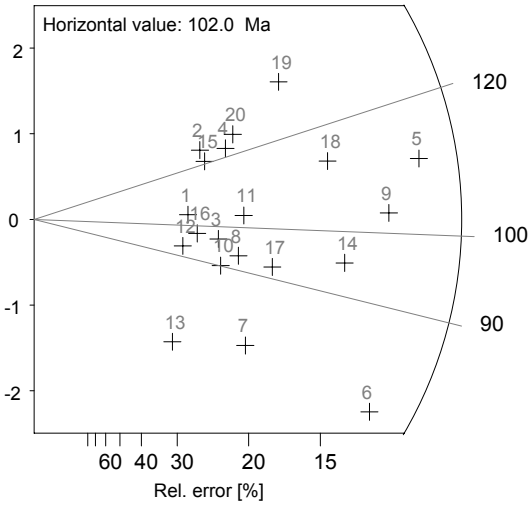
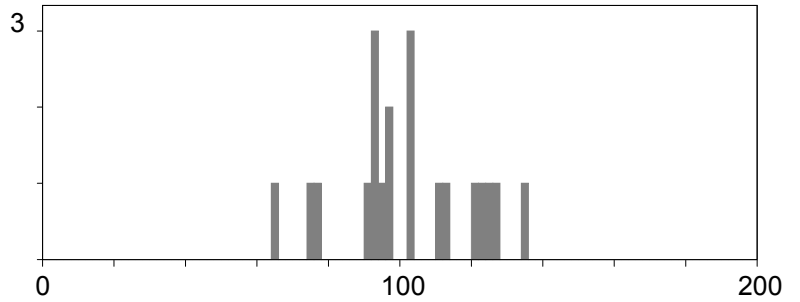
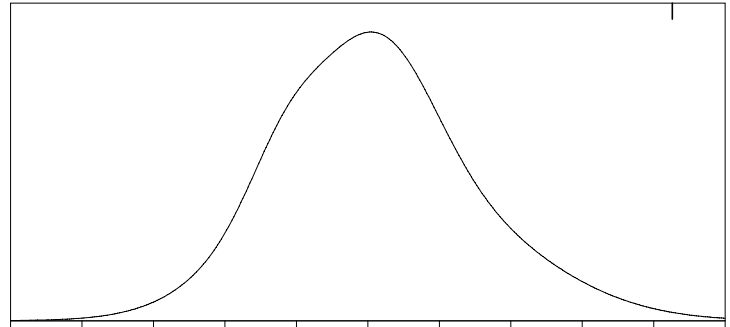
Nd: 11732 **RhoD:** 11.9

Zeta: 316.7 ± 3.03 **U.:** 13.93 (± 61%)

Goodness: n. d.



kurt.: -0.39 skew.: -0.06



- 1 \ Poisson (1x)
- 1 \ St. dev. (1x)
- Zero tracks
- Chi pass/fail (5%)

Apatite

Cryst.: Area:

20 1746

Ns: RhoS:

1078 6.174

Ni: RhoI:

1980 11.34

Pooled: 0.544 101.0 ± 4.1

Mean: 0.565 104.8 ± 4.1

Central: 0.546 101.2 ± 4.3

Weigh.I: 0.544 100.9

Weigh.II: 0.56 103.8

Chi-sq.: 20.23 **P (%):** 38.08

Dispersion: 0.05

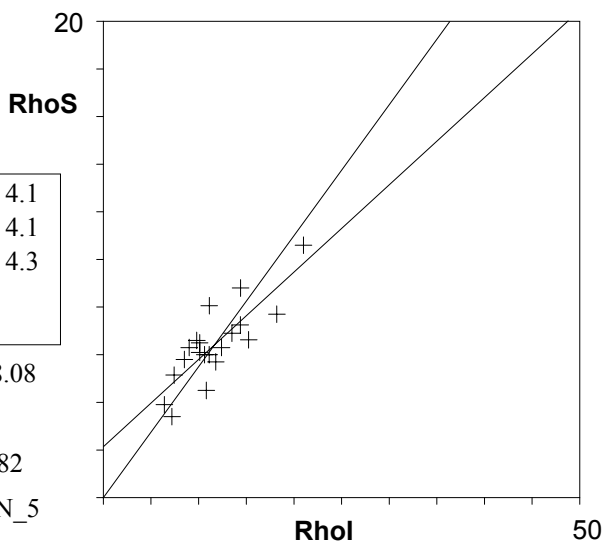
a: 2.136 **b:** 0.367 **r:** 0.82

Irr.: R11-1B **Glass:** CN_5

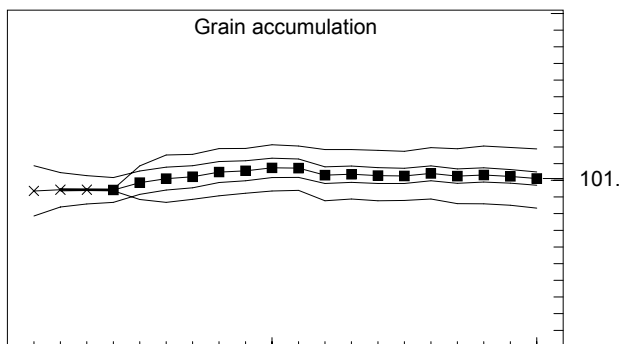
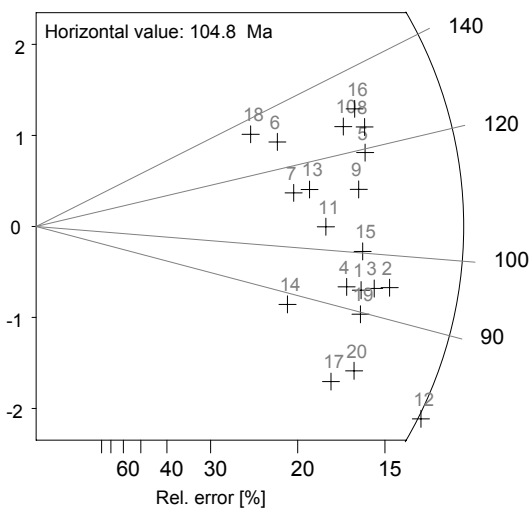
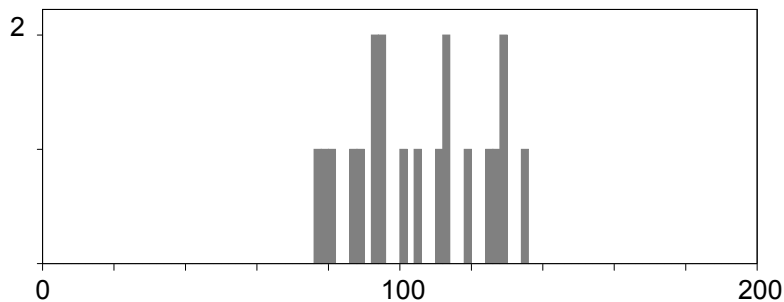
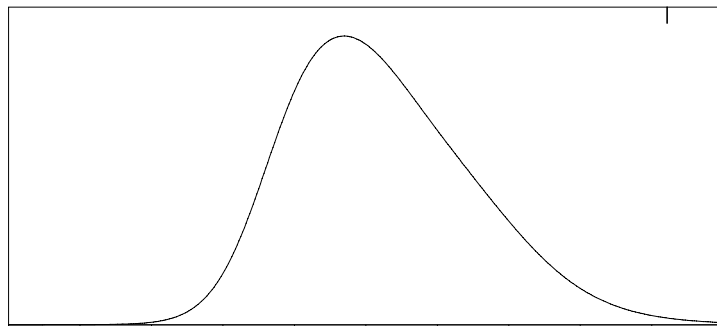
Nd: 11732 **RhoD:** 11.84

Zeta: 316.7 ± 3.03 **U.:** 11.98 (± 31%)

Goodness: n. d.



kurt.: -1.30 skew.: 0.09



- 1 \ Poisson (1x)
- 1 \ St. dev. (1x)
- Zero tracks
- Chi pass/fail (5%)

Apatite

Cryst.: Area:

20 1049

Ns: RhoS:

1995 19.018

Ni: Rhol:

3253 31.01

Pooled: 0.613 112.8 ± 3.6

Mean: 0.618 113.6 ± 3.2

Central: 0.613 112.8 ± 3.6

Weigh.I: 0.619 113.9

Weigh.II: 0.62 113.7

Chi-sq.: 18.45 **P (%):** 49.27

Dispersion: 0.02

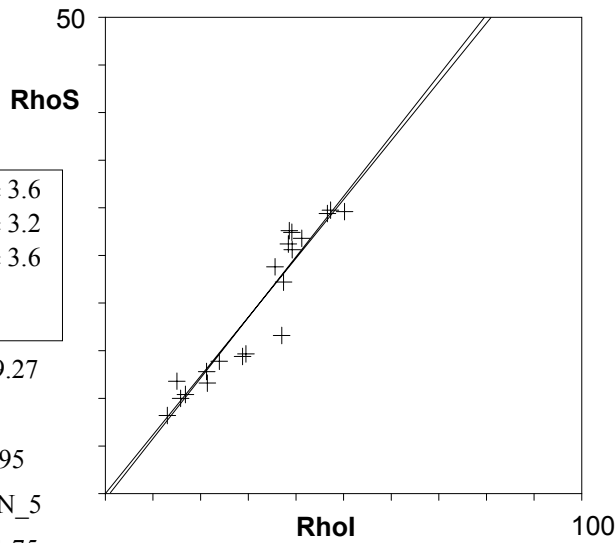
a: -0.567 **b:** 0.635 **r:** 0.95

Irr.: R11-1B **Glass:** CN_5

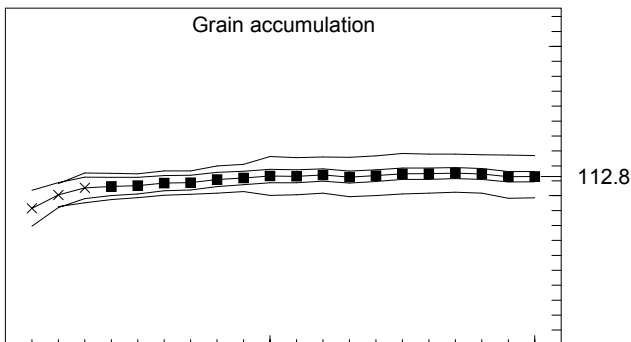
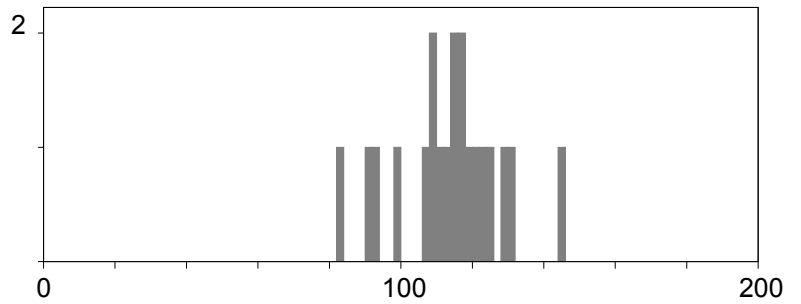
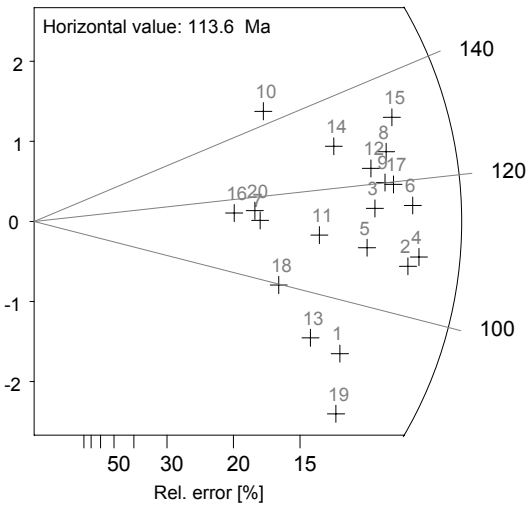
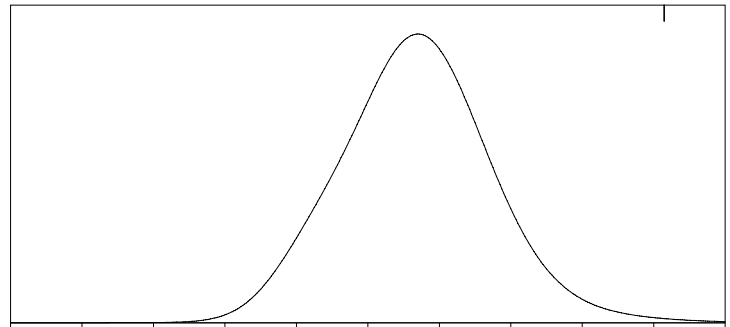
Nd: 11732 **RhoD:** 11.75

Zeta: 316.7 ± 3.03 **U.:** 32.94 (± 37%)

Goodness: n. d.



kurt.: 0.49 skew.: -0.24



- 1 \ Poisson (1x)
- 1 \ St. dev. (1x)
- Zero tracks
- Chi pass/fail (5%)

Apatite

Cryst.: Area:

20 1443

Ns: RhoS:

354 2.453

Ni: Rhol:

684 4.74

Pooled: 0.518 104.4 ± 7.0

Mean: 0.519 104.7 ± 4.8

Central: 0.518 104.4 ± 7.0

Weigh.I: 0.539 108.7

Weigh.II: 0.52 105.4

Chi-sq.: 8.36 **P (%):** 98.27

Dispersion: 0.00

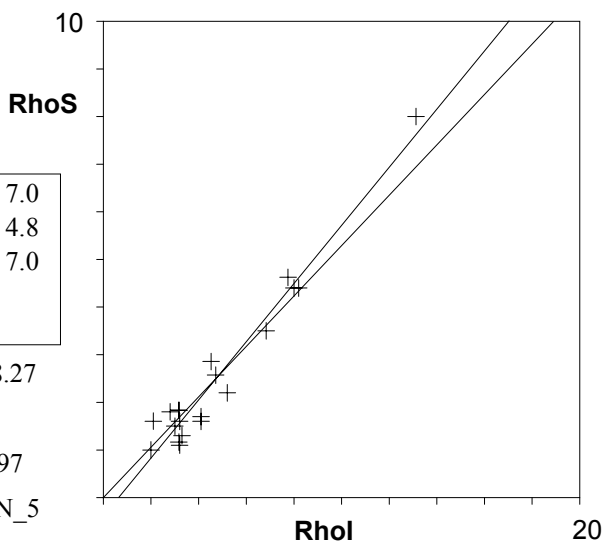
a: -0.39 **b:** 0.611 **r:** 0.97

Irr.: R10-1B **Glass:** CN_5

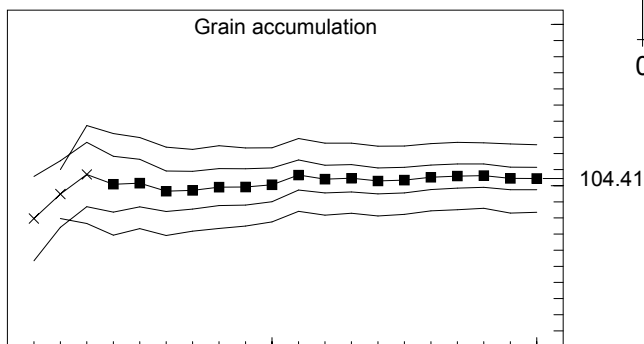
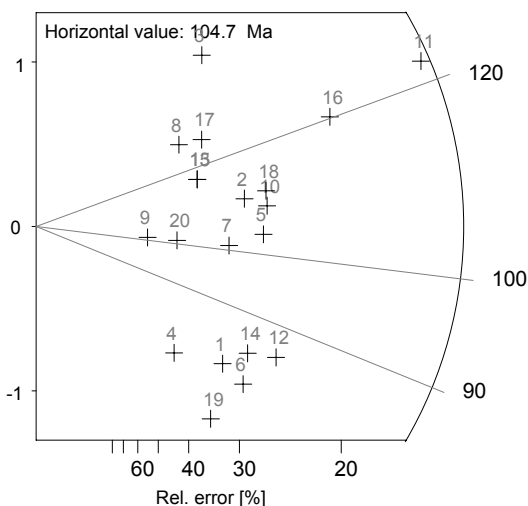
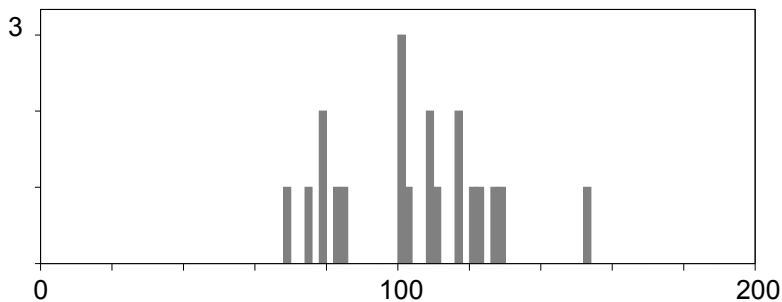
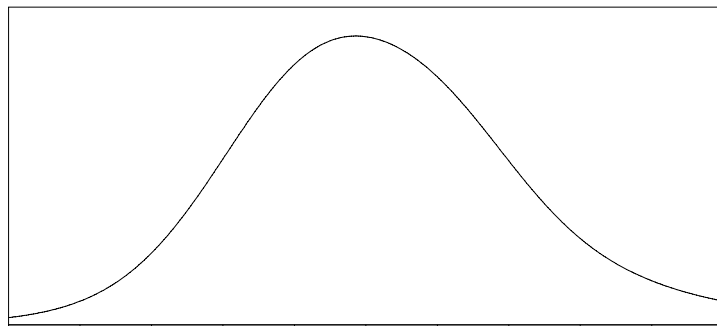
Nd: 12451 **RhoD:** 12.74

Zeta: 316.7 ± 3.03 **U.:** 4.57 (± 57%)

Goodness: n. d.



kurt.: -0.09 skew.: 0.22



- 1 \ Poisson (1x)
- 1 \ St. dev. (1x)
- Zero tracks
- Chi pass/fail (5%)

Apatite

Cryst.: Area:

20 653

Ns: RhoS:

490 7.504

Ni: Rhol:

1116 17.09

Pooled: 0.439 80.5 ± 4.5

Mean: 0.445 81.5 ± 3.9

Central: 0.439 80.5 ± 4.5

Weigh.I: 0.436 79.9

Weigh.II: 0.45 82.2

Chi-sq.: 13.18 **P (%)**: 82.94

Dispersion: 0.00

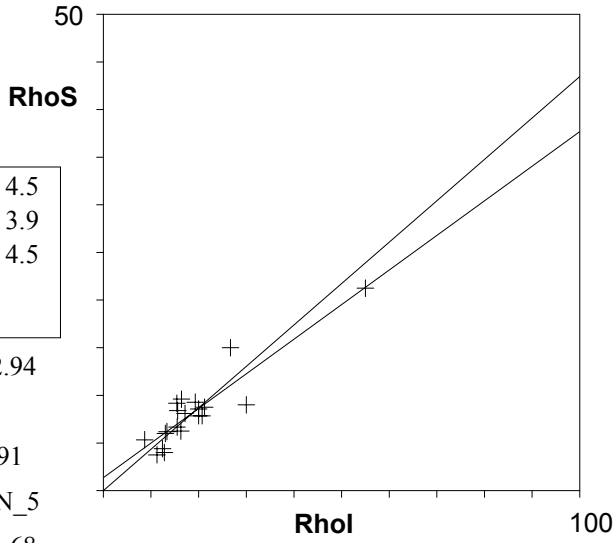
a: 1.358 **b:** 0.363 **r:** 0.91

Irr.: R11-1B **Glass:** CN_5

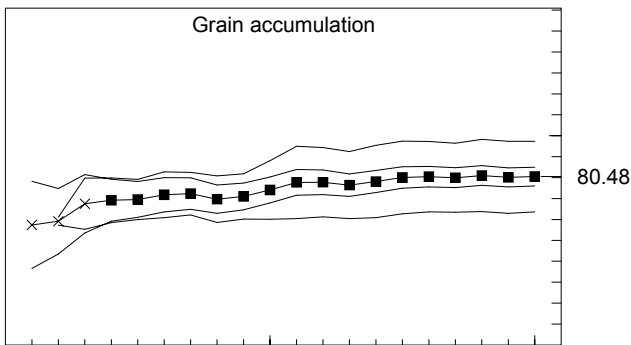
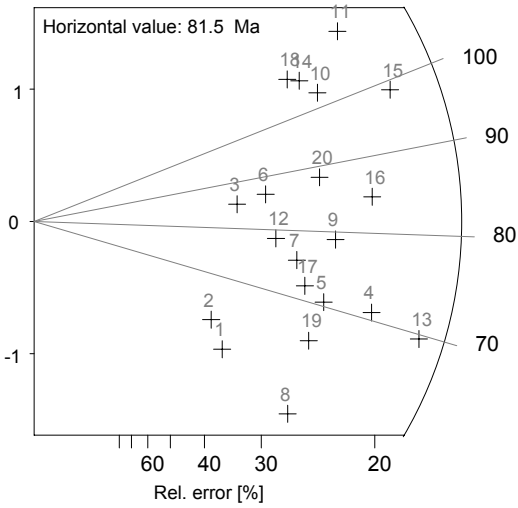
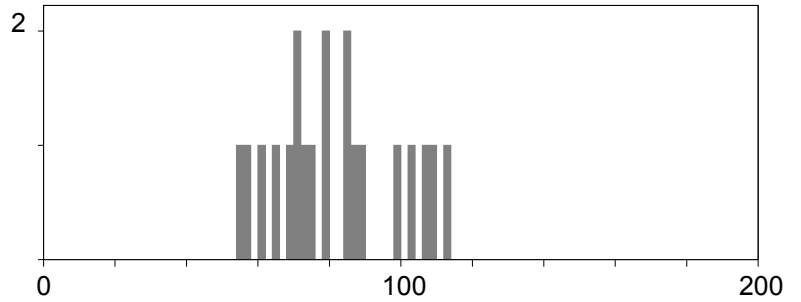
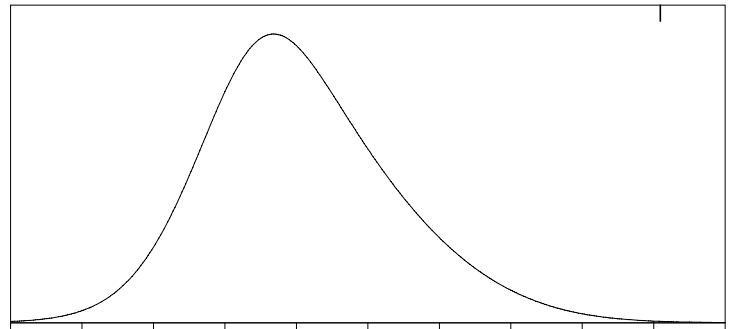
Nd: 11732 **RhoD:** 11.68

Zeta: 316.7 ± 3.03 **U.:** 19.83 (± 52%)

Goodness: n. d.



kurt.: -0.84 skew.: 0.36



- 1 \ Poisson (1x)
- 1 \ St. dev. (1x)
- Zero tracks
- Chi pass/fail (5%)

Apatite

Cryst.: 20
Area: 1802

Ns: 482
RhoS: 2.675

Ni: 1108
RhoI: 6.149

Pooled:	0.435	79.5 ± 4.5
Mean:	0.445	81.3 ± 4.9
Central:	0.435	79.5 ± 4.5
Weigh.I:	0.44	80.4
Weigh.II:	0.45	81.7

Chi-sq.: 16.47 **P (%):** 62.55

Dispersion: 0.01

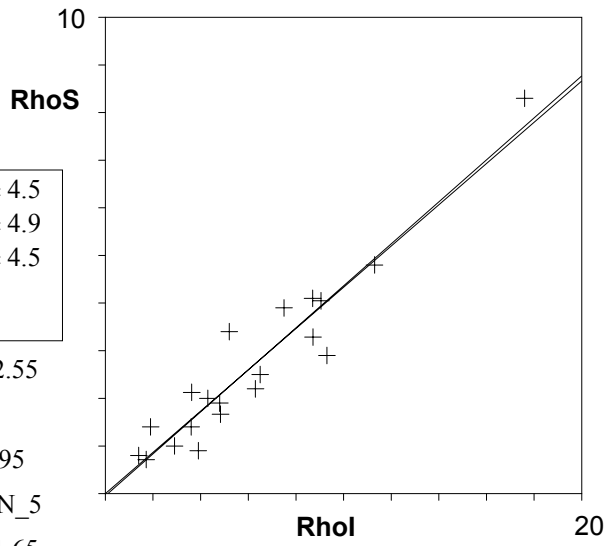
a: -0.047 **b:** 0.441 **r:** 0.95

Irr.: R11-1B **Glass:** CN_5

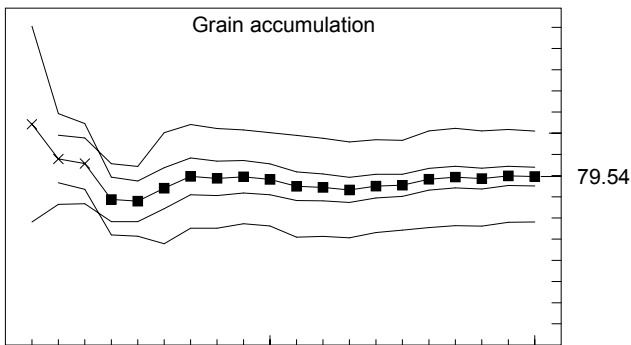
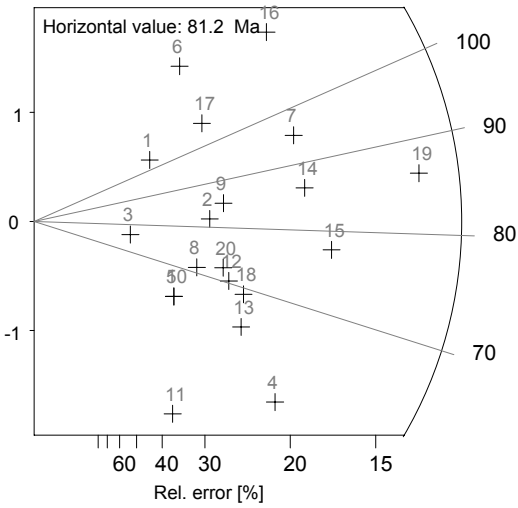
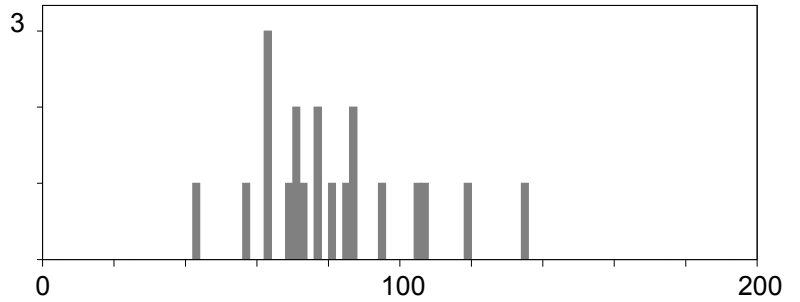
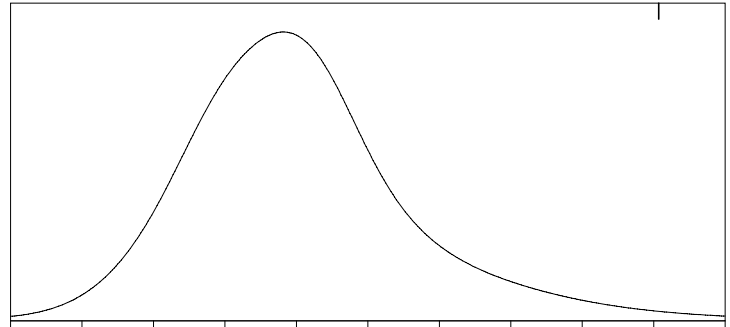
Nd: 11732 **RhoD:** 11.65

Zeta: 316.7 ± 3.03 **U.:** 6.43 (± 63 %)

Goodness: n. d.



kurt.: 0.64 skew.: 0.76



- 1 \ Poisson (1x)
- 1 \ St. dev. (1x)
- Zero tracks
- Chi pass/fail (5%)

Apatite

Cryst.: Area:

20 815

Ns: RhoS:

574 7.043

Ni: Rhol:

859 10.54

Pooled: 0.668 121.2 ± 6.8

Mean: 0.674 122.3 ± 4.9

Central: 0.668 121.2 ± 6.8

Weigh.I: 0.66 119.7

Weigh.II: 0.68 122.7

Chi-sq.: 8.96 **P (%):** 97.41

Dispersion: 0.00

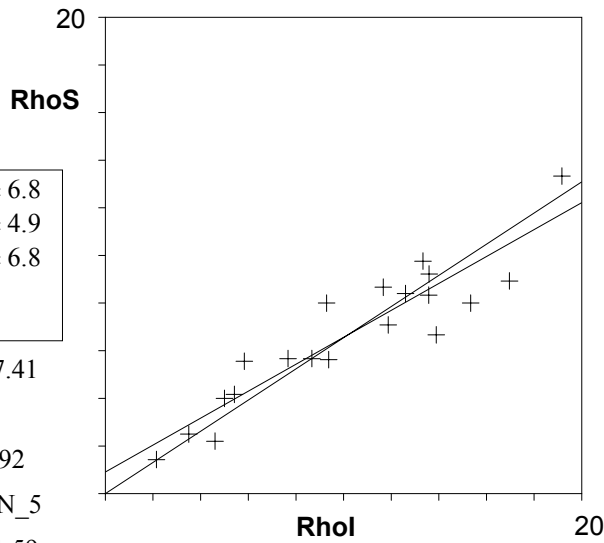
a: 0.905 **b:** 0.566 **r:** 0.92

Irr.: R11-1B **Glass:** CN_5

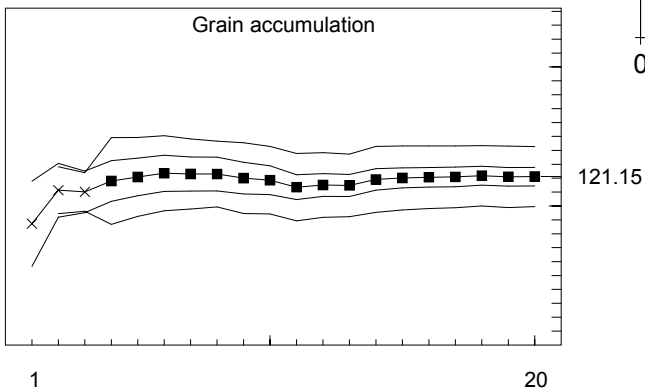
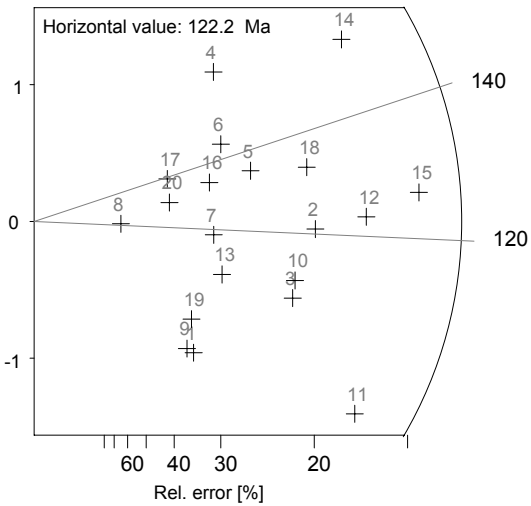
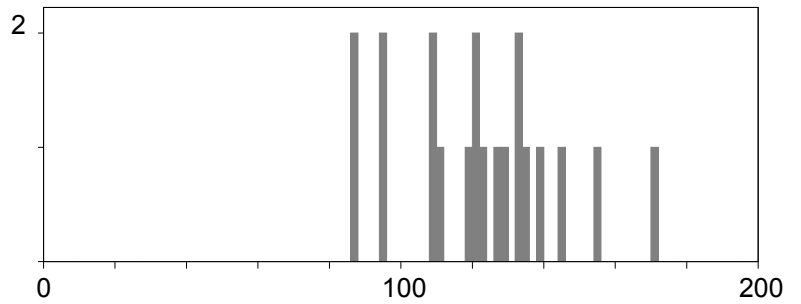
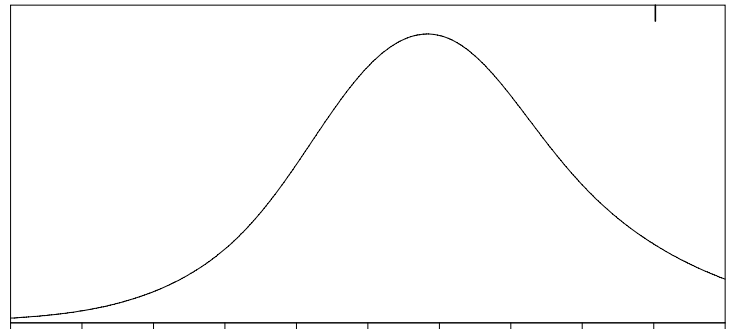
Nd: 11732 **RhoD:** 11.59

Zeta: 316.7 ± 3.03 **U.:** 10.68 (± 47%)

Goodness: n. d.



kurt.: 0.08 skew.: 0.26



- \ Poisson (1x)
- \ St. dev. (1x)
- Zero tracks
- Chi pass/fail (5%)

Apatite

Cryst.: Area:

20 1718

Ns: RhoS:

647 3.766

Ni: Rhol:

1376 8.009

Pooled: 0.47 84.8 ± 4.2

Mean: 0.482 86.9 ± 4.7

Central: 0.469 84.7 ± 5.2

Weigh.I: 0.479 86.4

Weigh.II: 0.48 87.4

Chi-sq.: 26.1 **P (%)**: 12.75

Dispersion: 0.14

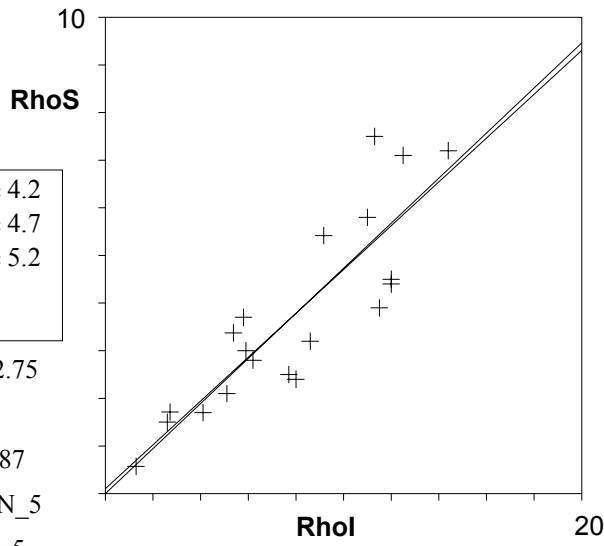
a: 0.102 **b:** 0.46 **r:** 0.87

Irr.: R11-1B **Glass:** CN_5

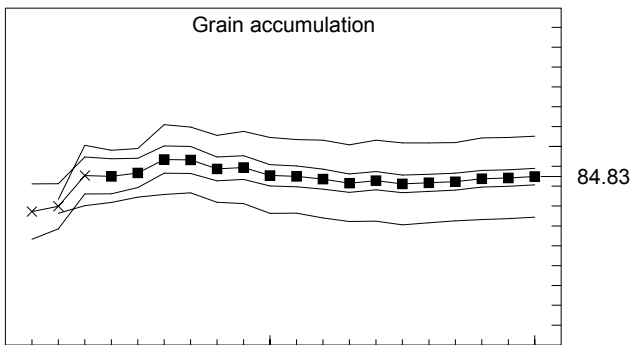
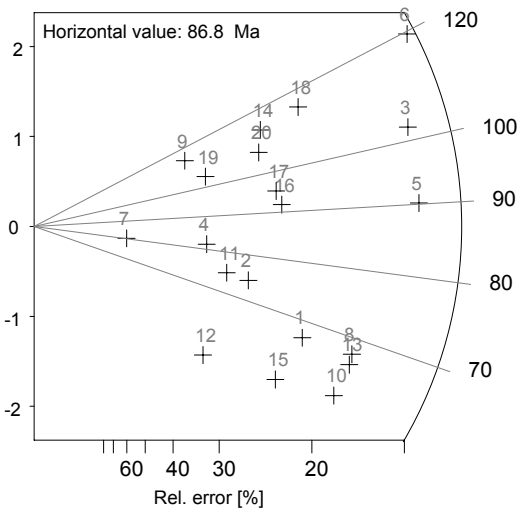
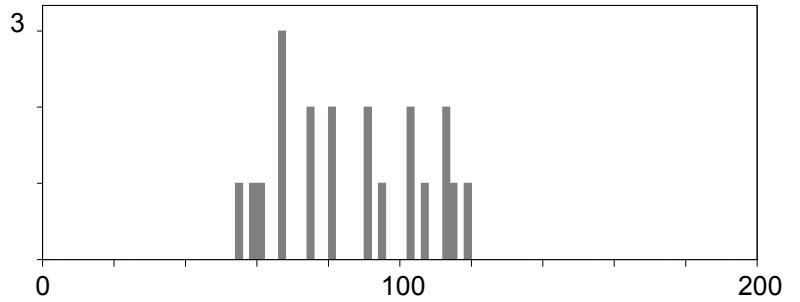
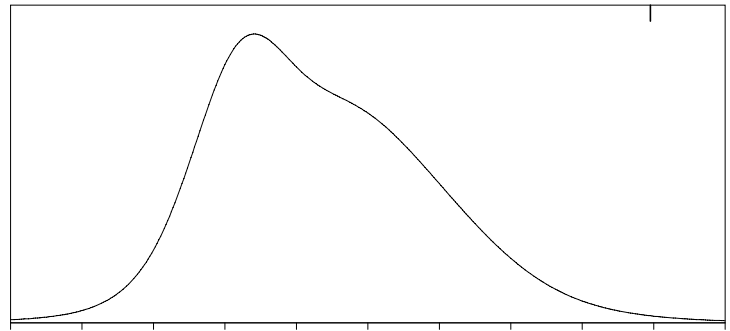
Nd: 11732 **RhoD:** 11.5

Zeta: 316.7 ± 3.03 **U.:** 8.32 (± 48 %)

Goodness: n. d.



kurt.: -1.39 skew.: 0.06



- 1 \ Poisson (1x)
- 1 \ St. dev. (1x)
- Zero tracks
- Chi pass/fail (5%)

Apatite

Br 27

Cryst.: 20
Area: 1702

Ns: 477
RhoS: 2.803

Ni: 1574
Rhol: 9.248

Pooled: 0.303 73.9 ± 4.0

Mean: 0.312 76.0 ± 3.8

Central: 0.303 73.9 ± 4.0

Weigh.I: 0.307 74.7

Weigh.II: 0.31 76.2

Chi-sq.: 16.68 **P (%):** 61.16

Dispersion: 0.02

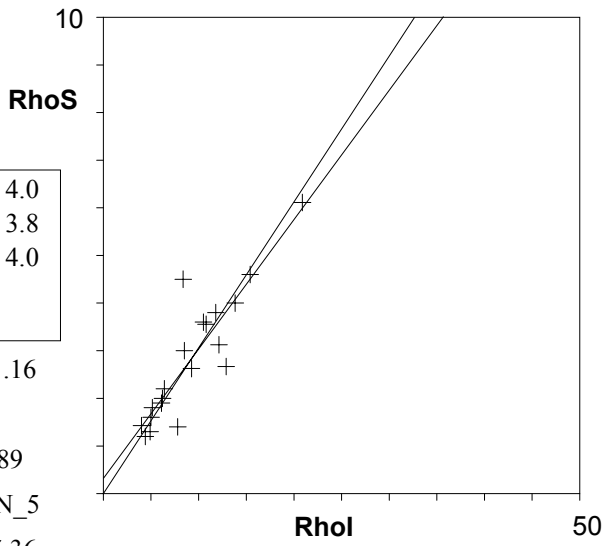
a: 0.318 **b:** 0.272 **r:** 0.89

Irr.: R11-1C **Glass:** CN_5

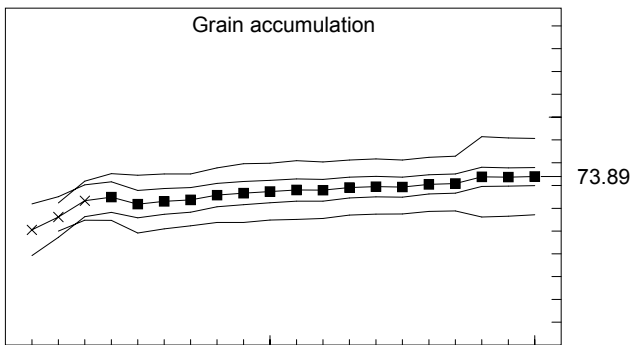
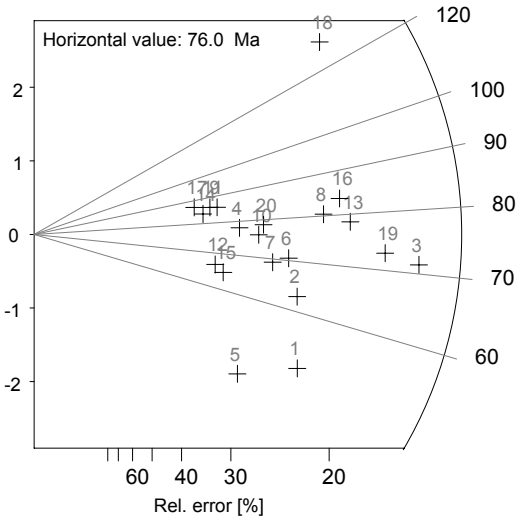
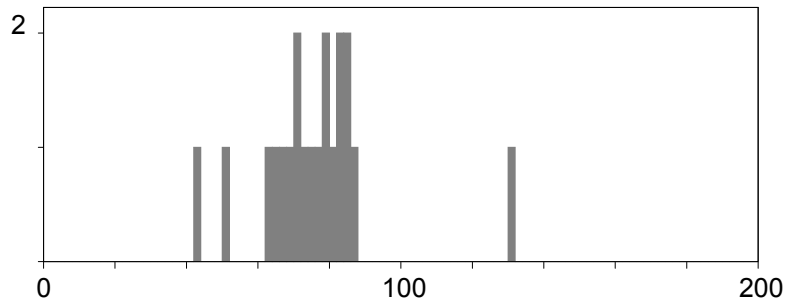
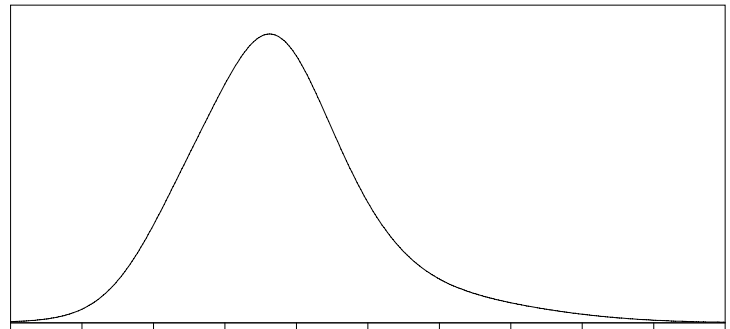
Nd: 14785 **RhoD:** 15.36

Zeta: 316.7 ± 3.03 **U.:** 7.3 (± 47%)

Goodness: n. d.



kurt.: 5.05 skew.: 1.27



- 1 \ Poisson (1x)
- 1 \ St. dev. (1x)
- Zero tracks
- Chi pass/fail (5%)

Apatite

Cryst.: Area:

20 1930

Ns: RhoS:

1406 7.285

Ni: Rhol:

3187 16.513

Pooled: 0.441 105.3 ± 3.7

Mean: 0.451 107.7 ± 3.2

Central: 0.441 105.3 ± 3.7

Weigh.I: 0.441 105.1

Weigh.II: 0.45 107.0

Chi-sq.: 13.39 **P (%):** 81.81

Dispersion: 0.00

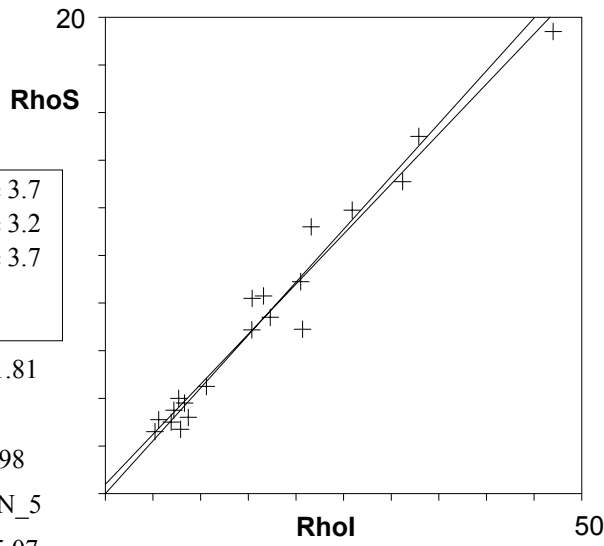
a: 0.388 **b:** 0.42 **r:** 0.98

Irr.: R11-1C **Glass:** CN_5

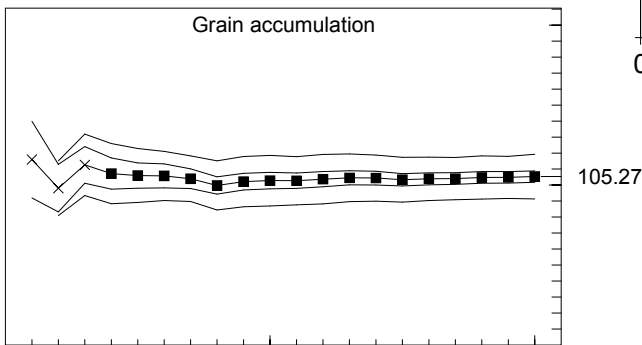
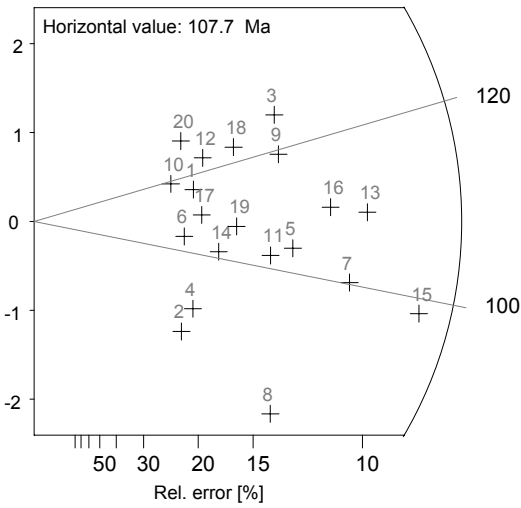
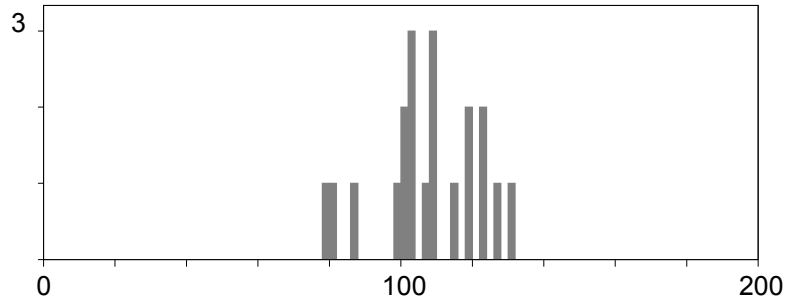
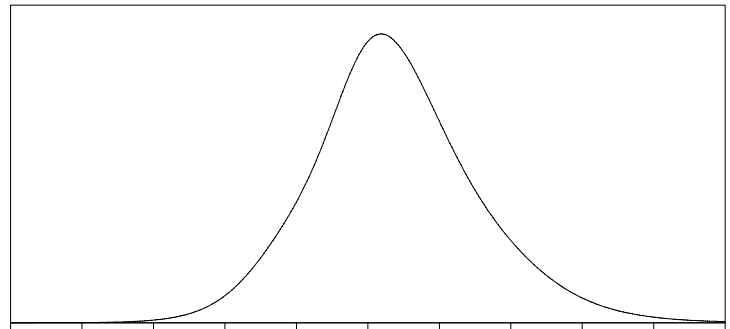
Nd: 14785 **RhoD:** 15.07

Zeta: 316.7 ± 3.03 **U.:** 13.43 (± 66%)

Goodness: n. d.



kurt.: -0.30 skew.: -0.32



- 1 \ Poisson (1x)
- 1 \ St. dev. (1x)
- Zero tracks
- Chi pass/fail (5%)

Apatite

Cryst.: Area:

20 1730

Ns: RhoS:

1276 7.376

Ni: Rhol:

3781 21.855

Pooled: 0.337 79.2 ± 2.8

Mean: 0.343 80.4 ± 3.0

Central: 0.338 79.3 ± 2.9

Weigh.I: 0.338 79.2

Weigh.II: 0.34 80.7

Chi-sq.: 20.58 **P (%)**: 36.07

Dispersion: 0.04

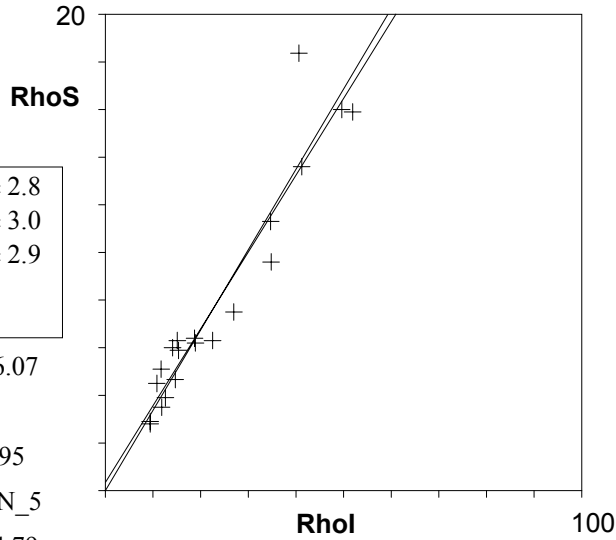
a: 0.339 **b:** 0.323 **r:** 0.95

Irr.: R11-1C **Glass:** CN_5

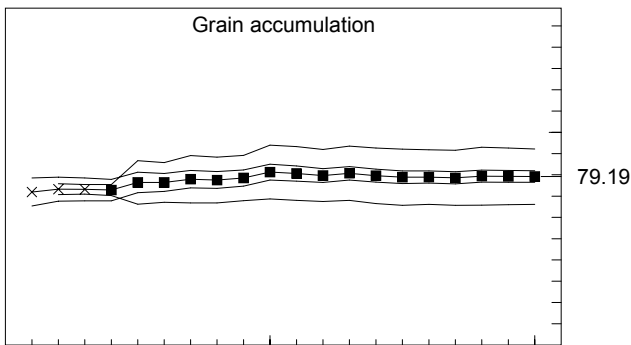
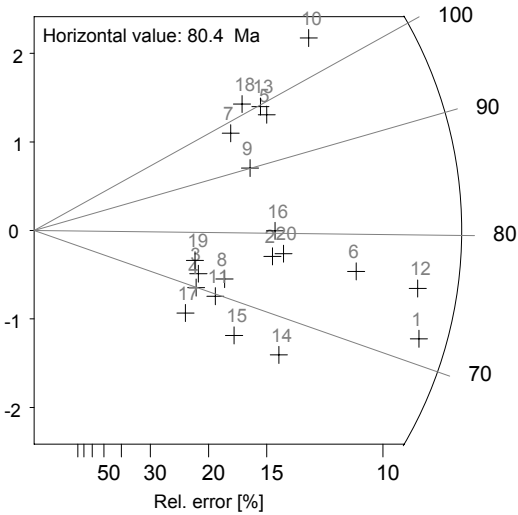
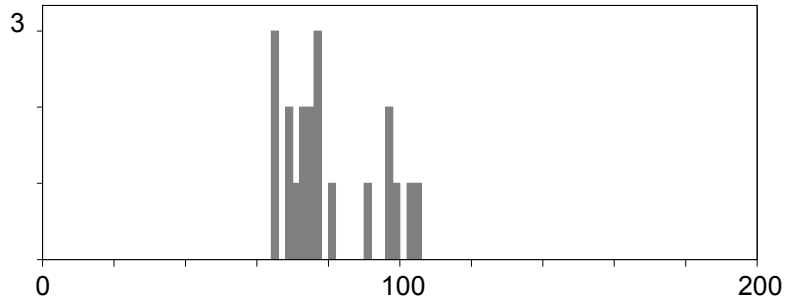
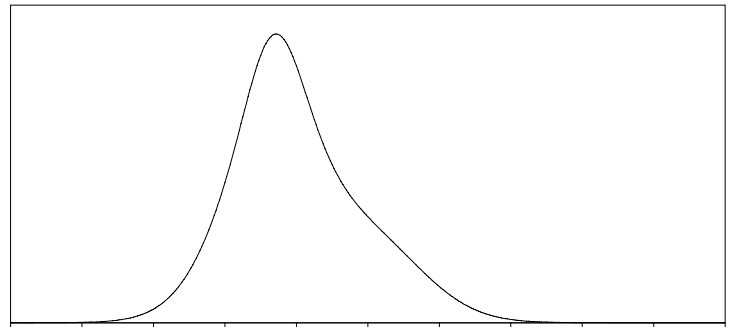
Nd: 14785 **RhoD:** 14.79

Zeta: 316.7 ± 3.03 **U.:** 19.12 (± 60%)

Goodness: n. d.



kurt.: -0.87 skew.: 0.76



- 1 \ Poisson (1x)
- 1 \ St. dev. (1x)
- Zero tracks
- Chi pass/fail (5%)

Apatite

Cryst.: Area:

20 1155

Ns: **RhoS:**

2670 23.117

Ni: **RhoI:**

4727 40.926

Pooled: 0.565 129.4 ± 3.6

Mean: 0.566 129.8 ± 4.0

Central: 0.565 129.4 ± 4.3

Weigh.I: 0.569 130.4

Weigh.II: 0.57 130.4

Chi-sq.: 29.12 **P (%):** 6.42

Dispersion: 0.08

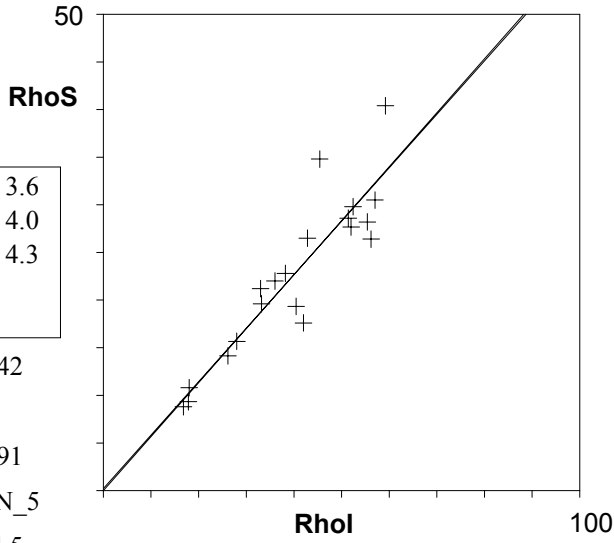
a: 0.227 **b:** 0.561 **r:** 0.91

Irr.: R11-1C **Glass:** CN_5

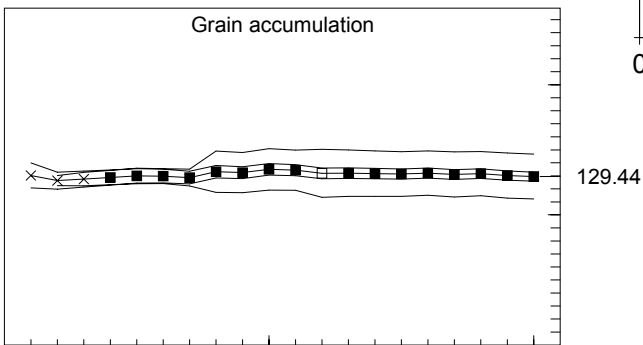
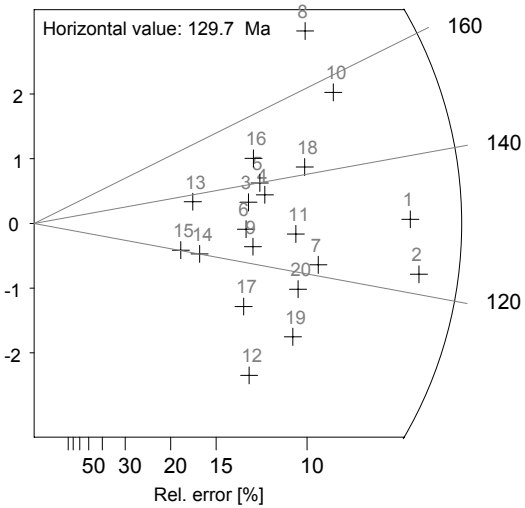
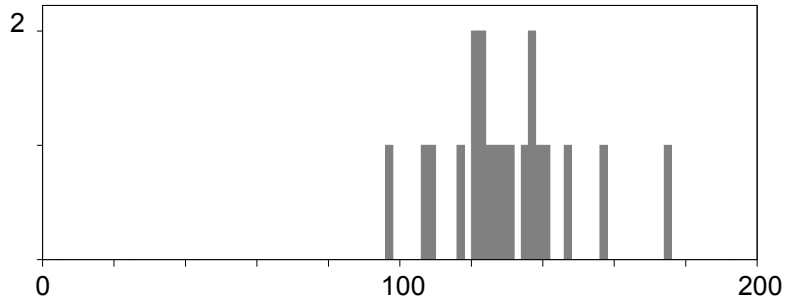
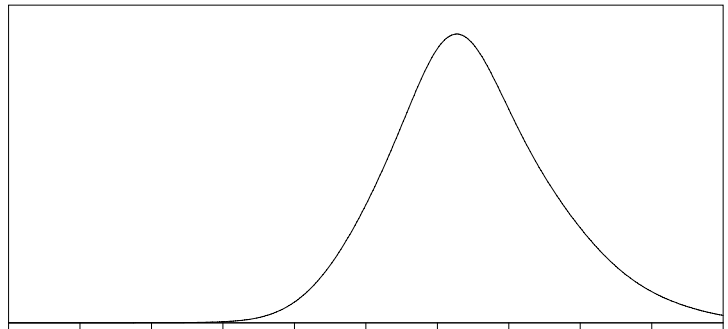
Nd: 14785 **RhoD:** 14.5

Zeta: 316.7 ± 3.03 **U.:** 33.63 (± 34%)

Goodness: n. d.



kurt.: 1.29 skew.: 0.62



- 1 \ Poisson (1x)
- 1 \ St. dev. (1x)
- Zero tracks
- Chi pass/fail (5%)

Apatite

Cryst.: 20
Area: 1622

Ns: 949
RhoS: 5.851

Ni: 1940
Rhol: 11.961

Pooled:	0.489	110.0 ± 4.6
Mean:	0.487	109.5 ± 2.5
Central:	0.489	110.0 ± 4.6
Weigh.I:	0.494	111.1
Weigh.II:	0.49	110.0

Chi-sq.: 5.44 **P (%):** 99.9

Dispersion: 0.00

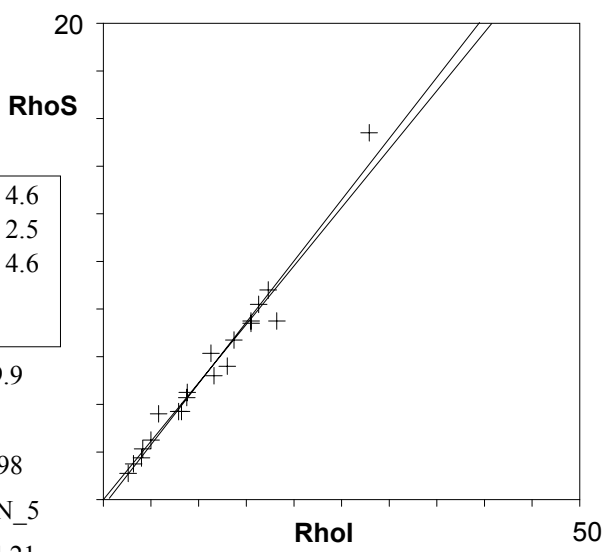
a: -0.258 **b:** 0.514 **r:** 0.98

Irr.: R11-1C **Glass:** CN_5

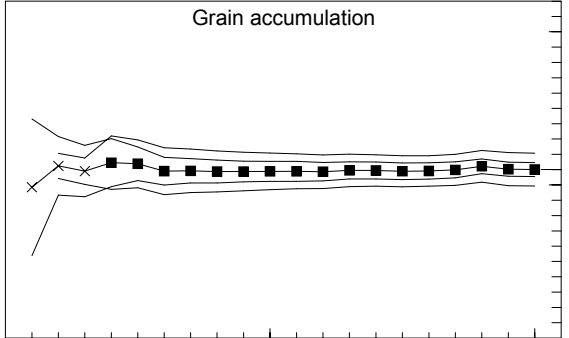
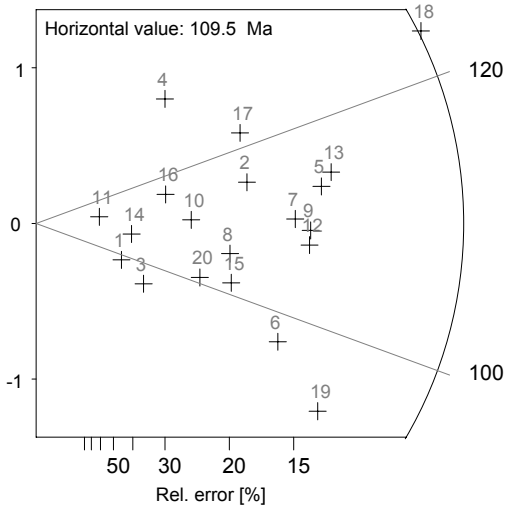
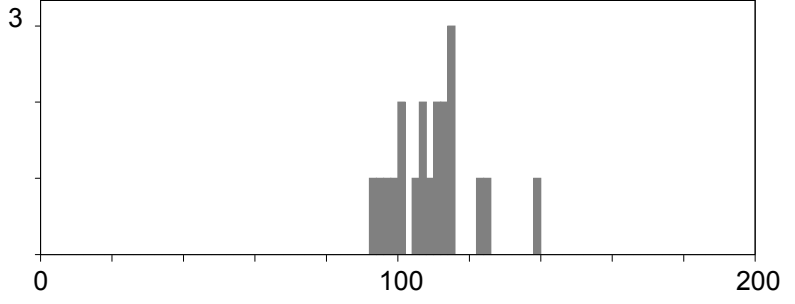
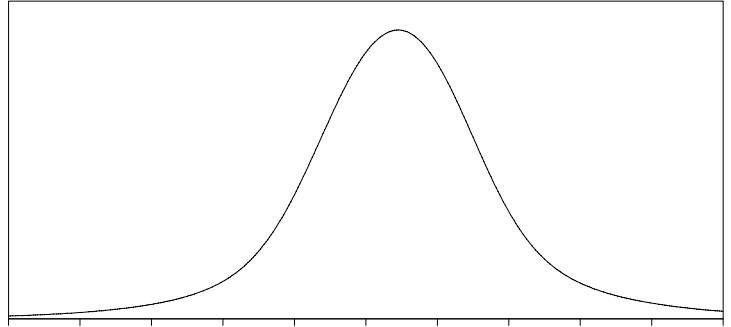
Nd: 14785 **RhoD:** 14.21

Zeta: 316.7 ± 3.03 **U.:** 9.36 (± 58 %)

Goodness: n. d.



kurt.: 1.50 skew.: 0.87



- 1 \ Poisson (1x)
- 1 \ St. dev. (1x)
- Zero tracks
- Chi pass/fail (5%)

Apatite

Cryst.: Area:

20 1950

Ns: RhoS:

519 2.662

Ni: RhoI:

1062 5.446

Pooled: 0.489 98.1 ± 5.4

Mean: 0.483 97.0 ± 2.9

Central: 0.489 98.1 ± 5.4

Weigh.I: 0.492 98.7

Weigh.II: 0.49 98.2

Chi-sq.: 5.14 **P (%)**: 99.93

Dispersion: 0.00

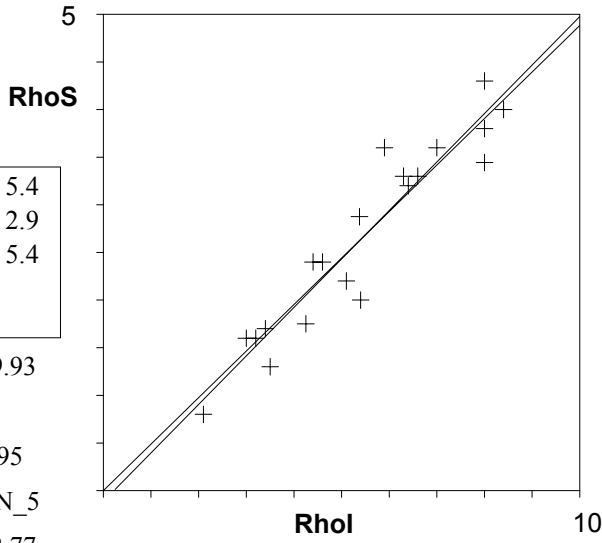
a: -0.112 **b:** 0.509 **r:** 0.95

Irr.: R11-1D **Glass:** CN_5

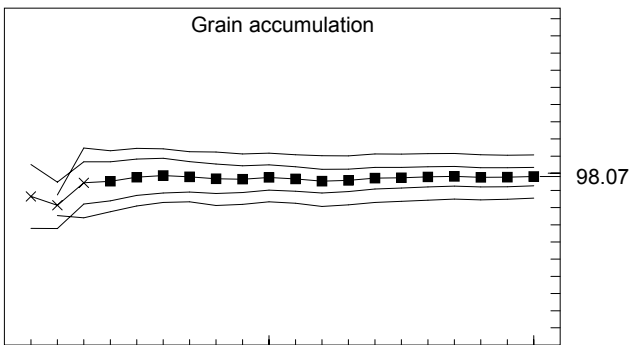
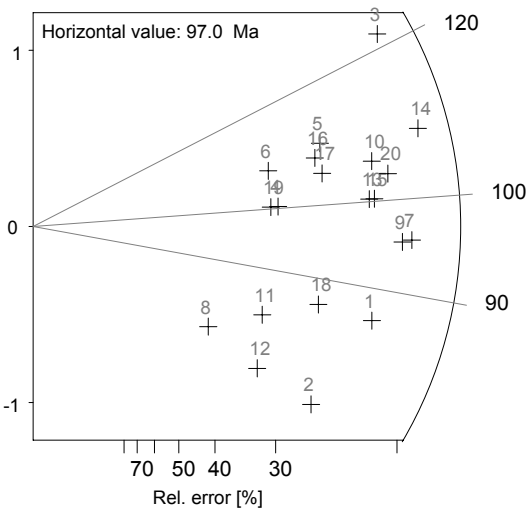
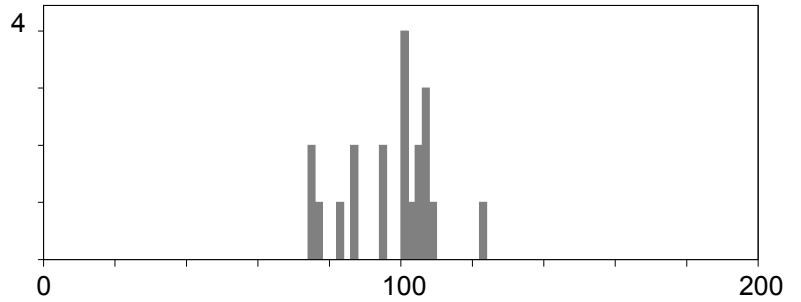
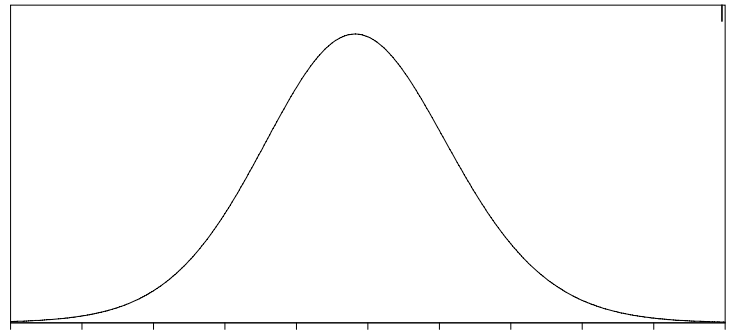
Nd: 12411 **RhoD:** 12.77

Zeta: 316.7 ± 3.03 **U.:** 5.19 (± 35%)

Goodness: n. d.



kurt.: -0.37 skew.: -0.38



- 1 \ Poisson (1x)
- 1 \ St. dev. (1x)
- Zero tracks
- Chi pass/fail (5%)

Apatite

Cryst.: Area:

20 987

Ns: RhoS:

996 10.091

Ni: RhoI:

1816 18.399

Pooled: 0.548 109.5 ± 4.6

Mean: 0.542 108.3 ± 3.5

Central: 0.548 109.5 ± 4.6

Weigh.I: 0.552 110.3

Weigh.II: 0.55 109.6

Chi-sq.: 12.37 **P (%):** 86.93

Dispersion: 0.00

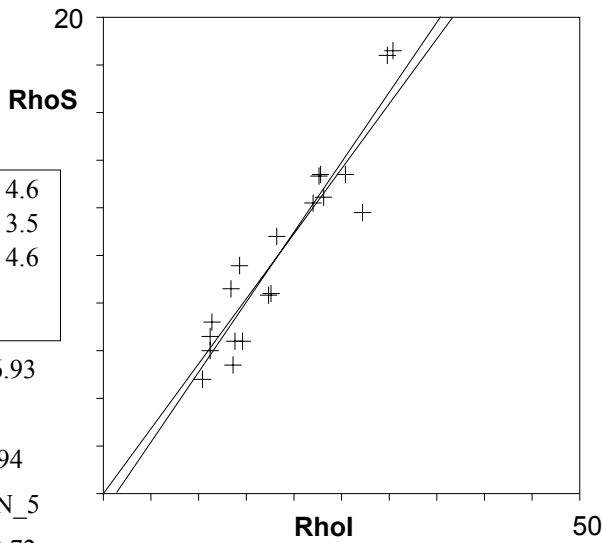
a: -0.781 **b:** 0.588 **r:** 0.94

Irr.: R11-1D **Glass:** CN_5

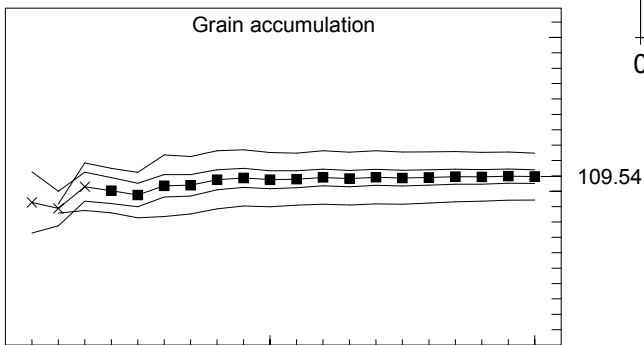
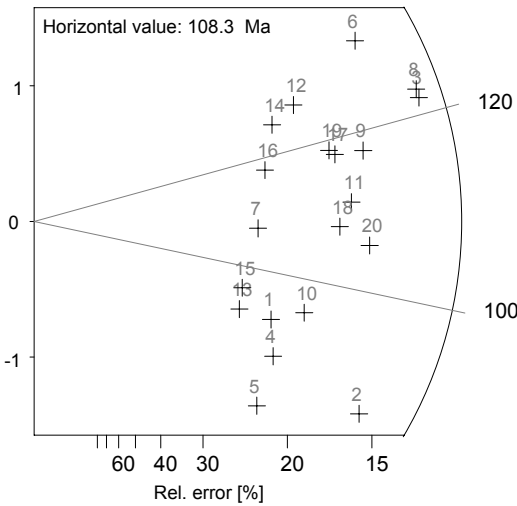
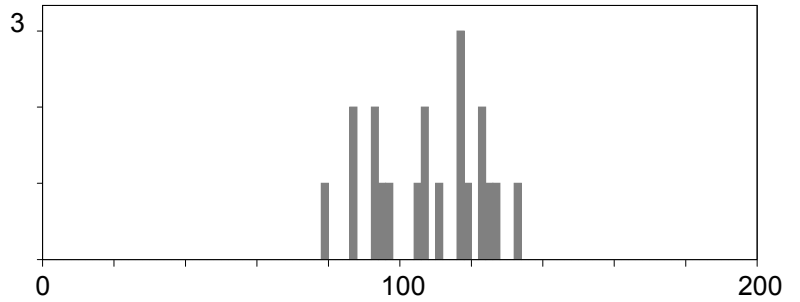
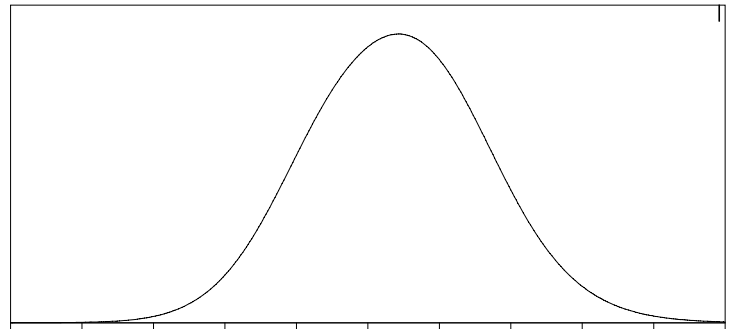
Nd: 12411 **RhoD:** 12.72

Zeta: 316.7 ± 3.03 **U.:** 17.72 (± 35%)

Goodness: n. d.



kurt.: -1.10 skew.: -0.24



- 1 \ Poisson (1x)
- 1 \ St. dev. (1x)
- Zero tracks
- Chi pass/fail (5%)

Apatite

Cryst.: Area:

20 915

Ns: RhoS:

1765 19.29

Ni: RhoI:

3021 33.016

Pooled: 0.584 115.2 ± 3.8

Mean: 0.593 116.9 ± 4.0

Central: 0.584 115.2 ± 4.3

Weigh.I: 0.591 116.5

Weigh.II: 0.59 116.7

Chi-sq.: 23.25 **P (%):** 22.65

Dispersion: 0.07

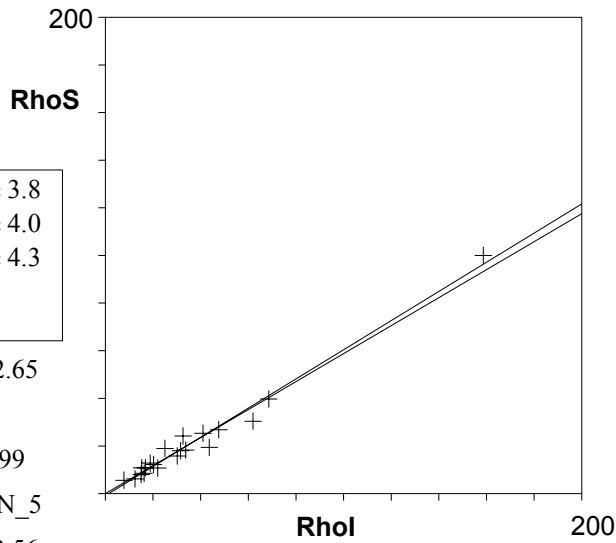
a: -0.902 **b:** 0.613 **r:** 0.99

Irr.: R11-1D **Glass:** CN_5

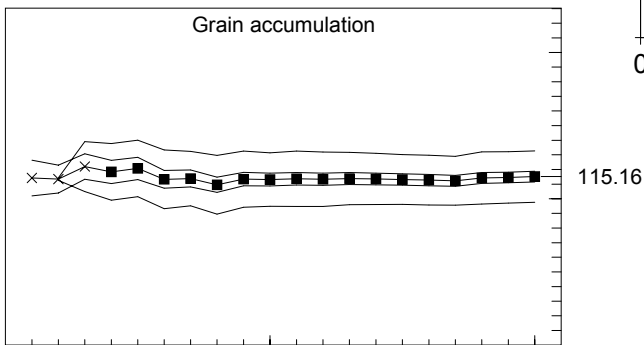
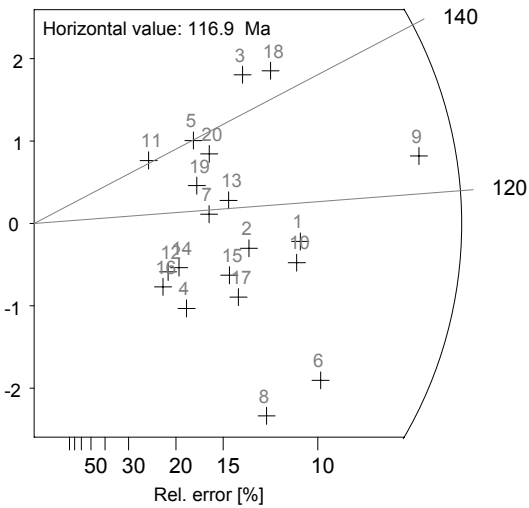
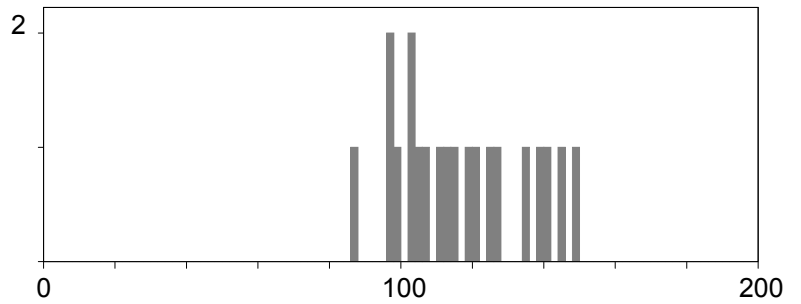
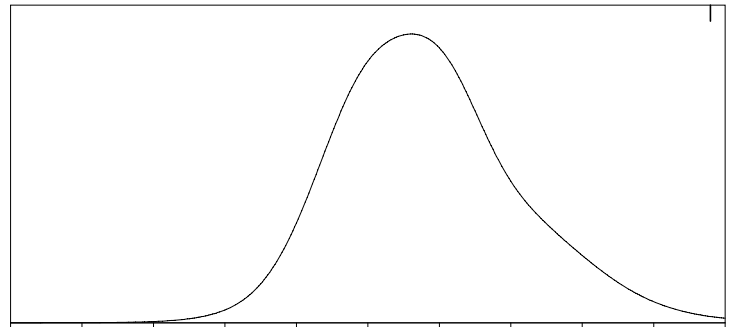
Nd: 12411 **RhoD:** 12.56

Zeta: 316.7 ± 3.03 **U.:** 34.84 (± 92 %)

Goodness: n. d.



kurt.: -0.92 skew.: 0.37



- 1 \ Poisson (1x)
- 1 \ St. dev. (1x)
- Zero tracks
- Chi pass/fail (5%)

Apatite

Cryst.: Area:

20 619

Ns: RhoS:

624 10.081

Ni: RhoI:

1356 21.906

Pooled: 0.46 90.2 ± 4.5

Mean: 0.459 90.0 ± 3.1

Central: 0.46 90.2 ± 4.5

Weigh.I: 0.466 91.2

Weigh.II: 0.46 90.4

Chi-sq.: 7.03 **P (%):** 99.4

Dispersion: 0.00

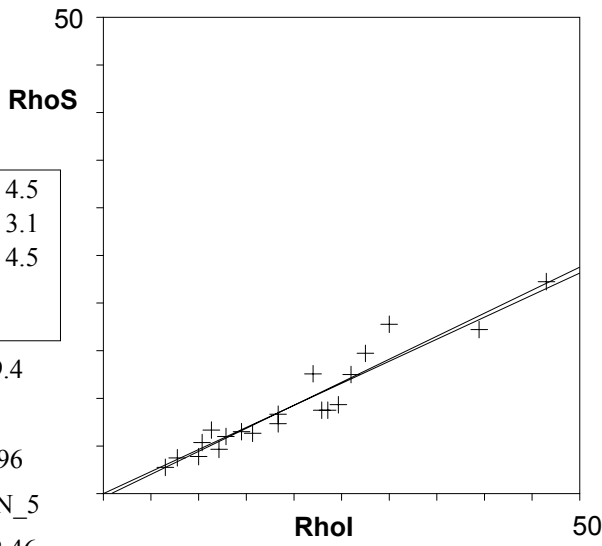
a: -0.412 **b:** 0.484 **r:** 0.96

Irr.: R11-1D **Glass:** CN_5

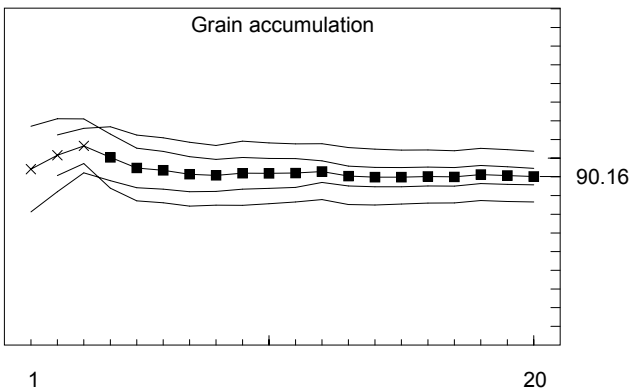
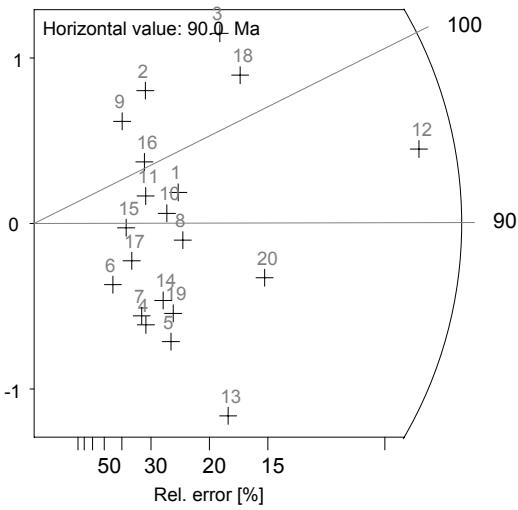
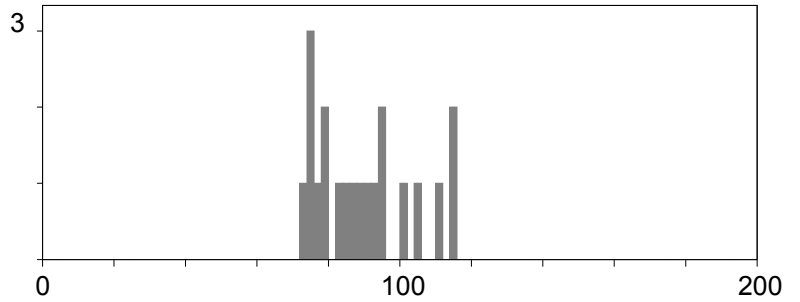
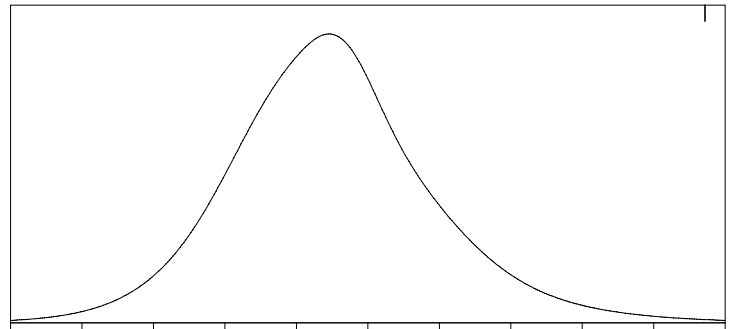
Nd: 12411 **RhoD:** 12.46

Zeta: 316.7 ± 3.03 **U.:** 19.55 (± 52%)

Goodness: n. d.



kurt.: -0.74 skew.: 0.58



- Poisson (1x)
- St. dev. (1x)
- Zero tracks
- Chi pass/fail (5%)

Apatite

Cryst.: 20
Area: 1027

Ns: 349
RhoS: 3.398

Ni: 948
RhoI: 9.231

Pooled: 0.368	71.7 ± 4.6
Mean: 0.383	74.6 ± 3.1
Central: 0.368	71.7 ± 4.6
Weigh.I: 0.36	70.0
Weigh.II: 0.38	74.3

Chi-sq.: 8.88 **P (%):** 97.54

Dispersion: 0.00

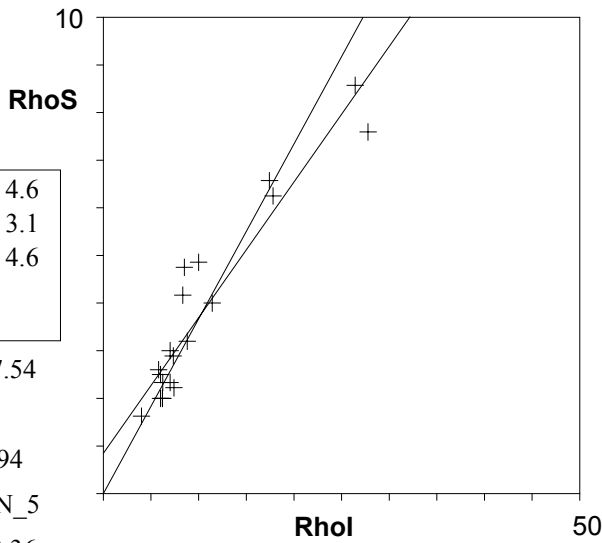
a: 0.844 **b:** 0.285 **r:** 0.94

Irr.: R11-1D **Glass:** CN_5

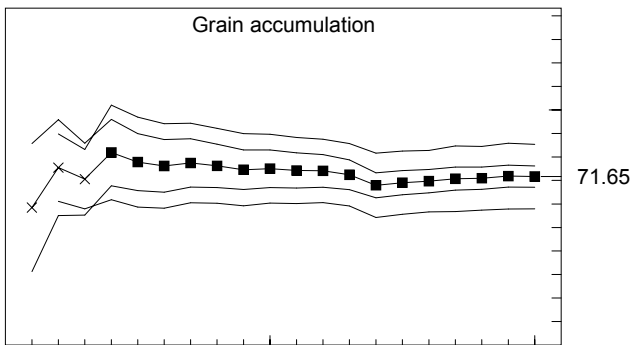
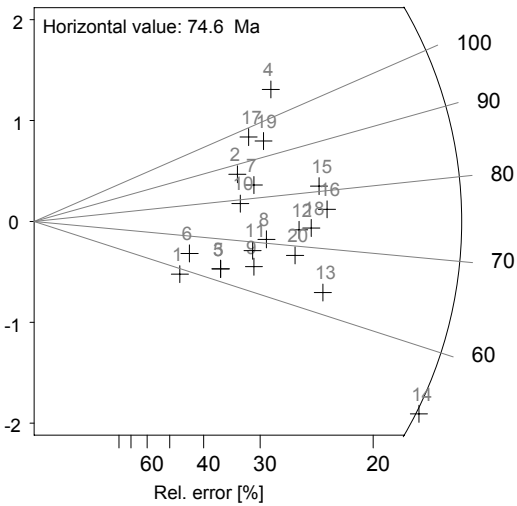
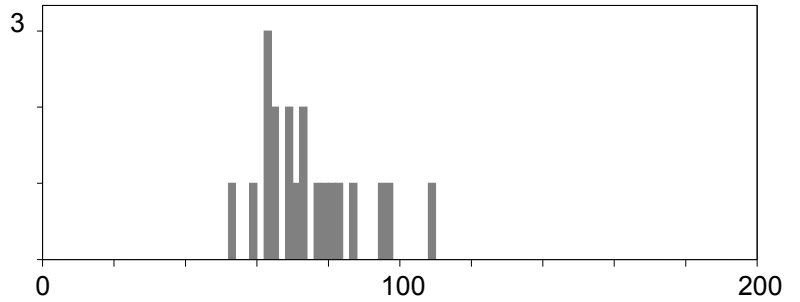
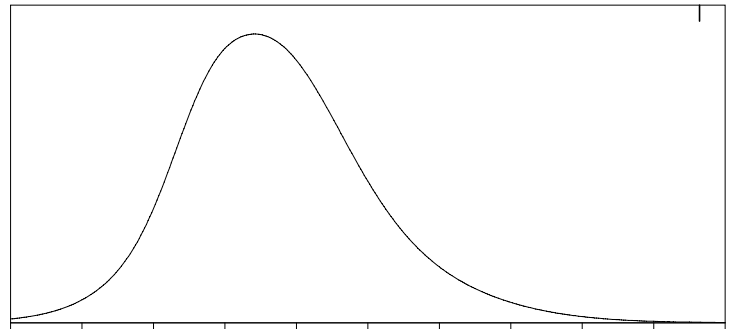
Nd: 12411 **RhoD:** 12.36

Zeta: 316.7 ± 3.03 **U.:** 10.13 (± 66%)

Goodness: n. d.



kurt.: 0.37 skew.: 0.85



- 1 \ Poisson (1x)
- 1 \ St. dev. (1x)
- Zero tracks
- Chi pass/fail (5%)

Apatite

Cryst.: Area:

20 1046

Ns: RhoS:

984 9.407

Ni: RhoI:

2807 26.836

Pooled: 0.351 67.4 ± 2.6

Mean: 0.357 68.7 ± 2.1

Central: 0.351 67.4 ± 2.6

Weigh.I: 0.354 68.0

Weigh.II: 0.36 68.5

Chi-sq.: 11.98 **P (%)**: 88.65

Dispersion: 0.00

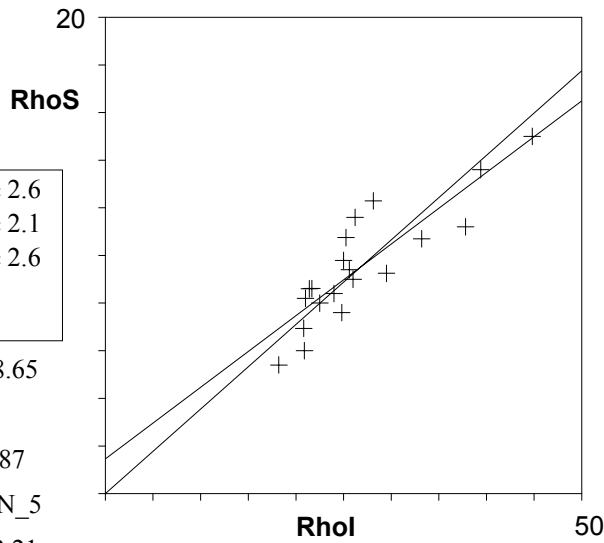
a: 1.457 **b:** 0.301 **r:** 0.87

Irr.: R11-1D **Glass:** CN_5

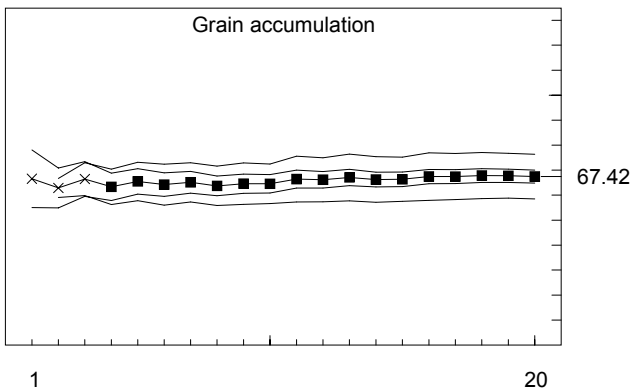
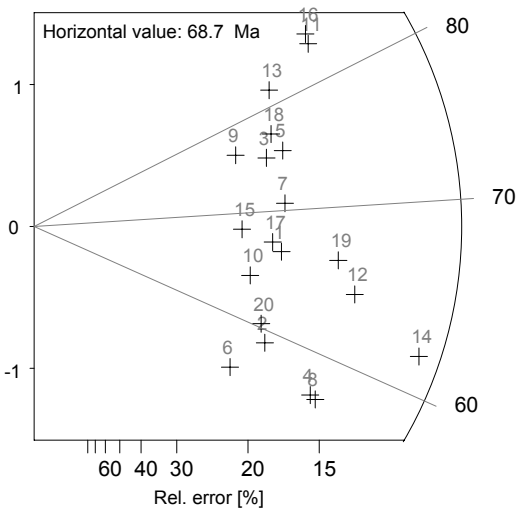
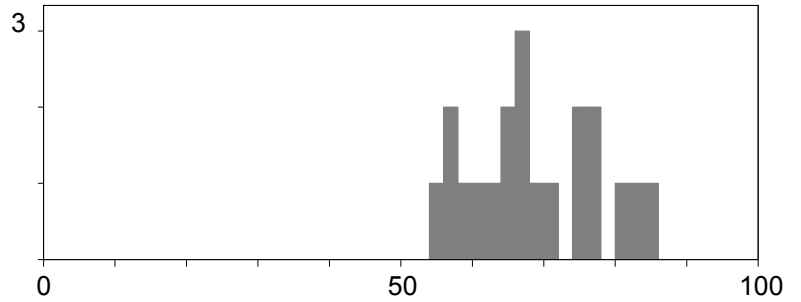
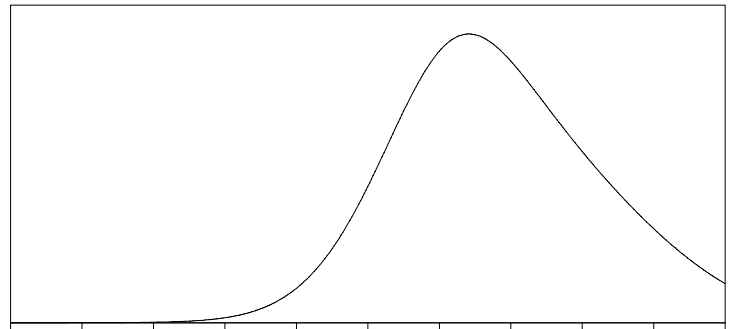
Nd: 12411 **RhoD:** 12.21

Zeta: 316.7 ± 3.03 **U.:** 26.72 (± 26%)

Goodness: n. d.



kurt.: -0.96 skew.: 0.33



- Poisson (1x)
- St. dev. (1x)
- Zero tracks
- Chi pass/fail (5%)

Apatite

Cryst.: Area:

20 535

Ns: RhoS:

311 5.813

Ni: Rhol:

637 11.907

Pooled: 0.488 93.3 ± 6.6

Mean: 0.474 90.5 ± 6.6

Central: 0.481 91.9 ± 7.6

Weigh.I: 0.537 102.4

Weigh.II: 0.50 95.4

Chi-sq.: 21.26 **P (%):** 32.23

Dispersion: 0.17

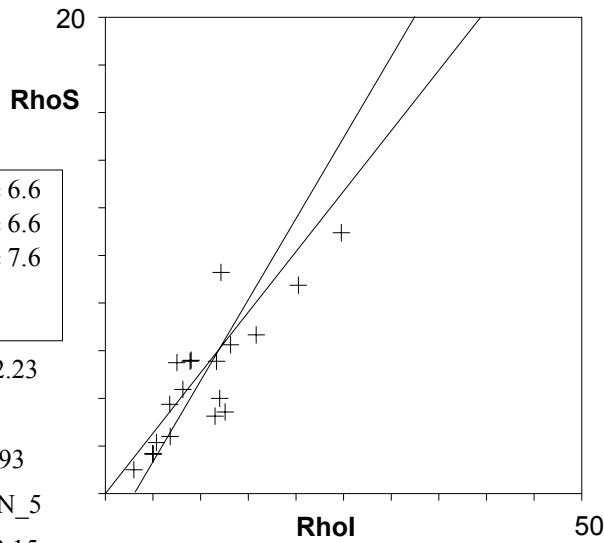
a: -2.051 **b:** 0.68 **r:** 0.93

Irr.: R11-1D **Glass:** CN_5

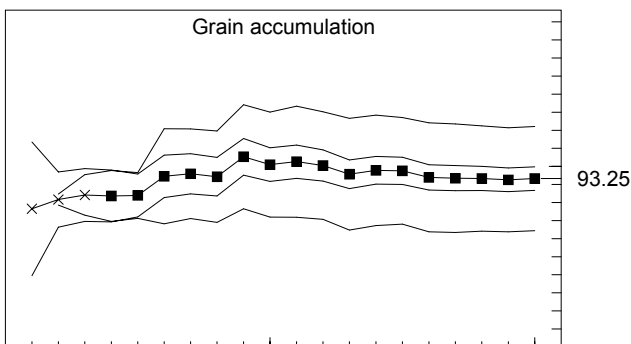
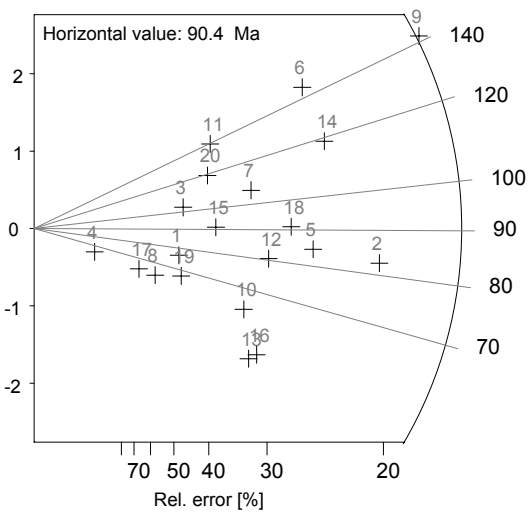
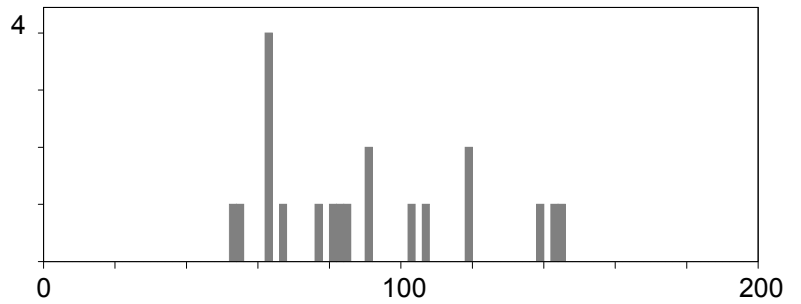
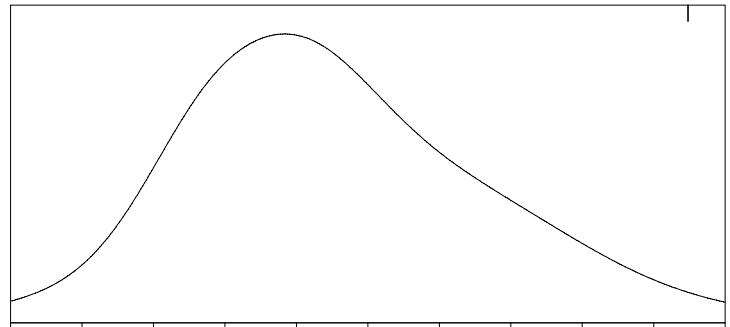
Nd: 12411 **RhoD:** 12.15

Zeta: 316.7 ± 3.03 **U.:** 11.96 (± 70%)

Goodness: n. d.



kurt.: -0.75 skew.: 0.62



- 1 \ Poisson (1x)
- 1 \ St. dev. (1x)
- Zero tracks
- Chi pass/fail (5%)

Apatite

Cryst.: Area:

26 1191

Ns: RhoS:

234 1.965

Ni: RhoI:

513 4.307

Pooled: 0.456 94.1 ± 7.5

Mean: 0.484 99.7 ± 5.0

Central: 0.456 94.1 ± 7.5

Weigh.I: 0.455 93.9

Weigh.II: 0.48 98.8

Chi-sq.: 10.12 **P (%):** 99.63

Dispersion: 0.00

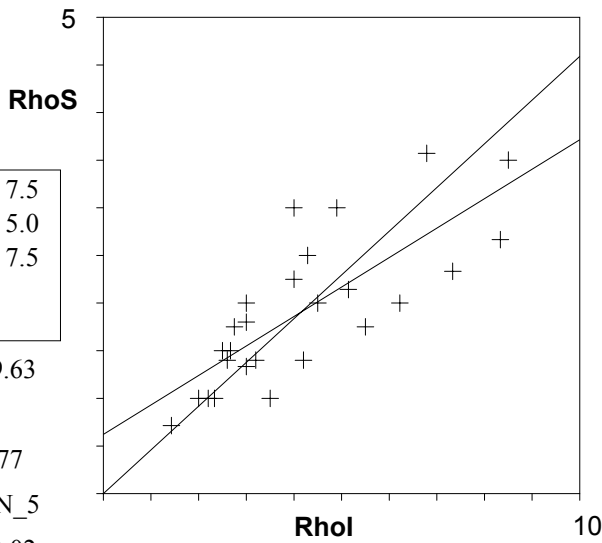
a: 0.621 **b:** 0.309 **r:** 0.77

Irr.: R10-1B **Glass:** CN_5

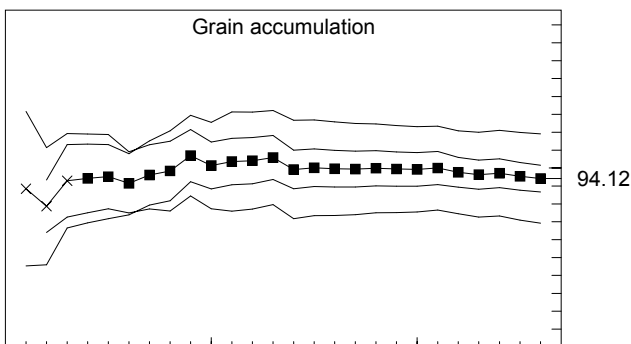
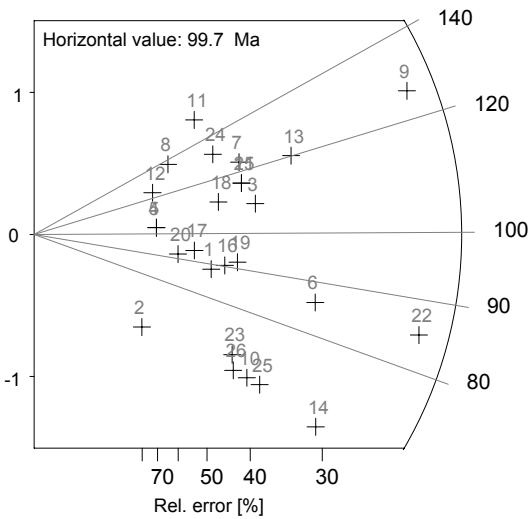
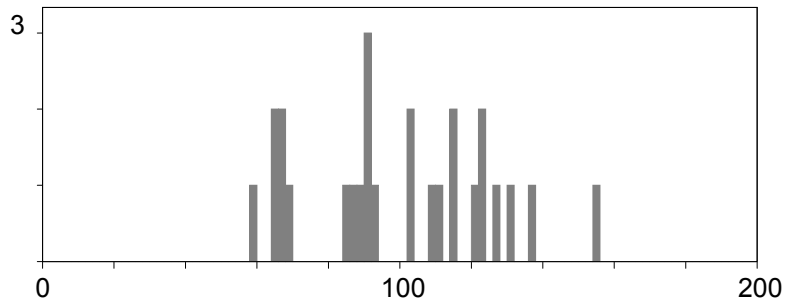
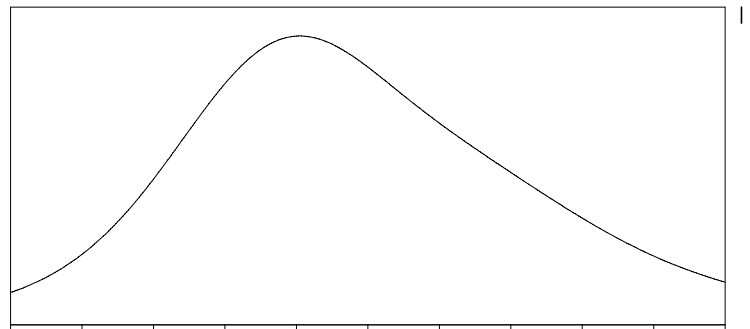
Nd: 12451 **RhoD:** 13.02

Zeta: 316.7 ± 3.03 **U.:** 3.88 (± 47%)

Goodness: n. d.



kurt.: -0.75 skew.: 0.13



- 1 \ Poisson (1x)
- 1 \ St. dev. (1x)
- Zero tracks
- Chi pass/fail (5%)

Apatite

Cryst.: Area:

20 1240

Ns: RhoS:

1612 13.0

Ni: RhoI:

5025 40.524

Pooled: 0.321 60.7 ± 1.9

Mean: 0.324 61.2 ± 1.9

Central: 0.321 60.7 ± 1.9

Weigh.I: 0.321 60.7

Weigh.II: 0.32 61.3

Chi-sq.: 19.05 **P (%):** 45.35

Dispersion: 0.01

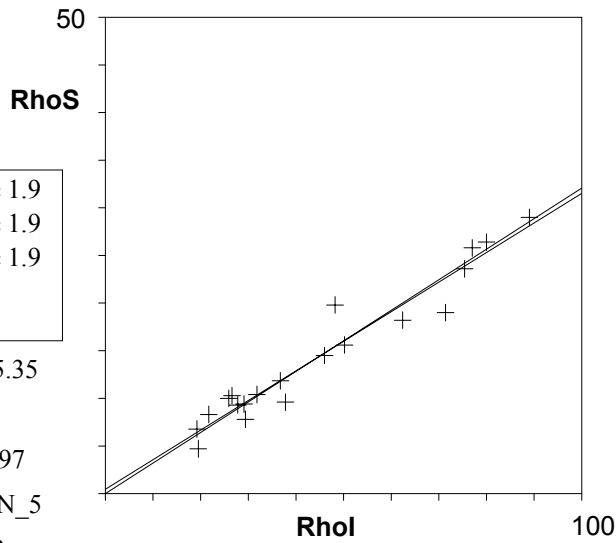
a: 0.459 **b:** 0.311 **r:** 0.97

Irr.: R11-1D **Glass:** CN_5

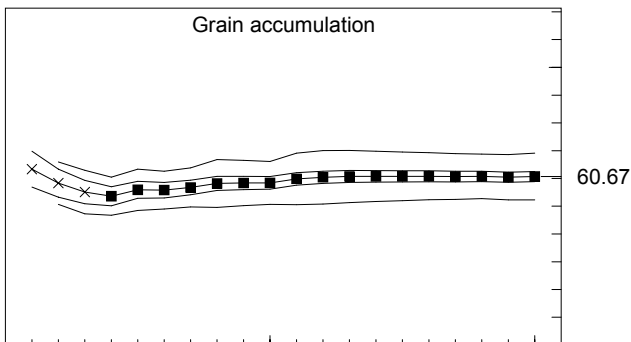
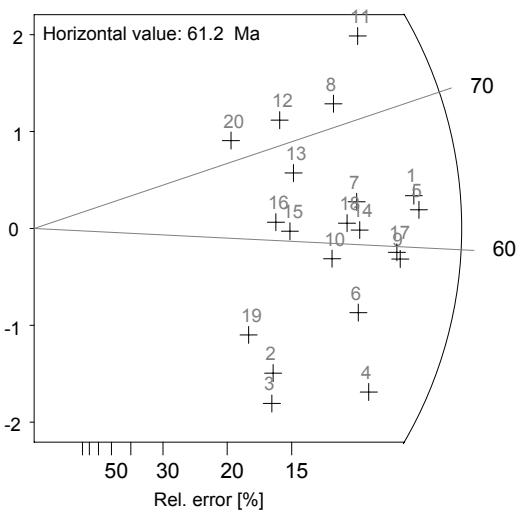
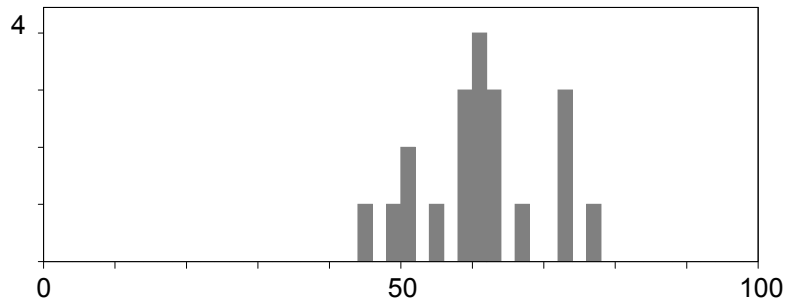
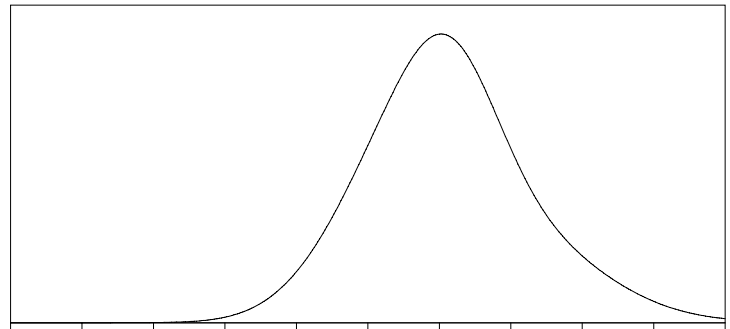
Nd: 12411 **RhoD:** 12

Zeta: 316.7 ± 3.03 **U.:** 45.9 (± 50 %)

Goodness: n. d.



kurt.: -0.34 skew.: 0.03



- 1 \ Poisson (1x)
- 1 \ St. dev. (1x)
- Zero tracks
- Chi pass/fail (5%)

ANNEXE C

RÉSULTATS DE LA MODÉLISATION

INVERSE DES ÉCHANTILLONS DU

CHAPITRE II.1

Introduction

Cette annexe a été publiée comme *supplementary materials* à l'article constituant le chapitre II.1, et présente les résultats de modélisation inverse des échantillons utilisés dans cet article.

Figure captions (including comments on the data selection and model results for each sample)

Figure EA1: (a) Model results for sample Bra794. The black lines show the expected model with 95% credible interval. The colours show the probability distribution of the thermal history determined at 1 m.y. time intervals. The dark red and dark green lines show the maximum likelihood and the maximum posterior thermal history models, respectively. The white line is the maximum mode thermal history, that which passes through the maximum of the probability distribution at 1 m.y. time intervals (the colour contours described above). (b) Model predictions for the maximum likelihood model. (c) Model predictions for the expected model.

For both (b) and (c) LL = log likelihood, FTA = fission track age, MTL = Mean Track Length (note the track length data/predictions are c-axis projected lengths), He = (U-Th)/He age, Kin = Dpar parameter, O = observed, P= predicted, SO = sampled observed values, SP = sampled predicted values.

The range in the sampled observed values represent either where we sampled the observed data (the He age) or the input parameter value (the AFT kinetic parameter), as discussed in the text. The sampled predicted values represent the range in values predicted for all the MCMC generated thermal history models.

(d) Graph of (U-Th)/He age vs grain size (approximate with the correction factor Ft, see Farley et al., 1996) and eU.

We do not use the grain 794-2. We ran the model with the 3 aliquots but the presence of this grain led to poor predictions. As the unknown errors on He age tend to make it older we assume that this age is too old and we reject it. Moreover the differences in the age of 794-1 and 3 seems explicable by grain size variations which it is not the case for grain 794-2.

Figure EA2: (a), (b), (c) and (d) as EA1 for sample Bra797

Figure EA3: (a), (b), (c) and (d) as EA1 for sample Bra799

Figure EA4: (a), (b), (c) and (d) as EA1 for sample Bra824 This sample has the oldest AFT age, a long mean track length and much younger He ages. This may maximise the radiation damage problem, although there is no obvious correlation between eU and He age and/or size variation (so the youngest and oldest grains have similar effective radii and the younger lower eU, while the intermediate age is the smallest grain with similar eU to the largest grain). However, the inferred thermal history tends to keep the sample as long as possible in the PRZ followed by very recent inferred cooling. Given the result of nearby samples (e.g. Bra 827) we are not too confident about the validity of this result. Modelling this sample without radiation damage leads to a result in which the sample has resided at temperatures $< 50^{\circ}\text{C}$ since about 300 Ma (similar to Bra827 except without the late Cretaceous cooling). Again given the nature of the inferred thermal histories for nearby samples thermal histories and the fact that the late Cretaceous intrusions imply 2-4 km scale erosion, this thermal history is difficult to reconcile also. It may well reflect a modelling artefact or a problem with He retention/loss that we do not yet understand for this sample.

Figure EA5: (a), (b), (c) and (d) as EA1 for sample Bra827

Figure EA6: (a), (b), (c) and (d) as EA1 for sample Bra829

Figure EA7: (a), (b), (c) and (d) as EA1 for sample Bra831 On the 3 aliquots, 2 have "good" predictions. We tried modelling only this 2 aliquots, the thermal history was the same in the 95% credibility interval.

Figure EA8: (a), (b), (c) and (d) as EA1 for sample Bra834 Of the 3 aliquots, 2 have "good" predictions. We reran modelling just with these 2 aliquots and the thermal history was the same in the 95% credible interval for the original thermal history.

Figure EA9: (a), (b), (c) and (d) as EA1 for sample Bra836 We reran modelling using each grain separately. The form of the thermal history stays much the same, while the onset of cooling shifts up to 20 Ma younger or older (depend on the grain we used).

Figure EA10: (a), (b), (c) and (d) as EA1 for sample Bra837

On this sample we have two old aliquots and two young ones. The two nearest samples have AHe ages between the both. We tried modelling the two younger aliquots and then two older. The shape in thermal history is the same but the onset of cooling shifts for more than 30 Ma older or younger.

Figure EA11: (a), (b), (c) and (d) as EA1 for sample Bra838

Figure EA12: (a), (b), (c) and (d) as EA1 for sample Bra839 We tried modelling each grain independently and there was not much difference in inferred thermal histories, cooling starts a little bit earlier when we only used the older grain, and the converse for the younger grain (a range of about ± 10 Ma).

Figure EA13: (a), (b), (c) and (d) as EA1 for sample Bra841

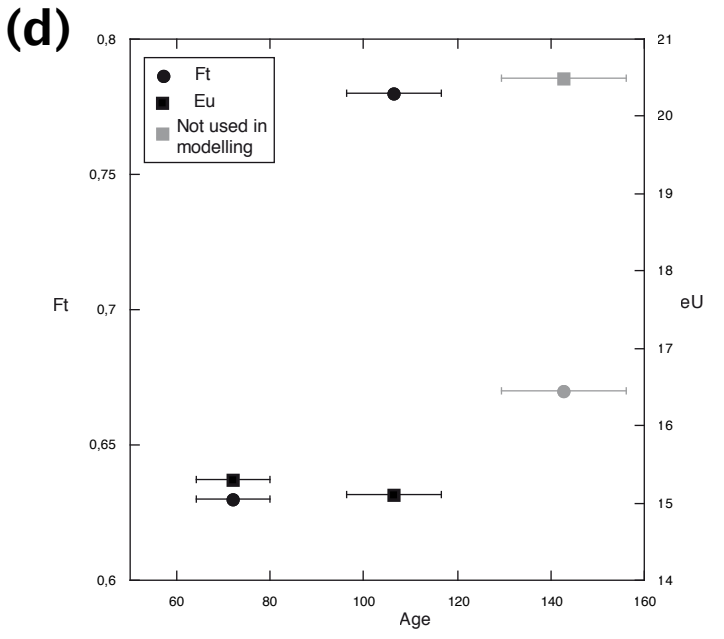
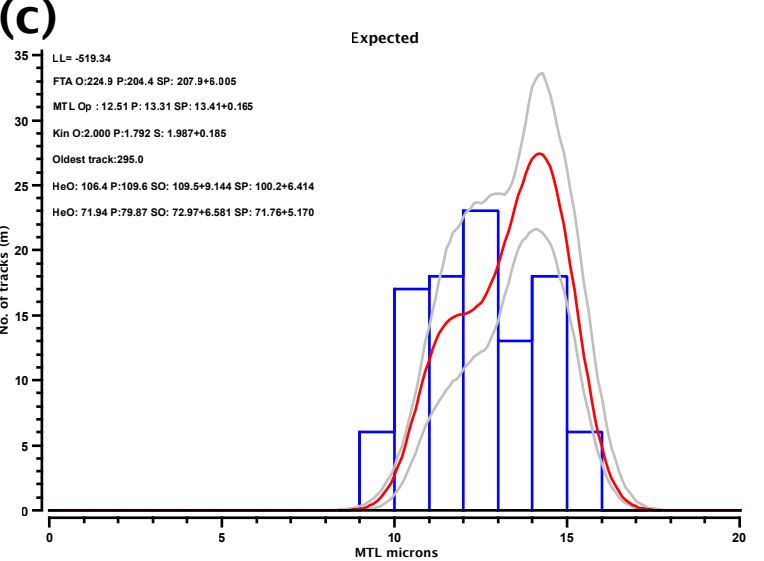
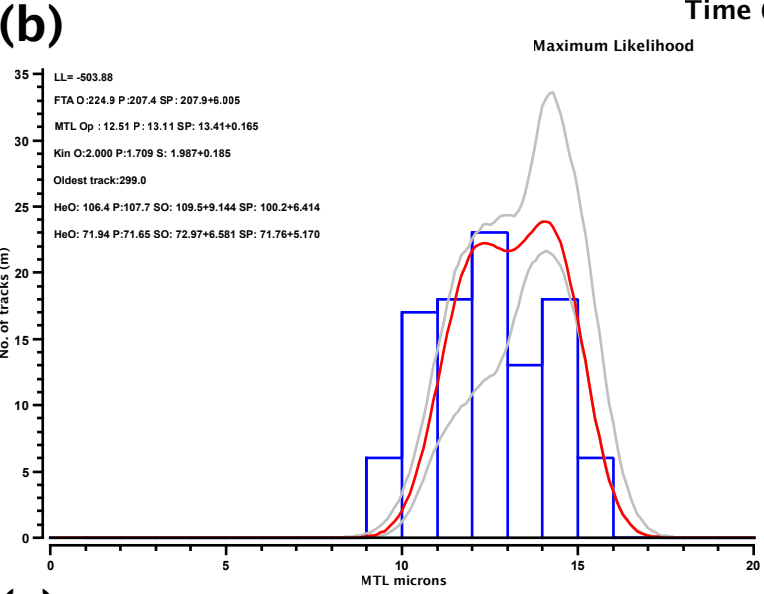
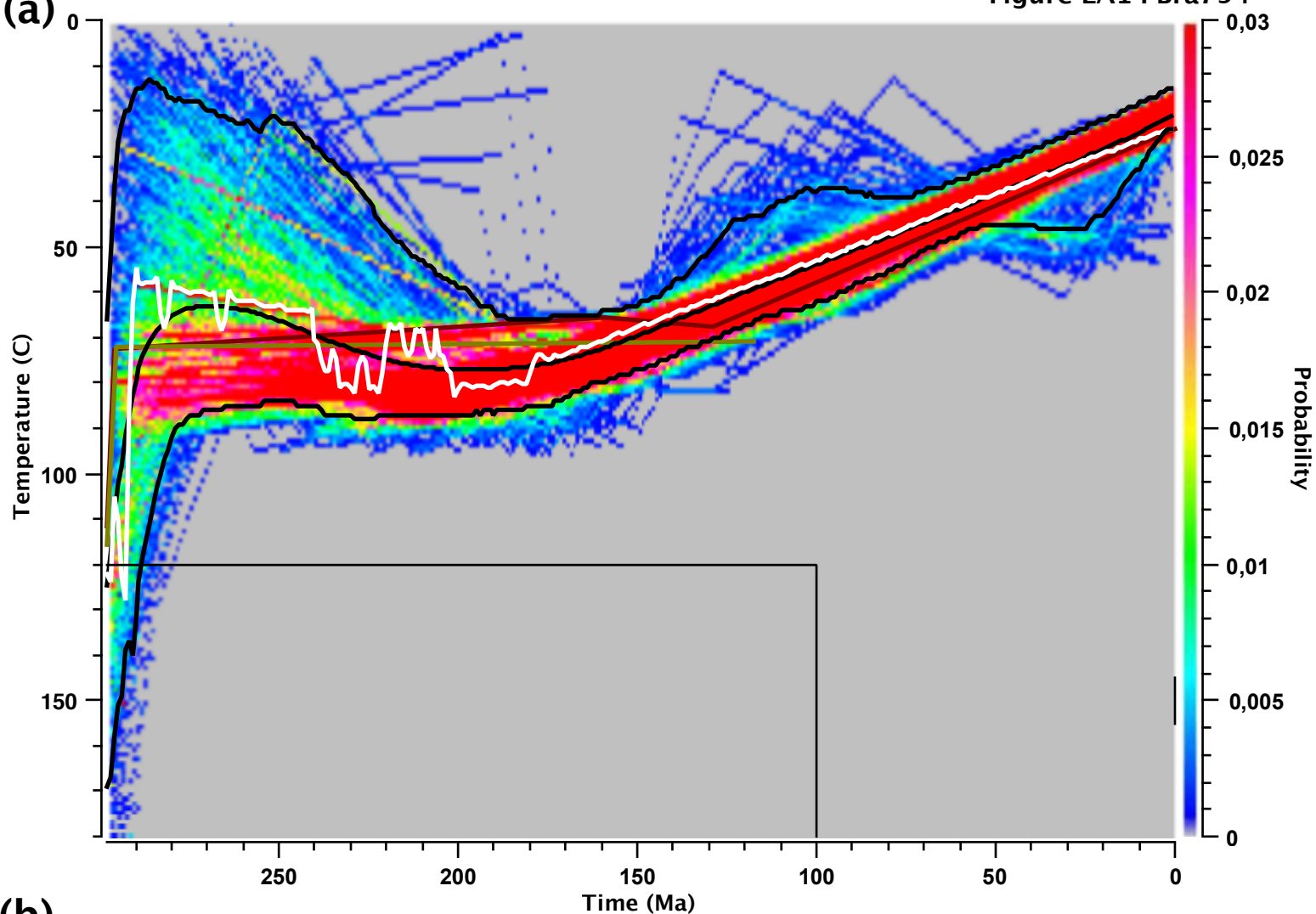
Figure EA14: (a), (b), (c) and (d) as EA1 for sample Bra850

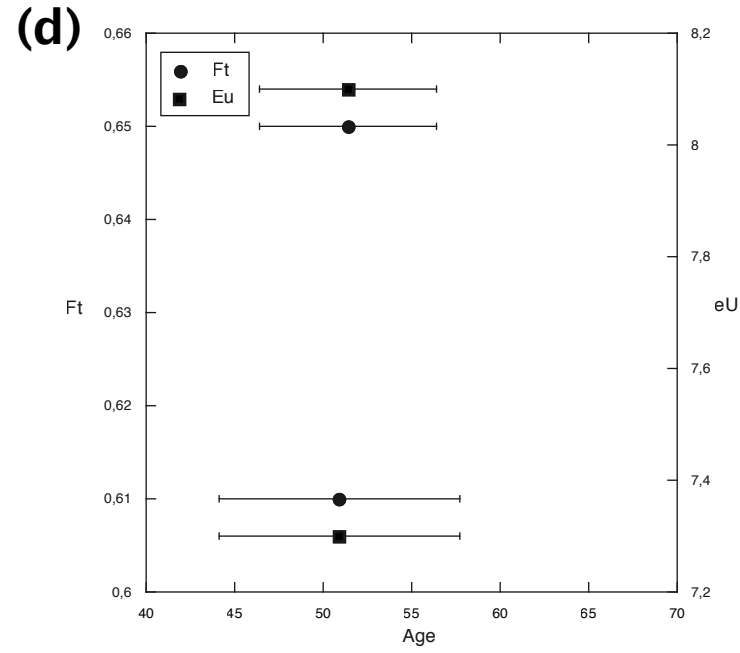
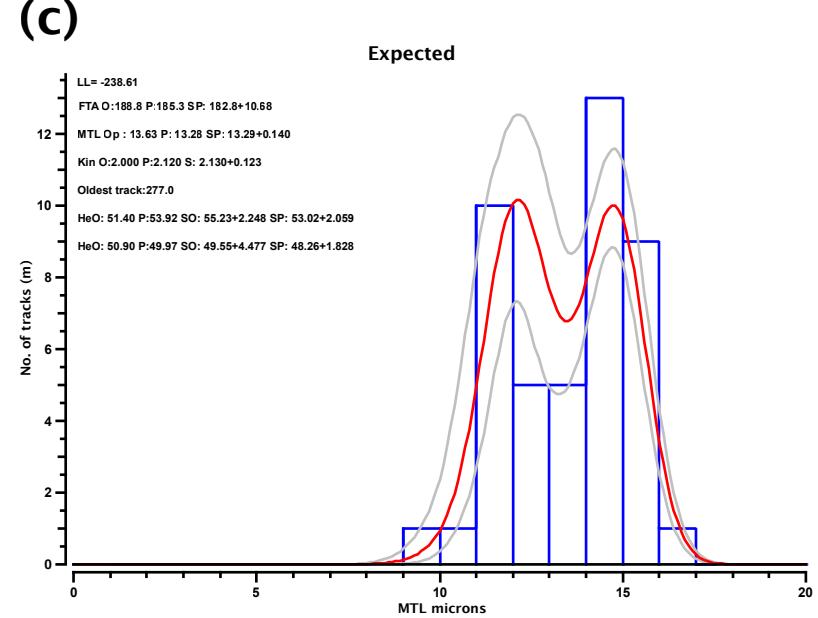
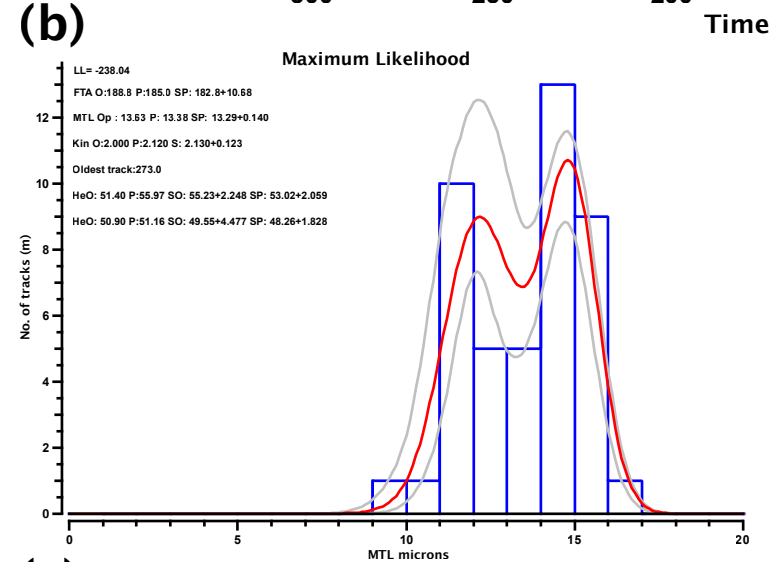
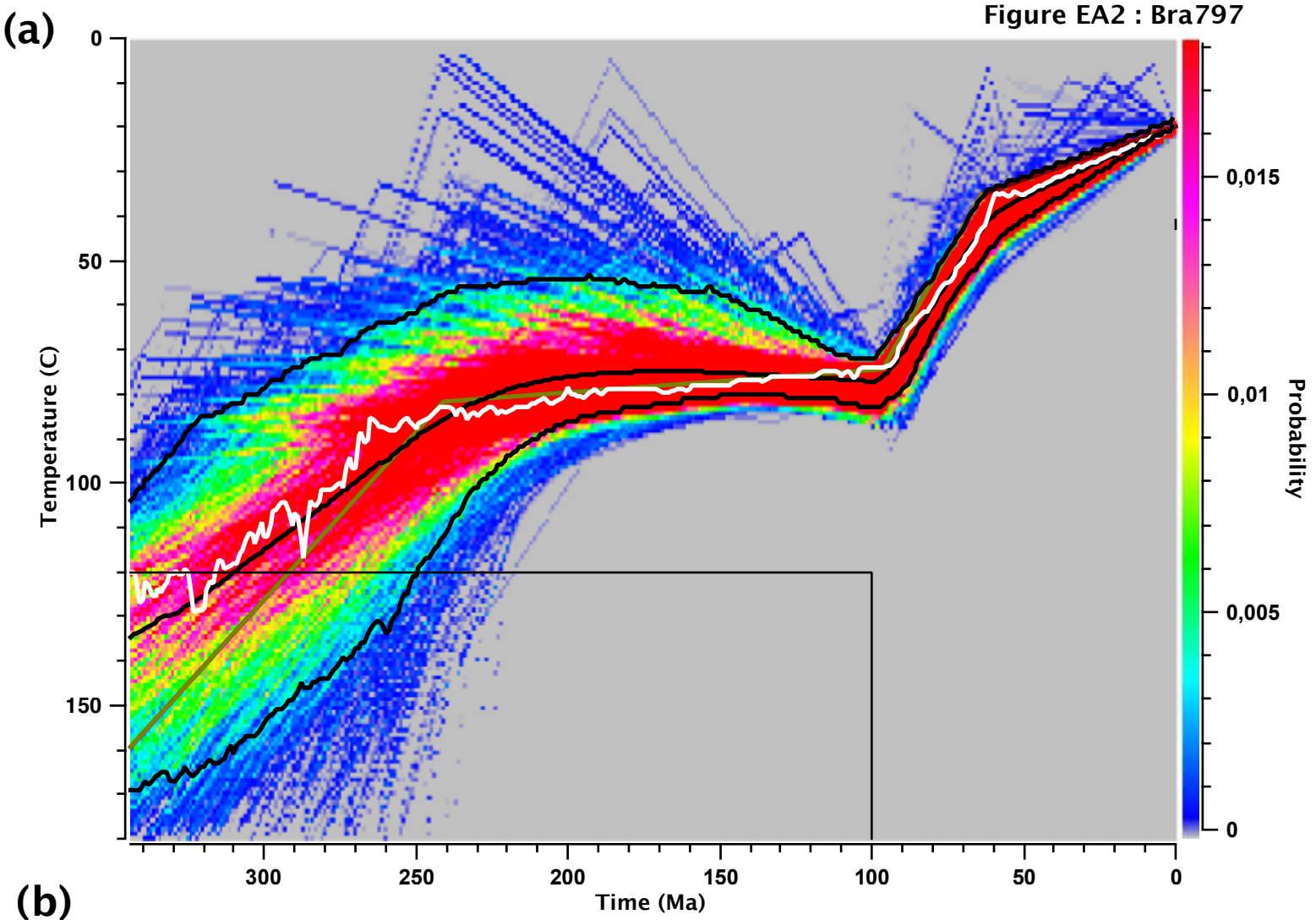
Figure EA15: (a), (b), (c) and (d) as EA1 for sample Bra854 Two aliquots are concordant in age and have reasonable predictions, while the oldest age is somewhat underpredicted. We therefore tried the modelling only with the two younger AHe ages. The thermal history was almost the same in shape and timing.

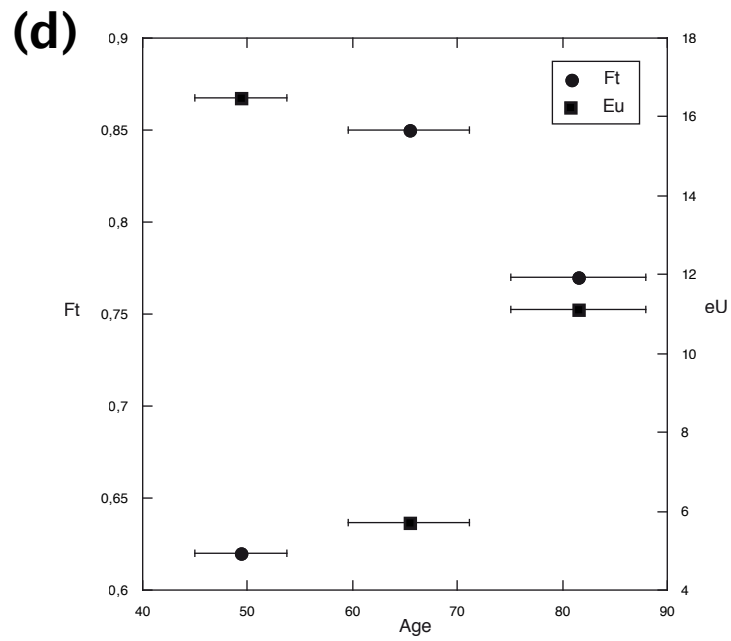
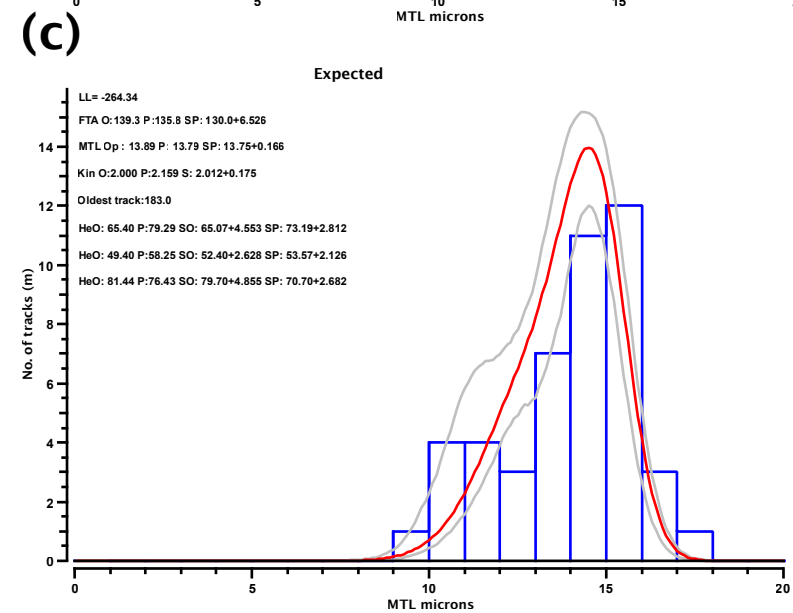
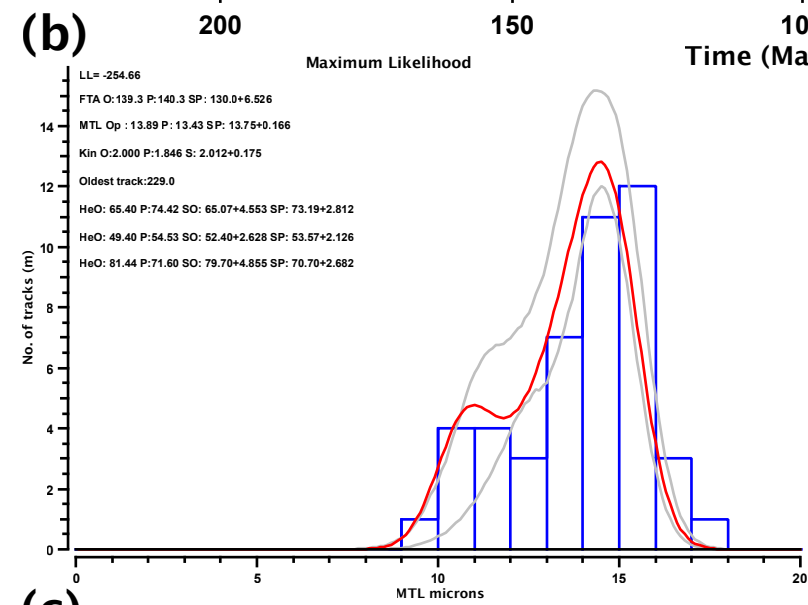
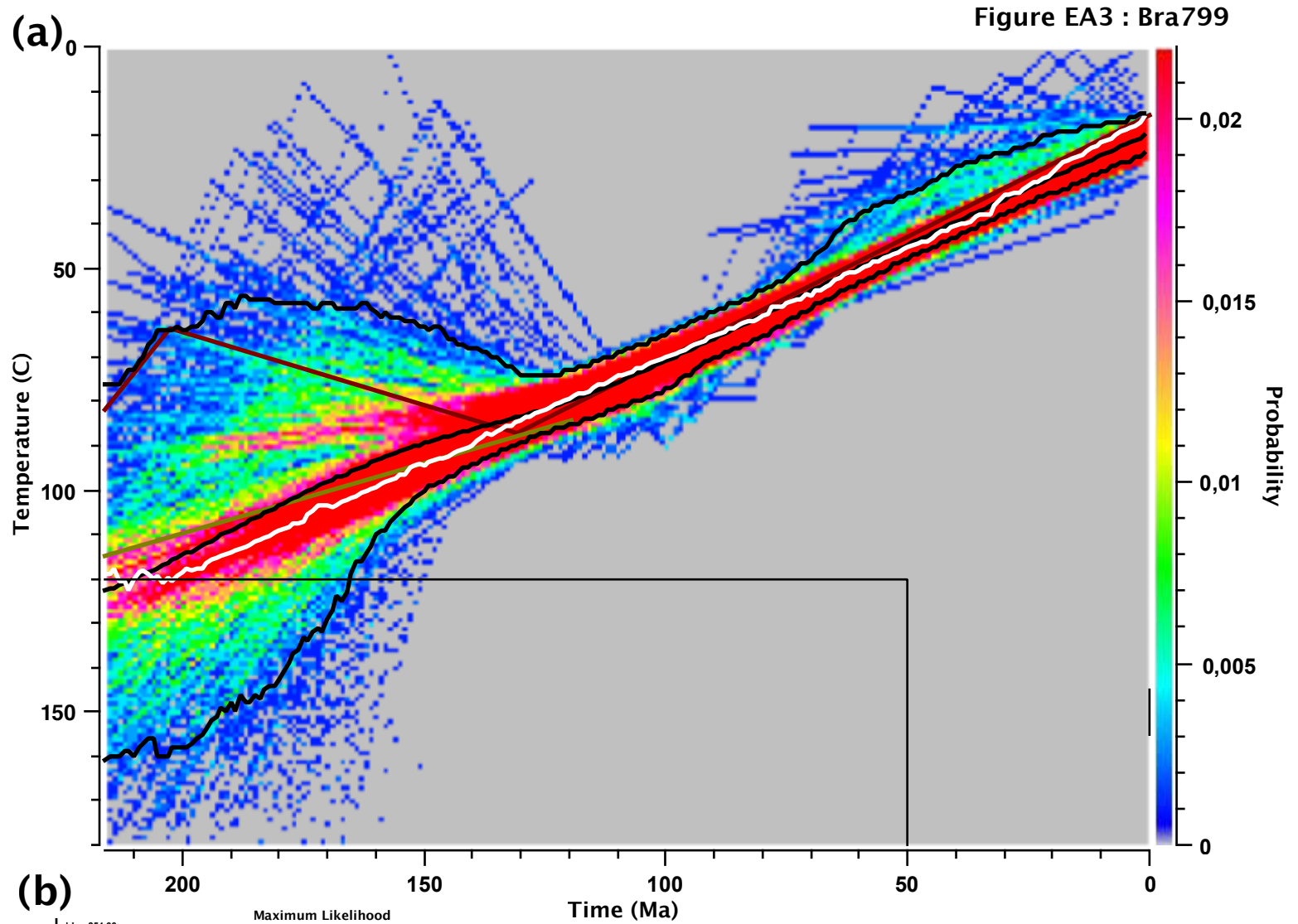
Figure EA16: (a), (b), (c) and (d) as EA1 for sample Bra858

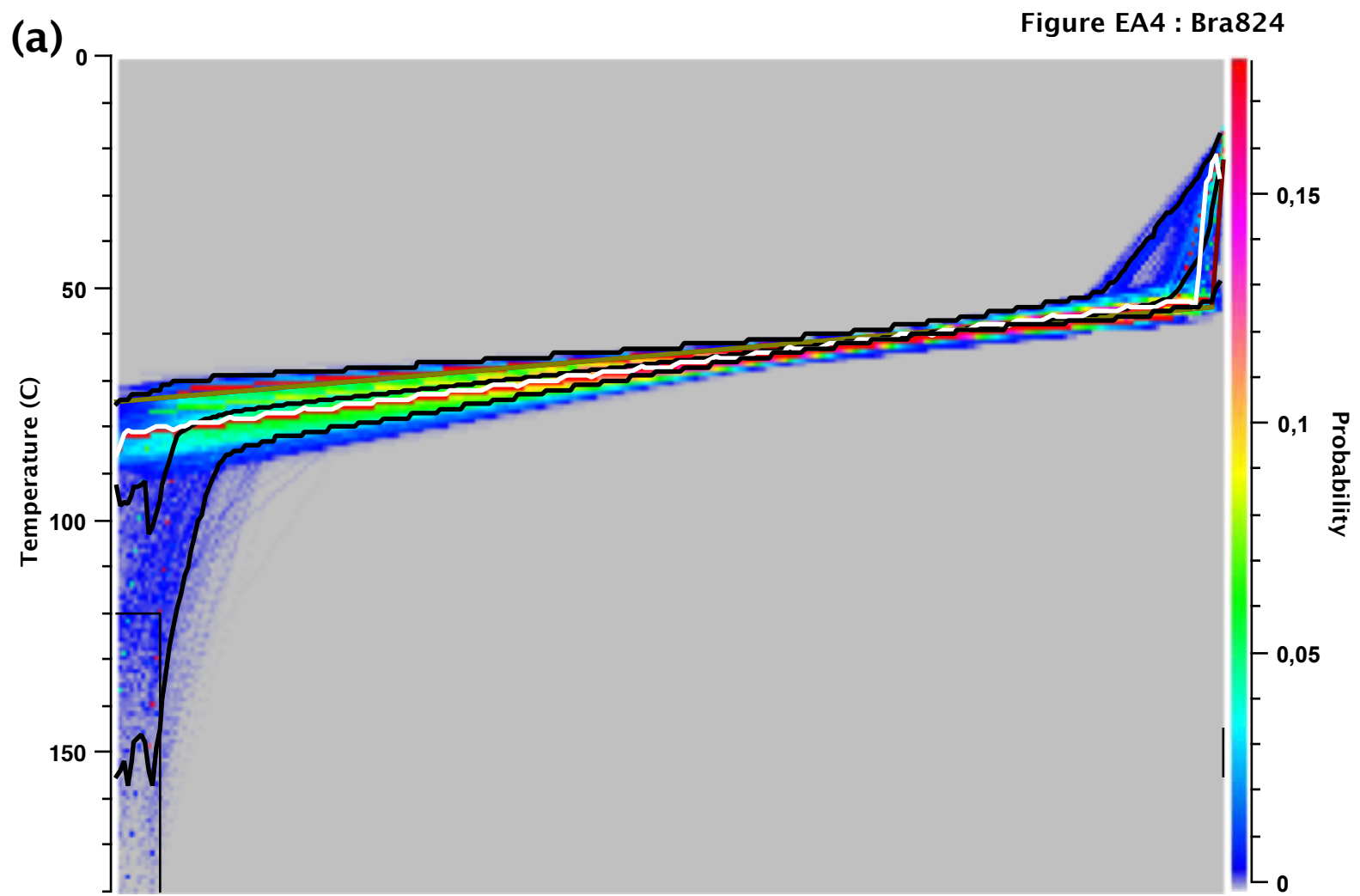
Figure EA17: (a), (b), (c) and (d) as EA1 for sample Bra860

Figure EA18: (a), (b), (c) and (d) as EA1 for sample Bra861 We tried different possibility in the modelling process, the two youngest ages or the two oldest ages of the three. Overall, the thermal history was pretty much the same.

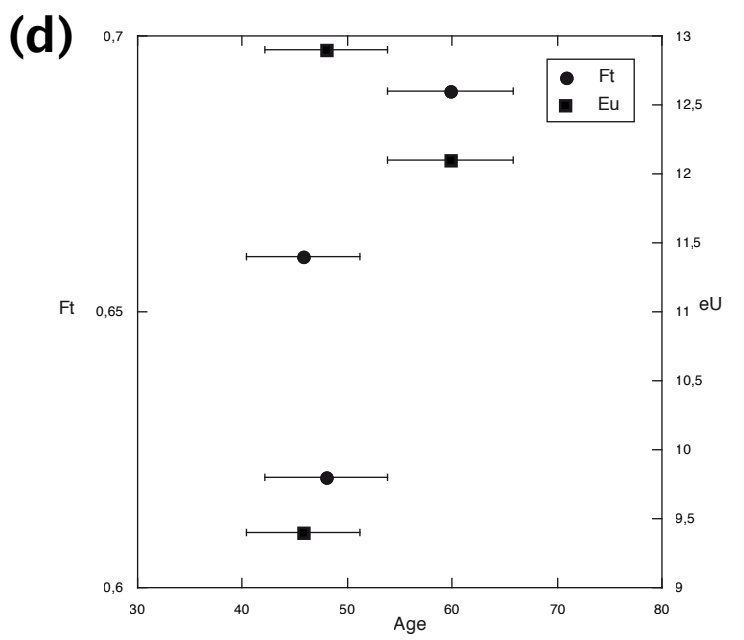
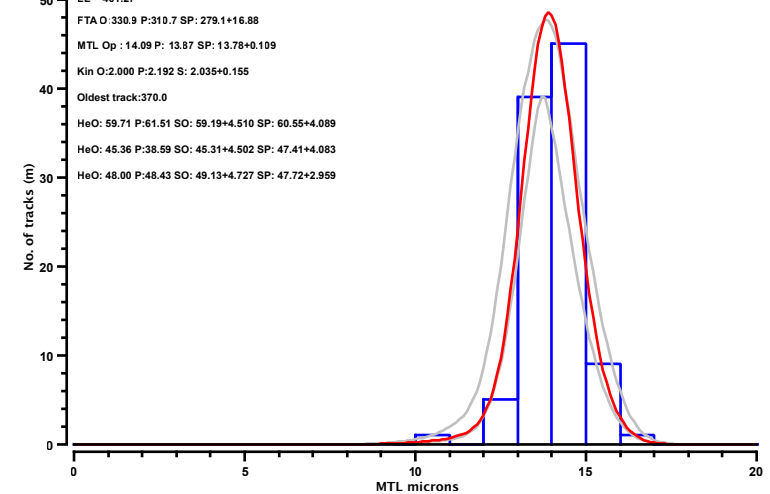




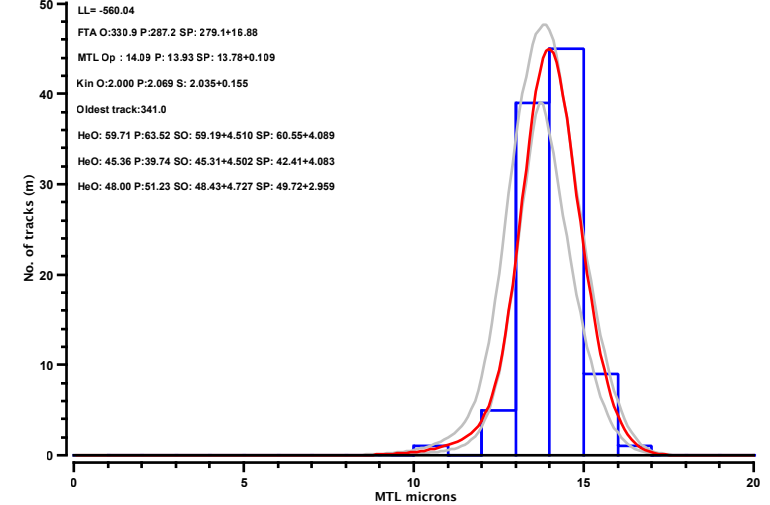


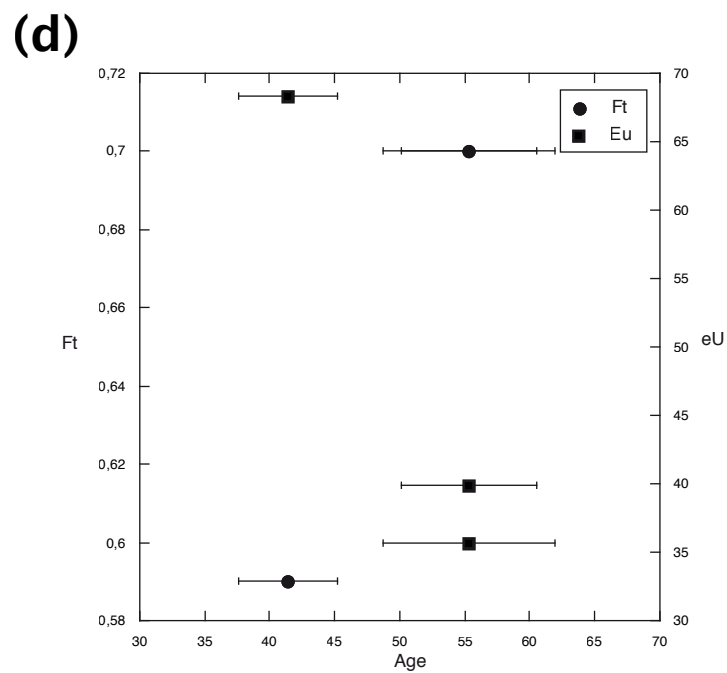
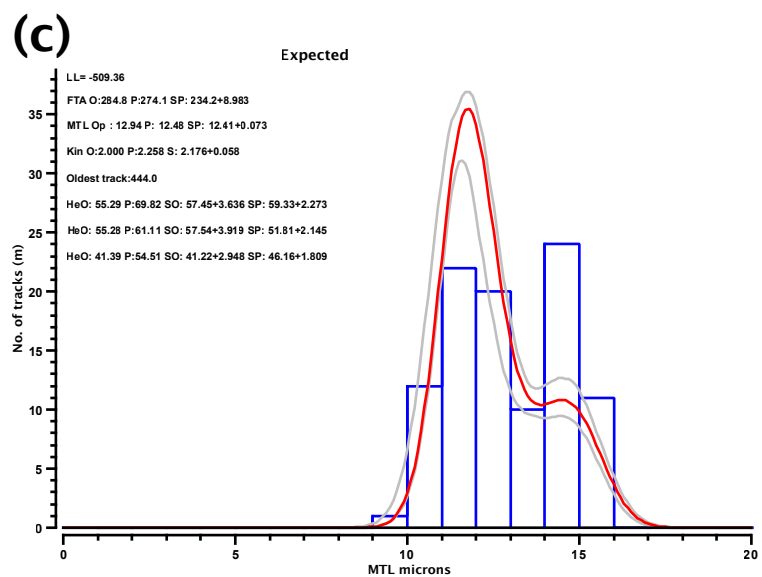
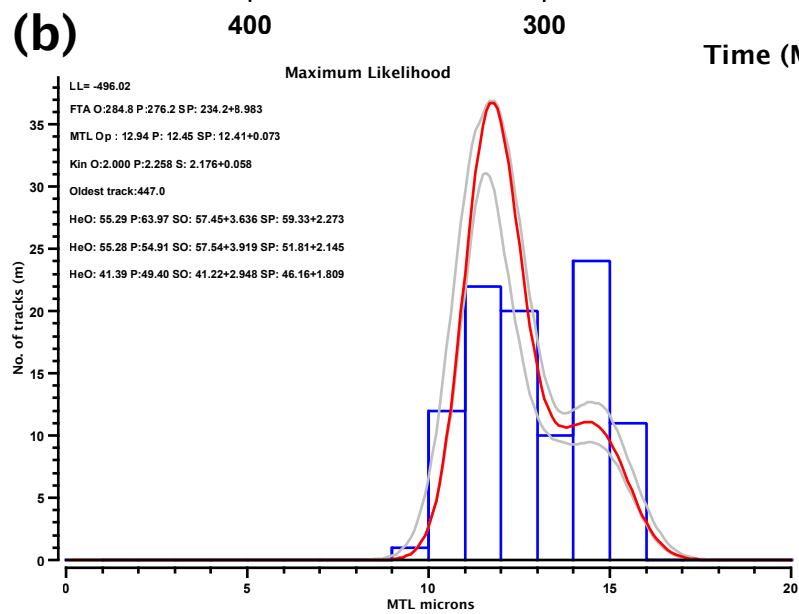
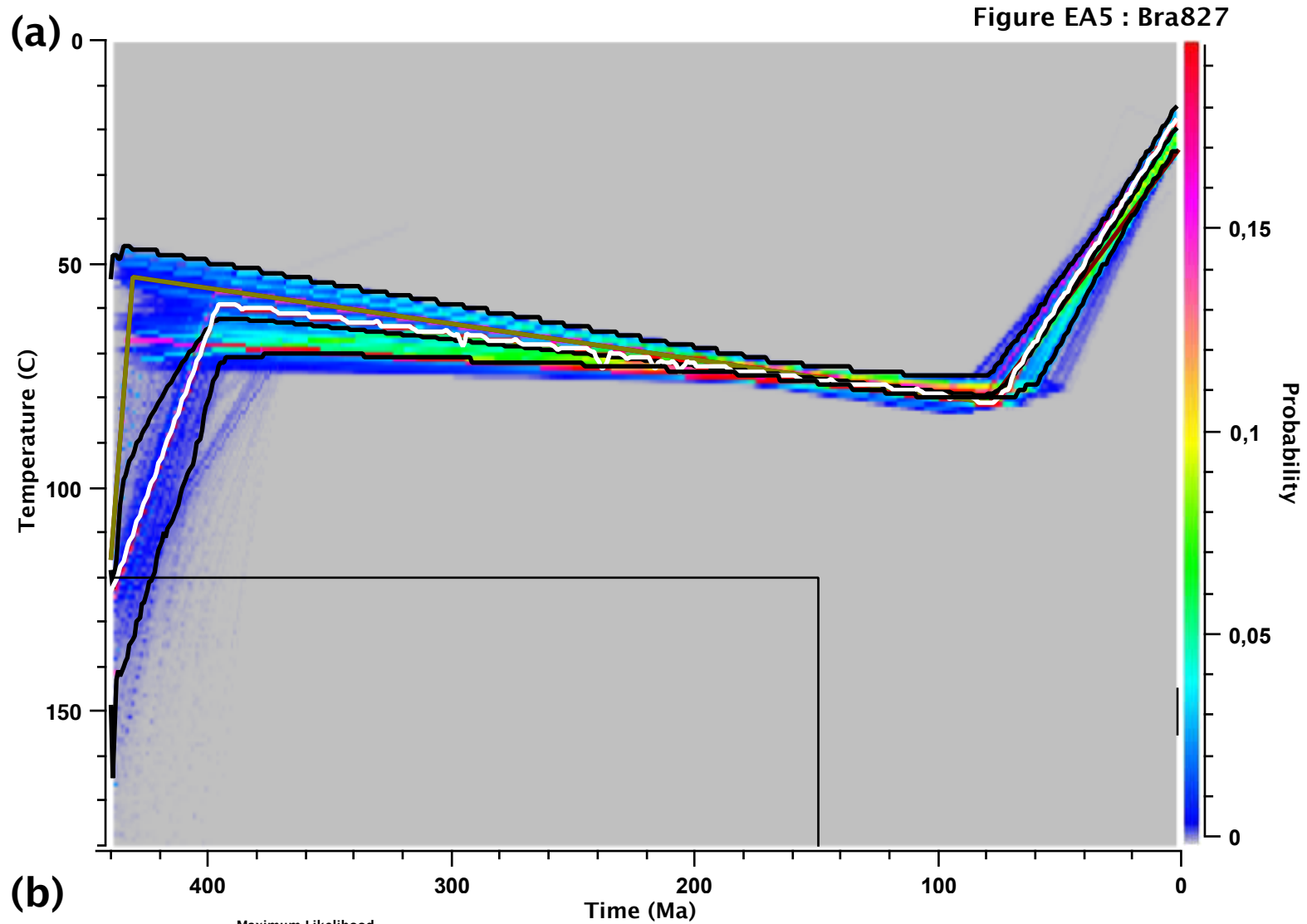


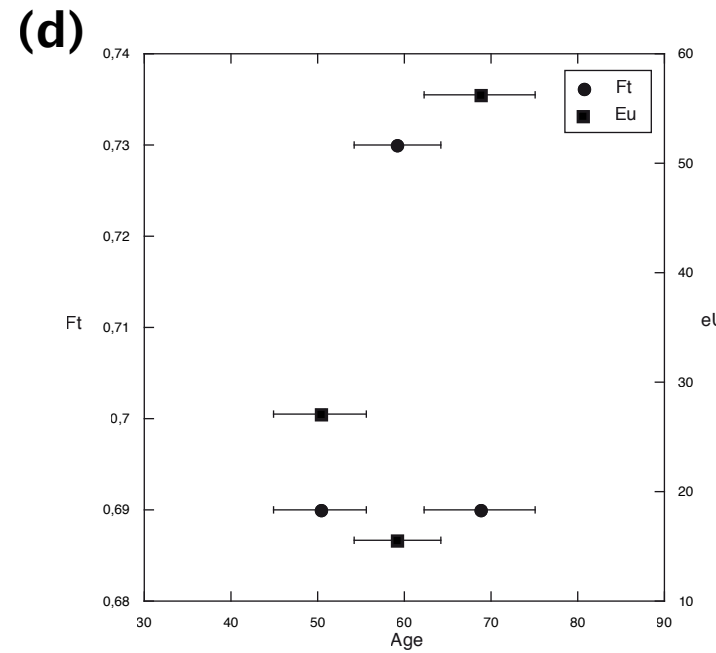
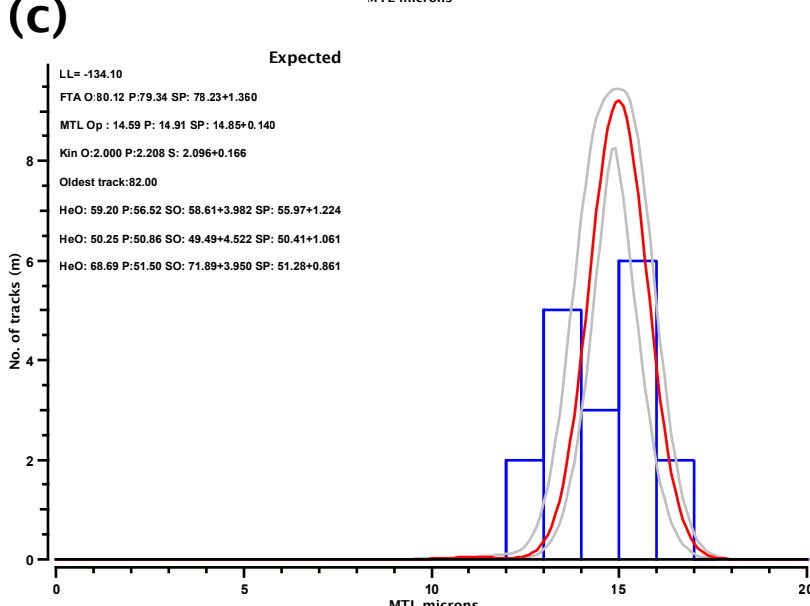
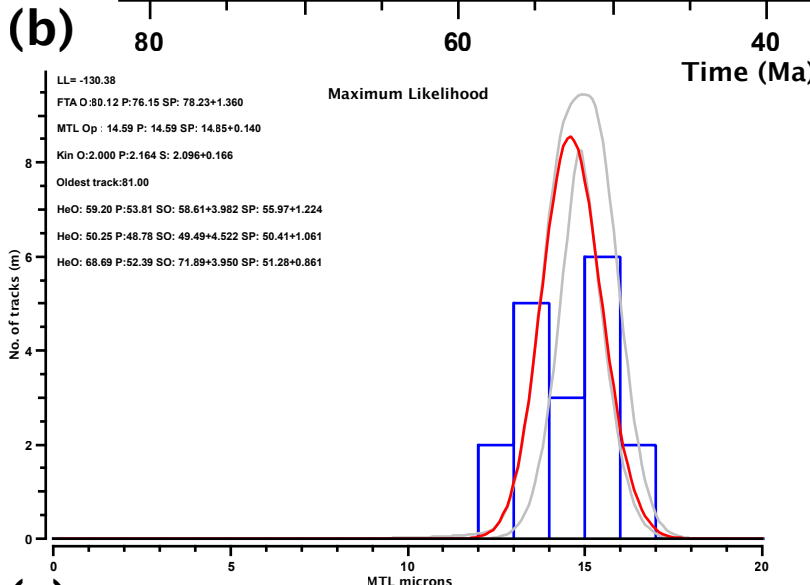
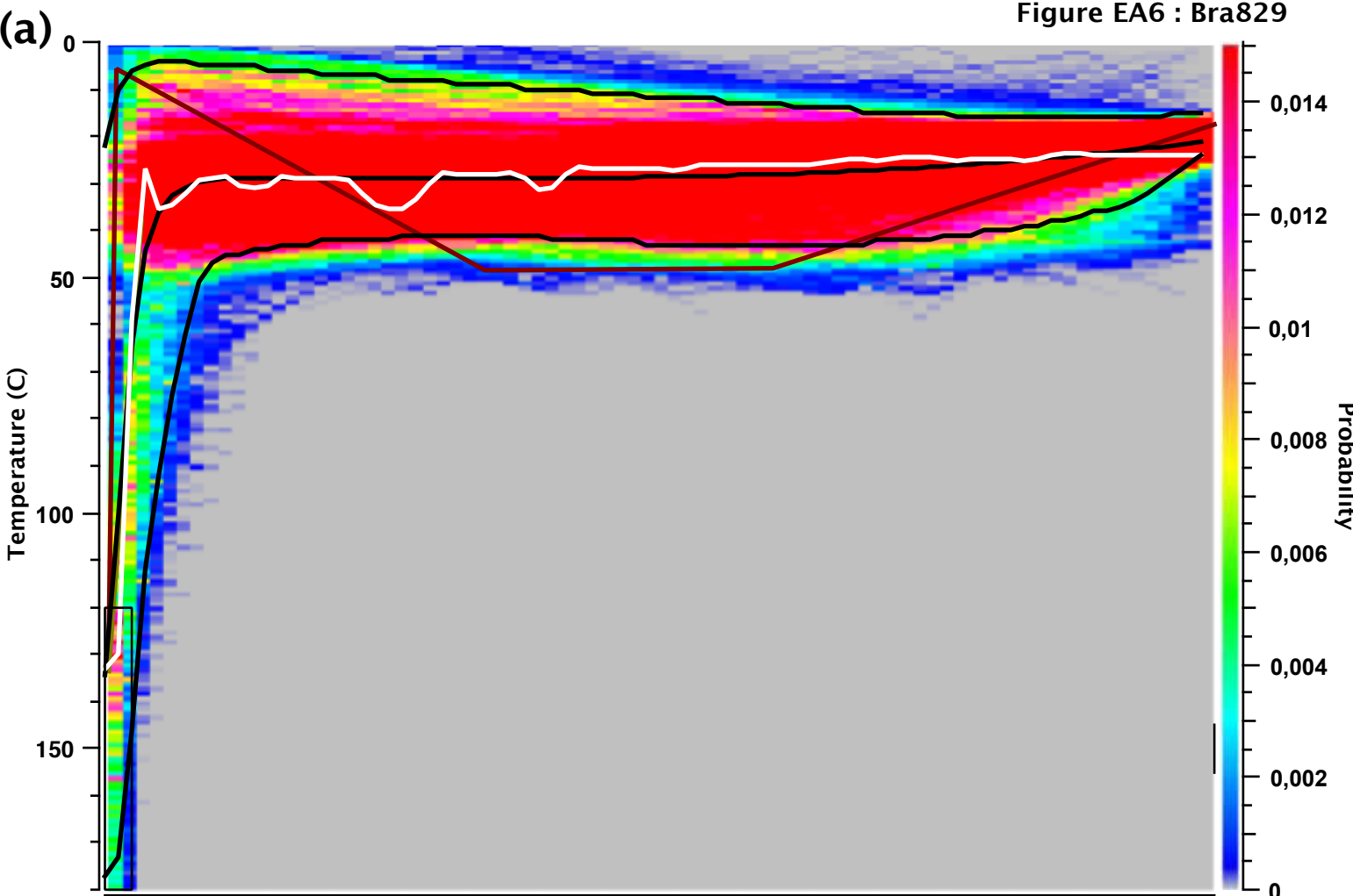
(b) Maximum Likelihood

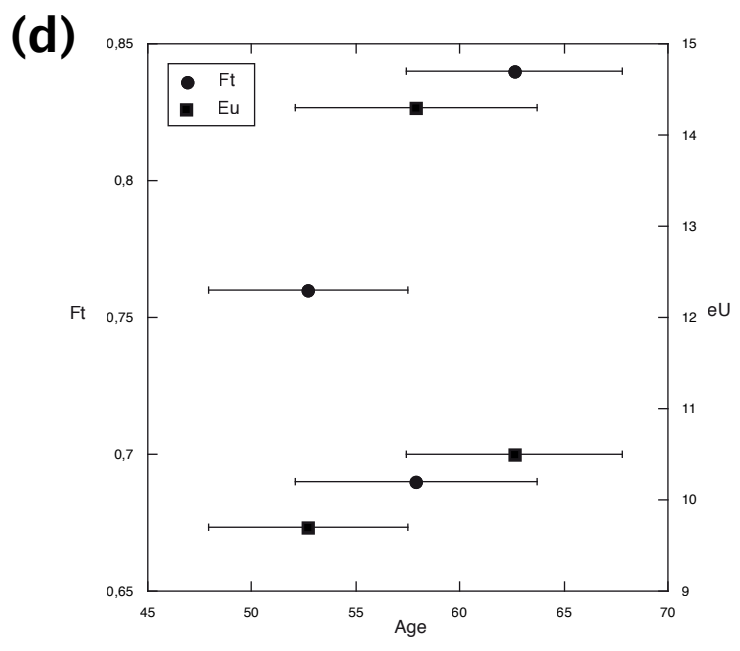
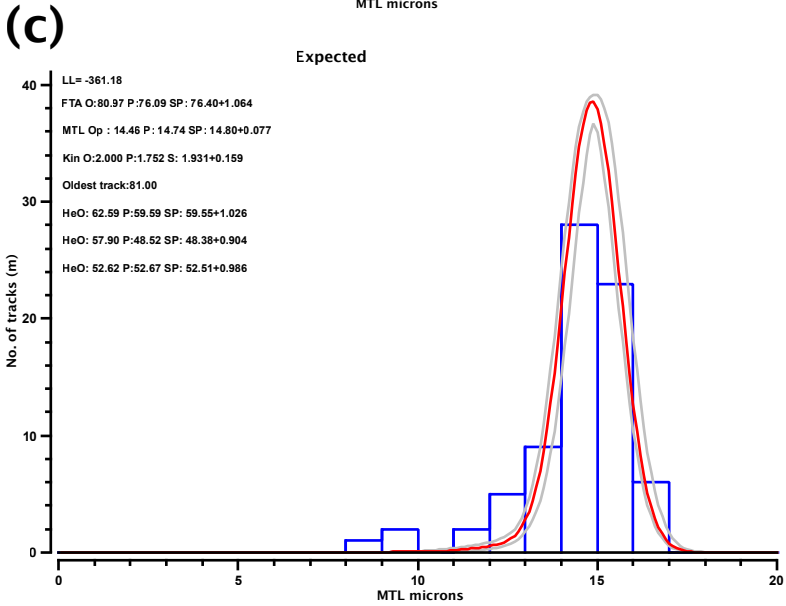
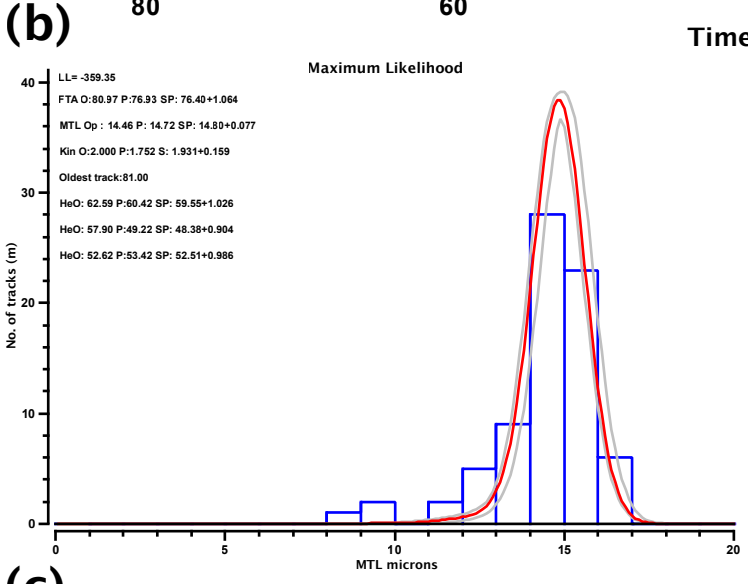
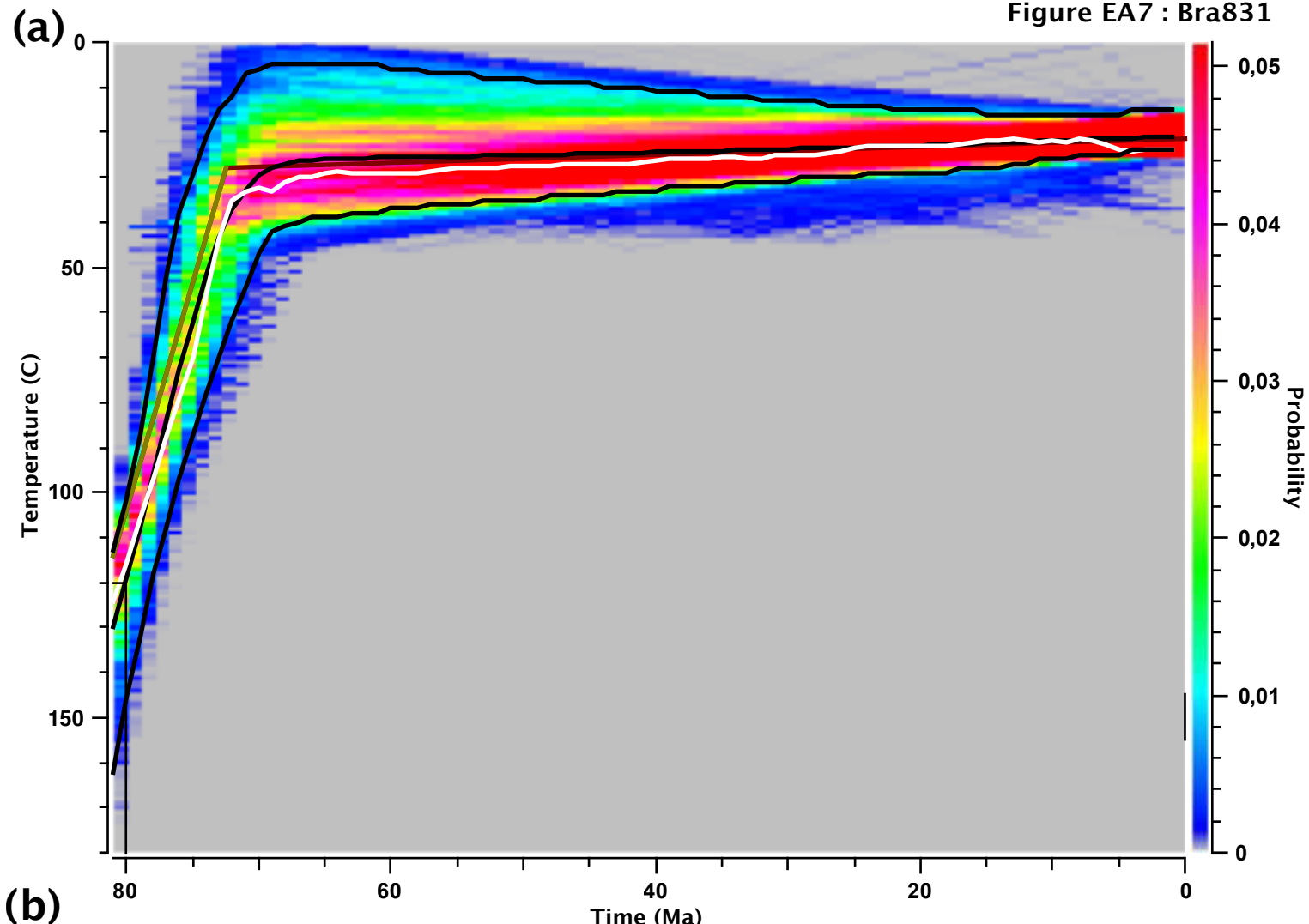


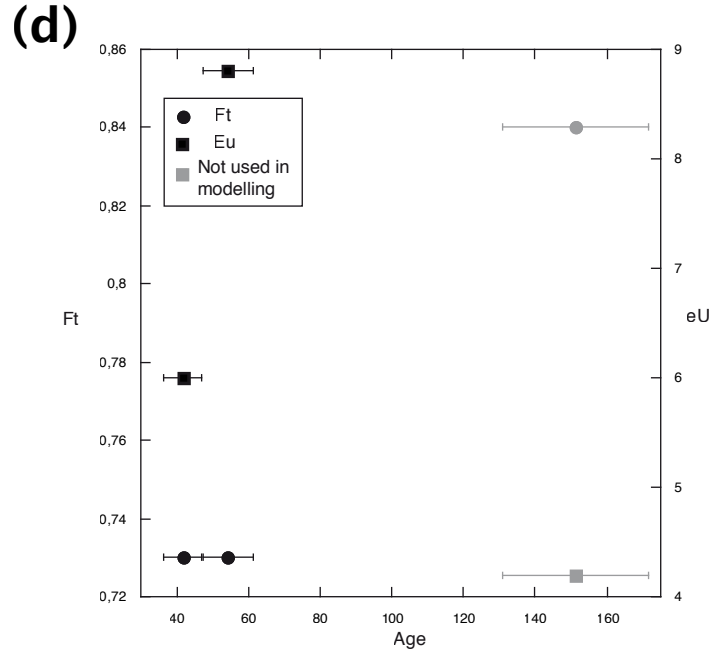
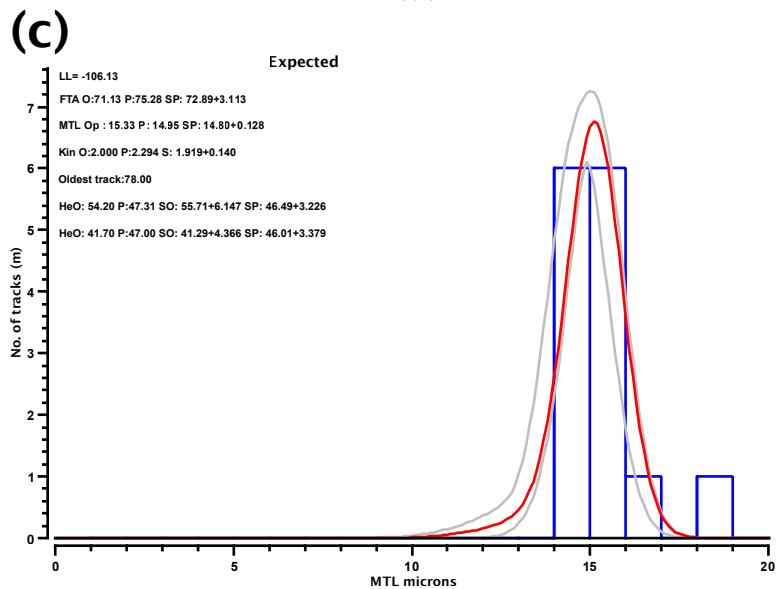
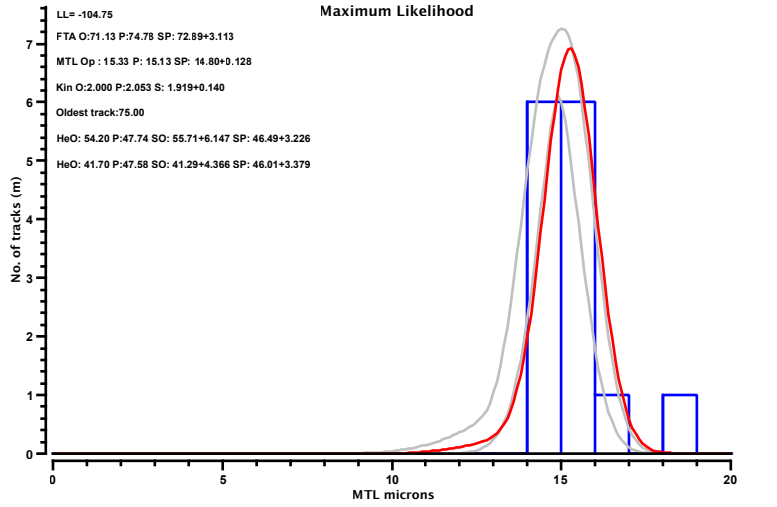
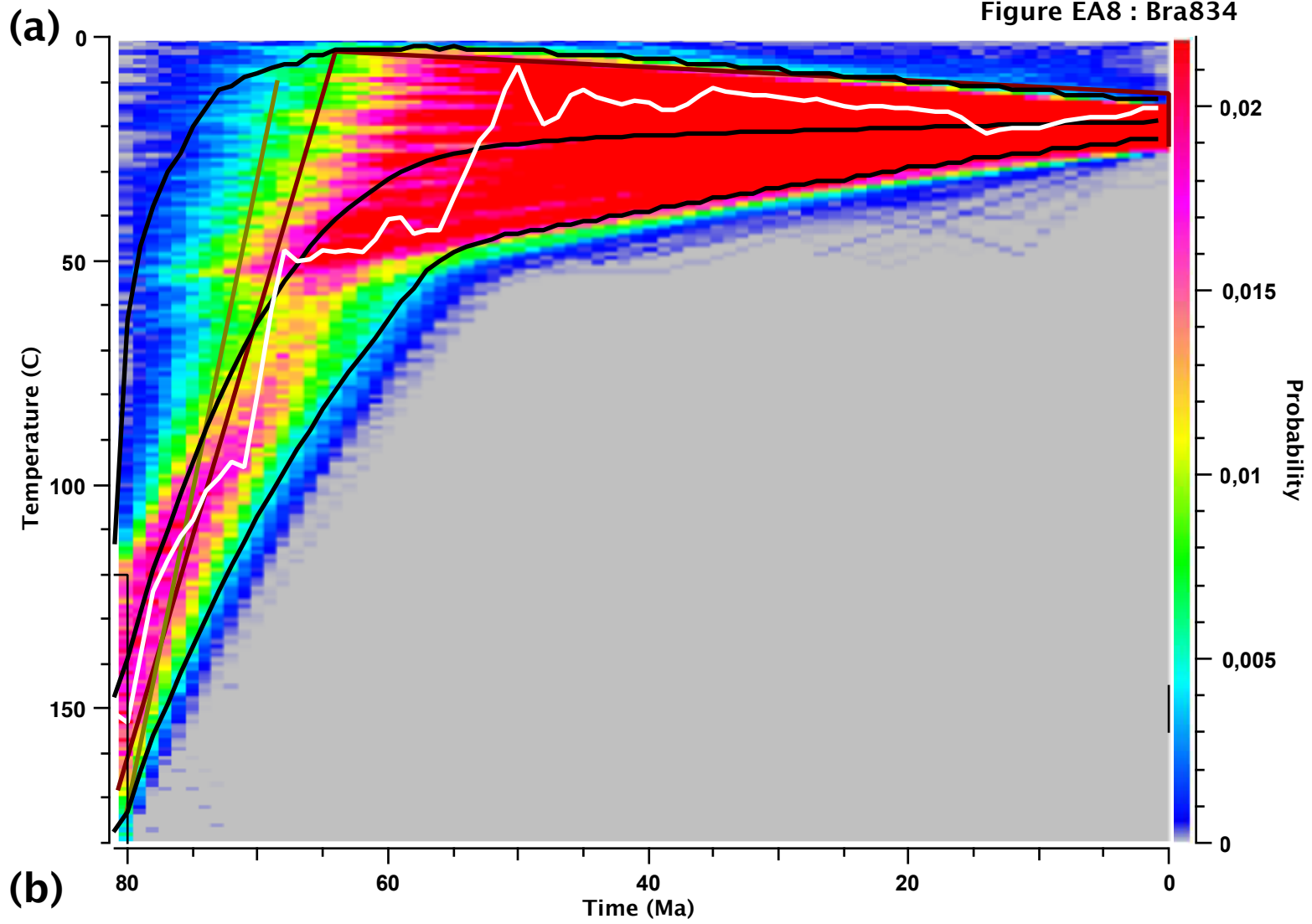
(c) Expected

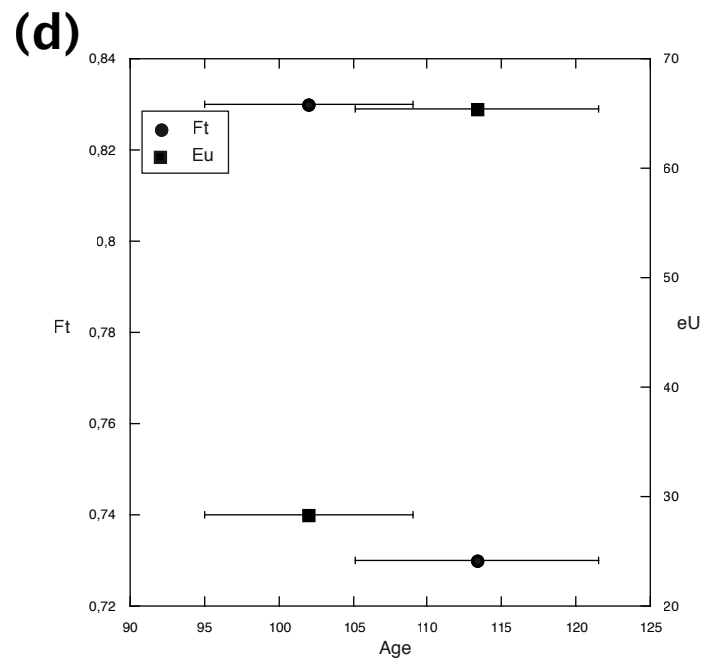
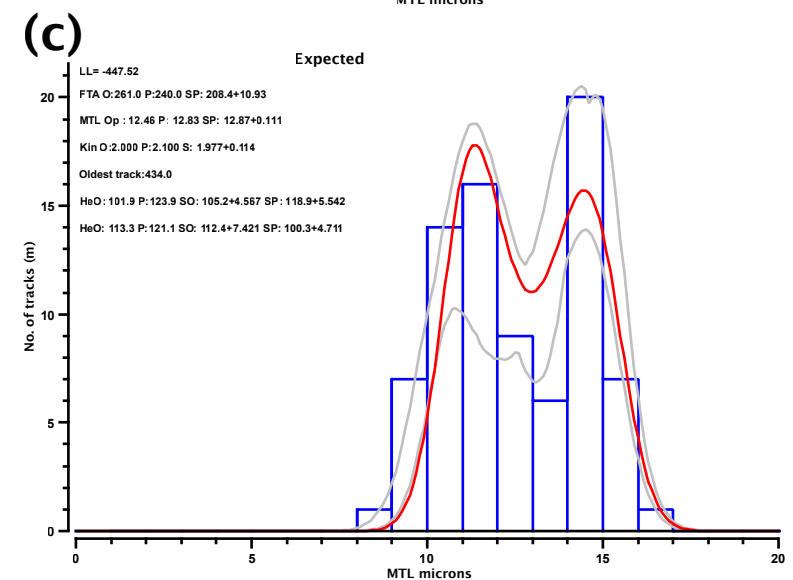
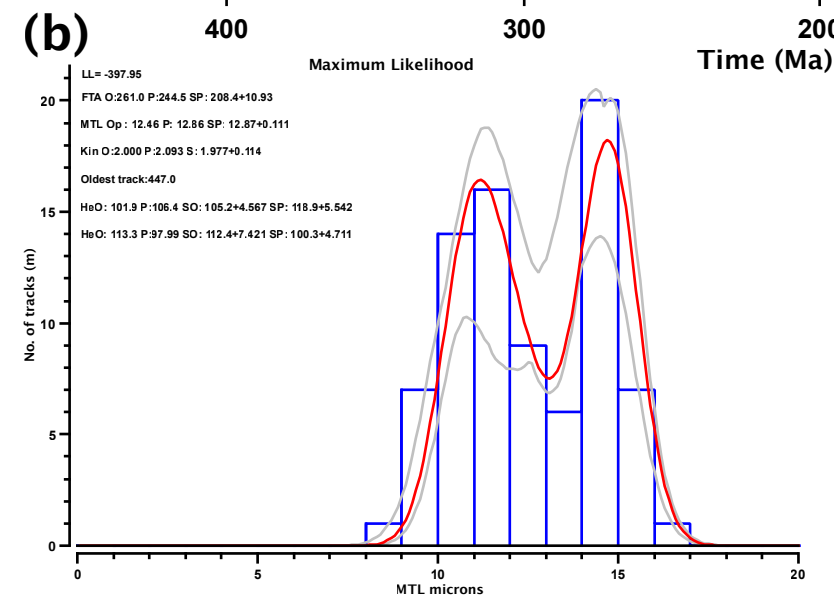
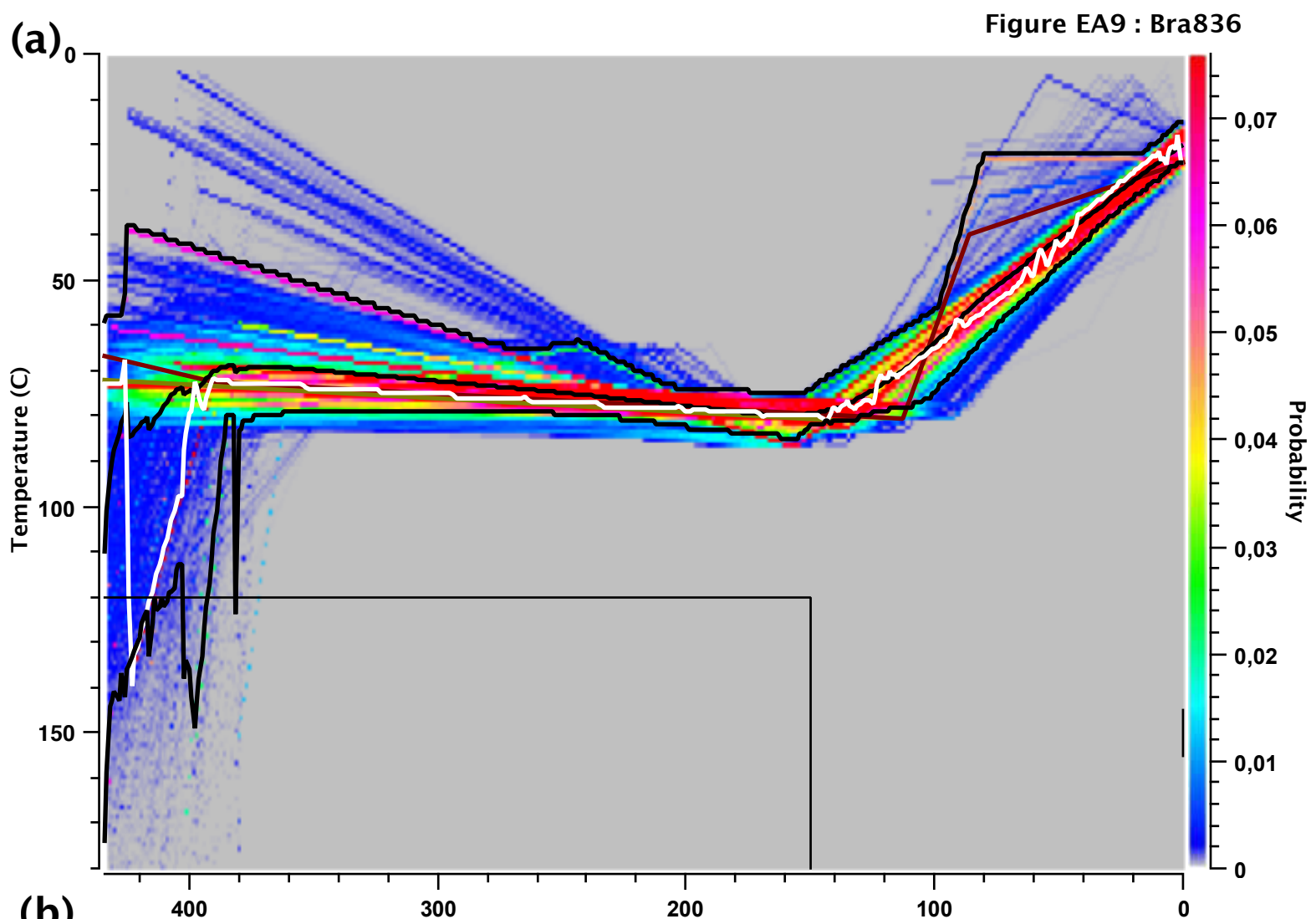


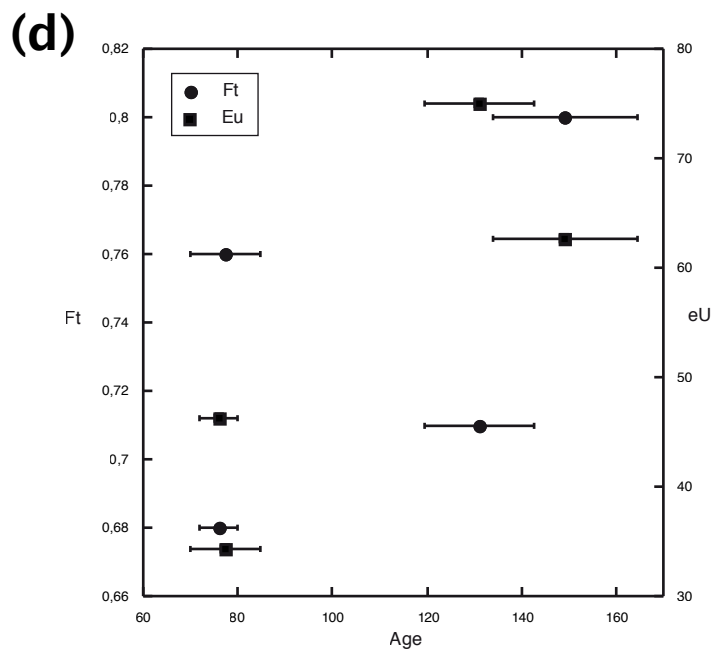
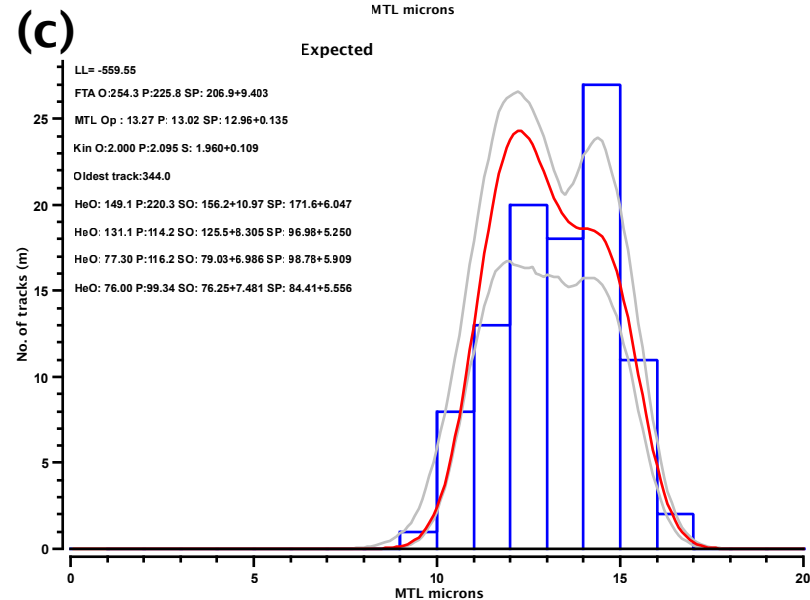
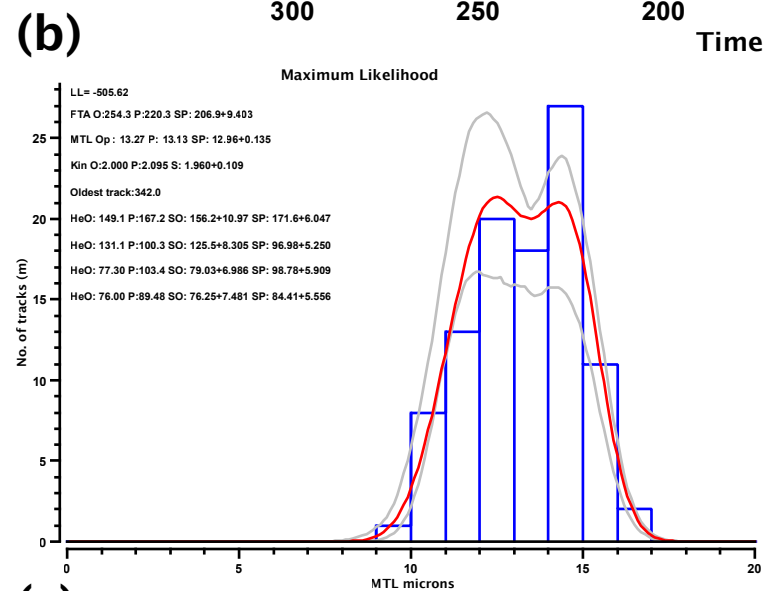
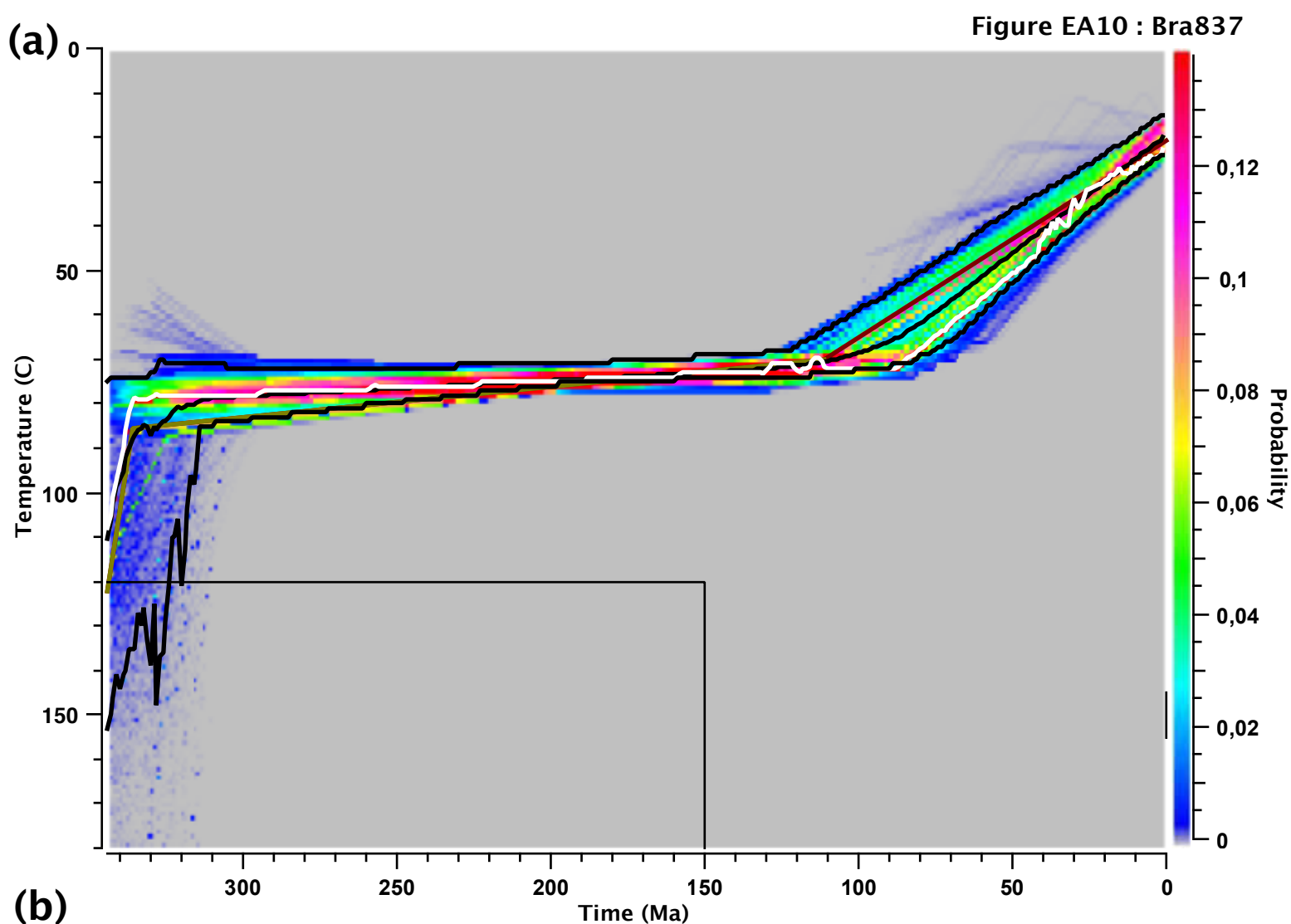


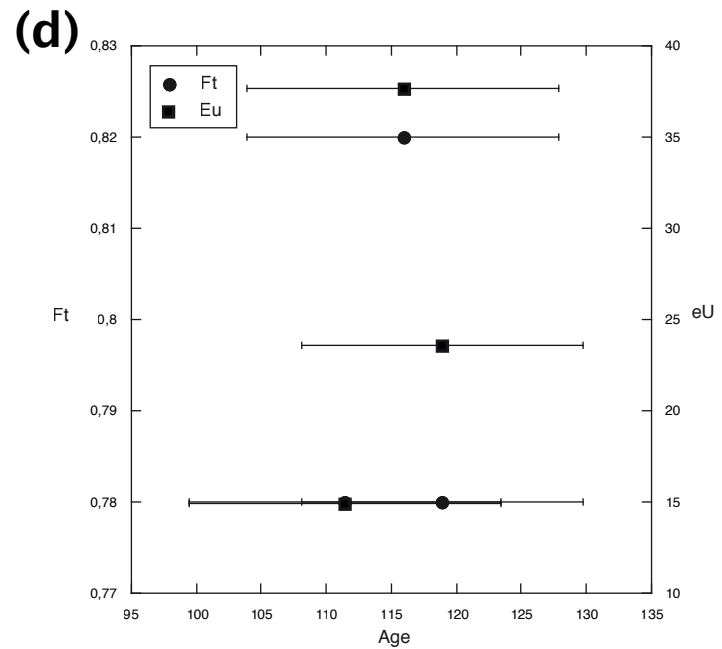
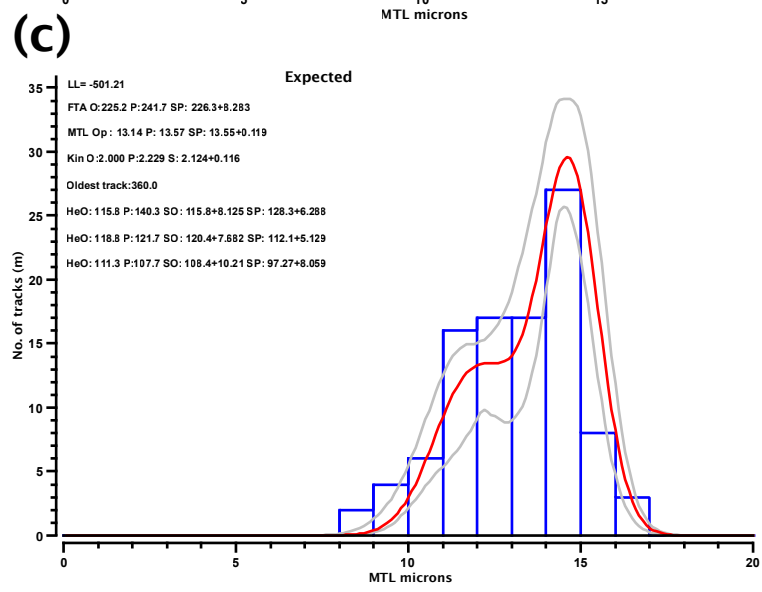
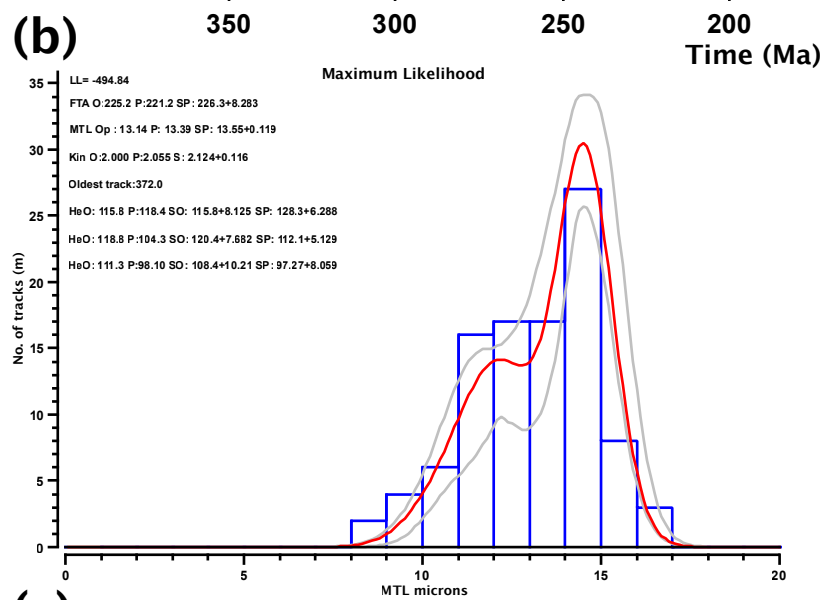
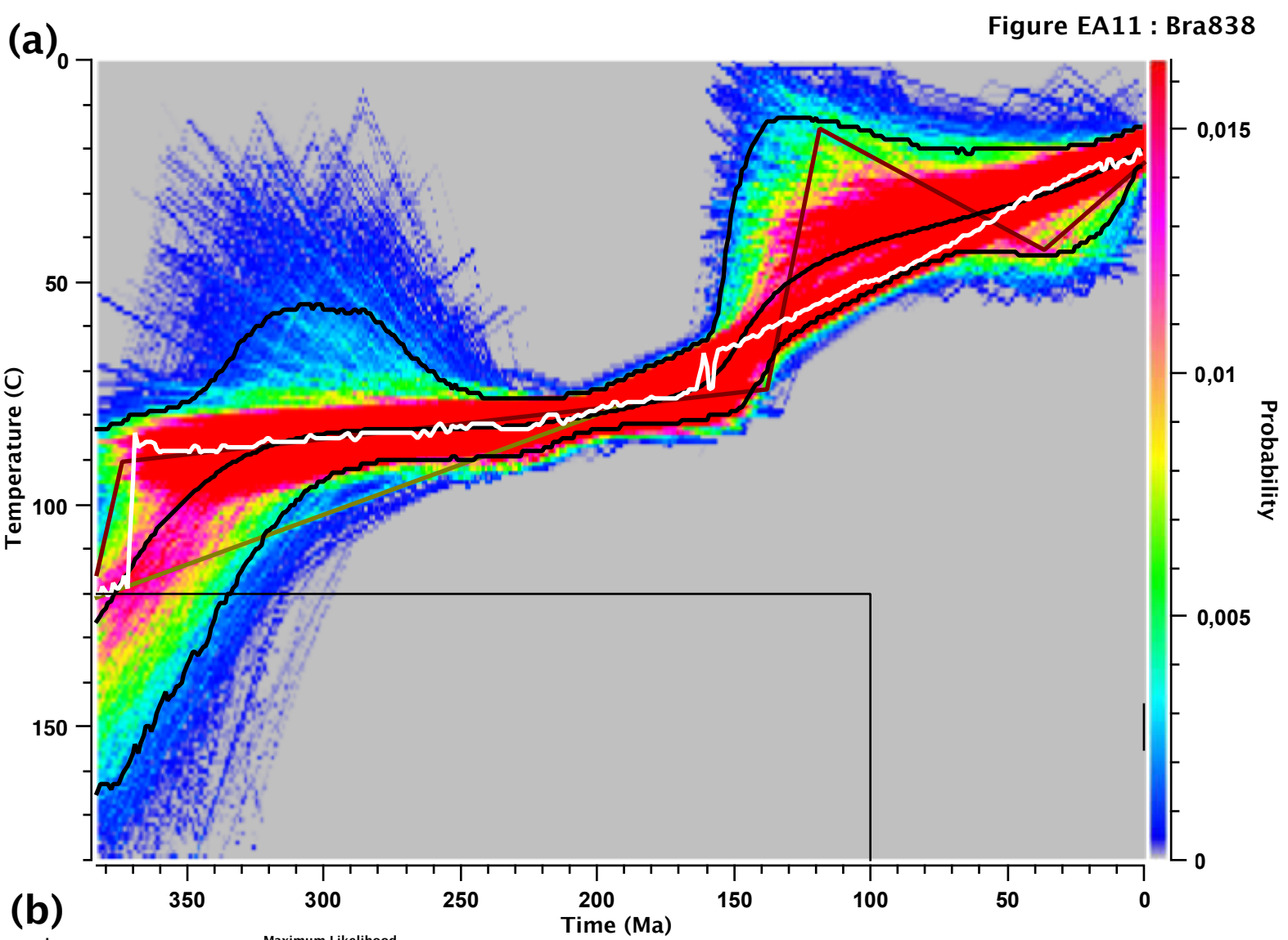


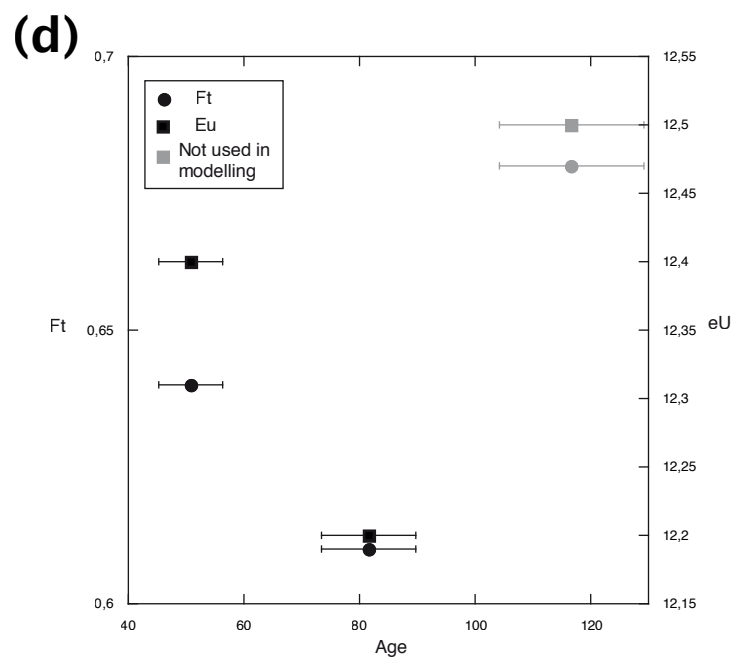
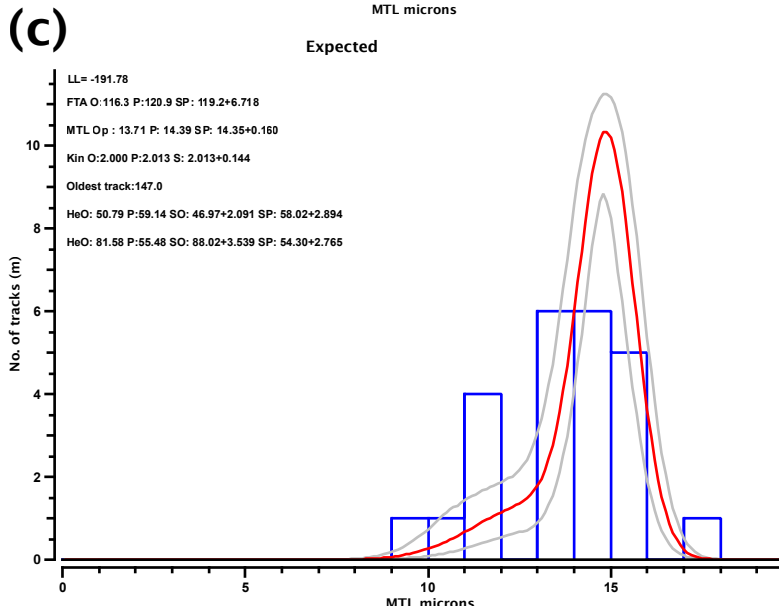
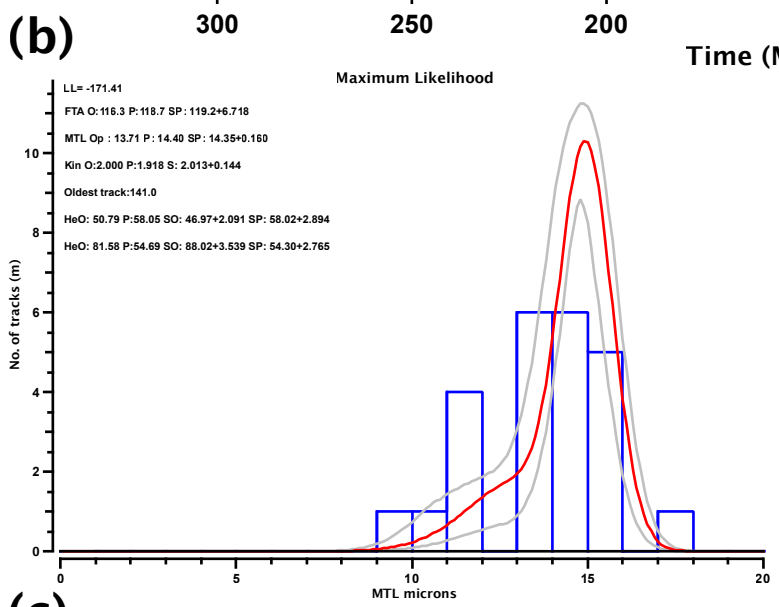
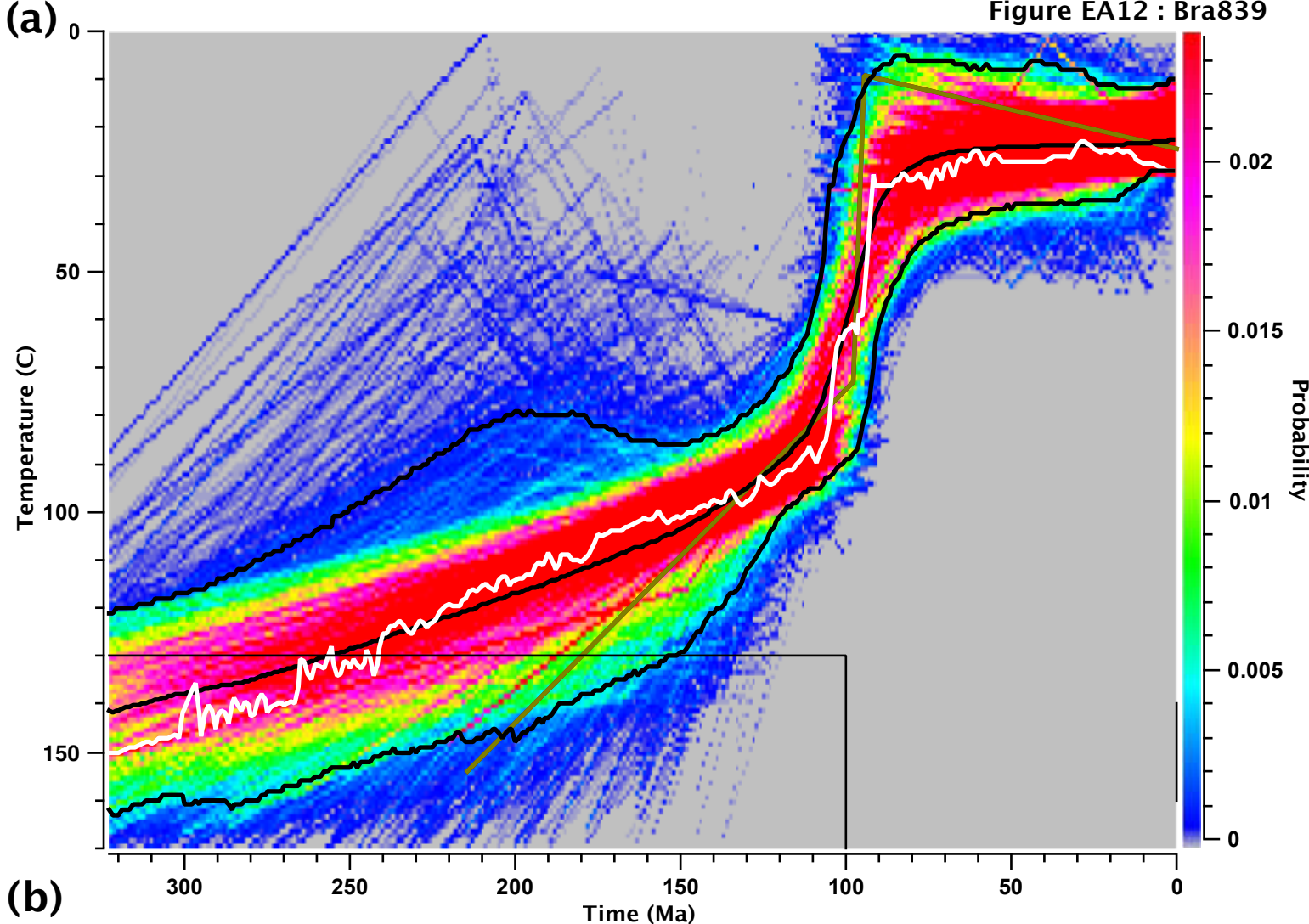


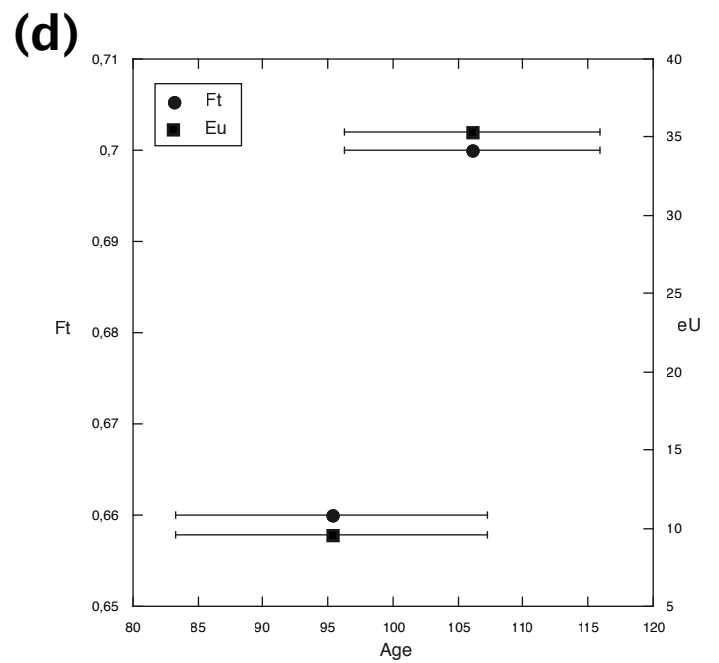
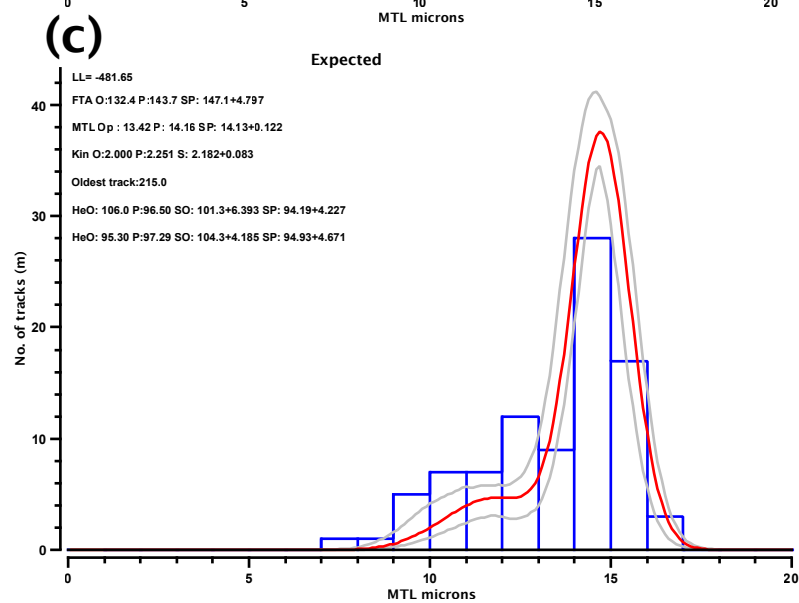
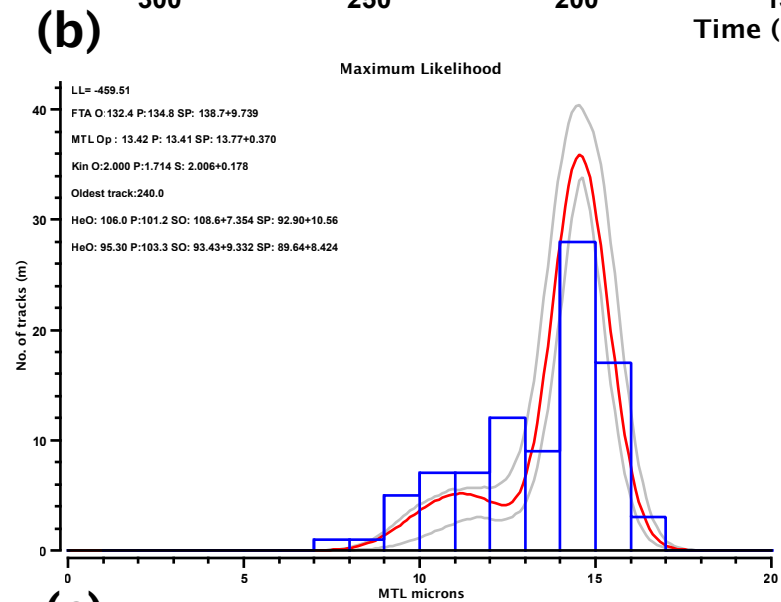
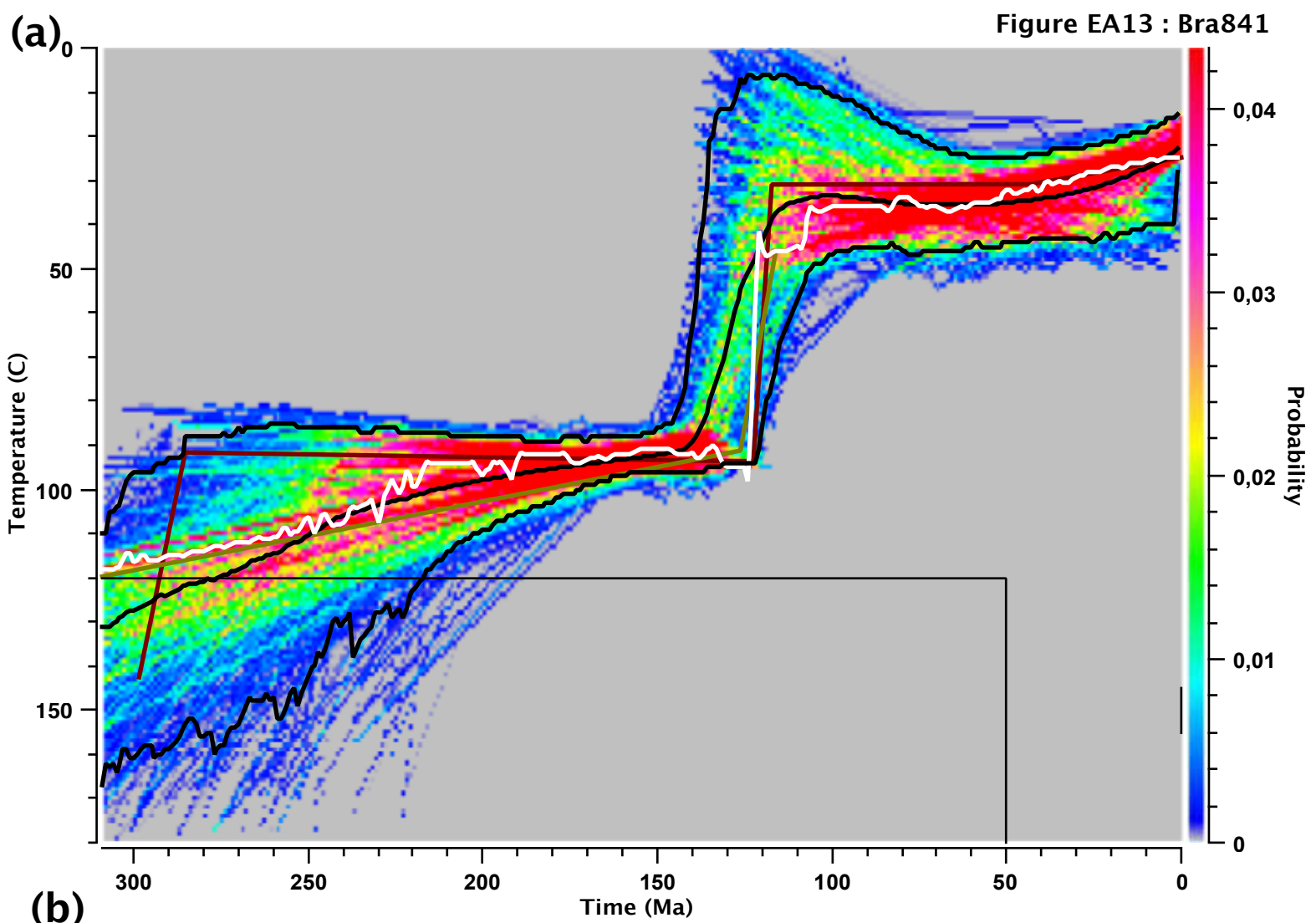


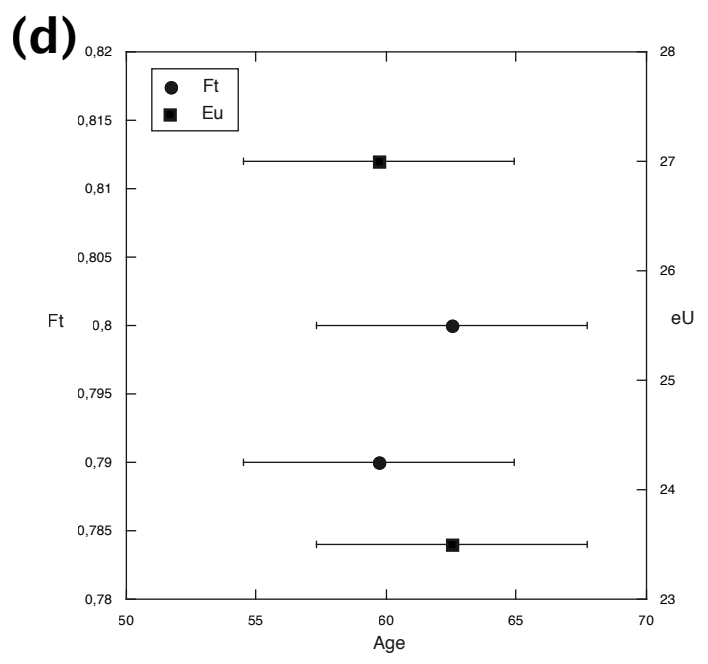
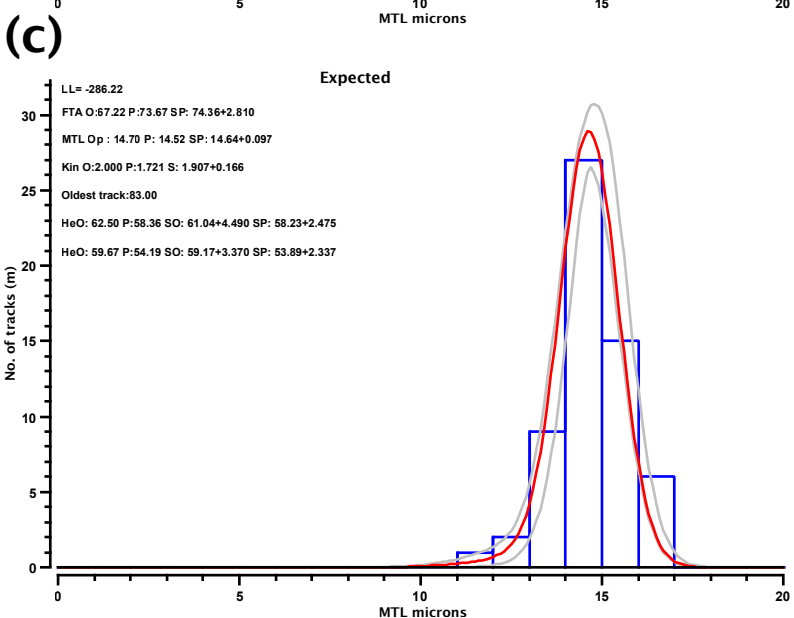
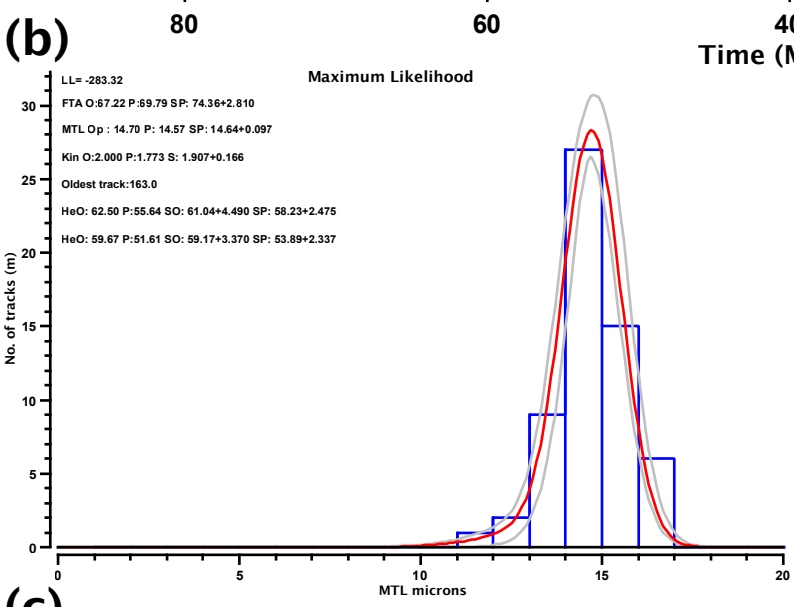
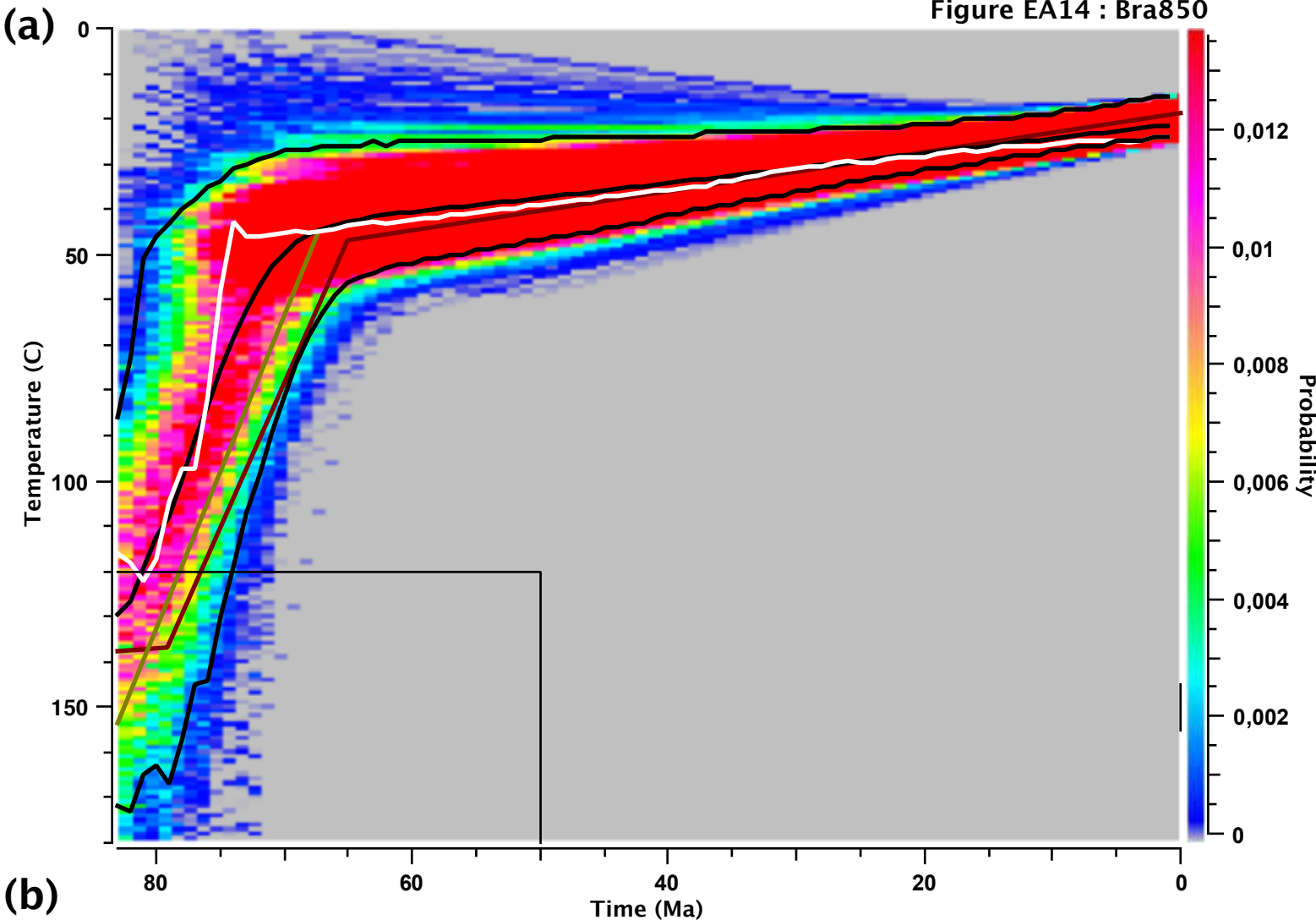


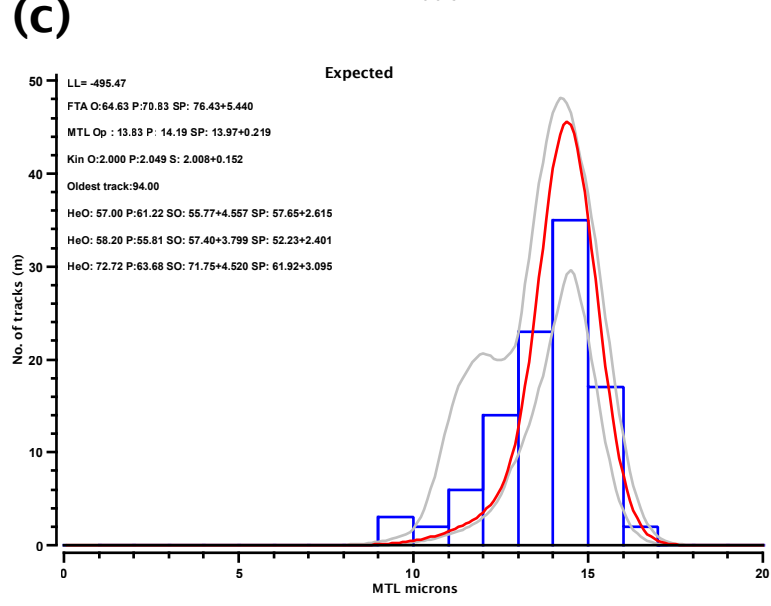
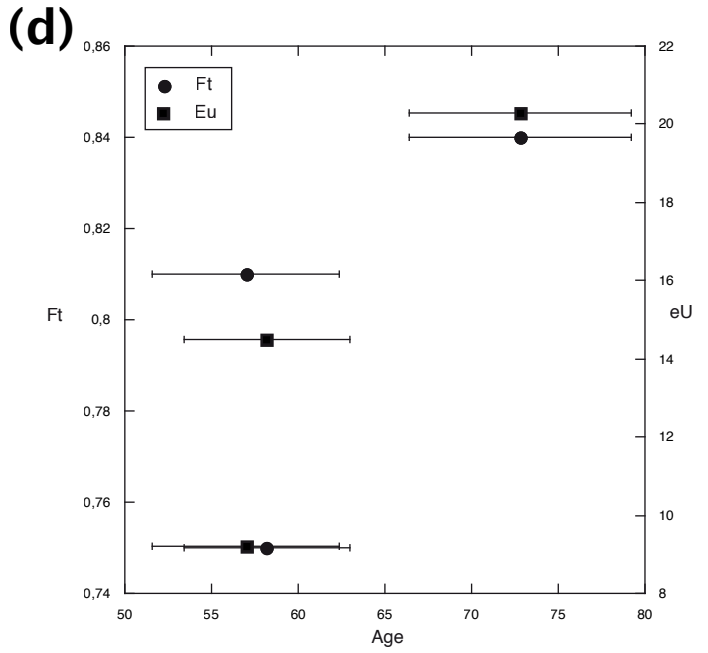
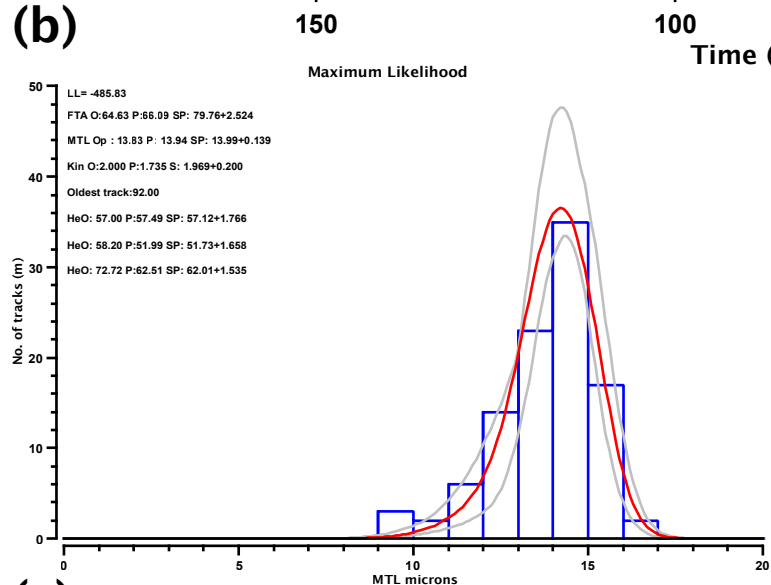
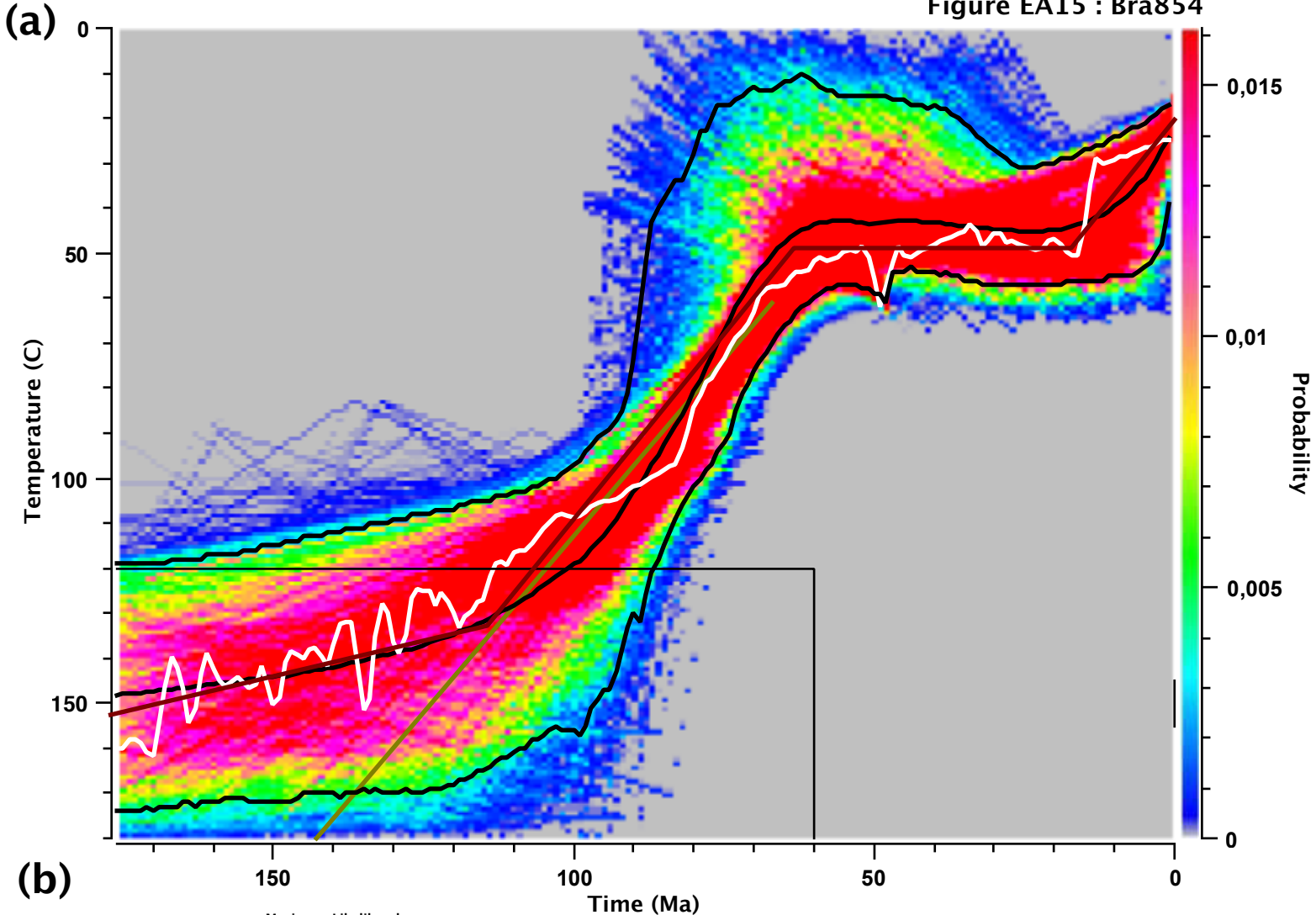


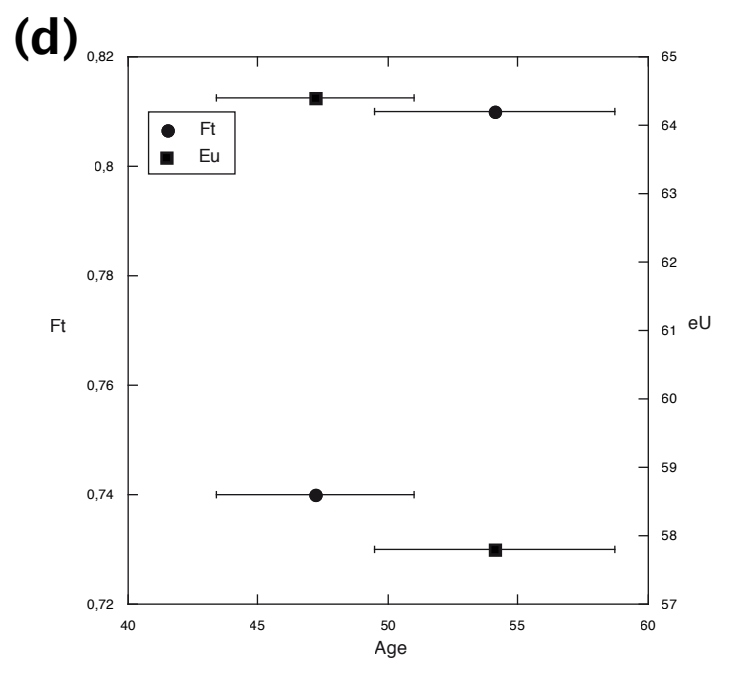
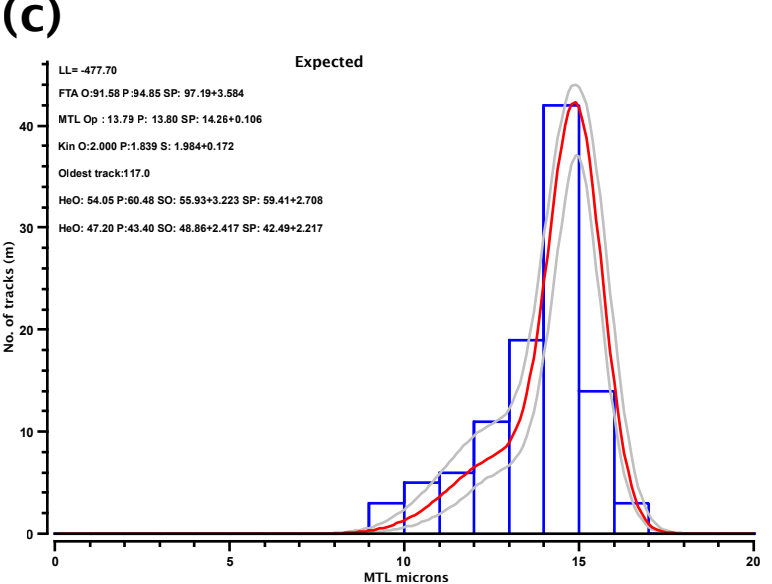
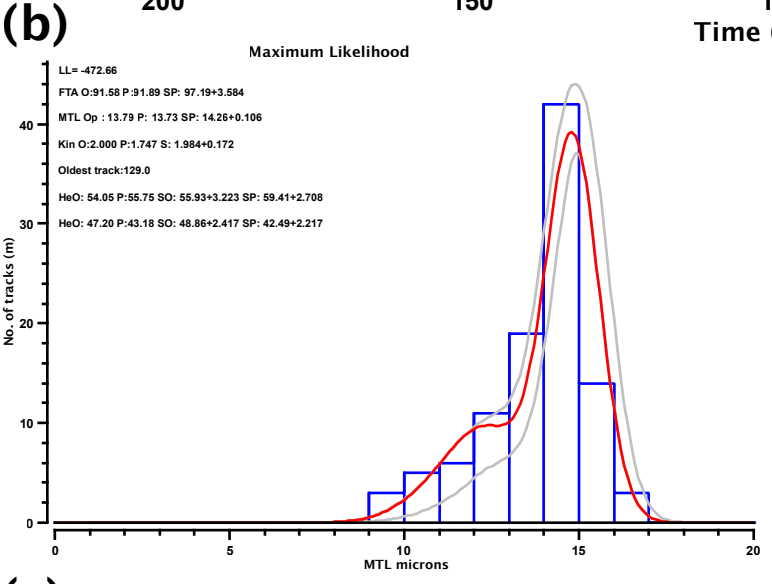
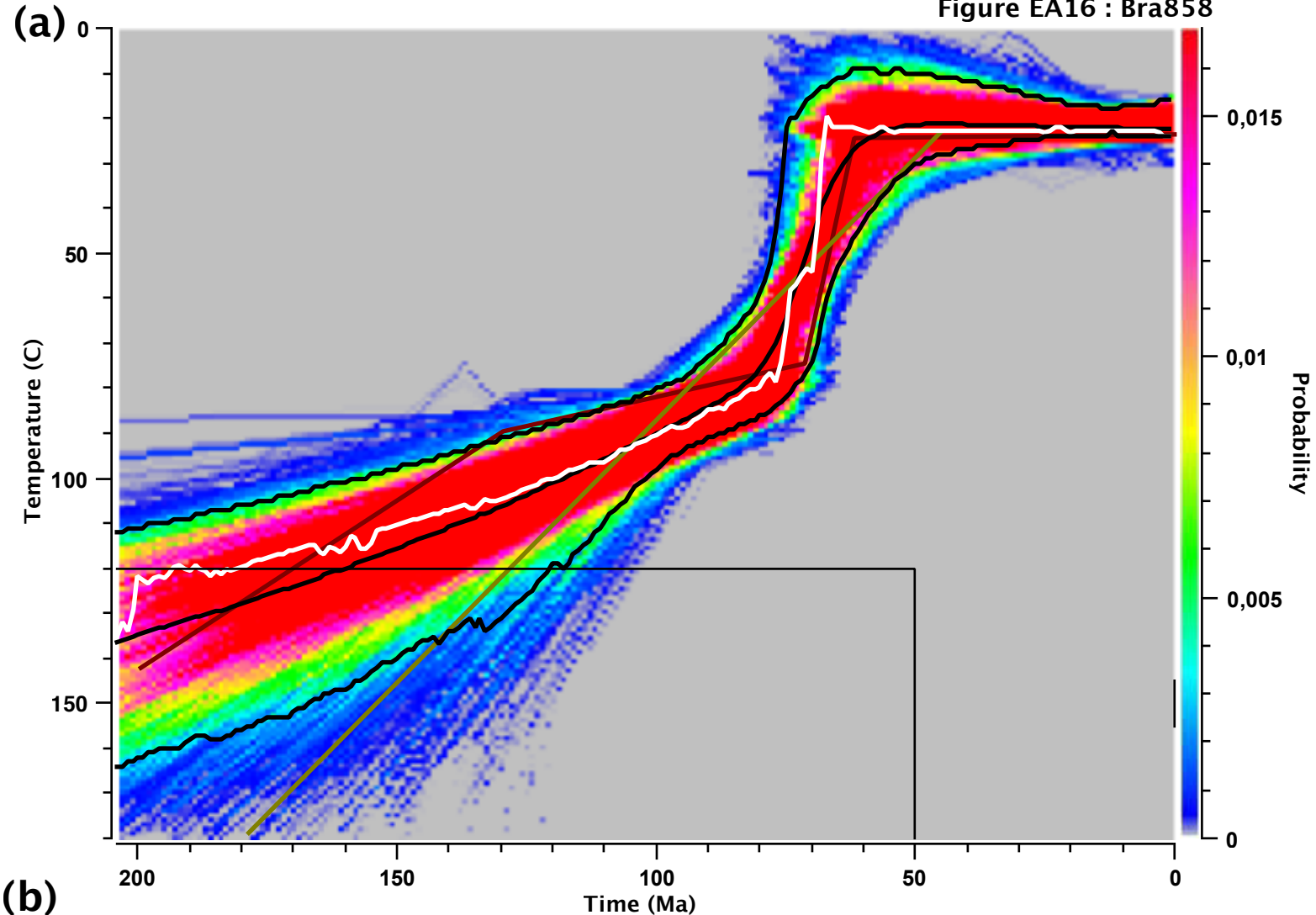


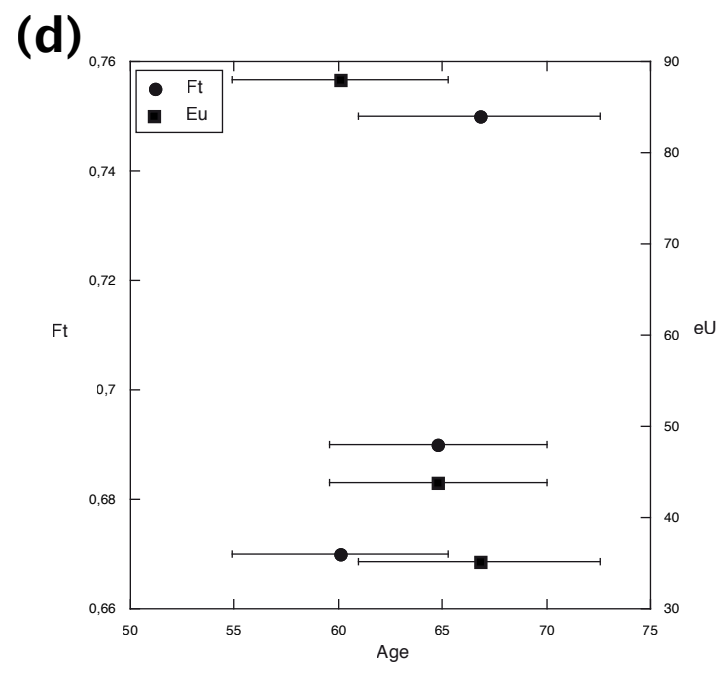
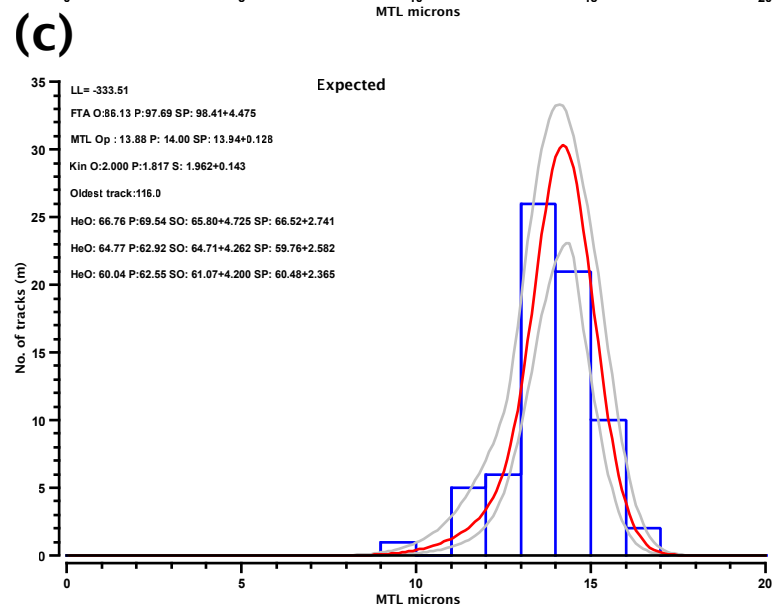
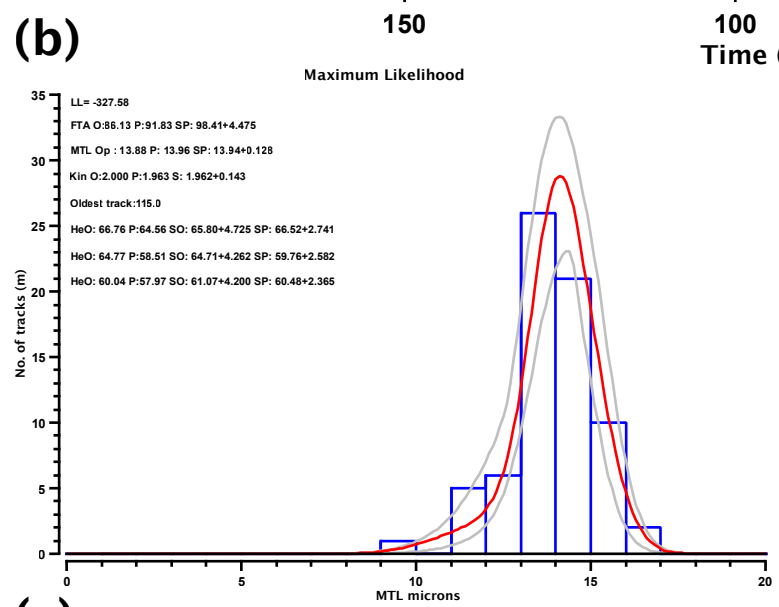
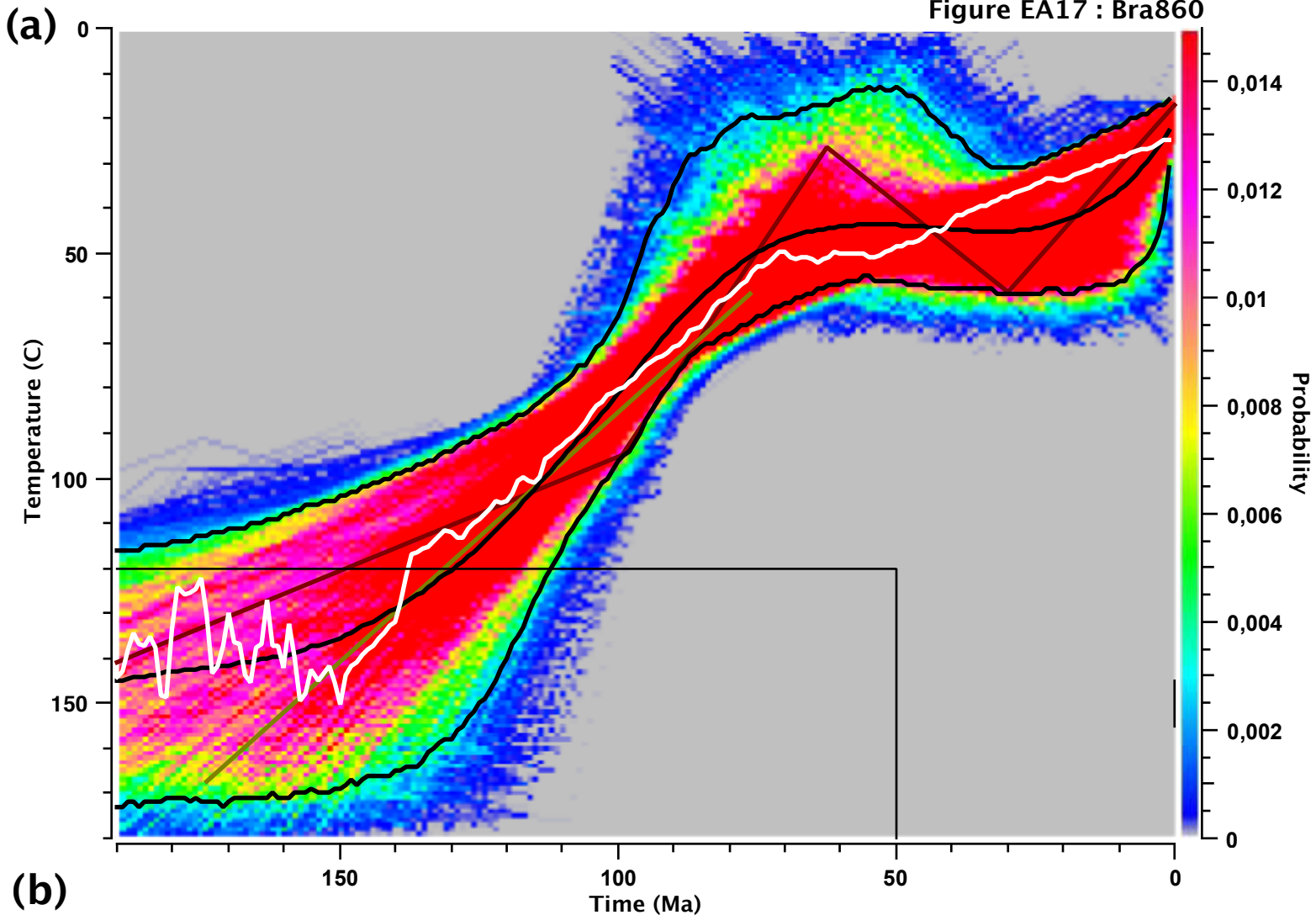


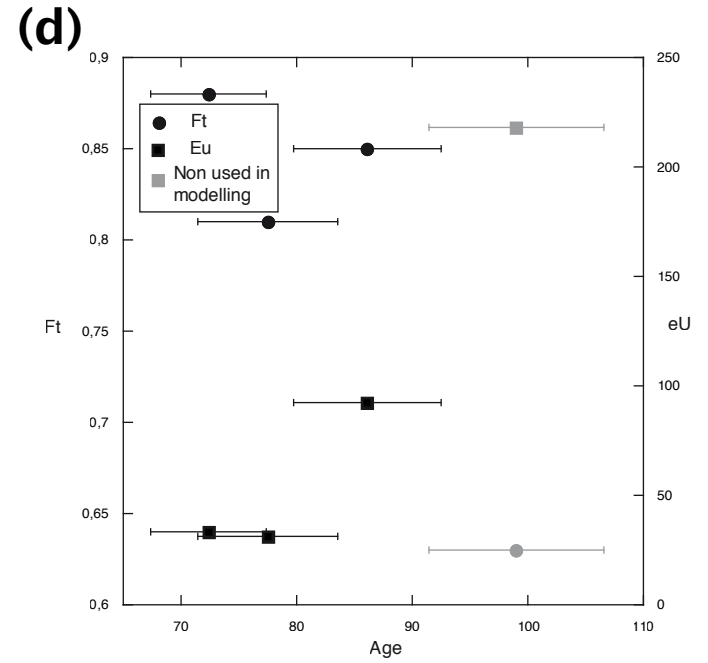
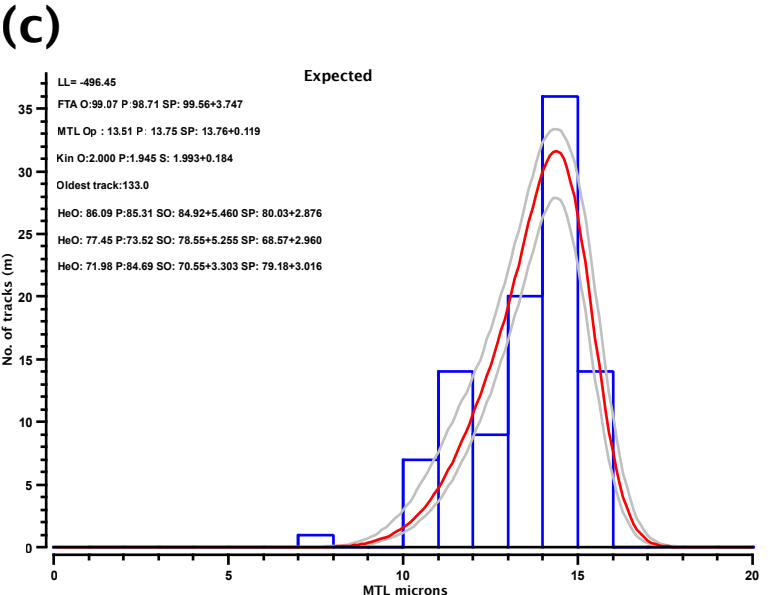
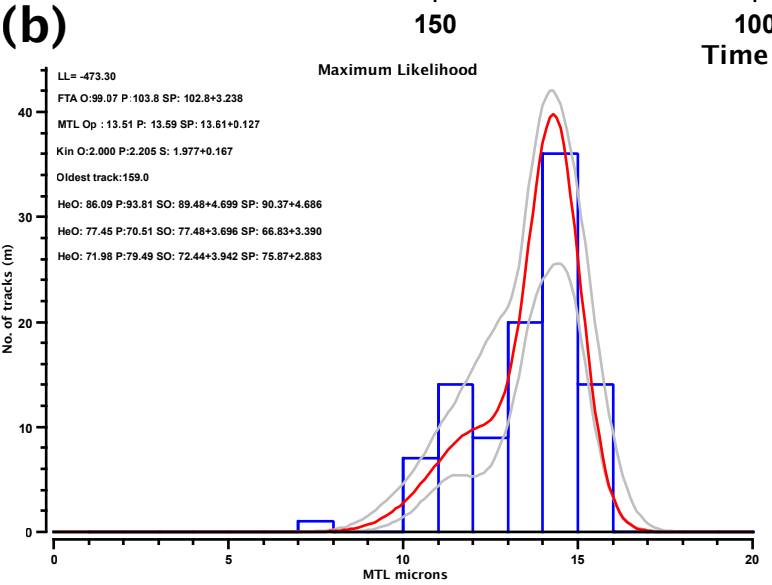
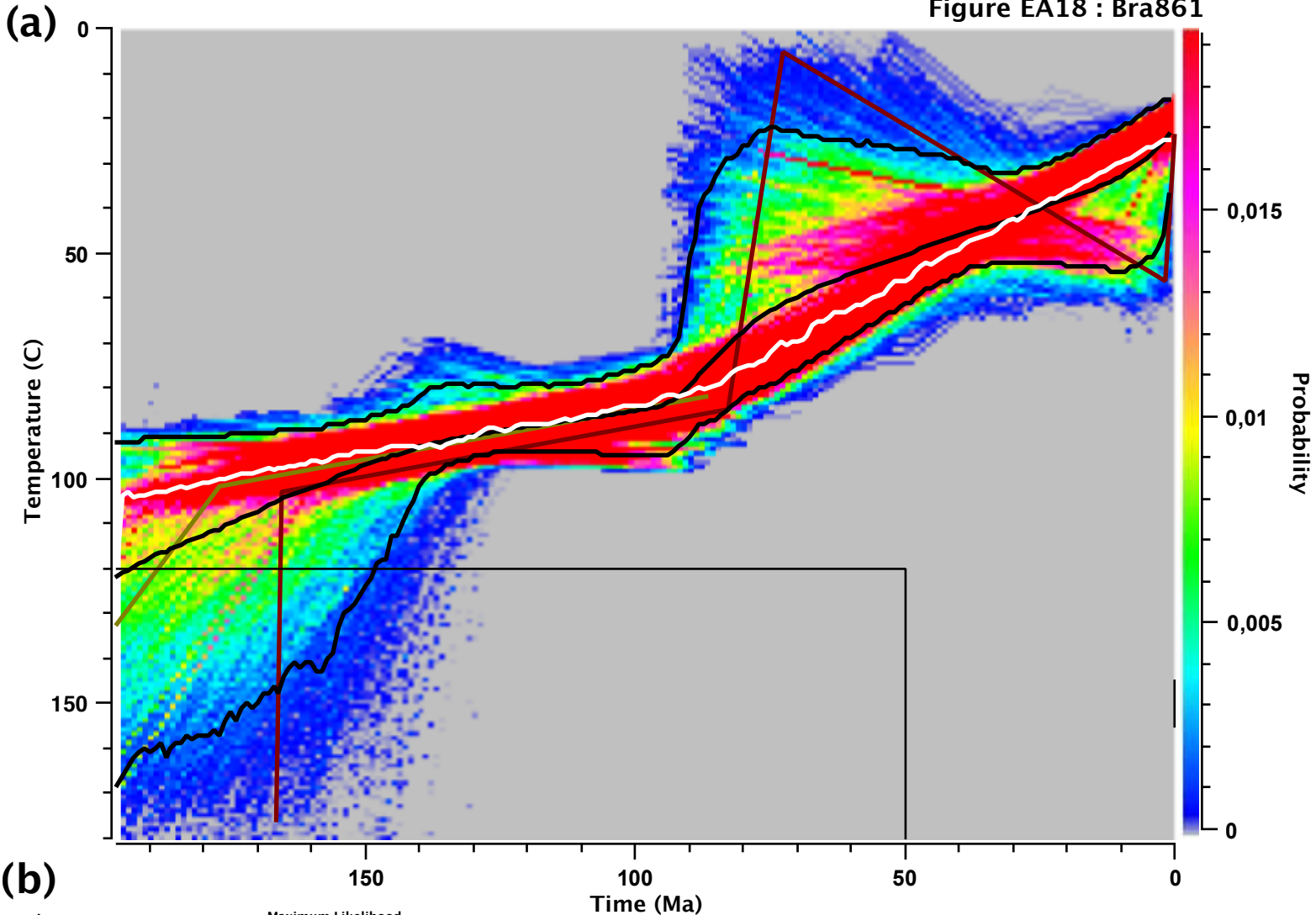












ANNEXE D

RÉSULTATS DE LA MODÉLISATION

INVERSE DES ÉCHANTILLONS DU

CHAPITRE II.2

Introduction

Cette annexe sera soumise comme *supplementary materials* à l'article constituant le chapitre II.2, et présente les résultats de modélisation inverse des échantillons utilisés dans cet article.

Figure captions (including comments on the data selection and model results for each sample)

Figure EA1: (a) Model results for sample Br1. The black lines show the expected model with 95% credible interval. The colours show the probability distribution of the thermal history determined at 1 m.y. time intervals. The dark red and dark green lines show the maximum likelihood and the maximum posterior thermal history models, respectively. The white line is the maximum mode thermal history, that which passes through the maximum of the probability distribution at 1 m.y. time intervals (the colour contours described above).

(b) Model predictions for the maximum likelihood model.

(c) Model predictions for the expected model.

For both (b) and (c) LL = log likelihood, FTA = fission track age, MTL = Mean Track Length (note the track length data/predictions are c-axis projected lengths), He = (U-Th)/He age, O = observed, P= predicted, SO = sampled observed values, SP = sampled predicted values.

The range in the sampled observed values represent either where we sampled the observed data (the He age) or the input parameter value (the AFT kinetic parameter), as discussed in the text. The sampled predicted values represent the range in values predicted for all the MCMC generated thermal history models.

(d) Graph of (U-Th)/He age vs grain size and eU.

Figure EA2: (a), (b), (c) and (d) as EA1 for sample Br5.

Figure EA3: (a), (b), (c) and (d) as EA1 for sample Br8. The effect of eU and size cannot explain the anomalously old age of aliquot 1.

Figure EA4: (a), (b), (c) and (d) as EA1 for sample Br9. Cannot predict adequately the old age of aliquot 1.

Figure EA5: (a), (b), (c) and (d) as EA1 for sample Br10.

Figure EA6: (a), (b), (c) and (d) as EA1 for sample Br11. The effect of eU and size cannot explain the anomalously old age of aliquot 3.

Figure EA7: (a), (b), (c) and (d) as EA1 for sample Br12. Tests with aliquot 1 cannot give good prediction for AFT. Tests with aliquot 2 give similar results but the magnitude and timing of cooling are more consistent with nearby samples and AFT predictions are better with aliquot 4.

Figure EA8: (a), (b), (c) and (d) as EA1 for sample Br13. The effect of eU and size cannot explain the anomalously old age of Aliquot 4, nor aliquot 2. Tests with aliquot 3 cannot give good predictions for AFT.

Figure EA9: (a), (b), (c) and (d) as EA1 for sample Br15. The effect of eU and size cannot explain the anomalously old age of aliquot 1 and 4.

Figure EA10: (a), (b), (c) and (d) as EA1 for sample Br17. Runs with the 3 aliquots give very similar results but the predictions for aliquot 1 are quite poor (the predicted age is too old).

Figure EA11: (a), (b), (c) and (d) as EA1 for sample Br18. The effect of eU and size cannot explain the anomalously old age of aliquot 1.

Figure EA12: (a), (b), (c) and (d) as EA1 for sample Br21. The effect of eU and size cannot explain the anomalously old age of aliquot 3.

Figure EA13: (a), (b), (c) and (d) as EA1 for sample Br22. Aliquot 4 tested with the others leads to anomalously young predictions and tested alone cannot predict AFT data adequately. The effect of eU and size cannot explain the anomalously old age of aliquot 4.

Figure EA14: (a), (b), (c) and (d) as EA1 for sample Br23. The effect of eU and size cannot explain the anomalously old age of aliquot 1 and 3.

Figure EA15: (a), (b), (c) and (d) as EA1 for sample Br24. Aliquot 4 tested with the others leads to anomalously young predictions and tested alone cannot predict AFT data adequately. This configuration and the configuration without aliquot 4 give similar results with an acceleration of cooling 20 Ma younger and therefore only Neogene if we keep aliquot 4. The effect of eU and size cannot explain the anomalously old age of aliquot 2.

Figure EA16: (a), (b), (c) and (d) as EA1 for sample Br25. Aliquot 1 is predicted poorly but this does not affect the prediction of the other data and the thermal history is the same without it.

Figure EA17: (a), (b), (c) and (d) as EA1 for sample Br27 The prediction is poor for aliquot 3 while the 4 others are consistent.

Figure EA18: (a), (b), (c) and (d) as EA1 for sample Br28.

Figure EA19: (a), (b), (c) and (d) as EA1 for sample Br29. Runs with aliquots 2 and 3 cannot predict AFT neither AHe while when we only used the aliquots 1, 3 and 4 the predictions are good. Moreover these 3 aliquots have ages consistent with the nearby sample Br27.

Figure EA20: (a), (b), (c) and (d) as EA1 for sample Br31. The effect of eU and size cannot explain the anomalously old age of aliquots 2 and 4. On tests with the different combination of aliquots 1, 3 and 5, the better predictions are obtained by using aliquot 5 alone. Some of the other combinations give similar results of the chosen one, but with worse predictions. Moreover aliquot 5 has similar age than nearby samples Br28 and Br32.

Figure EA21: (a), (b), (c) and (d) as EA1 for sample Br32. Aliquots 1,4 and 5 are consistent but not with aliquot 3. Using with the others it tends to make younger predicted AHe ages than they are but with better AFT predictions. The thermal history predicted is very similar with a cooling 10 Ma younger. Alone, aliquot 3 gives good prediction and a thermal history that show protracted cooling during the Tertiary. However we favour the thermal history obtained from 3 aliquots together.

Figure EA22: (a), (b), (c) and (d) as EA1 for sample Br33.

Figure EA23: (a), (b), (c) and (d) as EA1 for sample Br34. Tests with only aliquots 3 and 5 that are consistent give worse prediction for AFT and for AHe an the thermal history is very similar to the presented one. Tests with aliquots 2 and 4 give also worse predictions. In this case thermal history shows a more continuous cooling with a small acceleration of cooling rate during the Late Cretaceous and Neogene. Finally, tests with only aliquot 1 give poor predictions and a thermal history with an acceleration of cooling rate only during Neogene. Therefore we keep all the aliquots even if predictions for aliquots 1, 3 and 5 are relatively poor.

Figure EA24: (a), (b), (c) and (d) as EA1 for sample Br35. The effect of eU and size cannot explain the anomalously old age of aliquot 1. On all tested configurations, the one with aliquots 2 and 3 is the only to give acceptable predictions. Otherwise the thermal histories always show a Neogene cooling.

Figure EA25: (a), (b), (c) and (d) as EA1 for sample Br38. Other configurations than just aliquots 1, 4 and 5 give poor predictions.

Figure EA26: (a), (b), (c) and (d) as EA1 for sample Br40. We do not achieve good prediction for aliquots 2 and 3 even with rapid cooling.

Figure EA27: (a), (b), (c) and (d) as EA1 for sample Br41 Test with aliquot 4 give similar results but prediction are worse for AFT and AHe.

Figure EA28: (a), (b), (c) and (d) as EA1 for sample Br46 Test with the different combination of aliquots 1, 2 and 5 cannot give good predictions for AFT or AHe.

The following samples do not have AHe data and therefore the temperature history is less well constrained. These samples were not used for the main conclusions.

Figure EA29: (a), (b) and (c) as EA1 for sample Br2. The effect of eU and size cannot explain the anomalously old age of all aliquots.

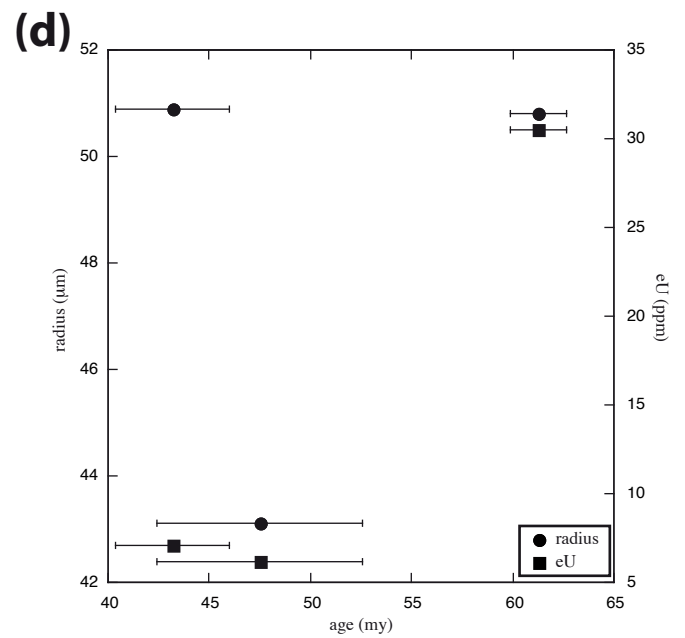
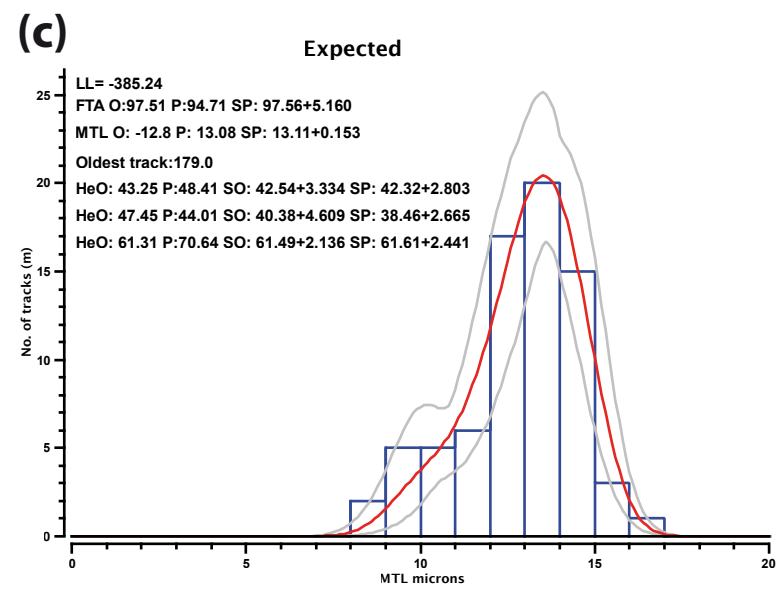
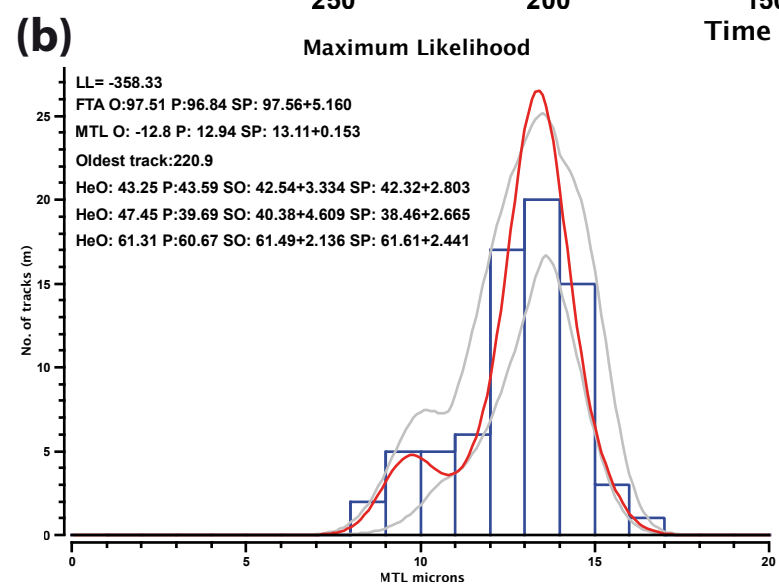
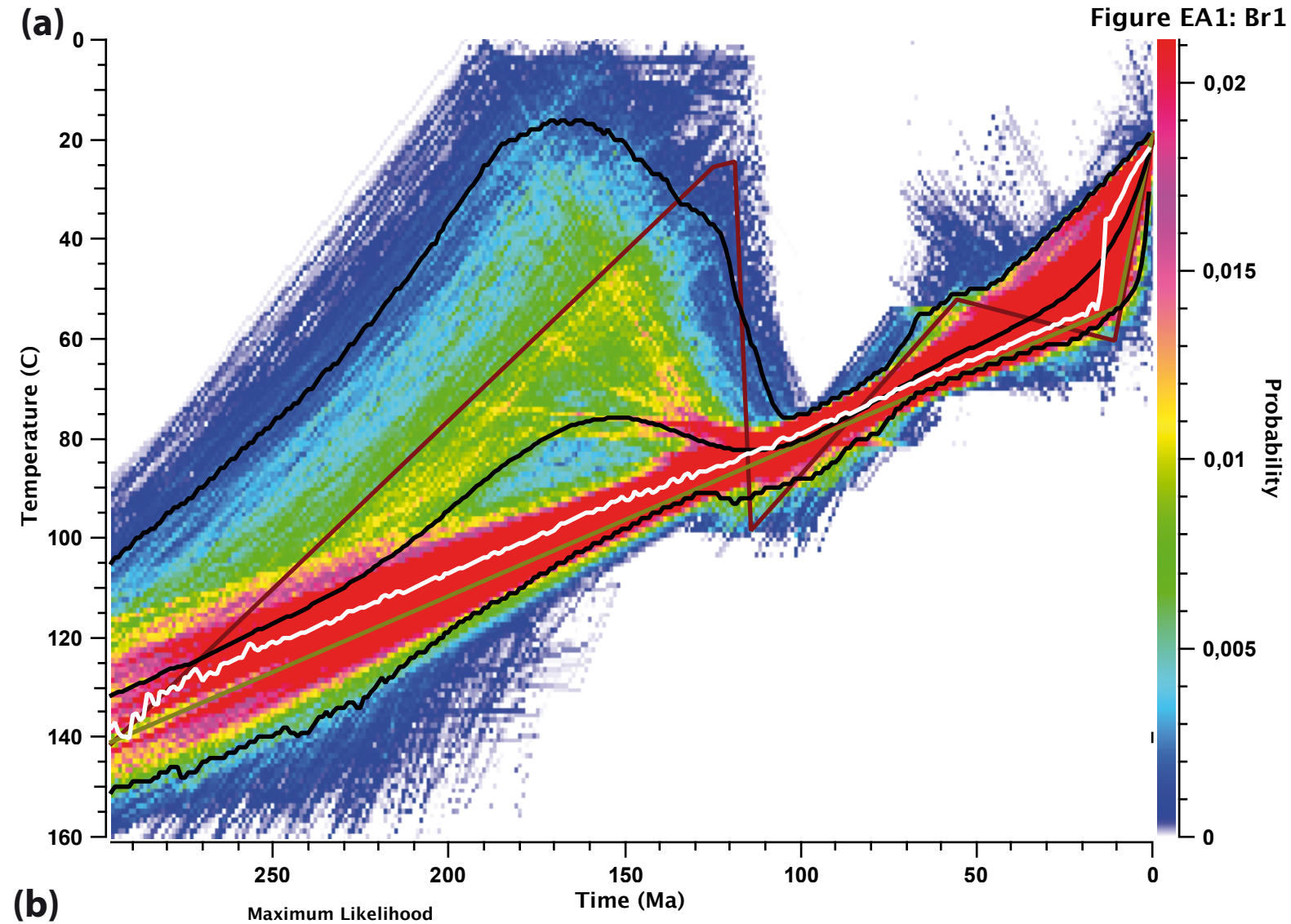
Figure EA30: (a), (b) and (c) as EA1 for sample Br3. The effect of eU and size cannot explain the anomalously old age of all aliquots.

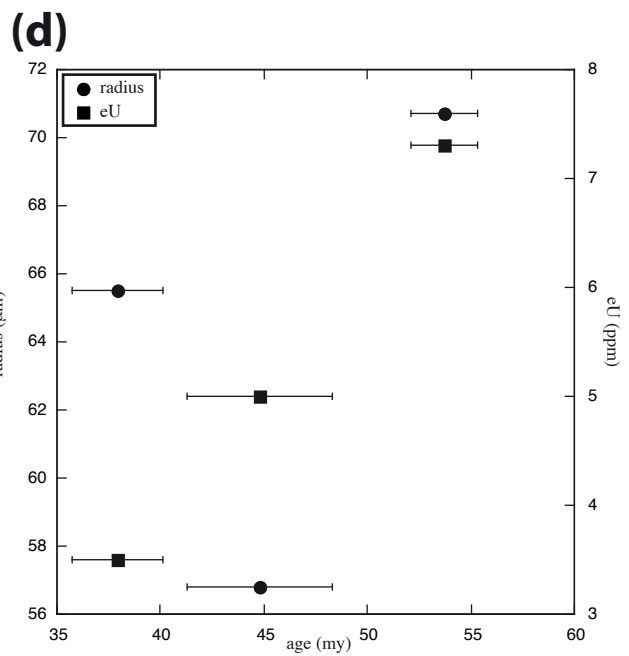
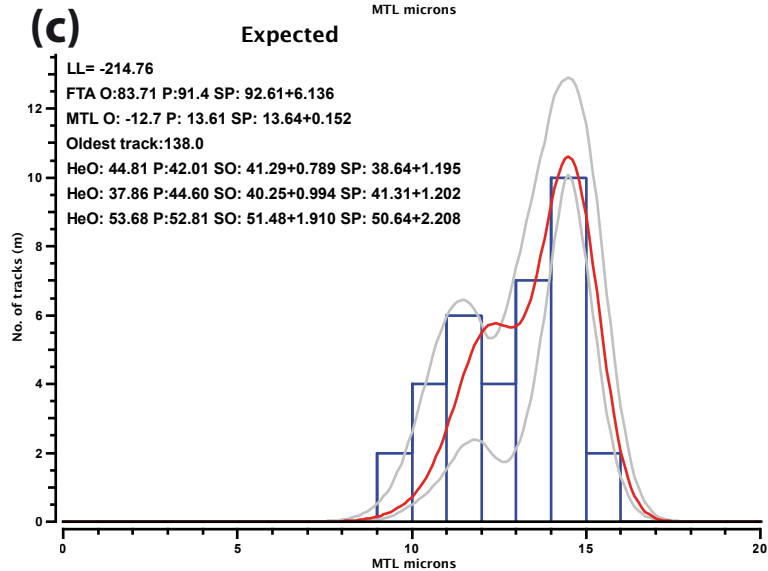
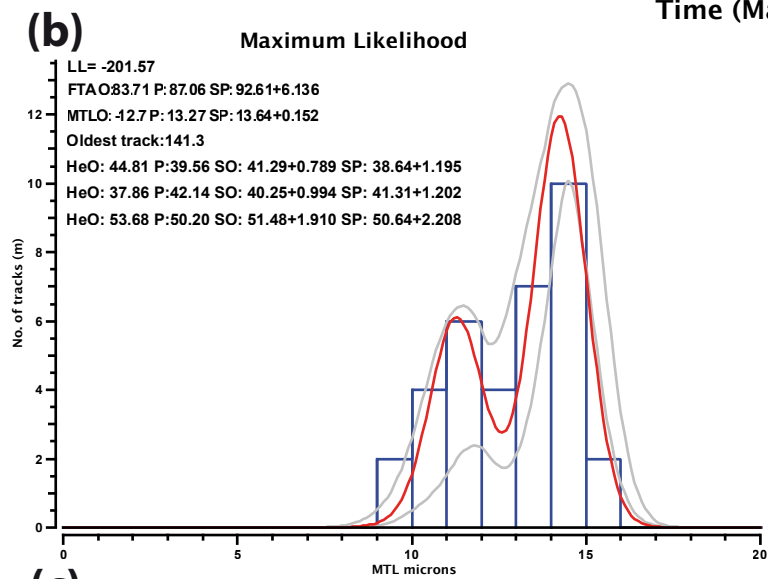
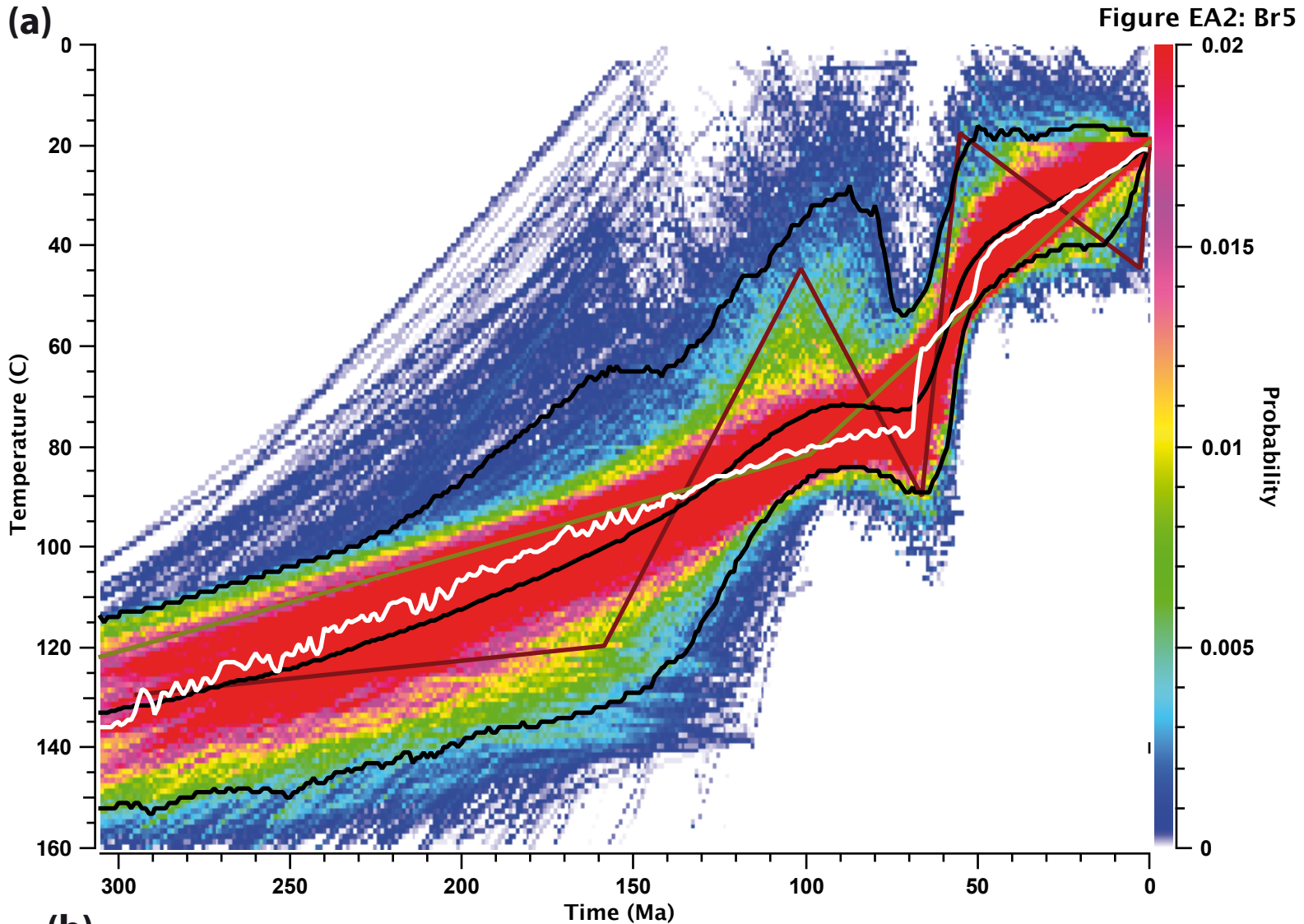
Figure EA31: (a), (b) and (c) as EA1 for sample Br6. The effect of eU and size cannot explain the anomalously old age of all aliquots.

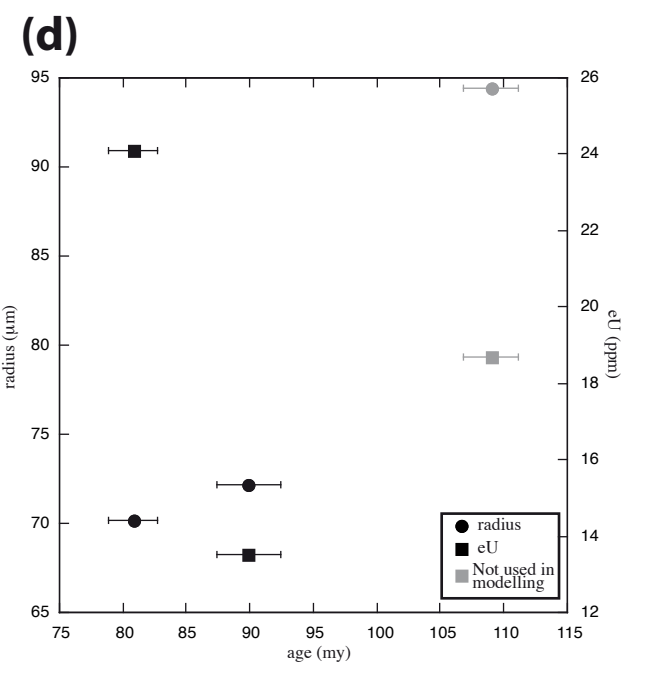
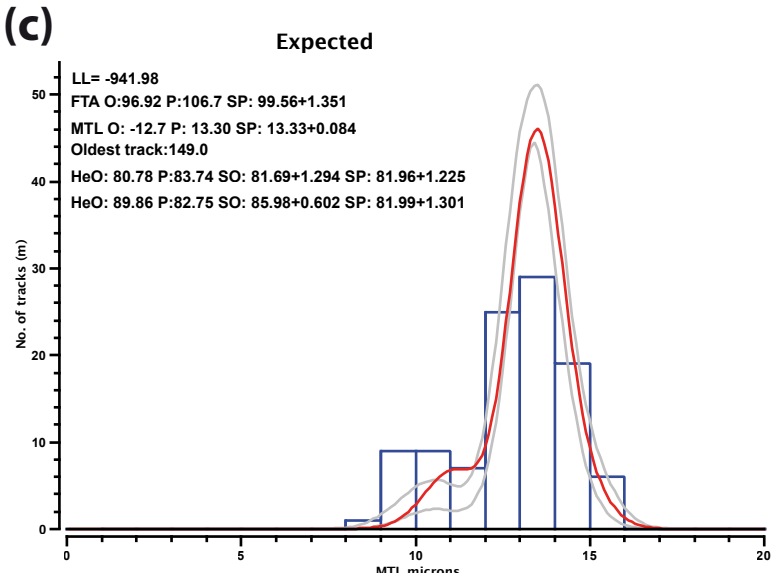
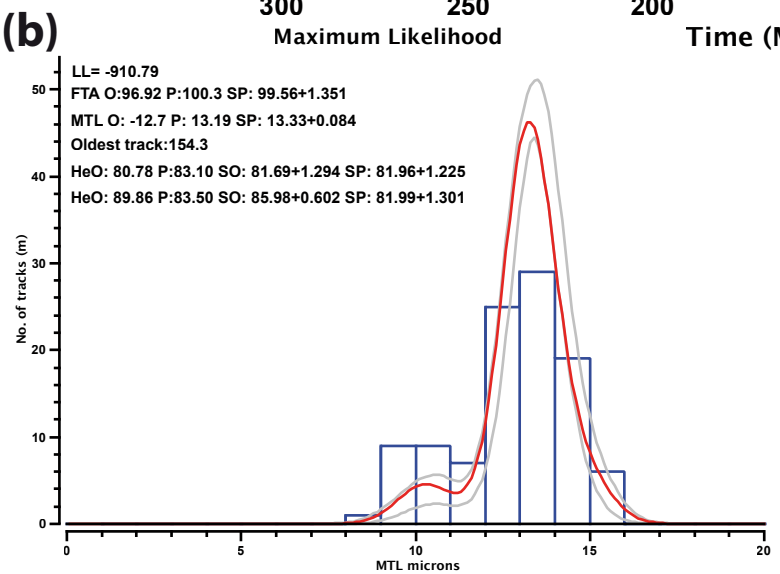
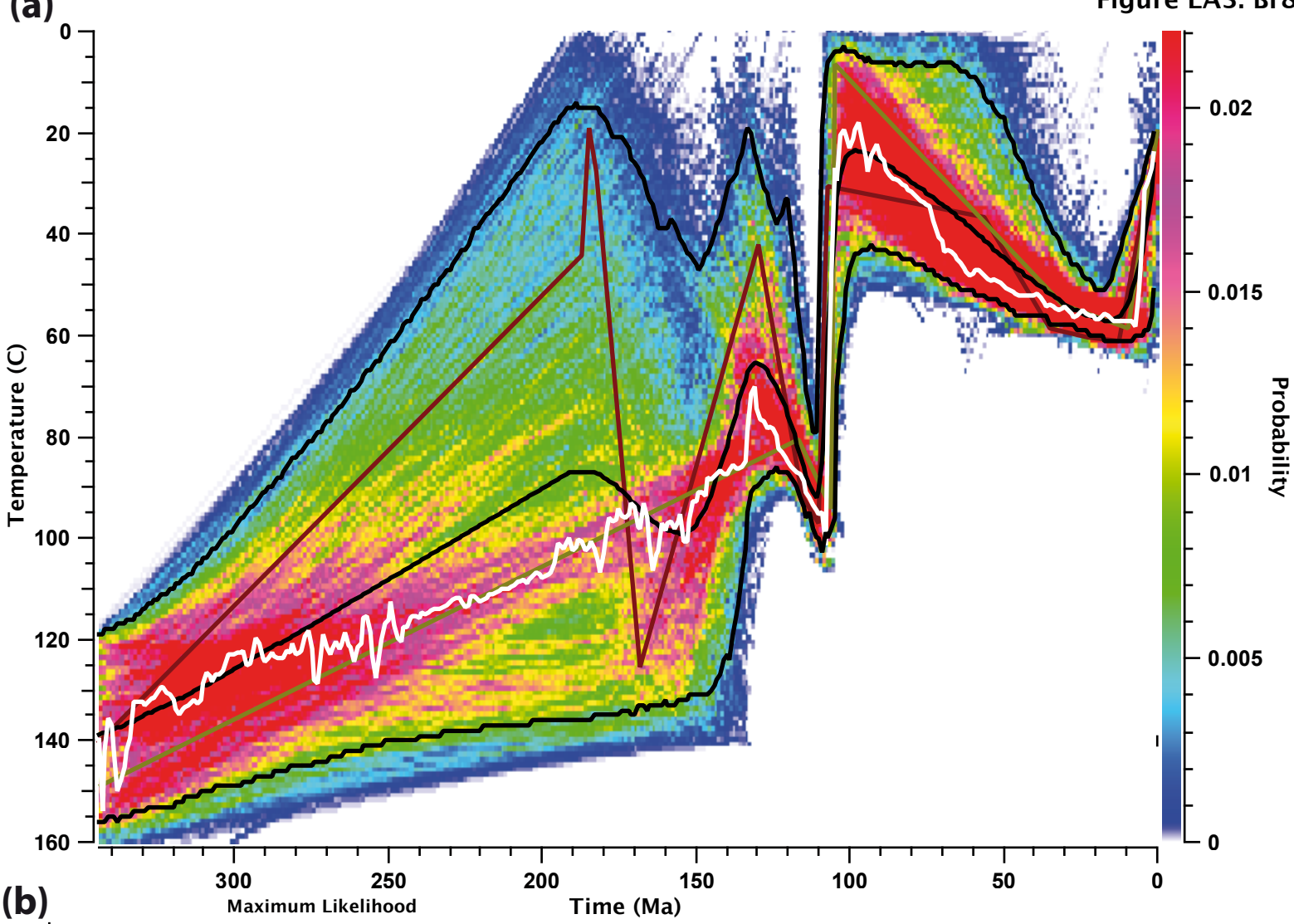
Figure EA32: (a), (b) and (c) as EA1 for sample Br7. The effect of eU and size cannot explain the anomalously old age of all aliquots.

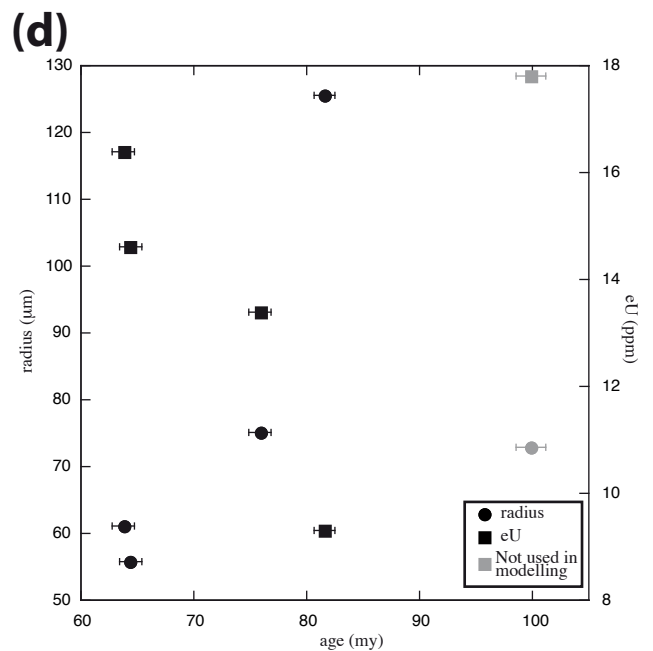
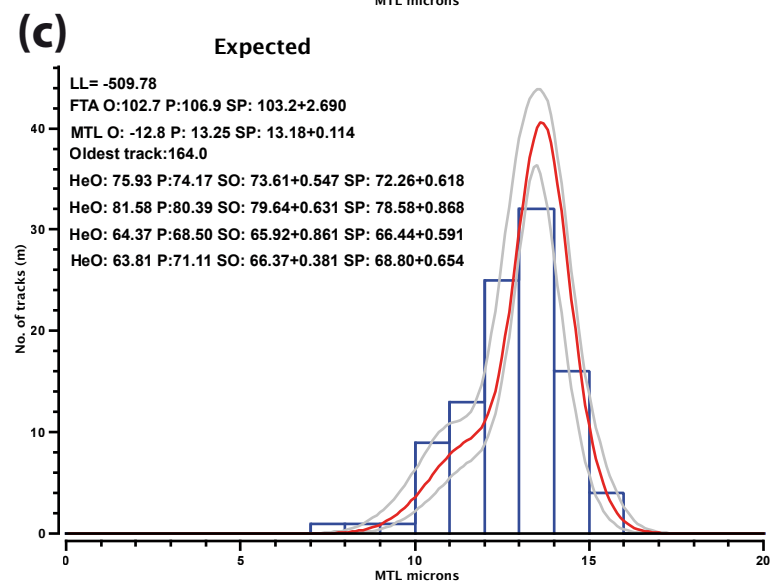
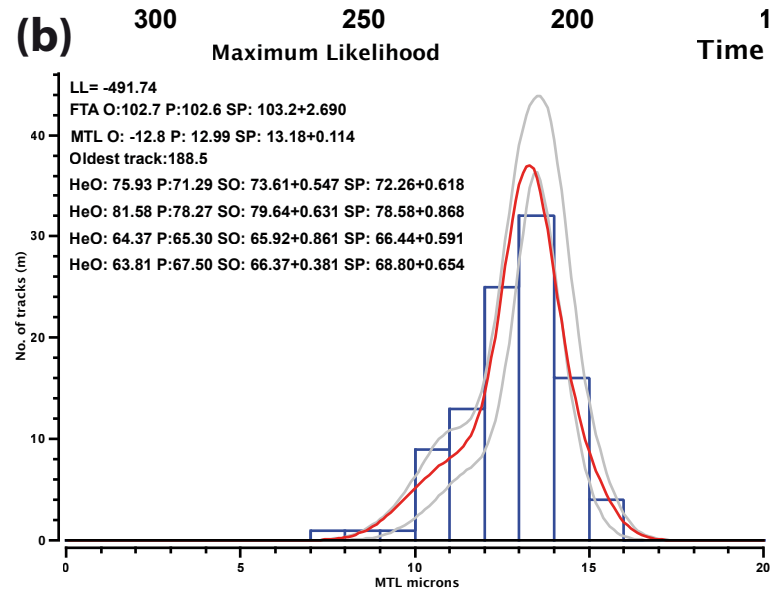
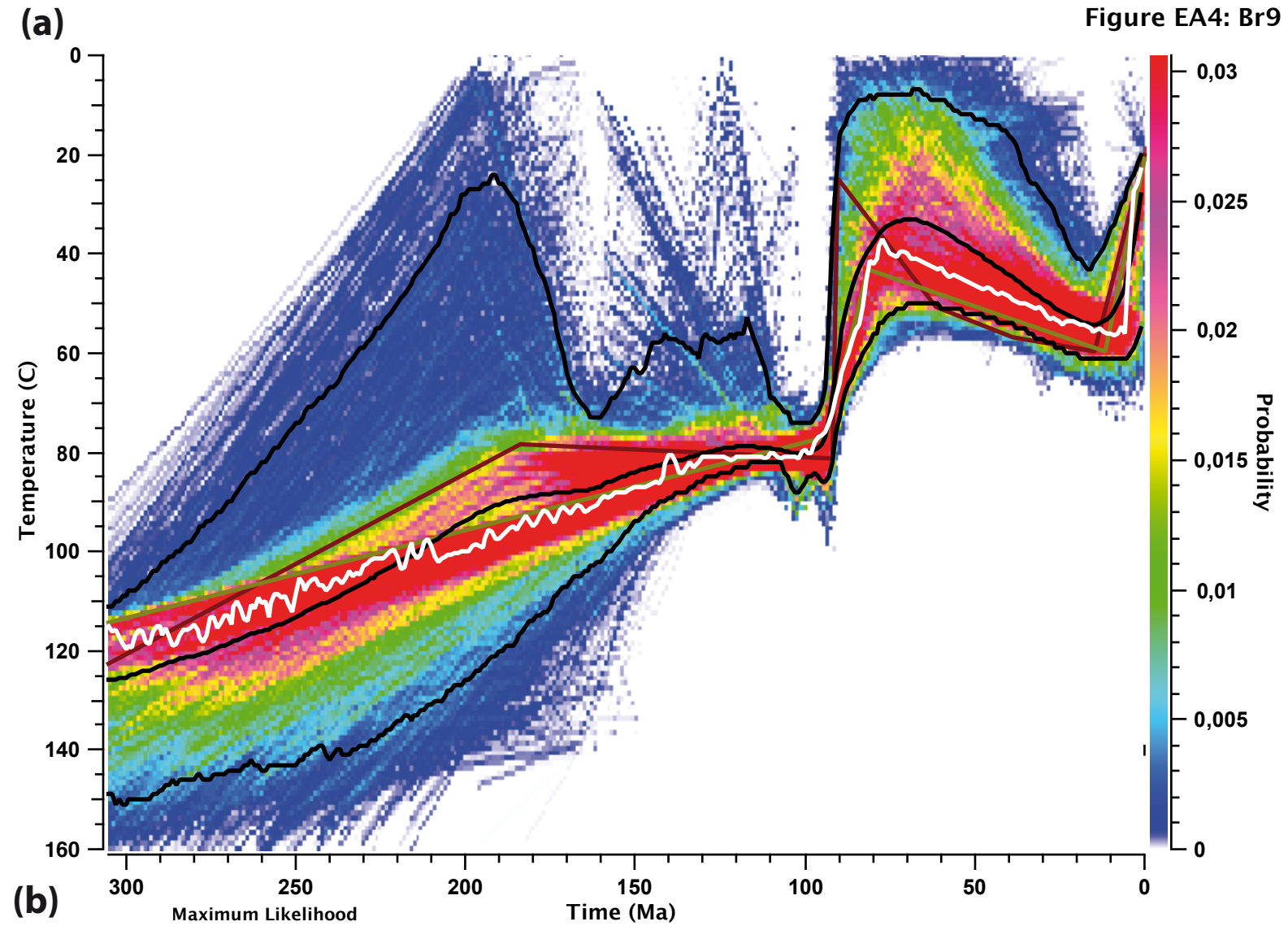
Figure EA33: (a), (b) and (c) as EA1 for sample Br19. The effect of eU and size cannot explain the anomalously old age of all aliquots.

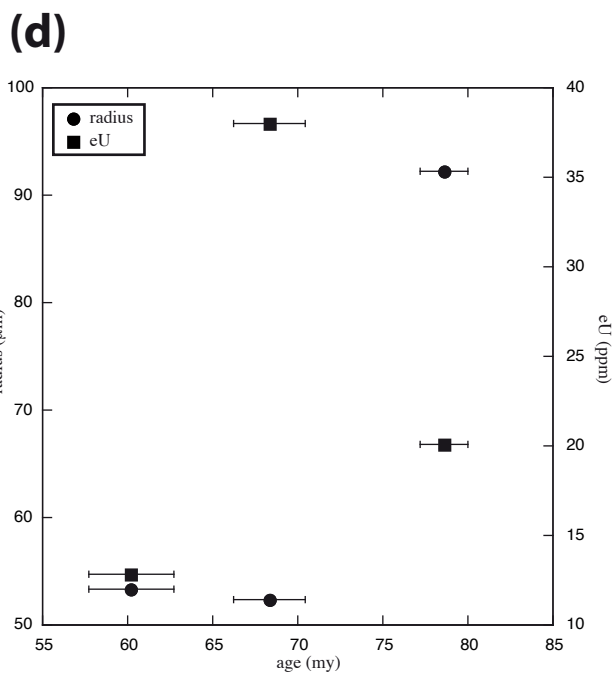
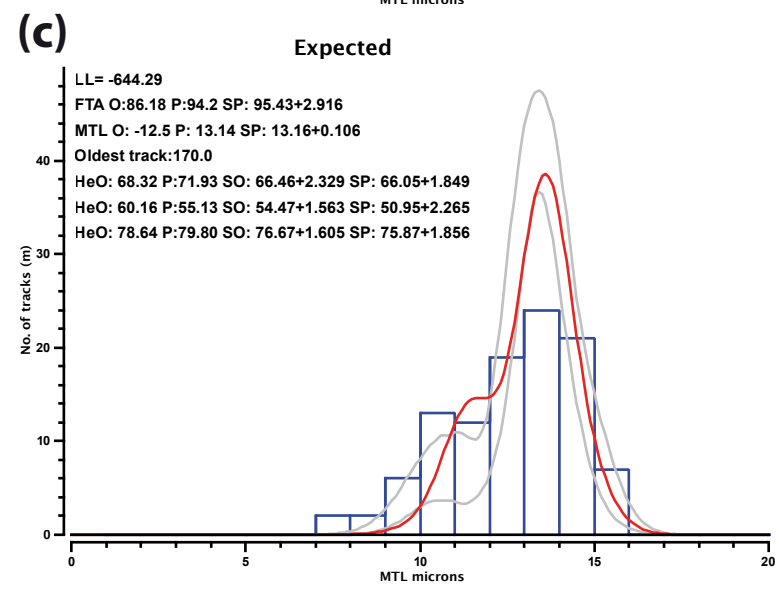
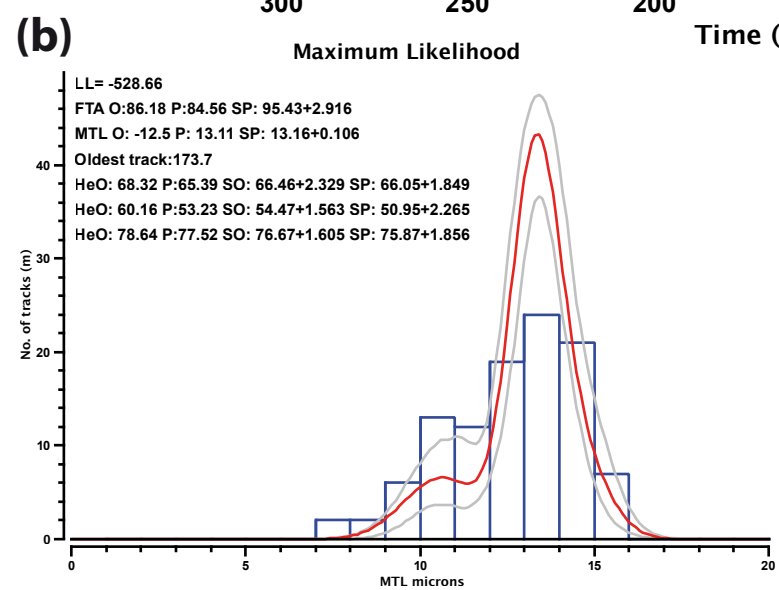
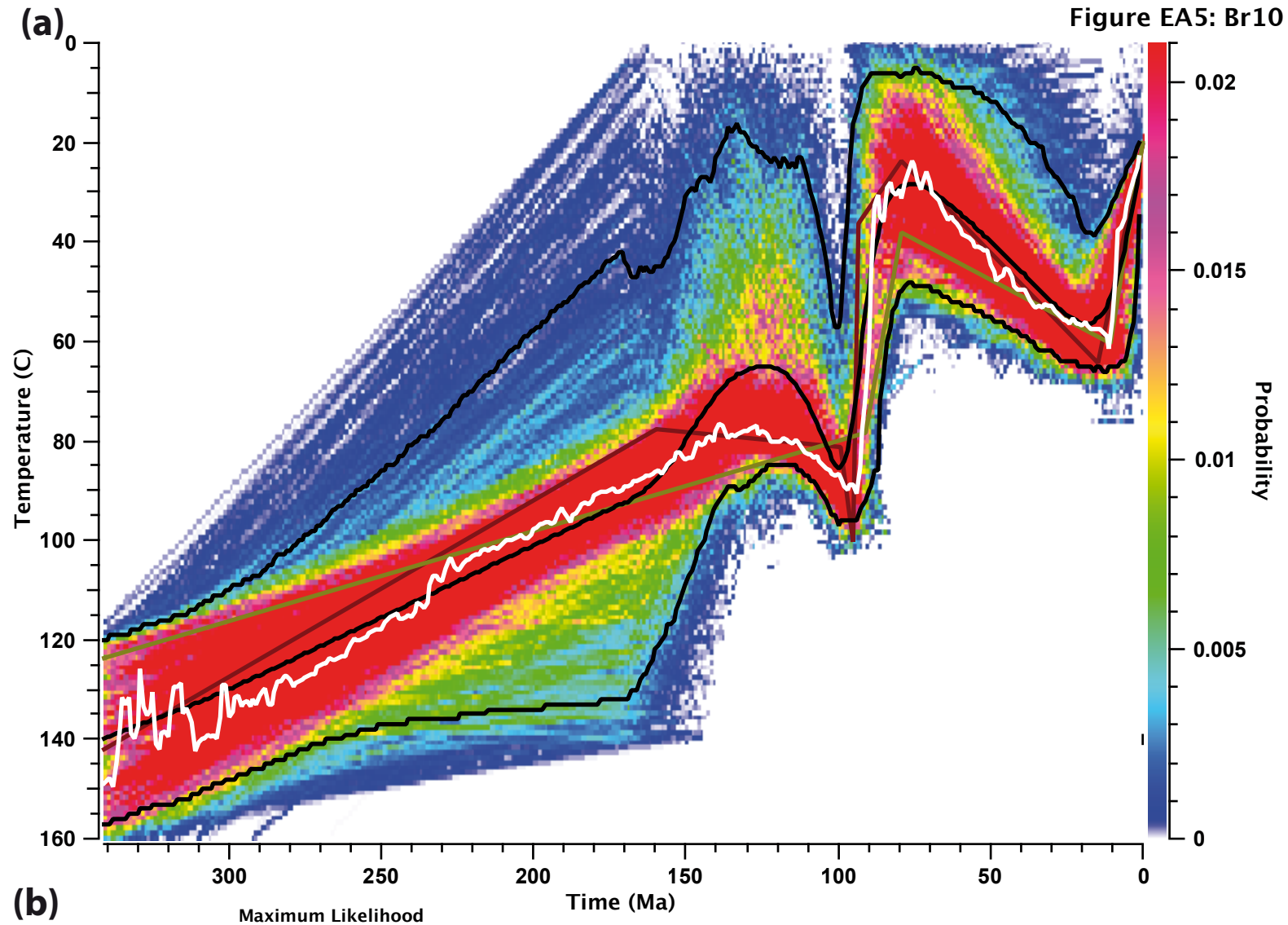
Figure EA34: (a), (b) and (c) as EA1 for sample Br43. Tests with AHe data cannot give acceptable predictions for AFT.

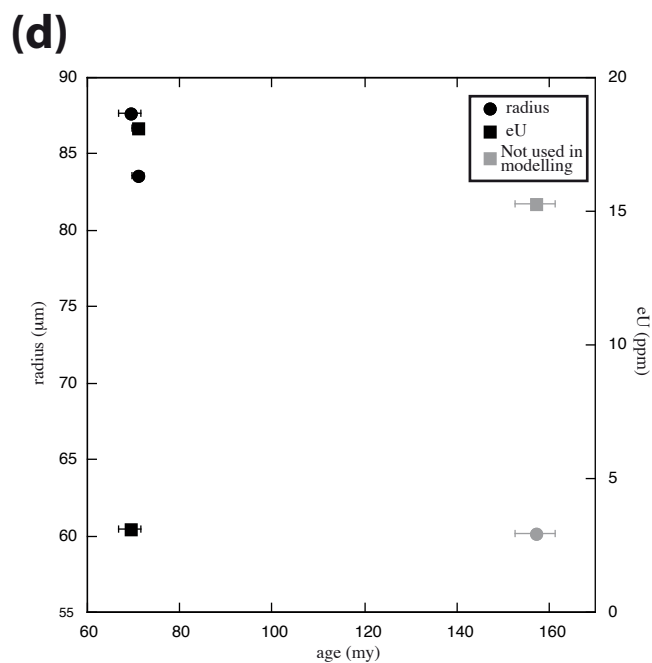
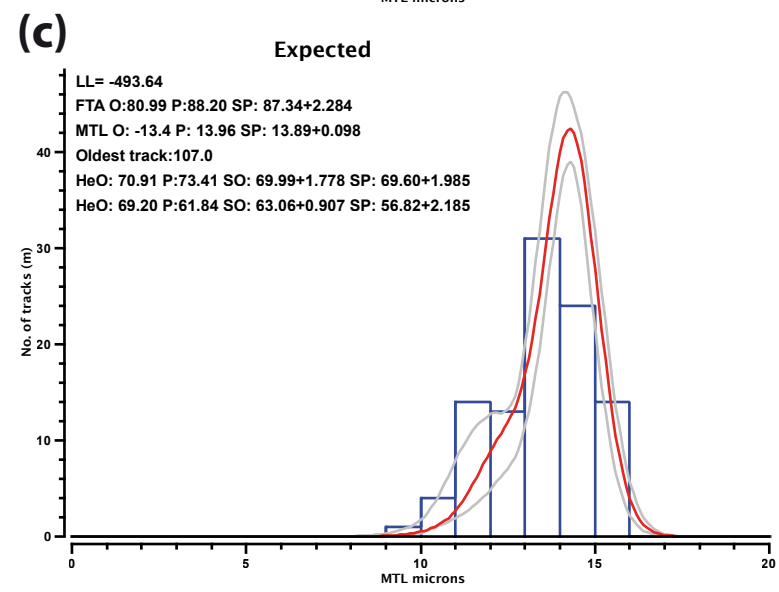
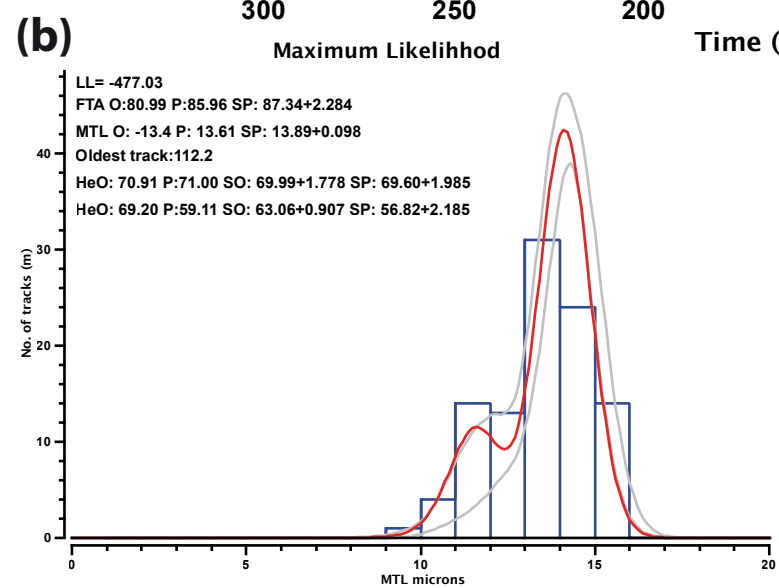
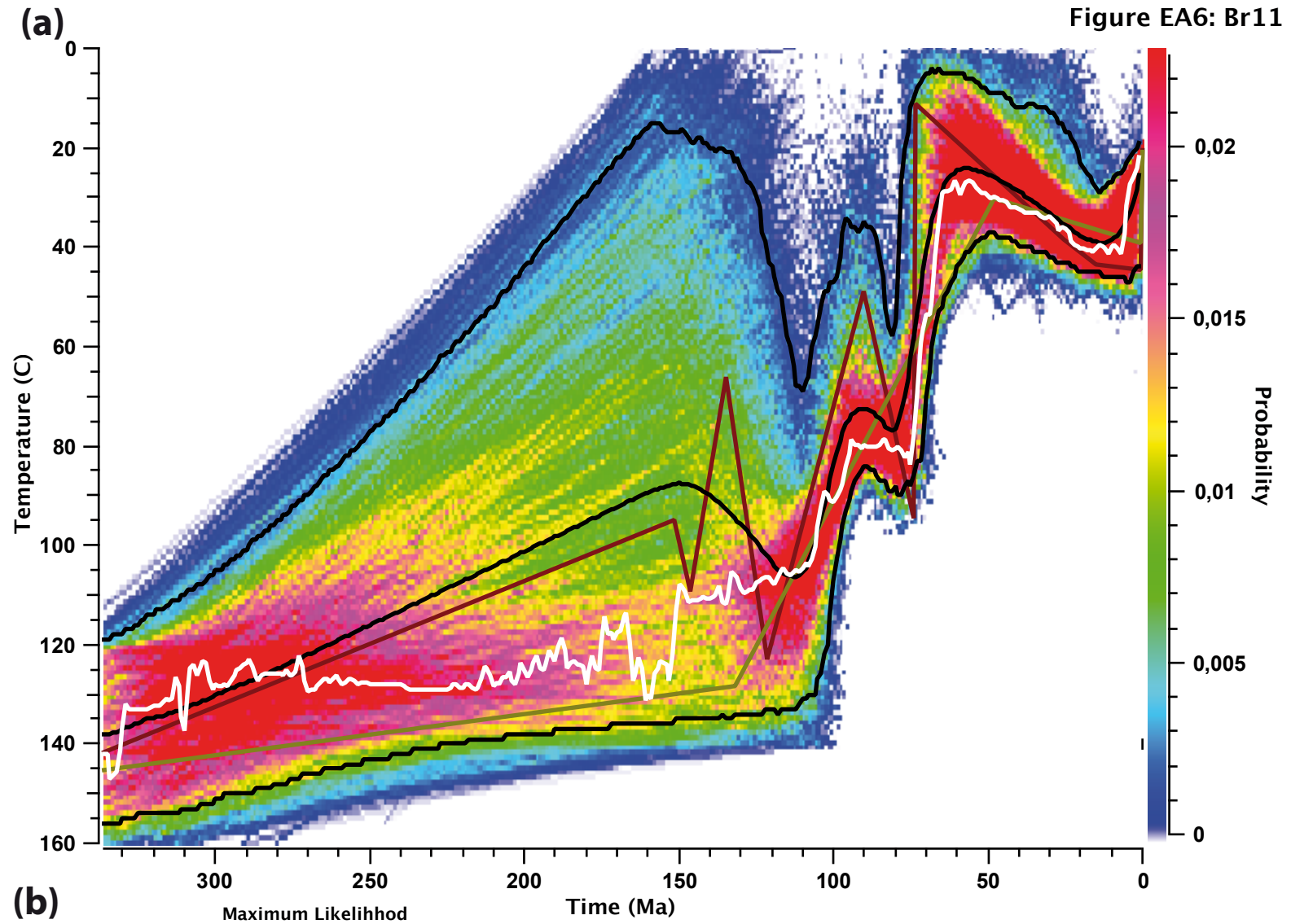


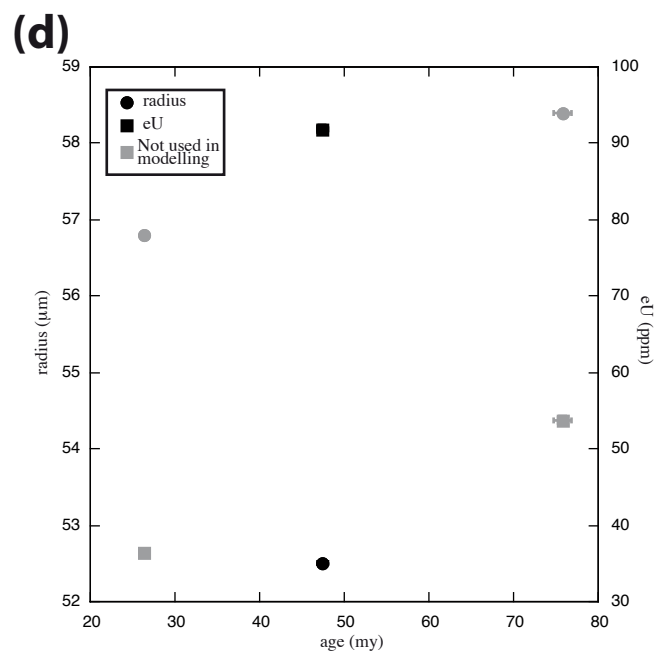
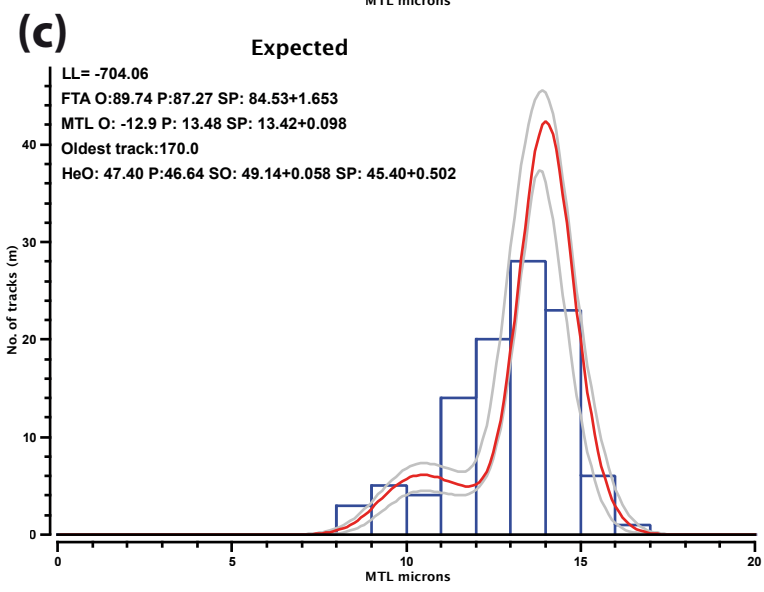
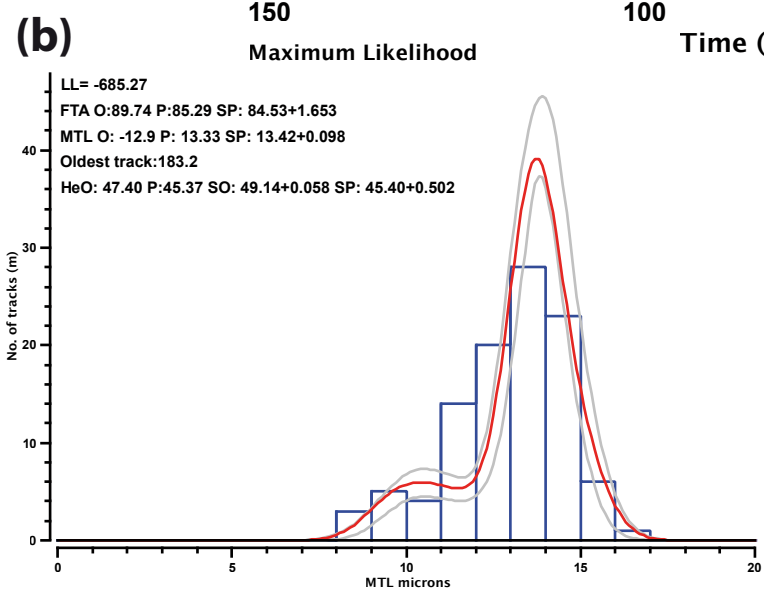
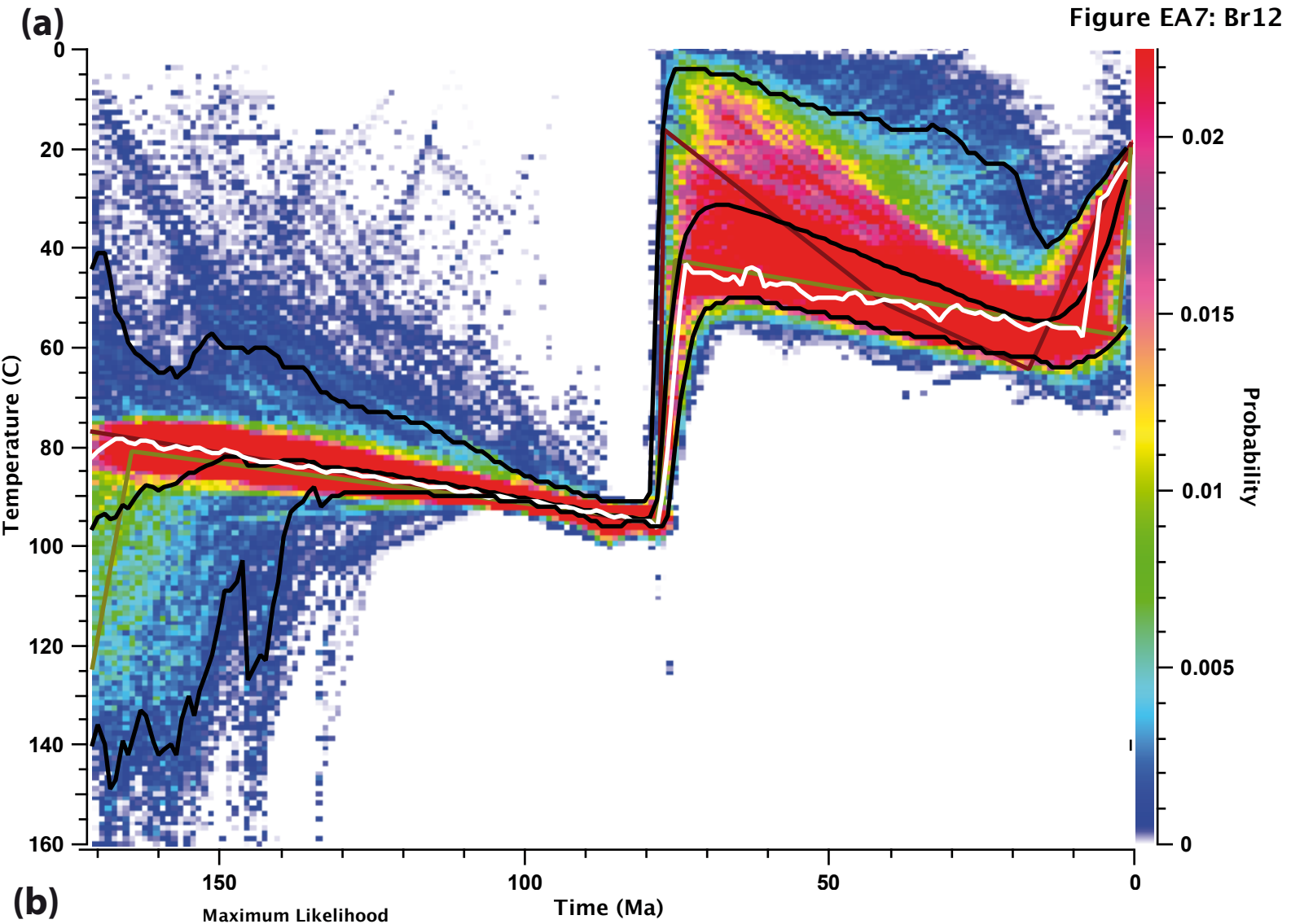


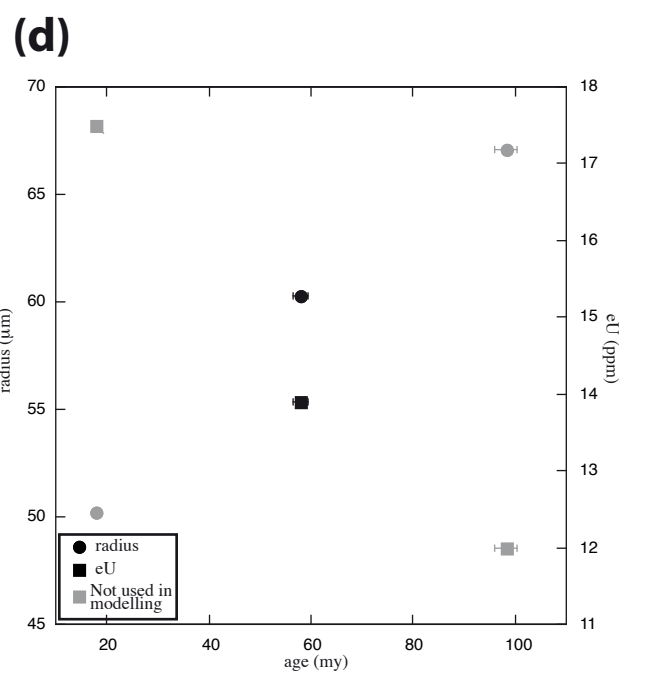
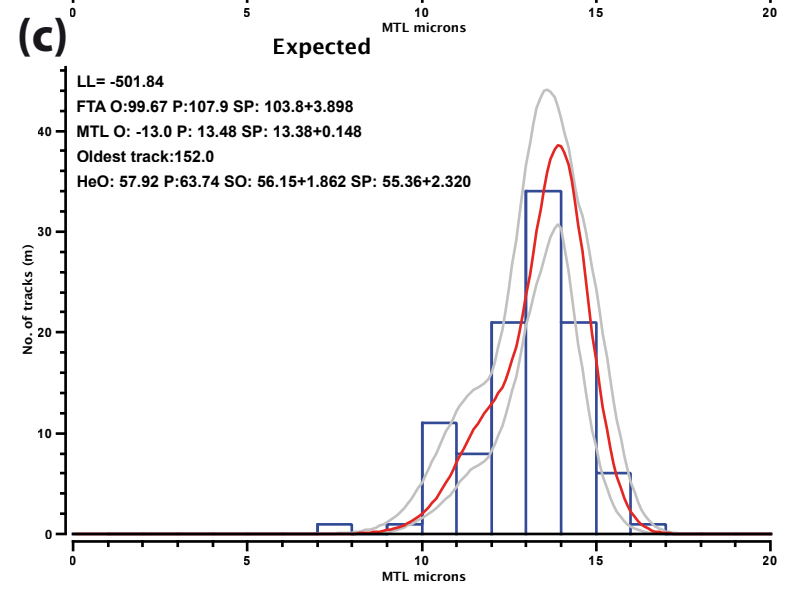
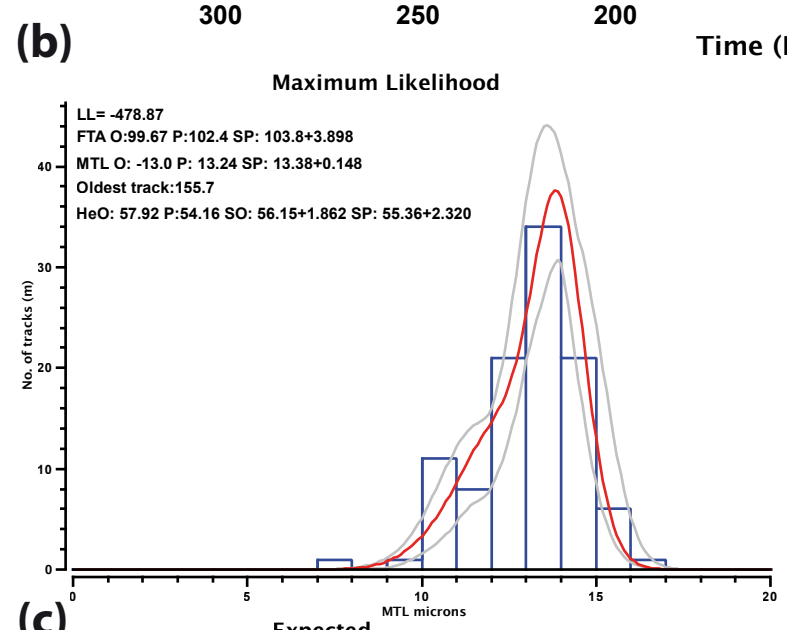
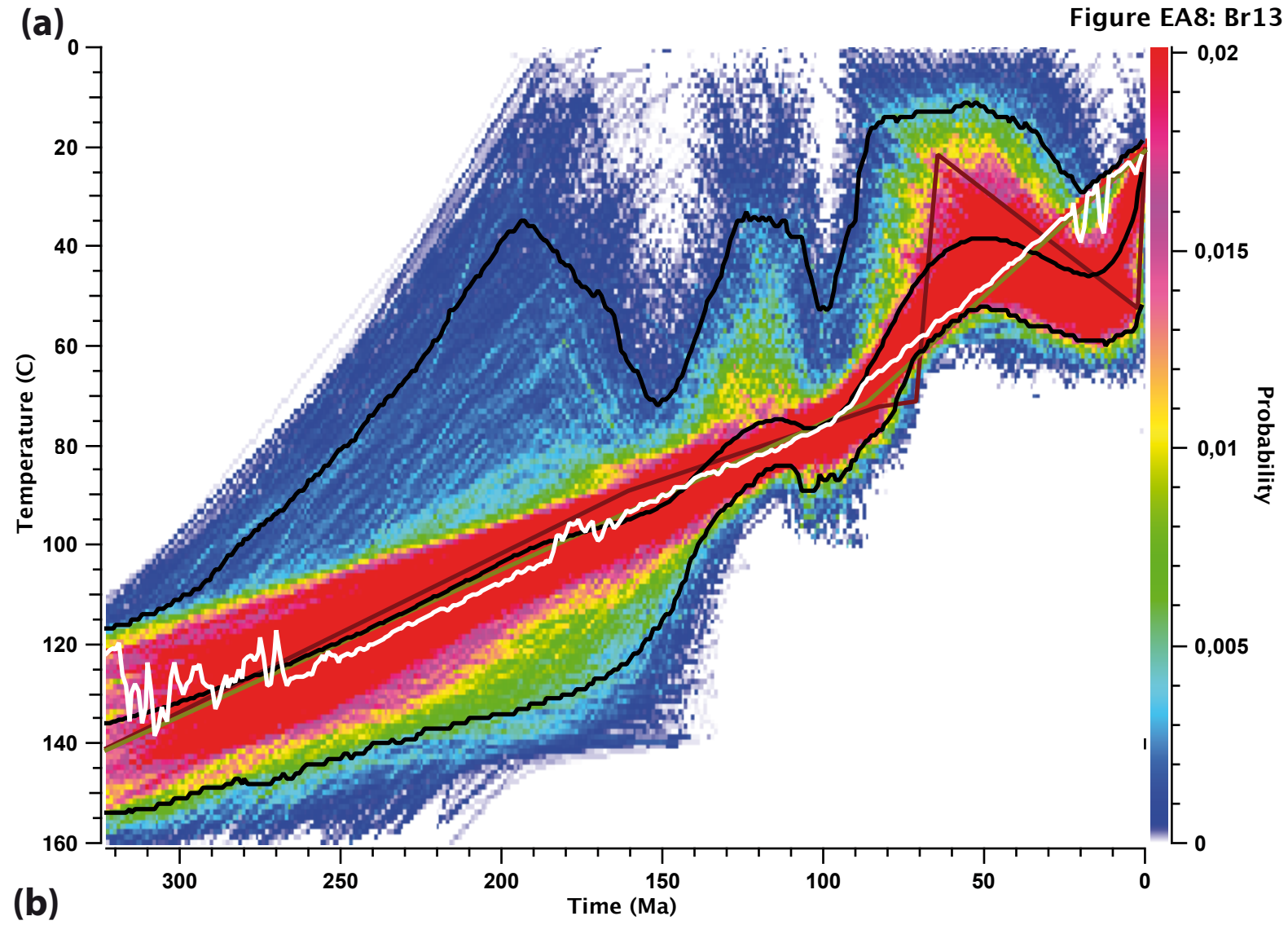


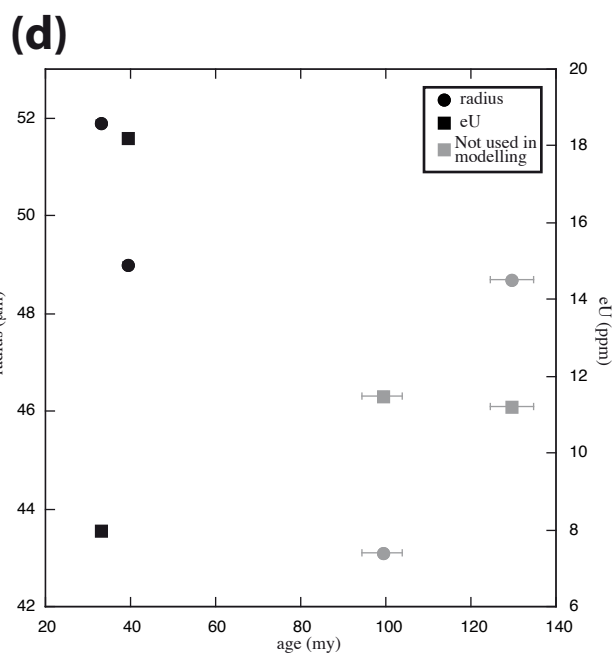
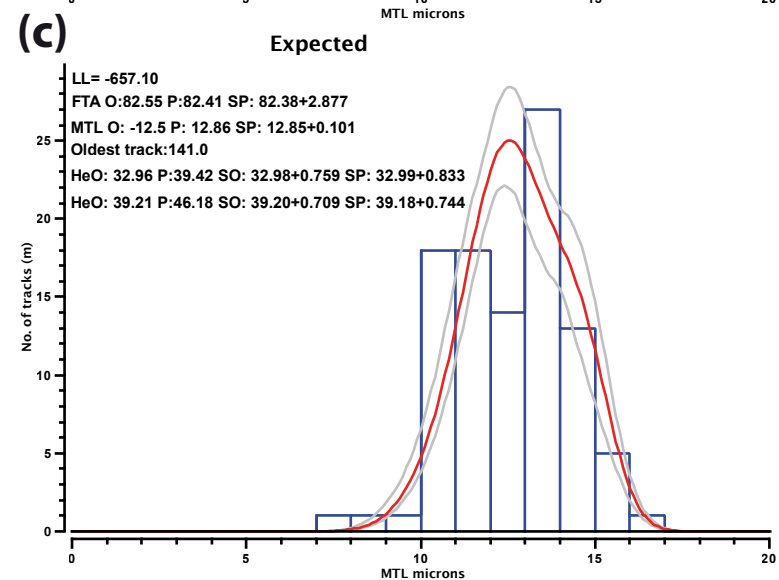
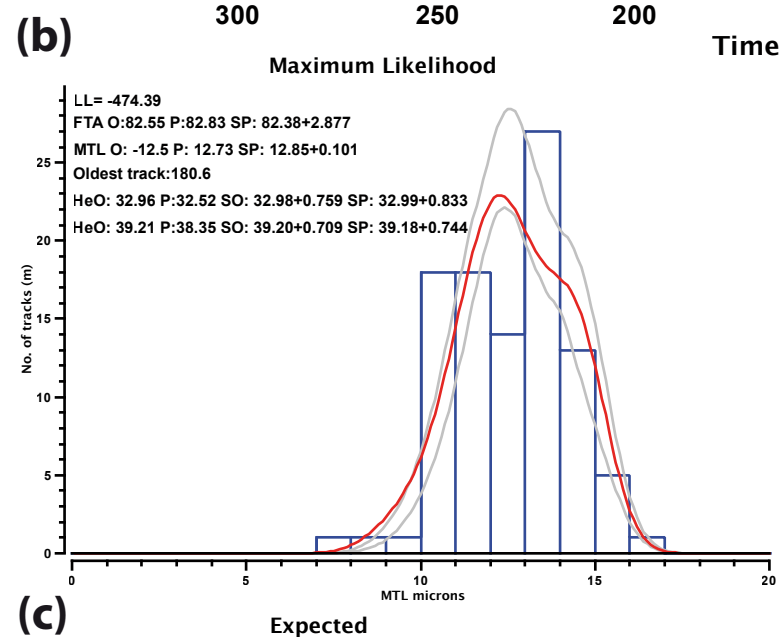
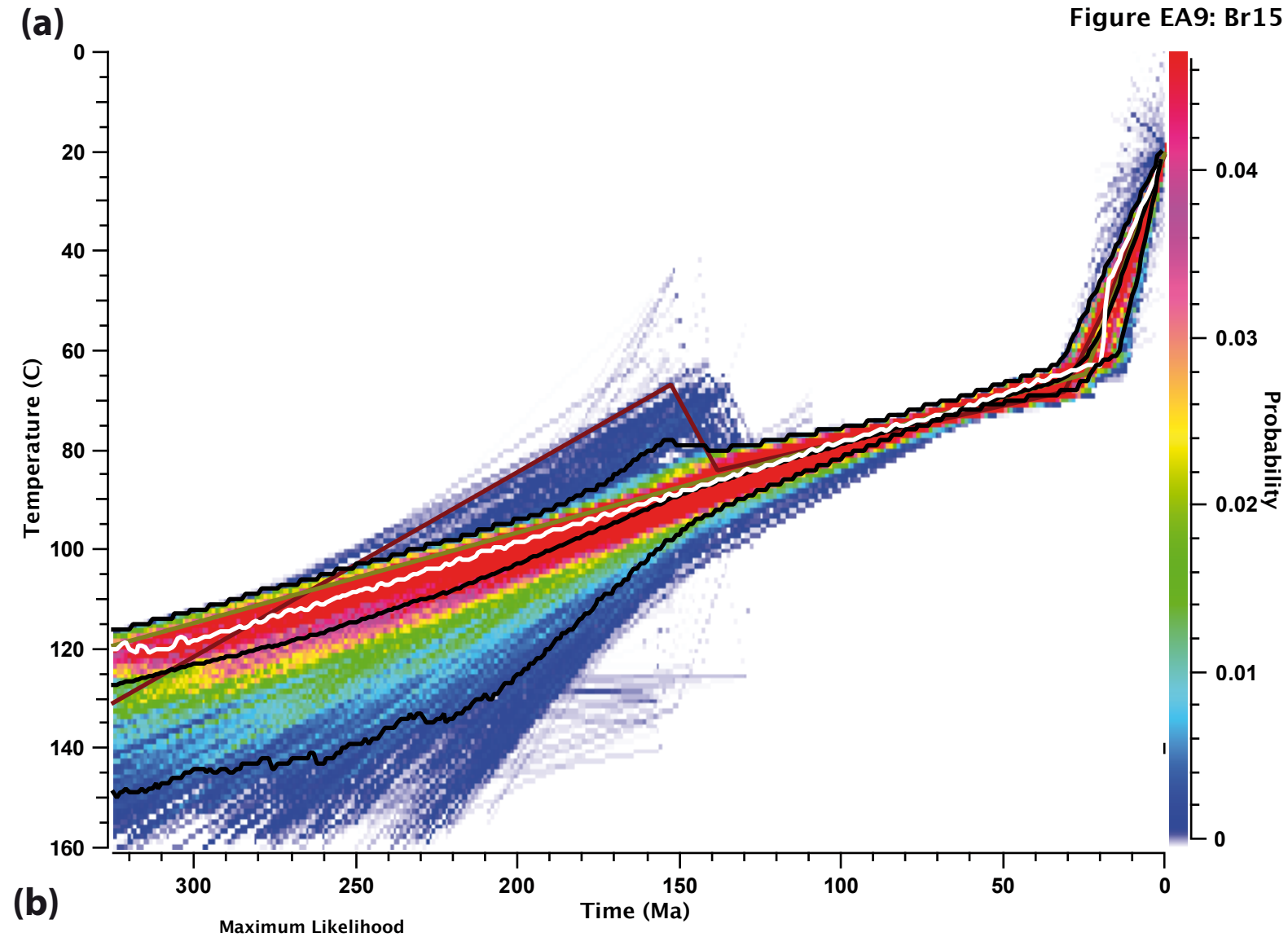


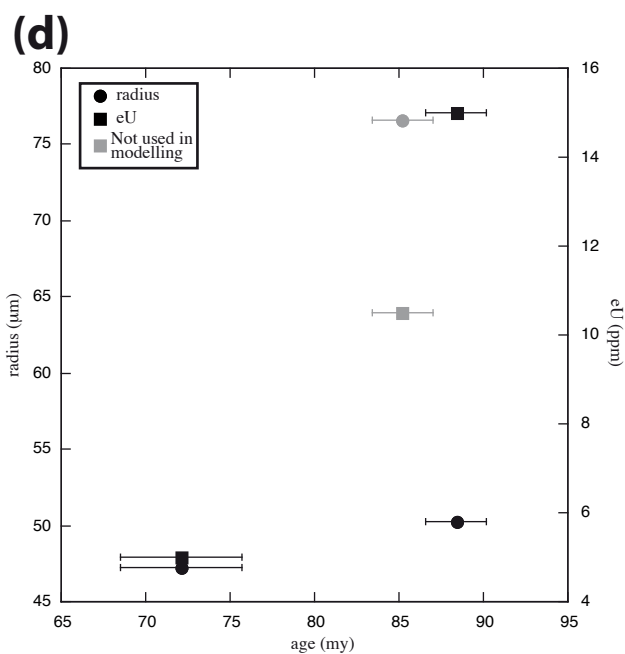
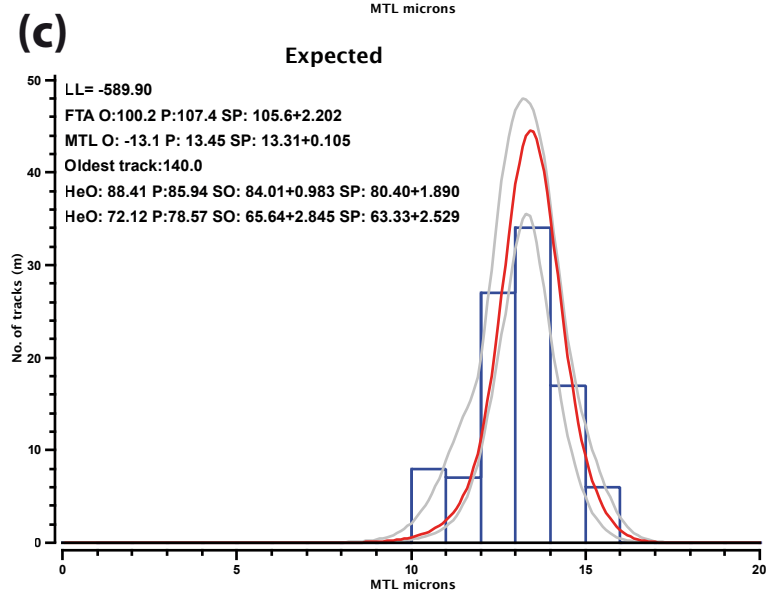
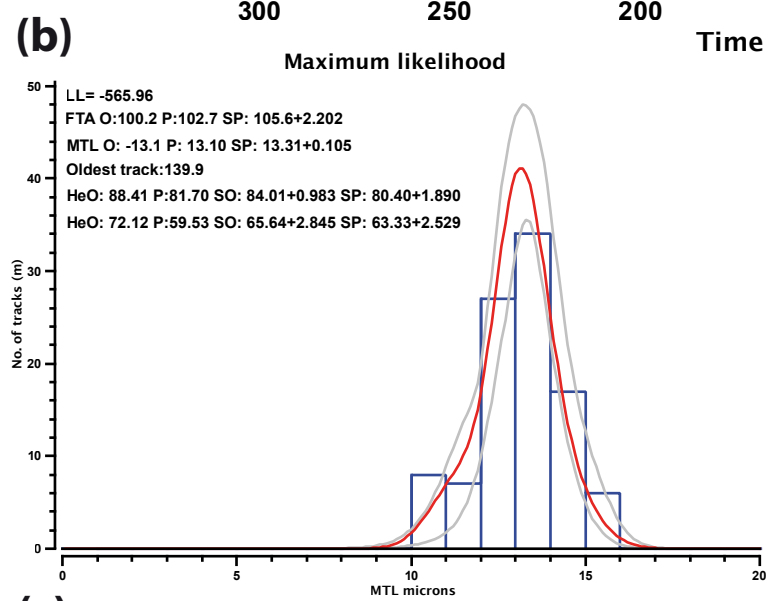
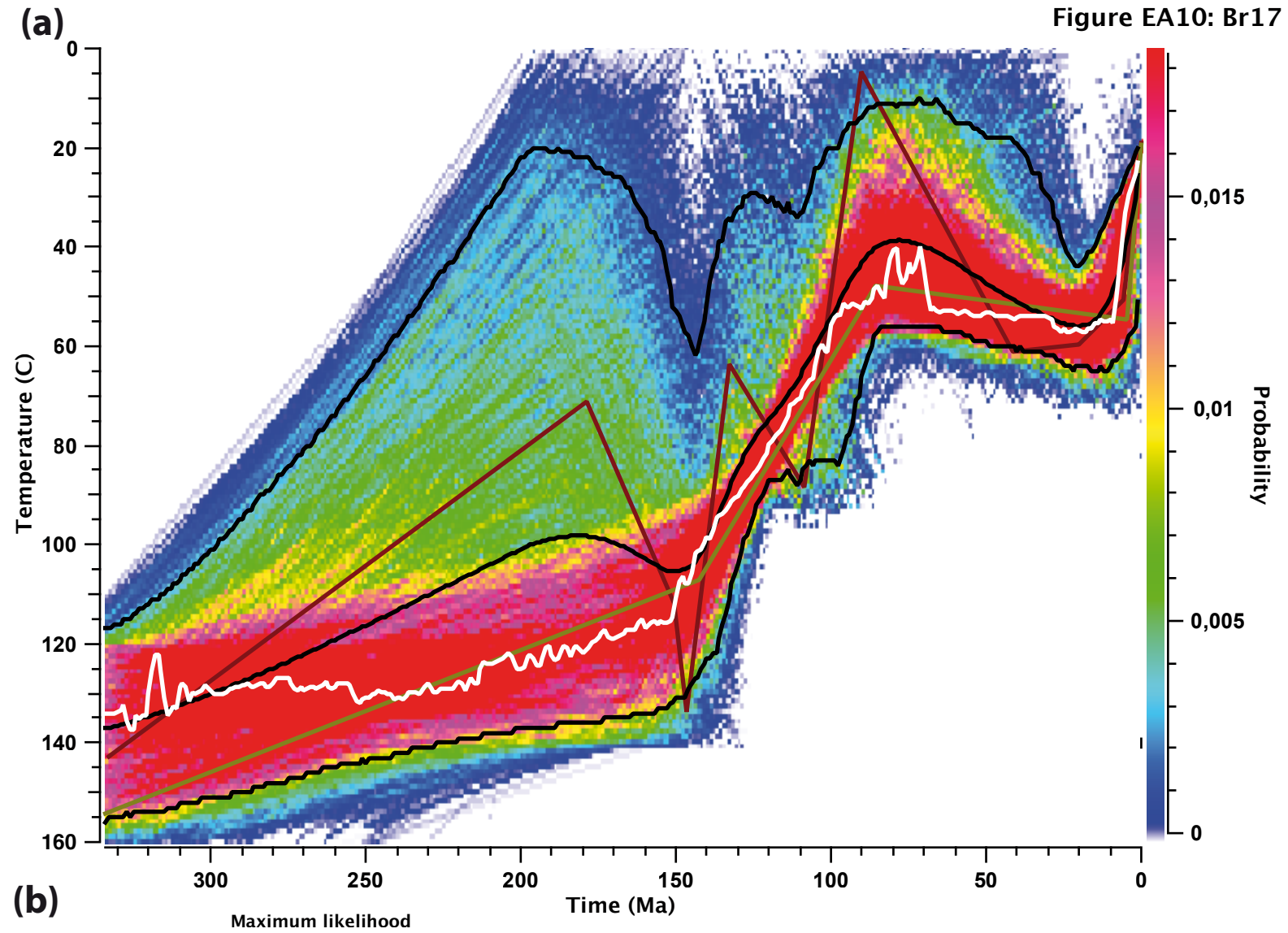


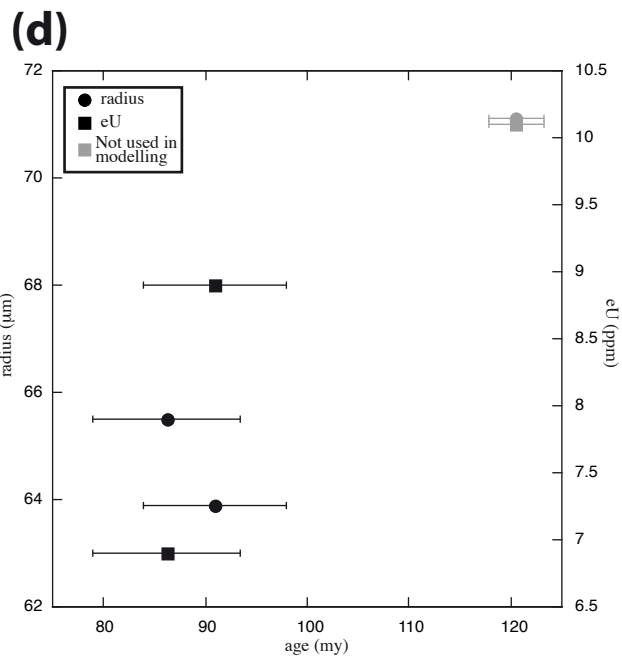
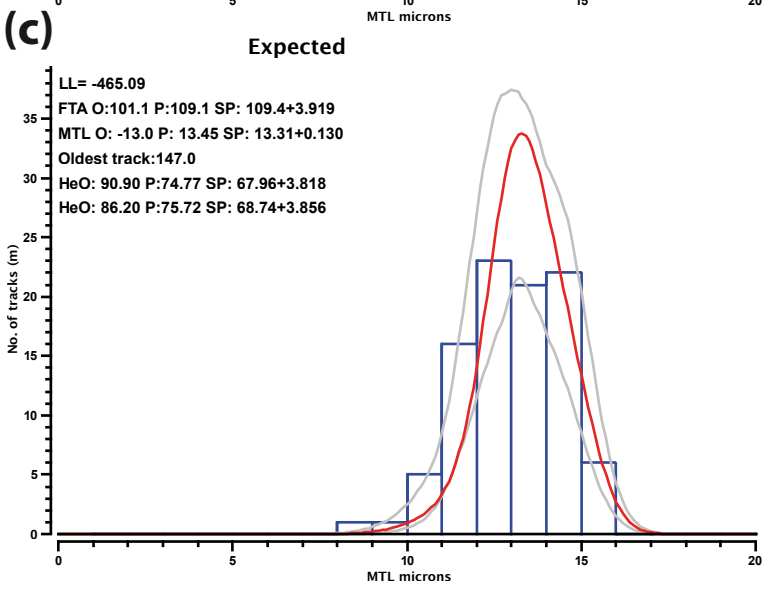
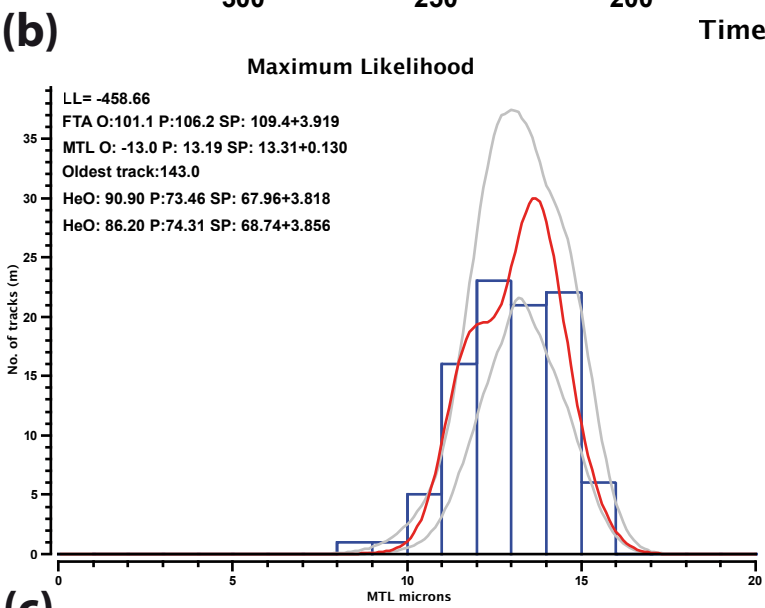
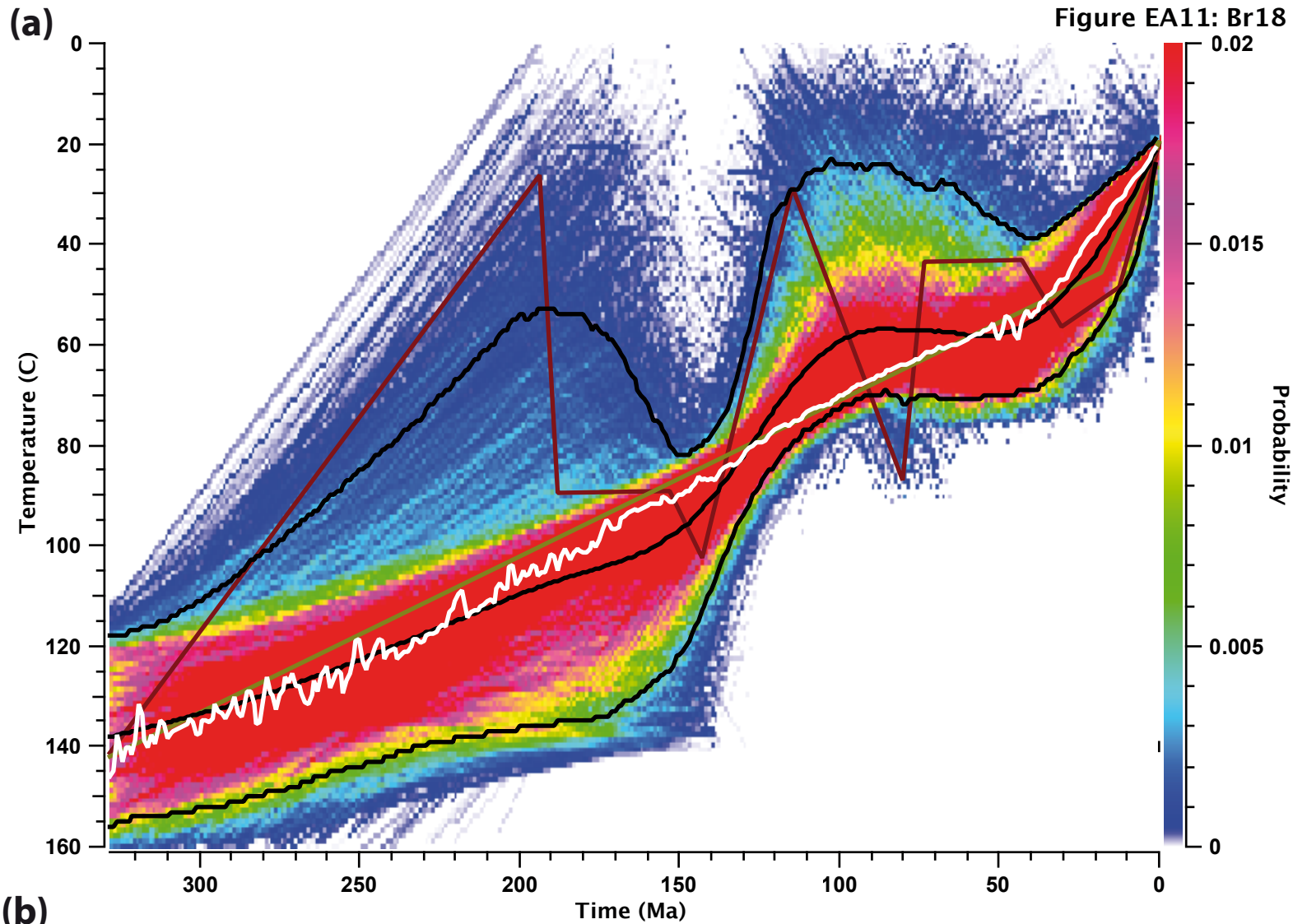


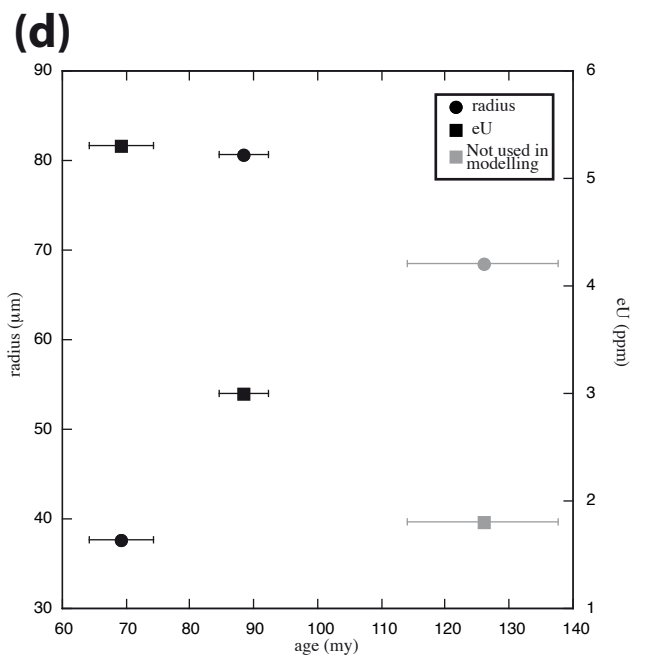
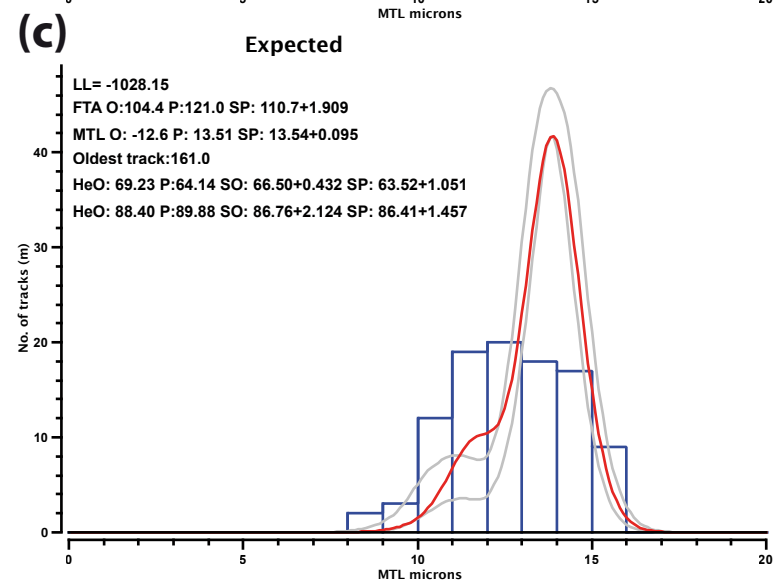
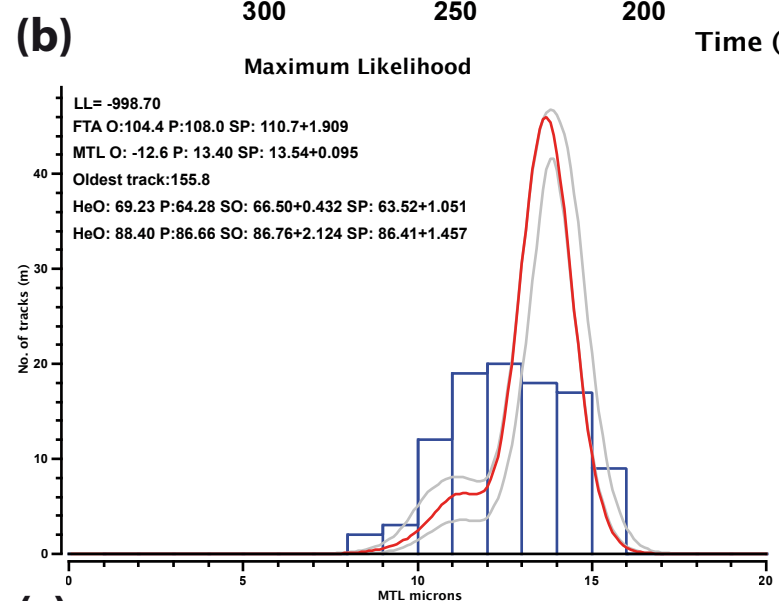
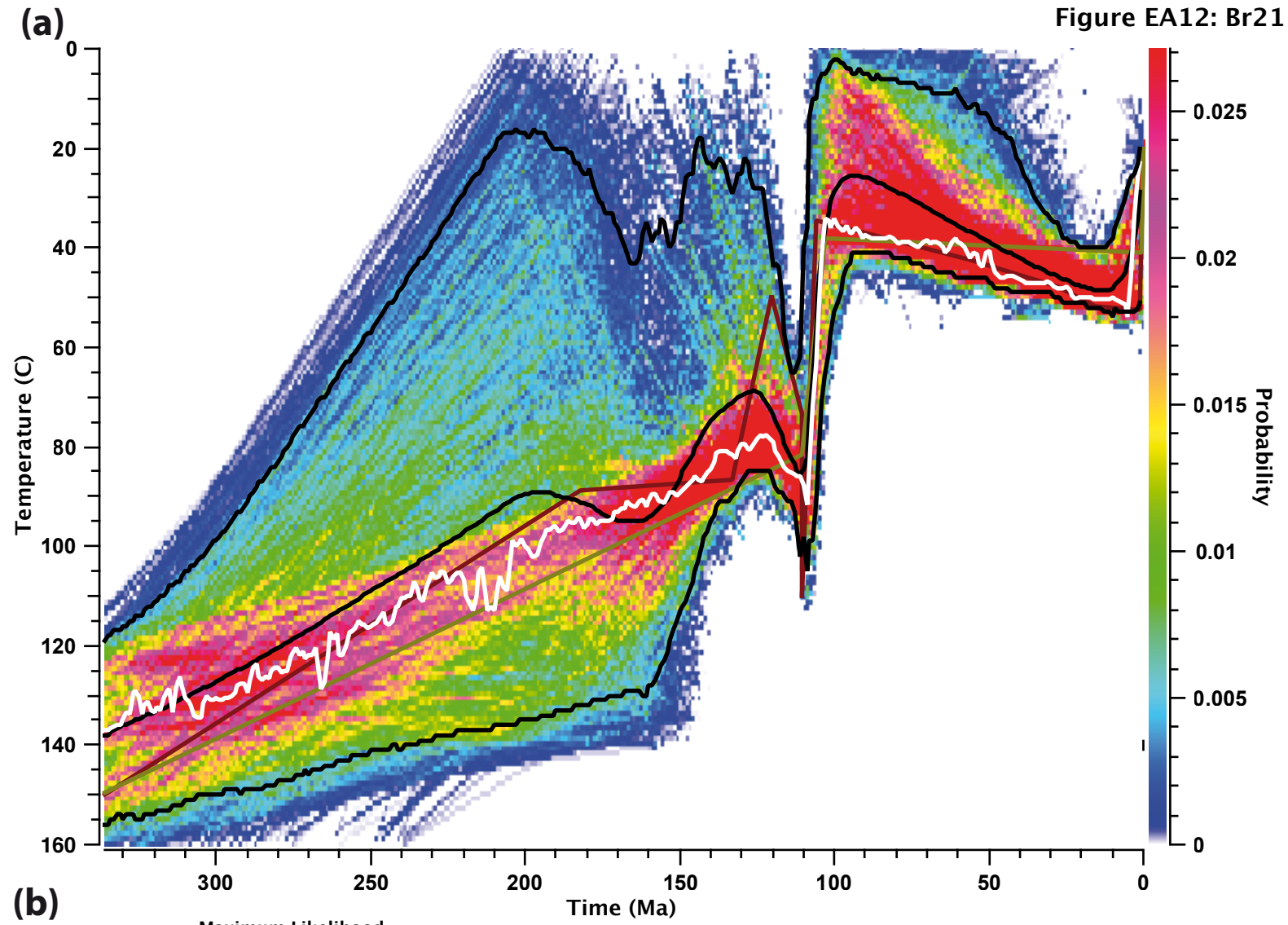


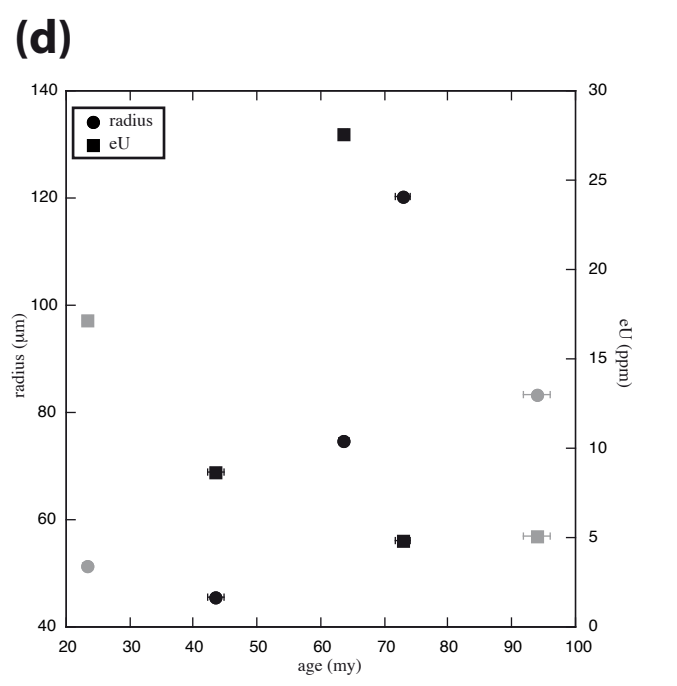
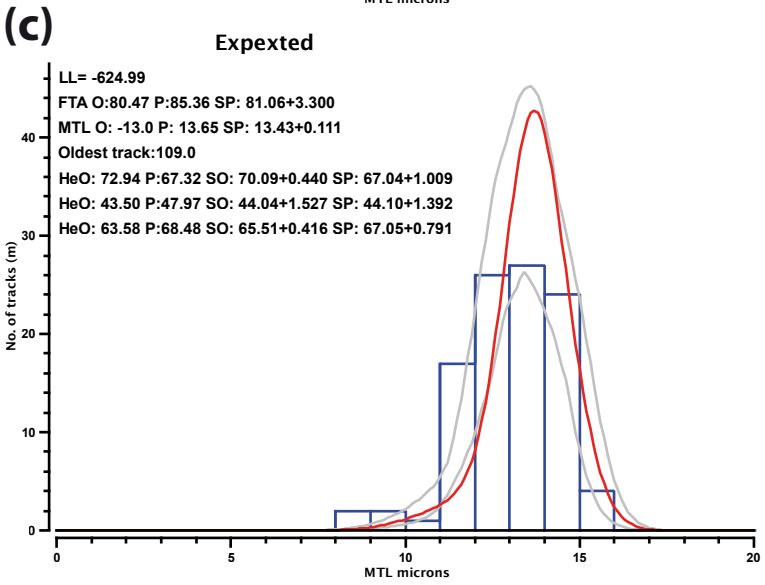
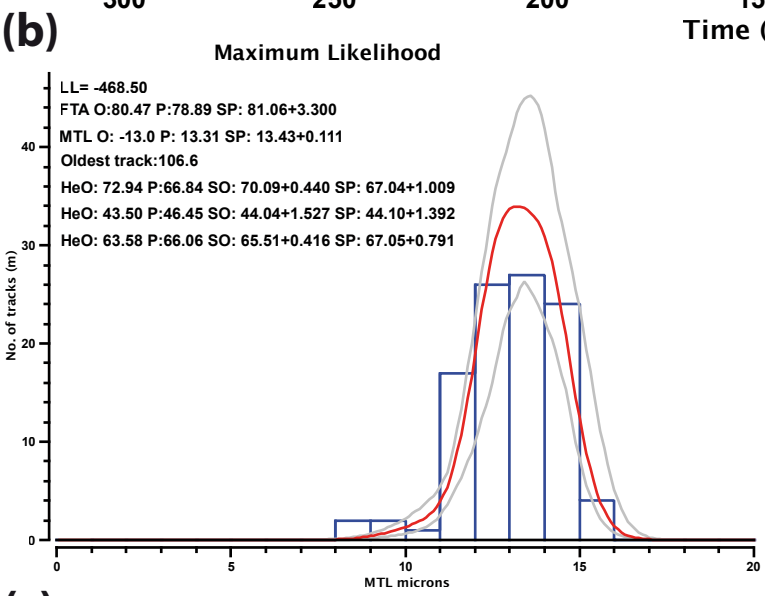
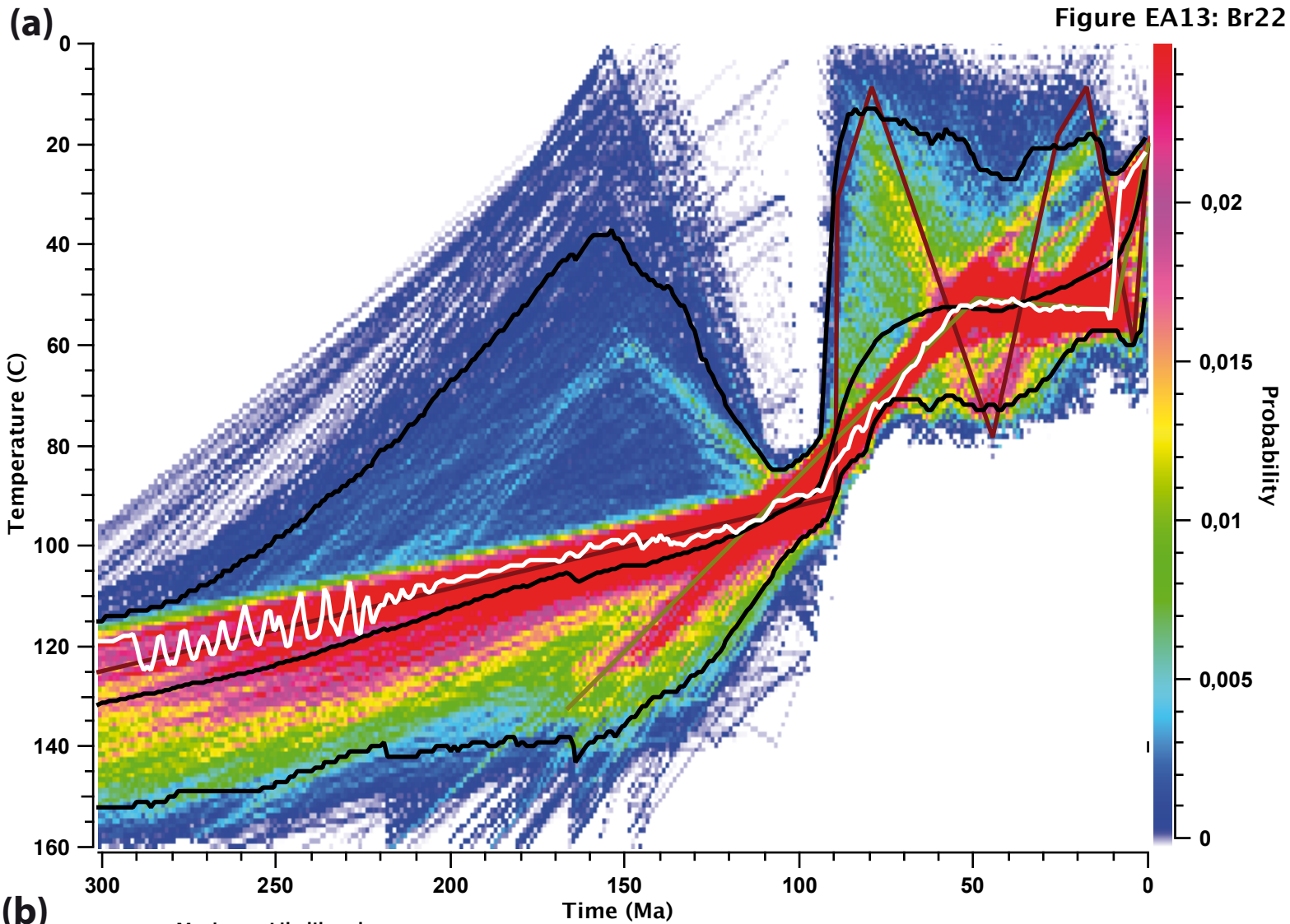


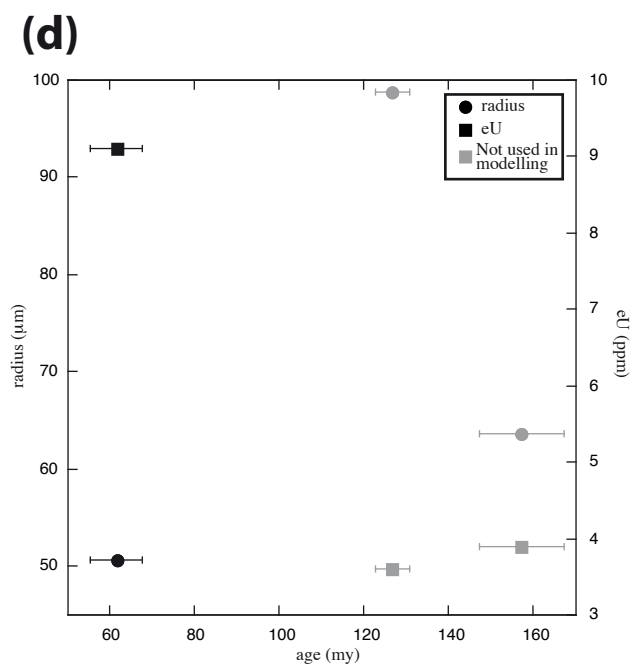
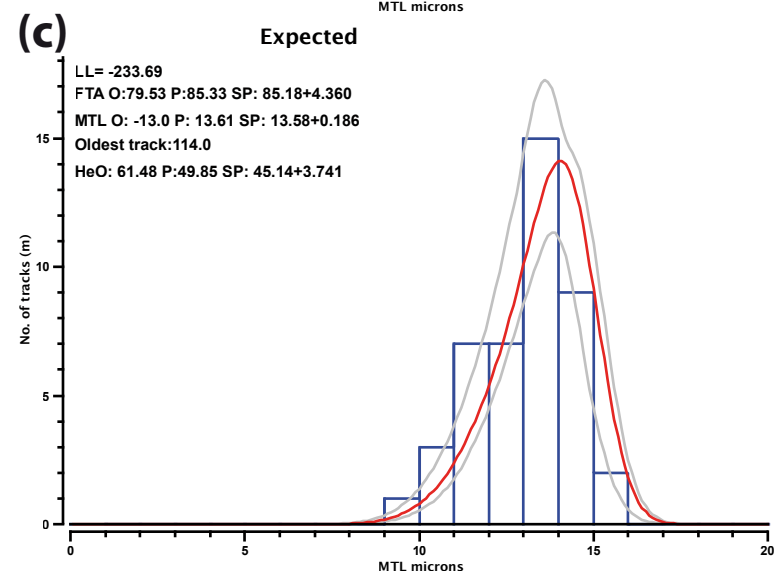
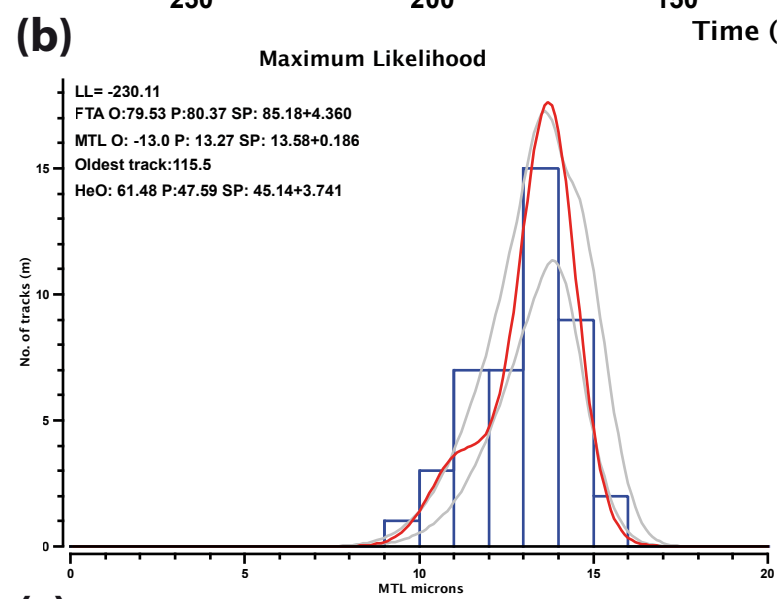
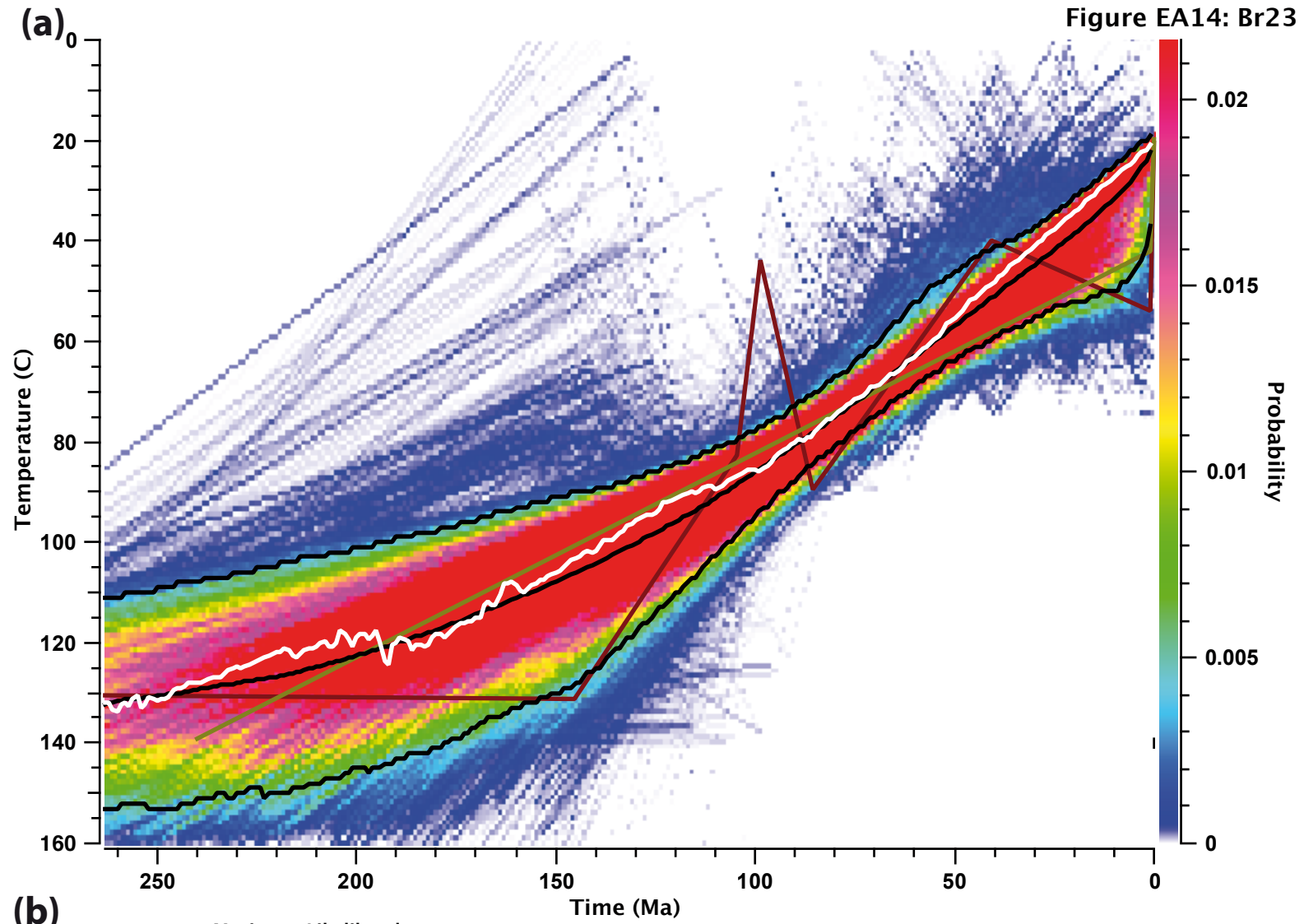


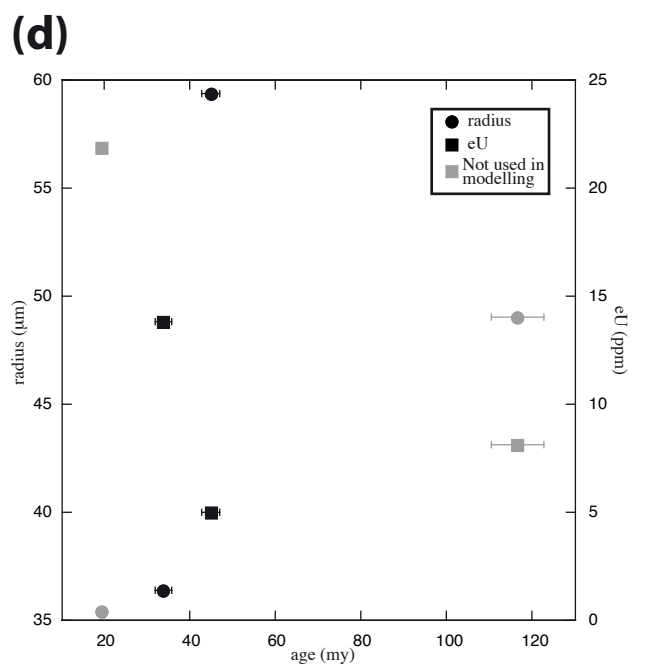
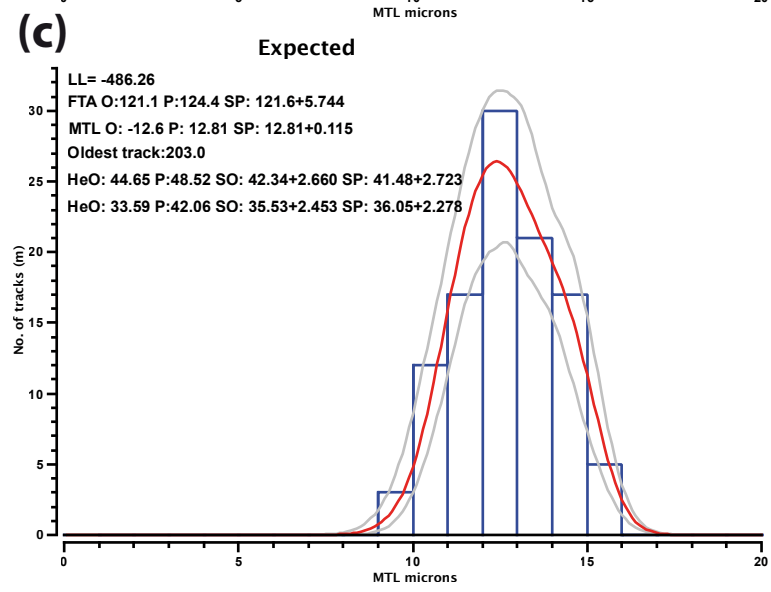
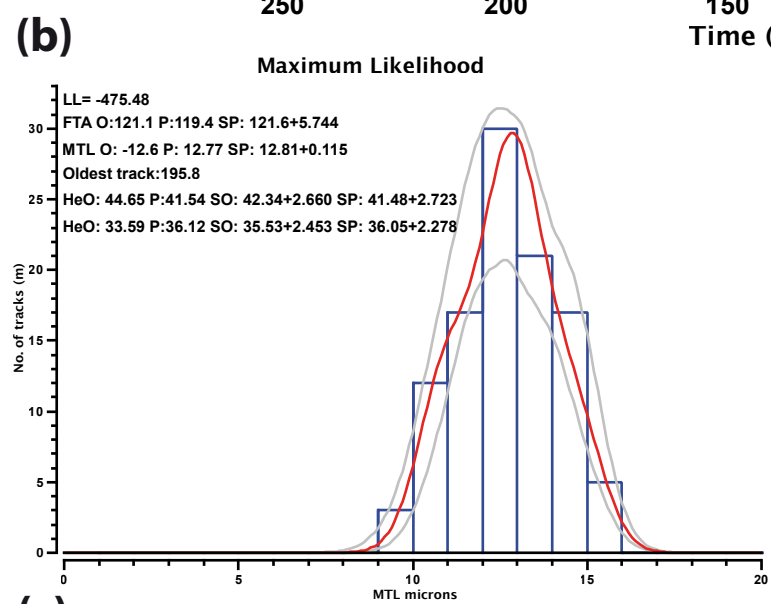
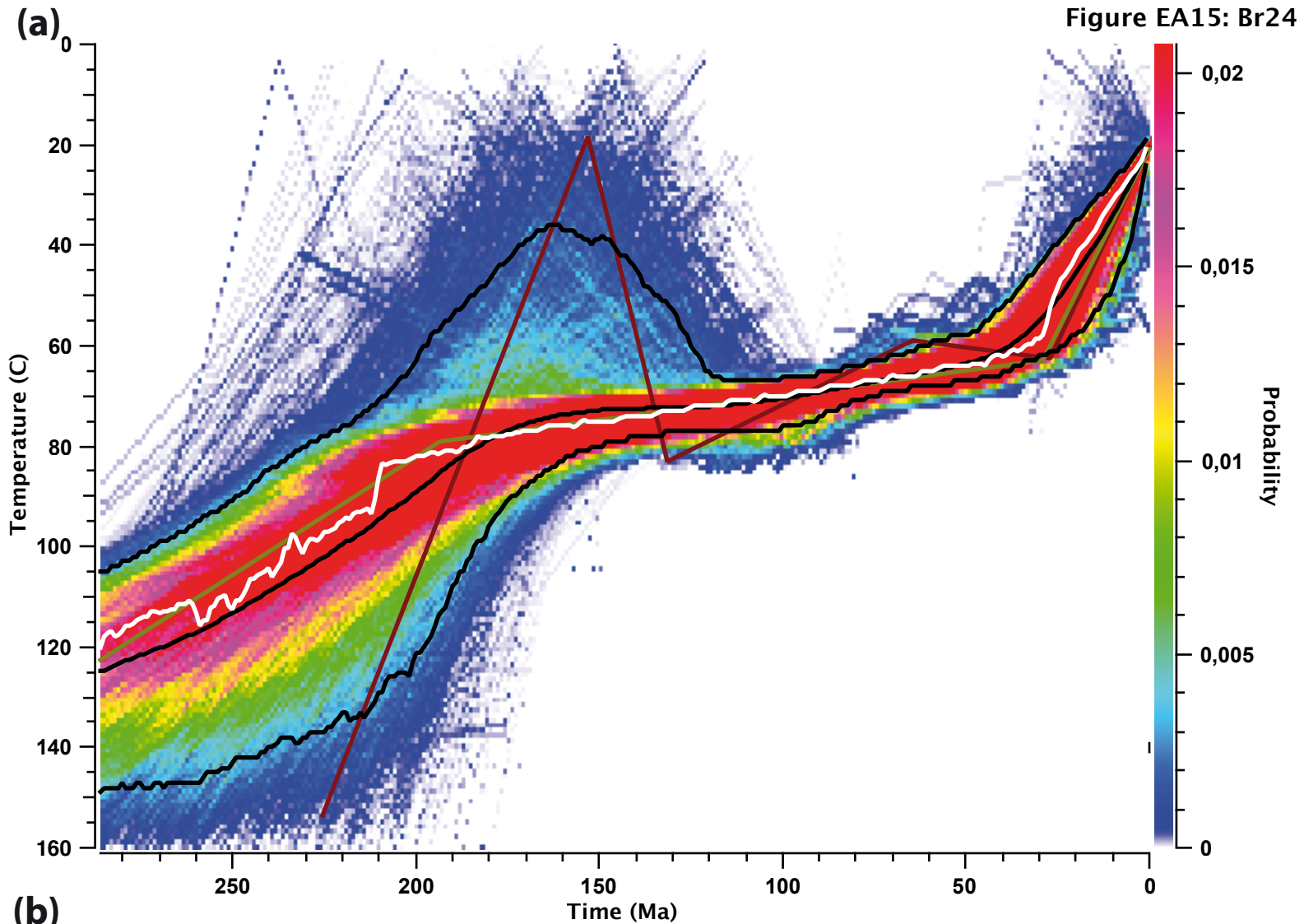


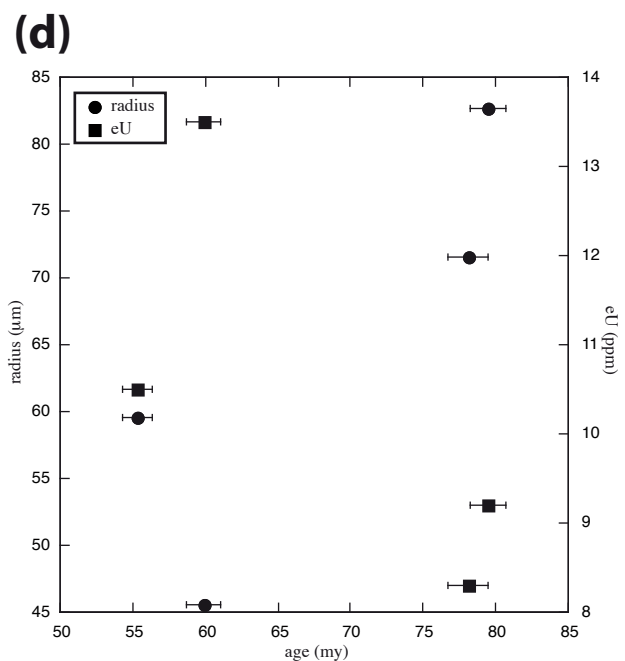
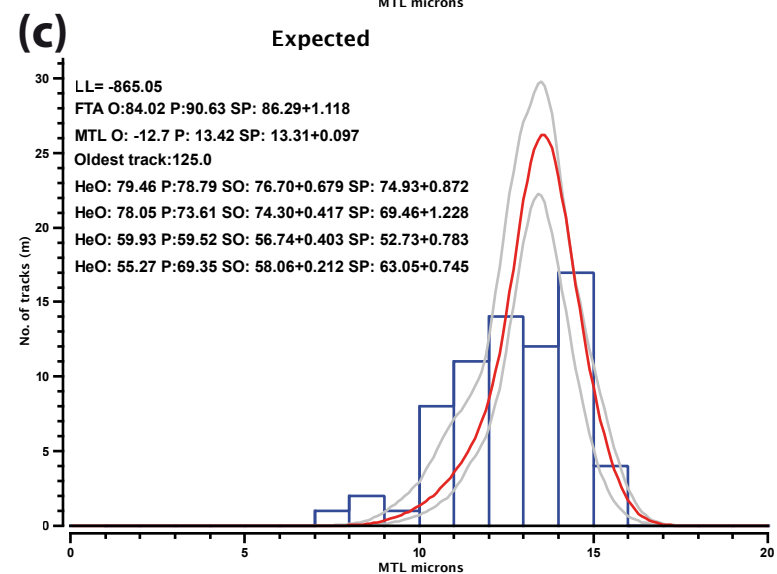
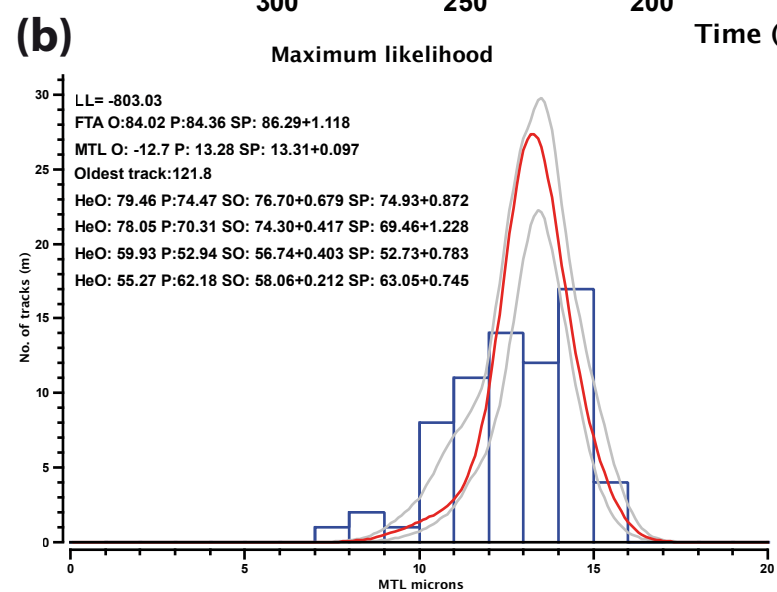
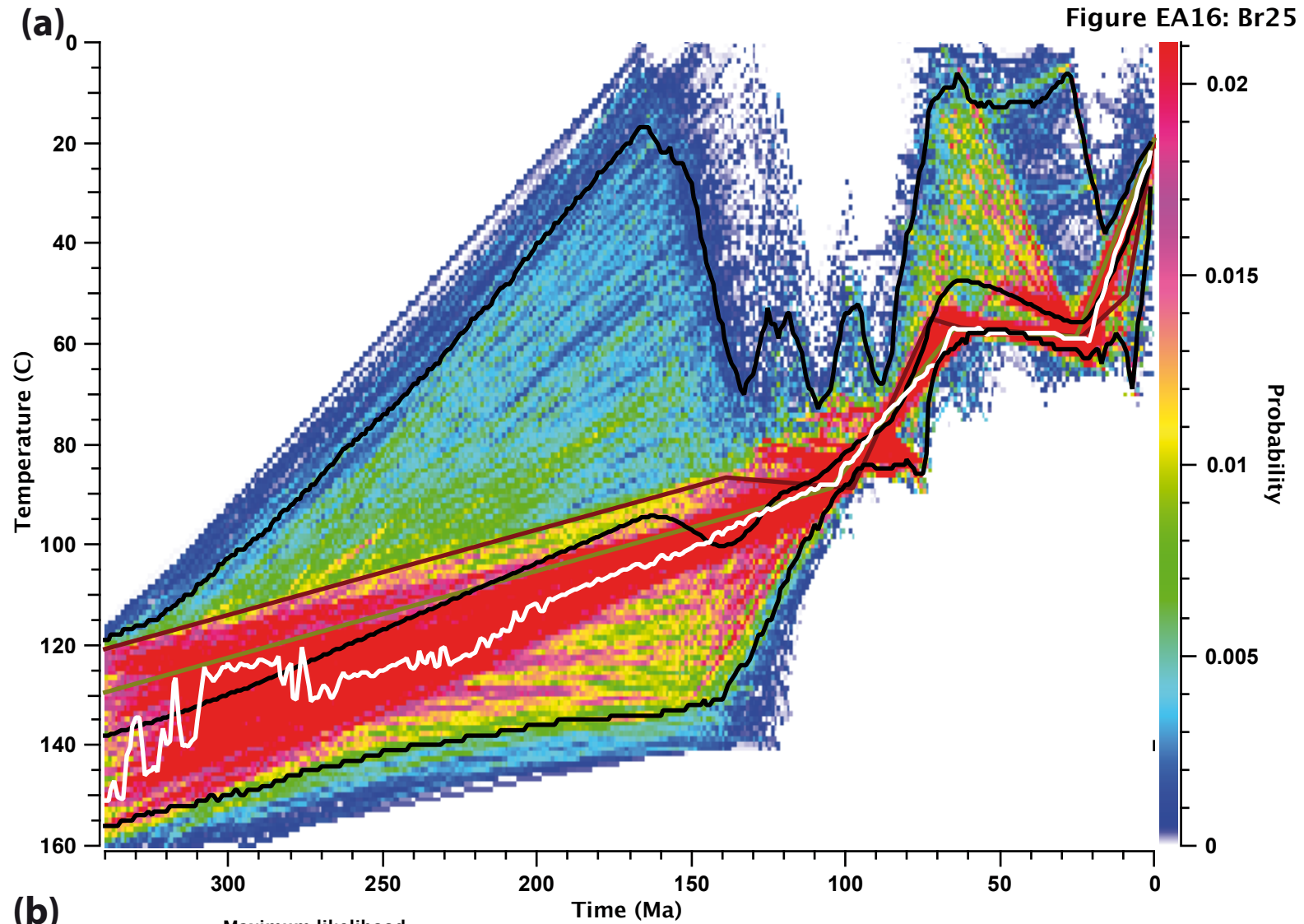


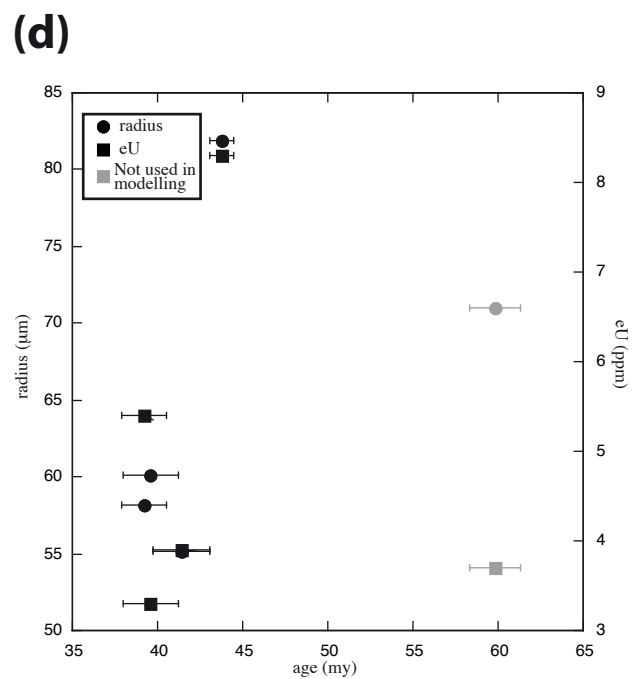
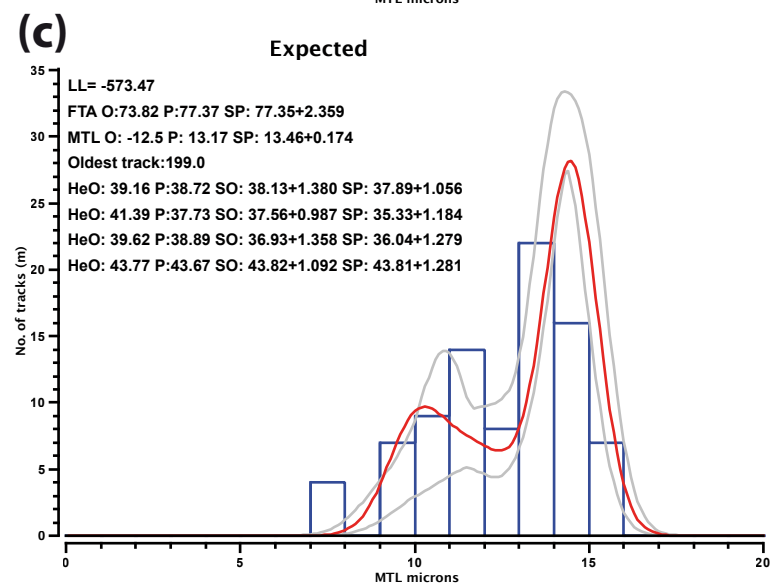
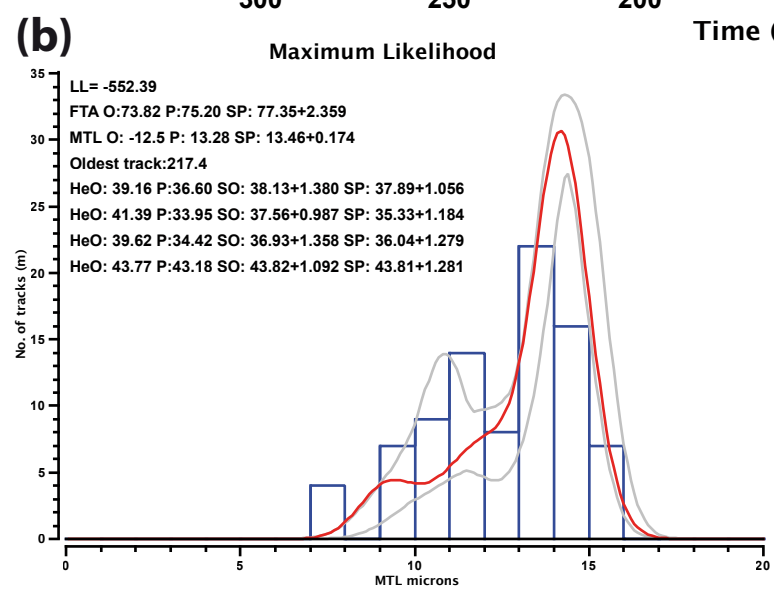
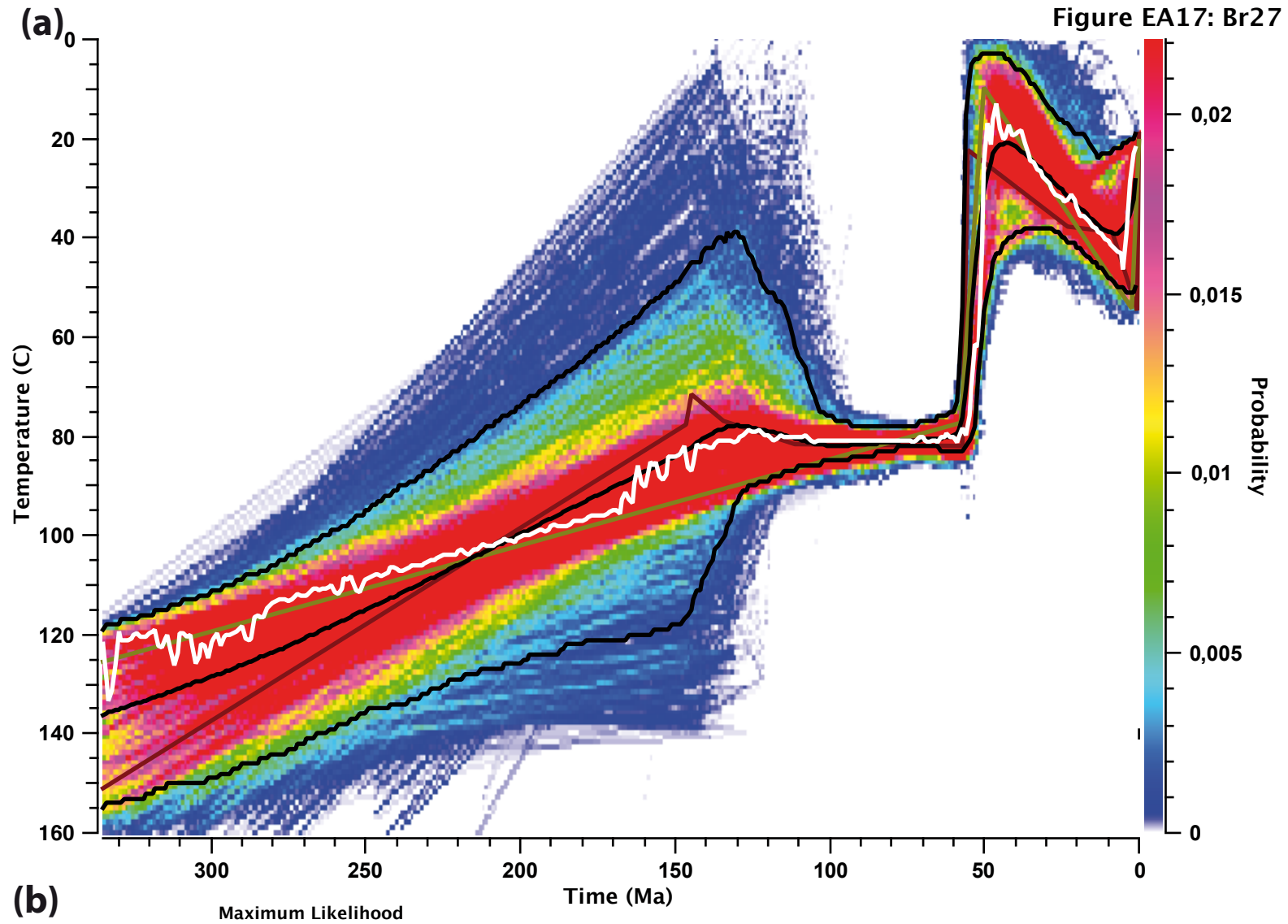


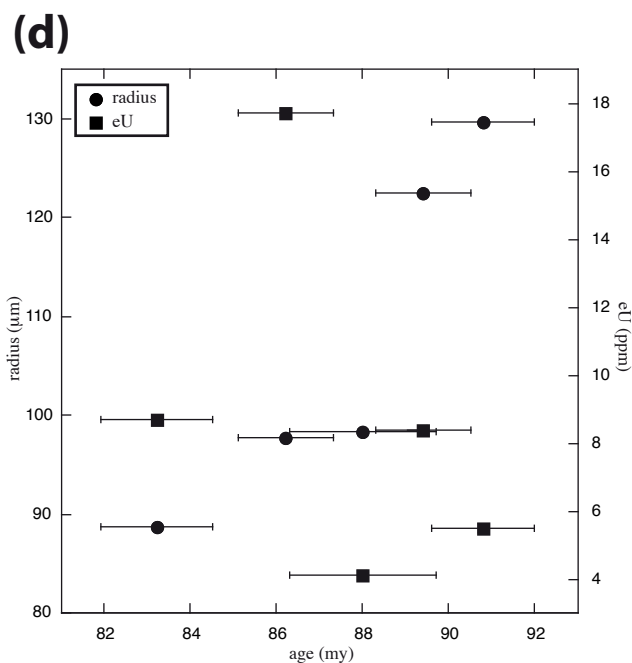
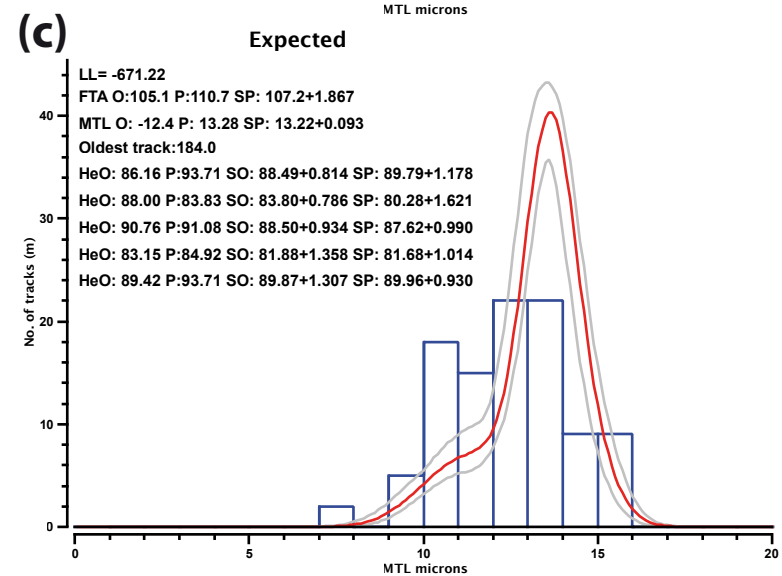
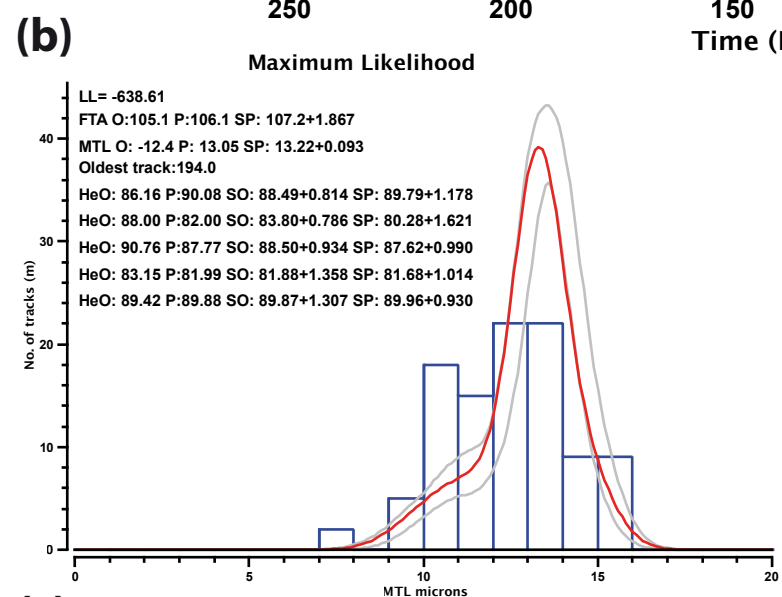
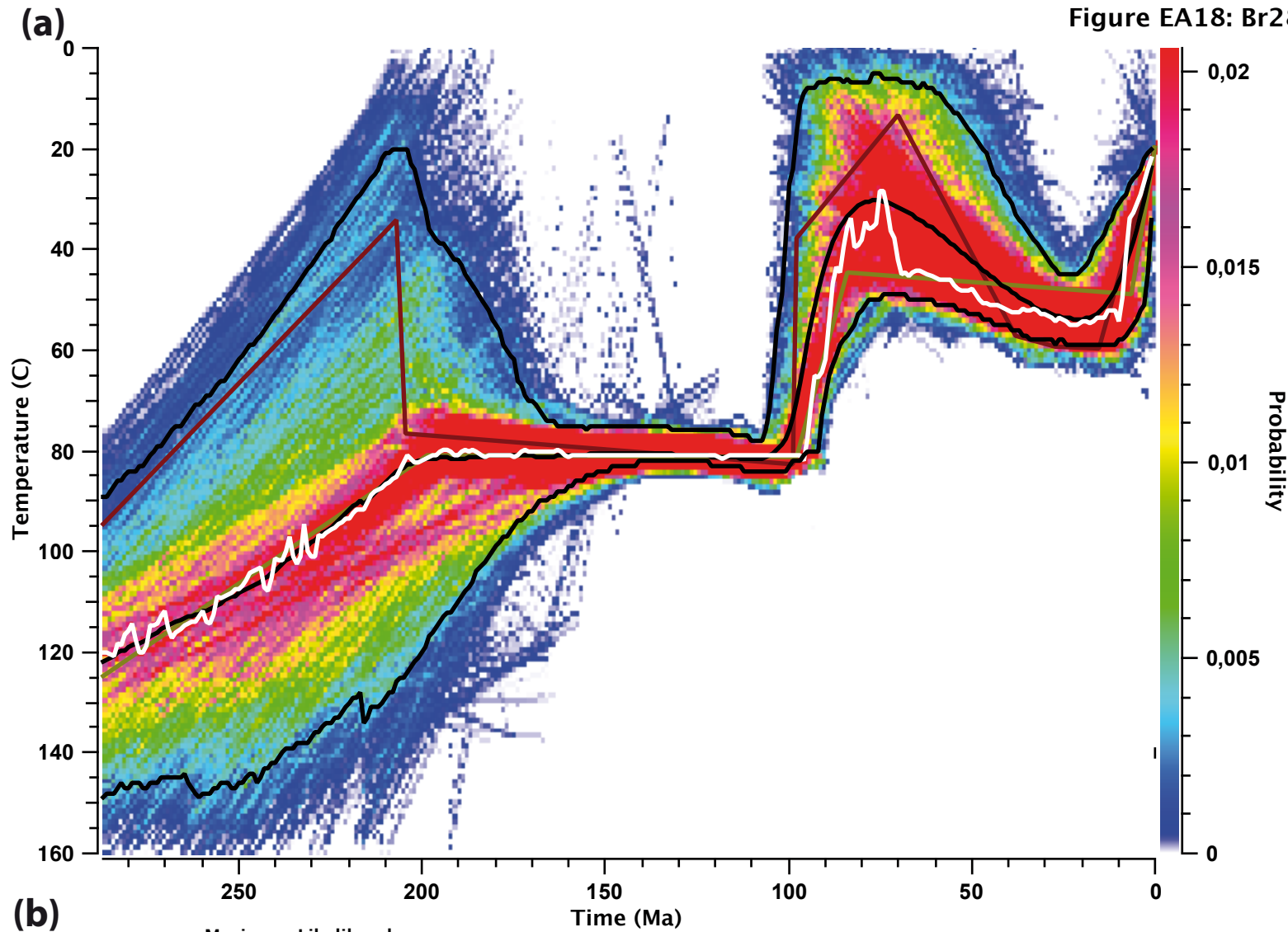


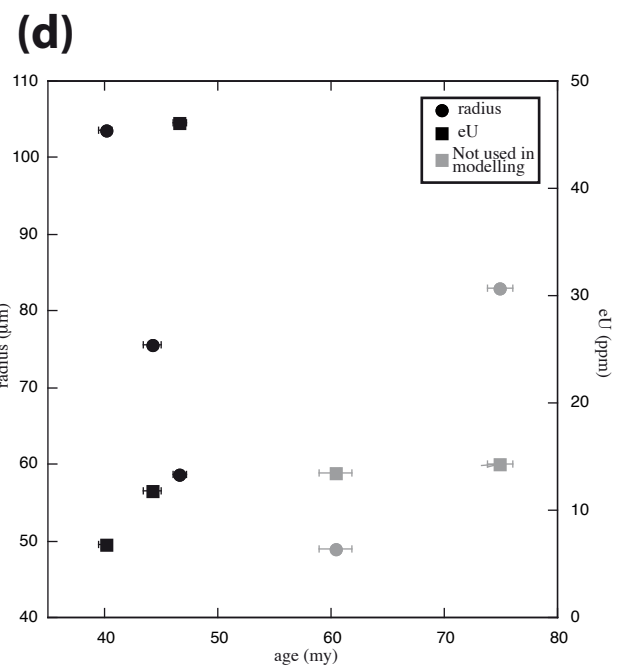
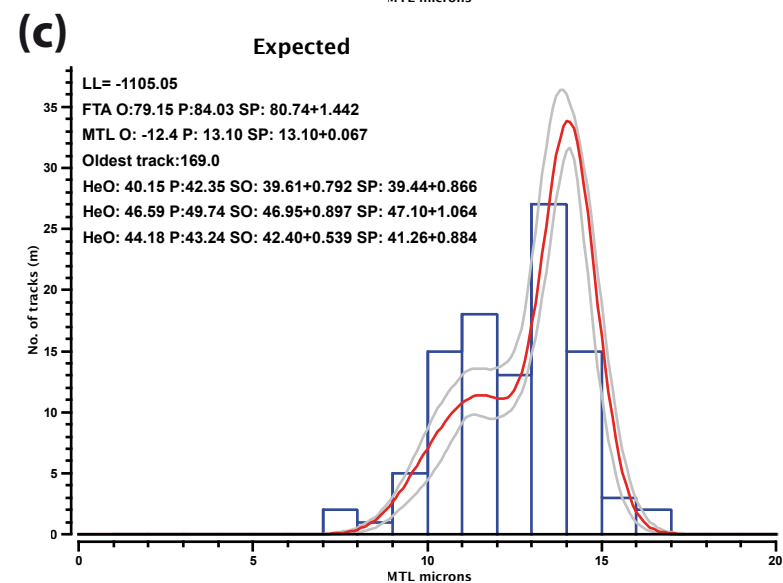
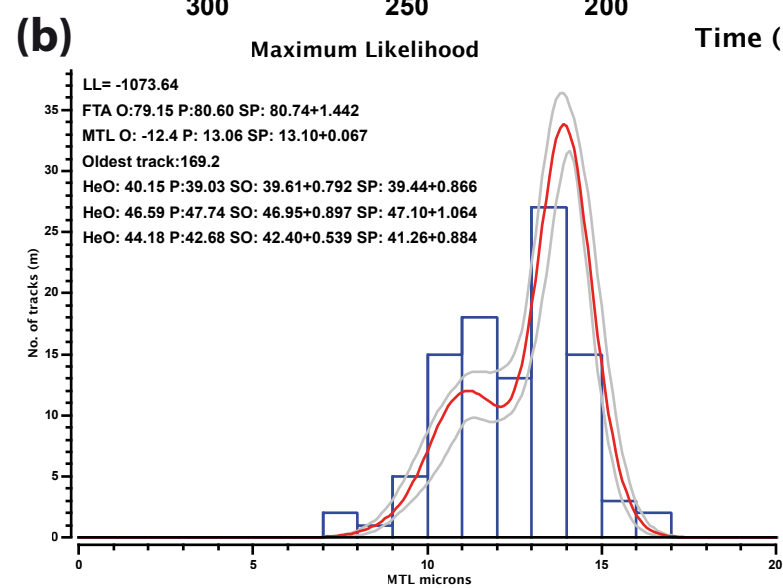
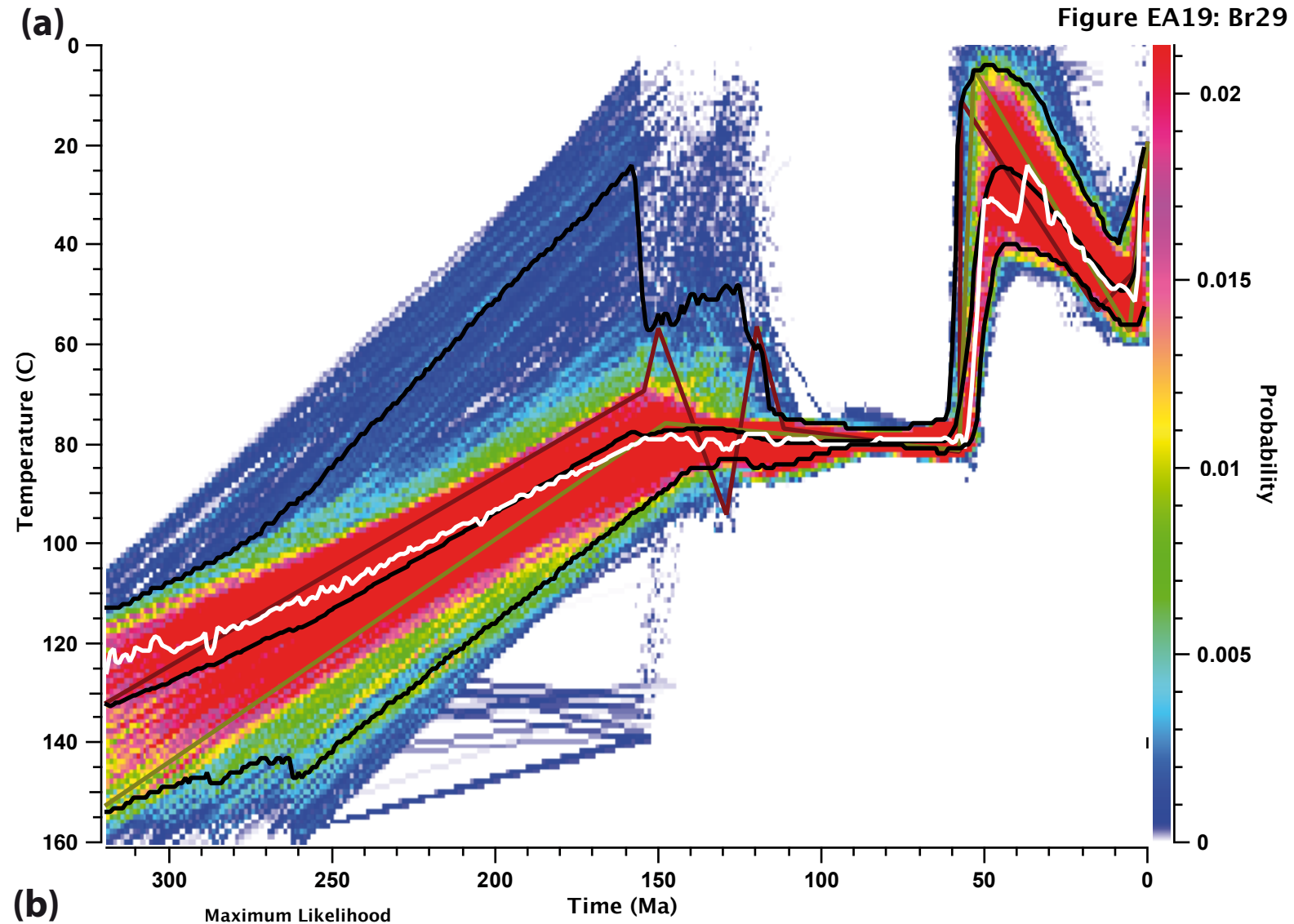


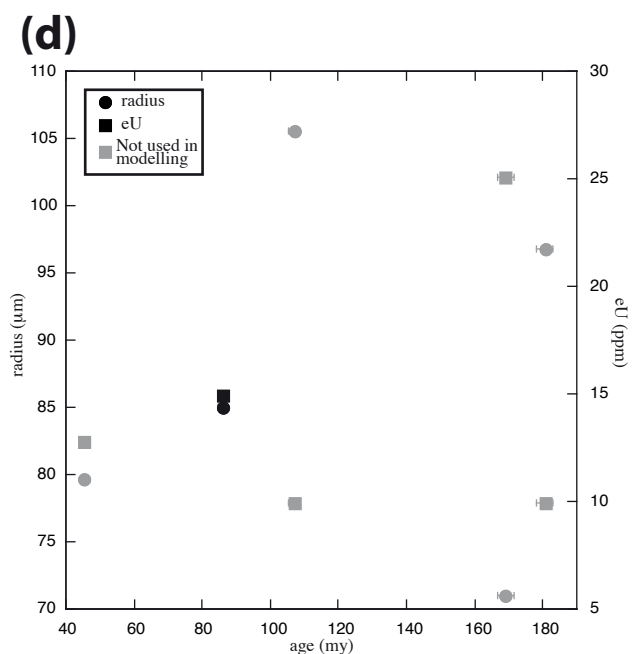
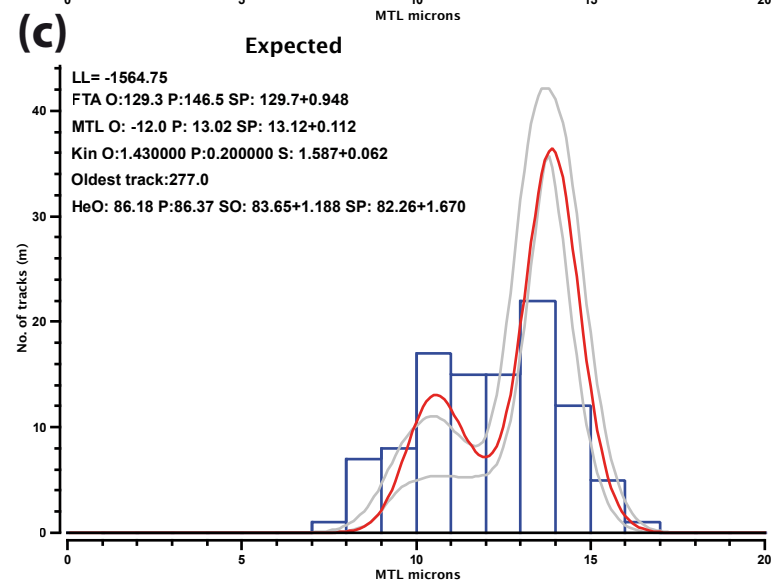
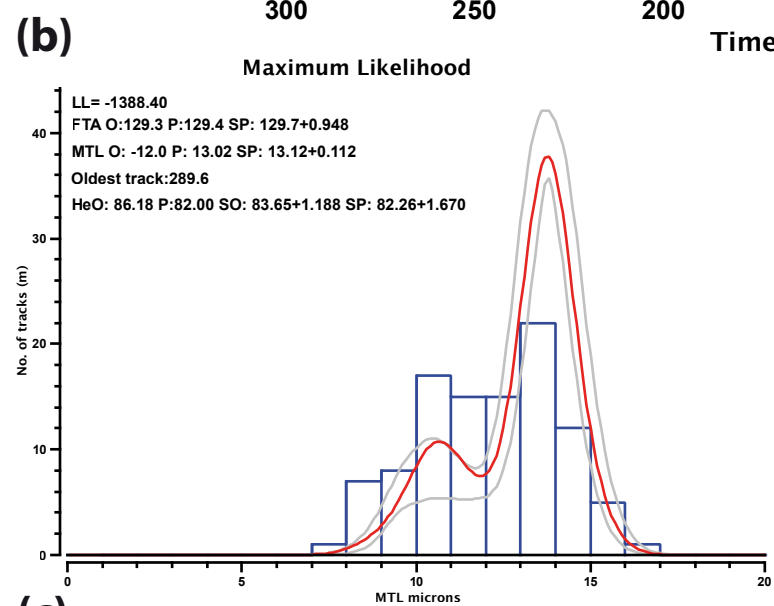
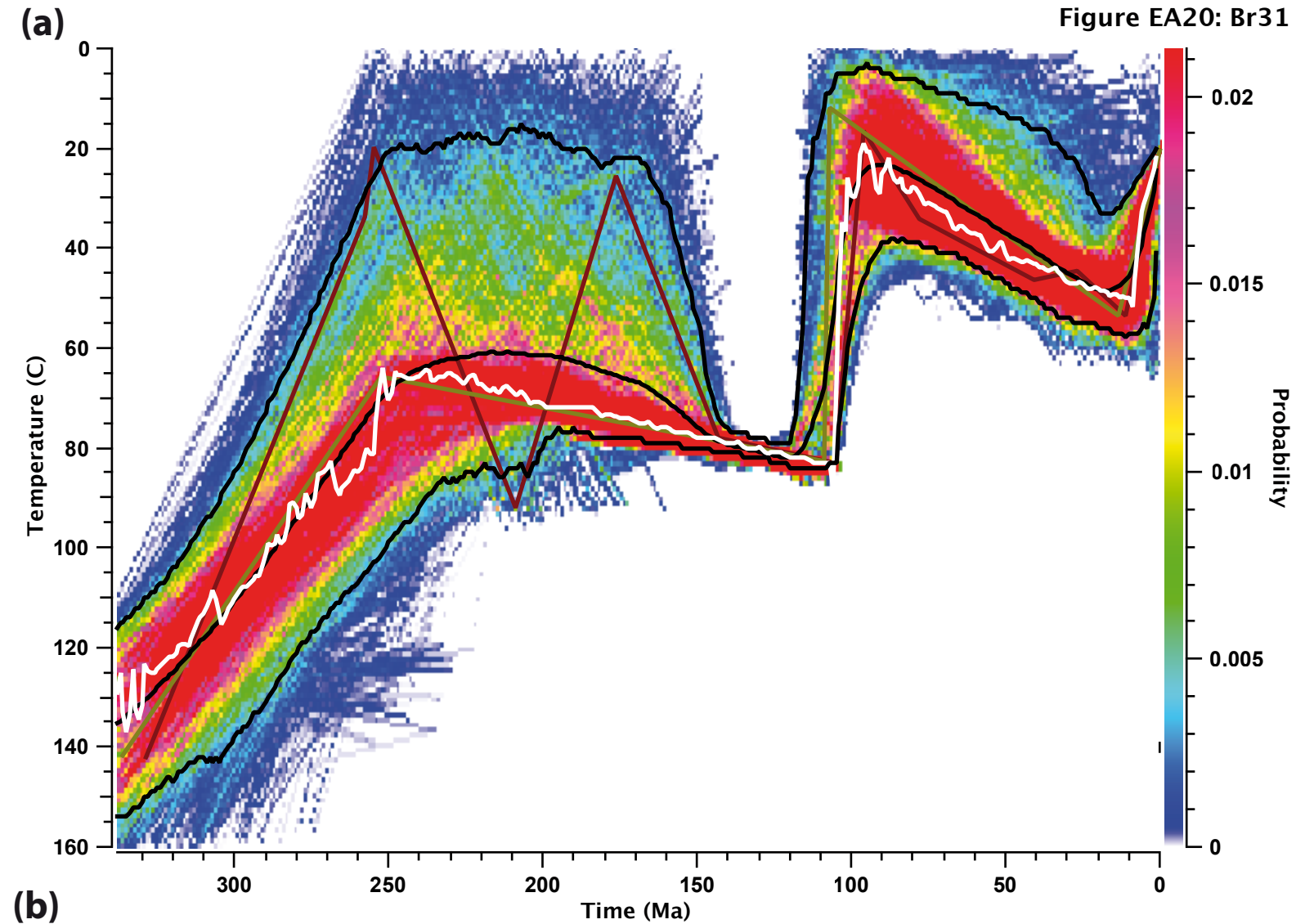


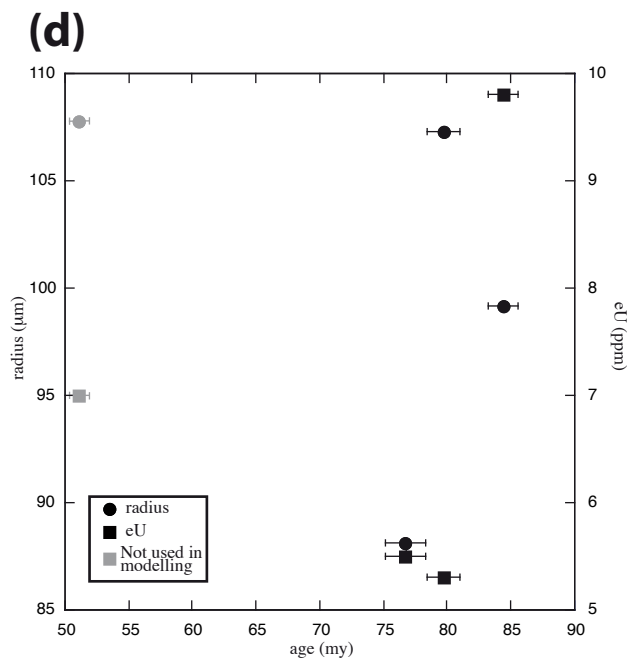
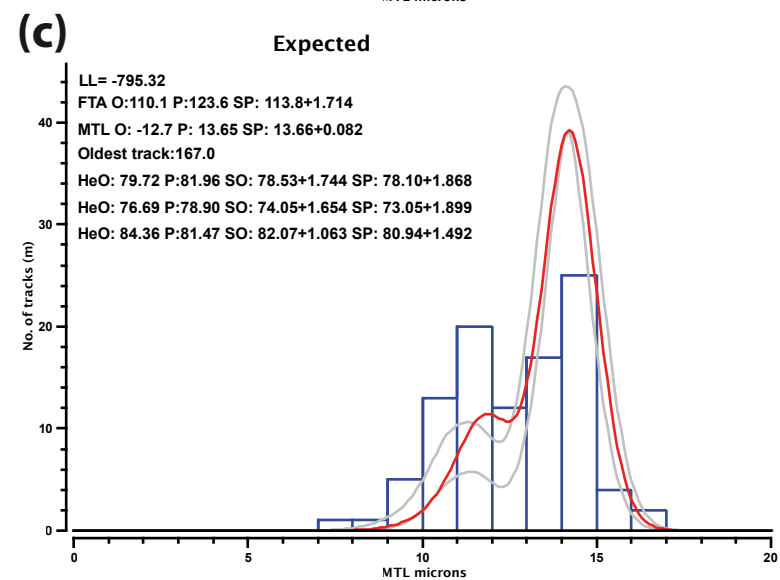
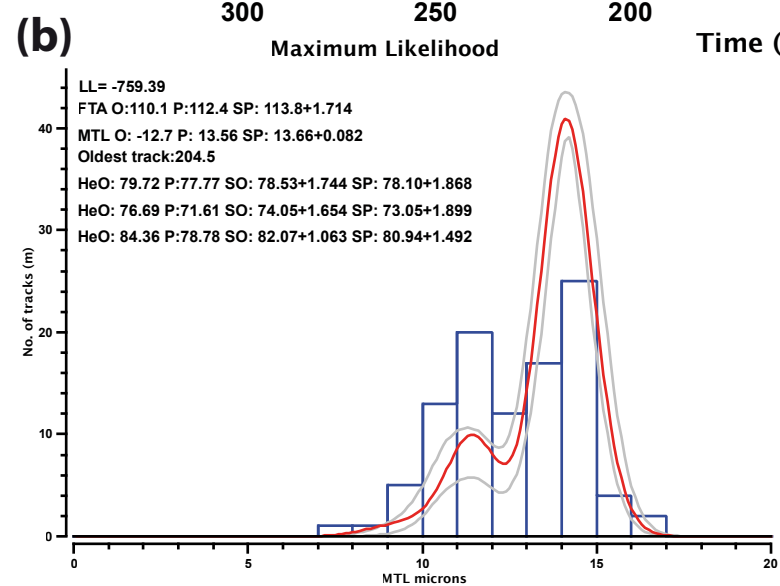
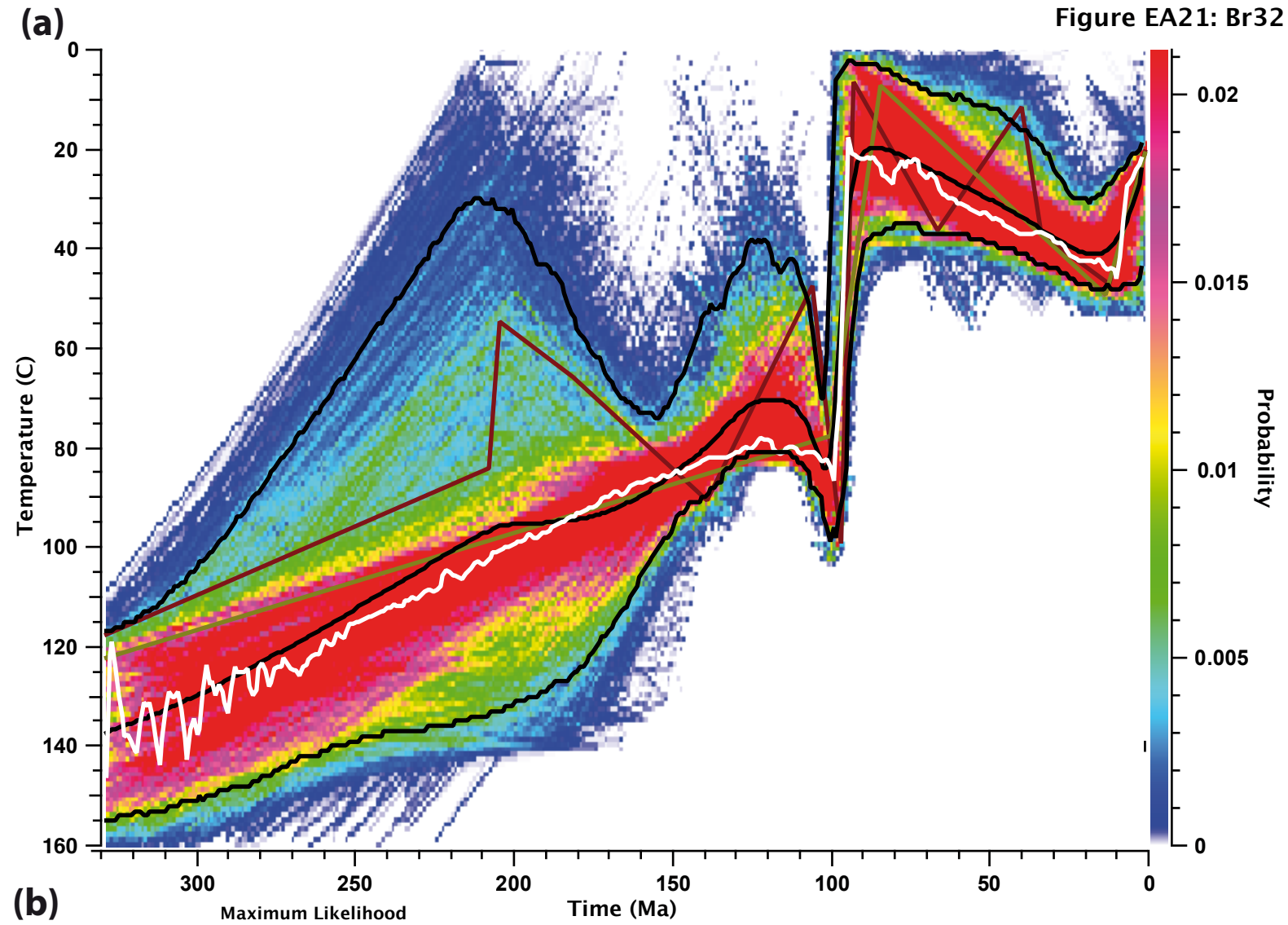


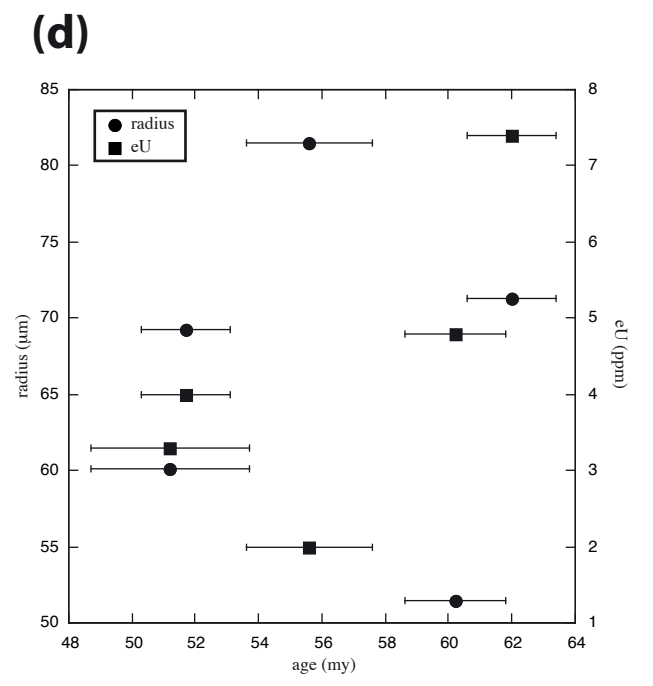
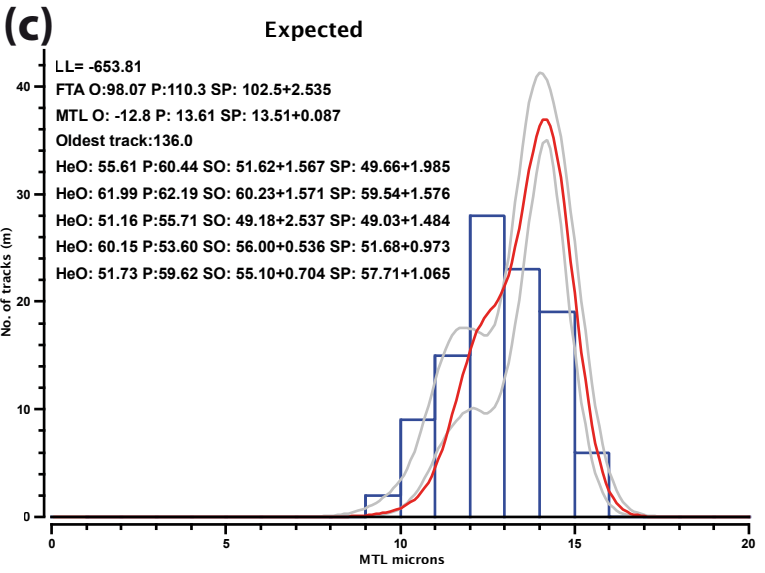
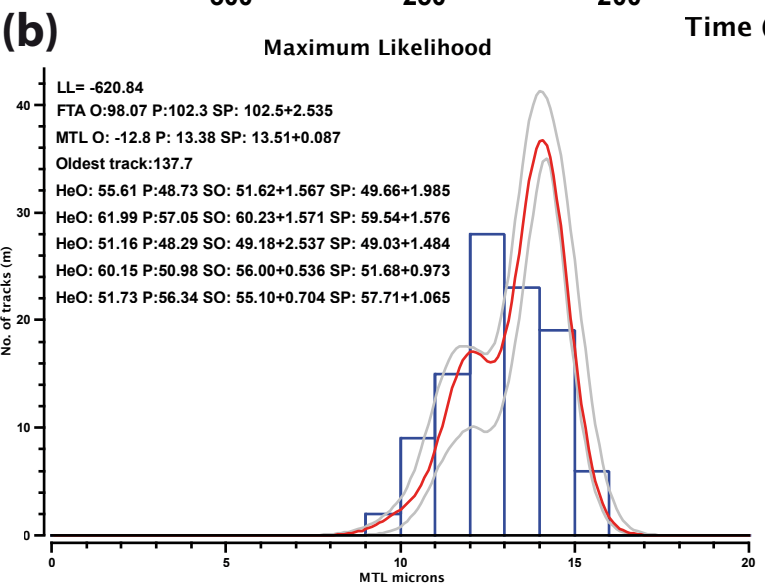
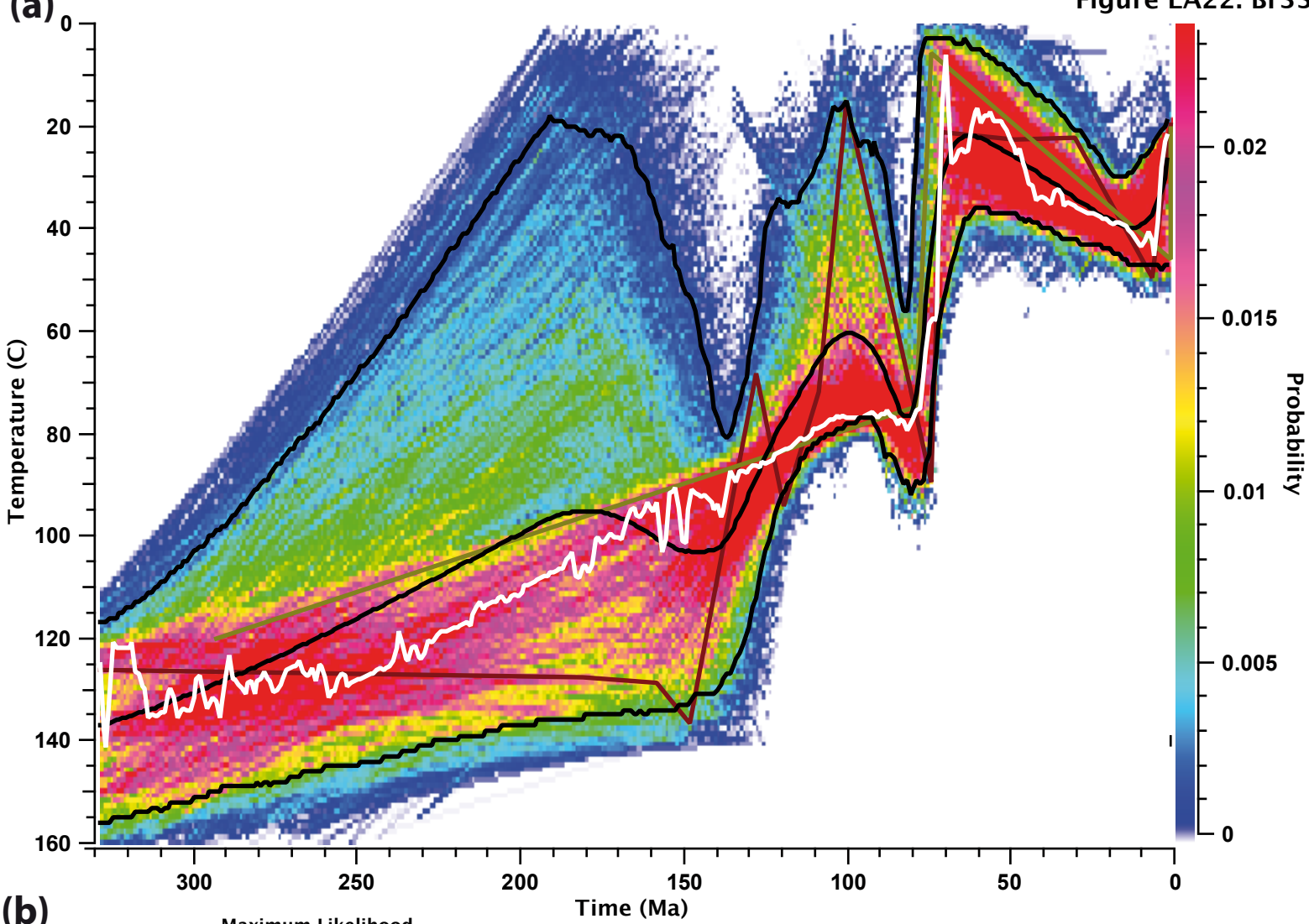


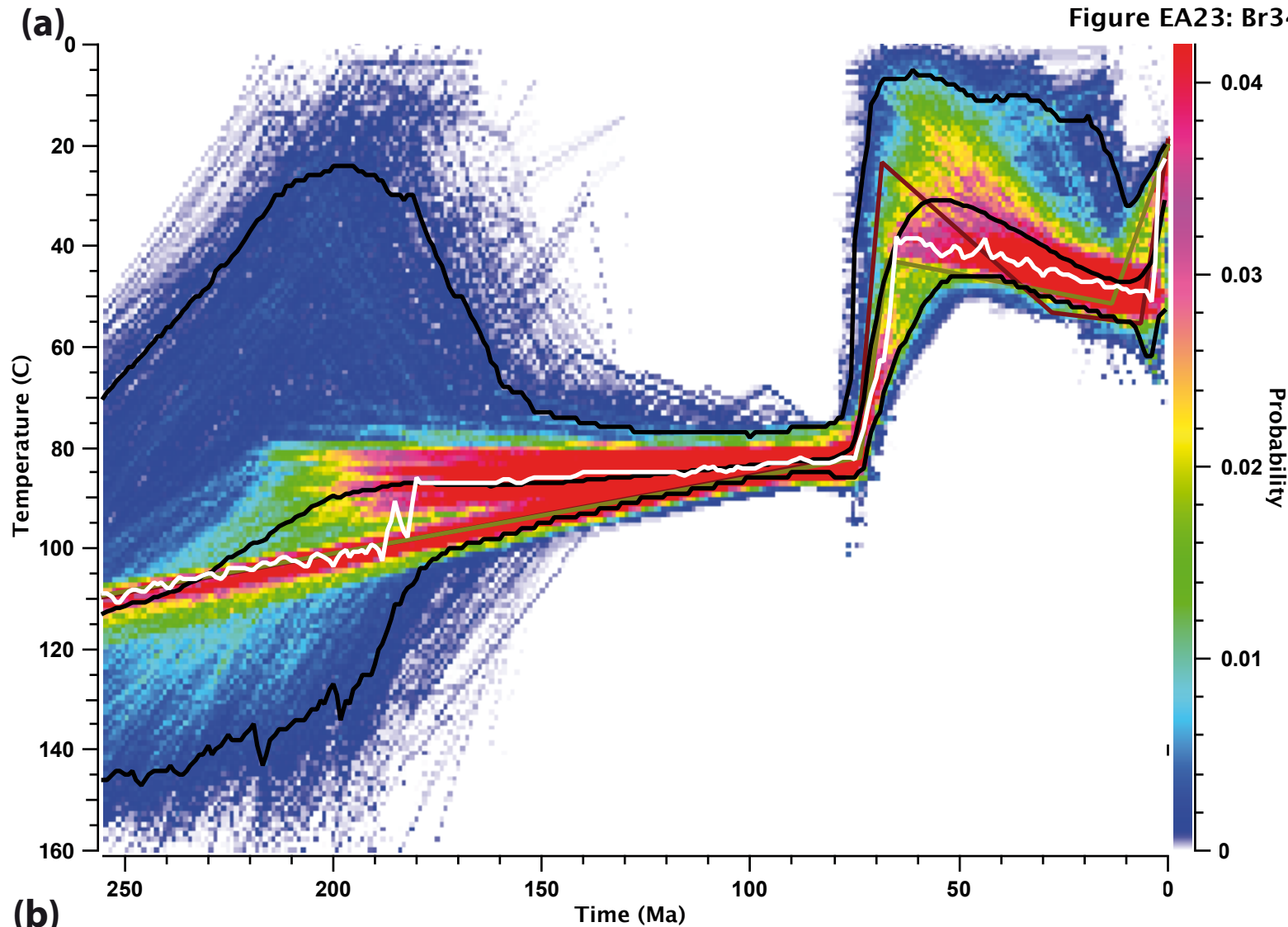






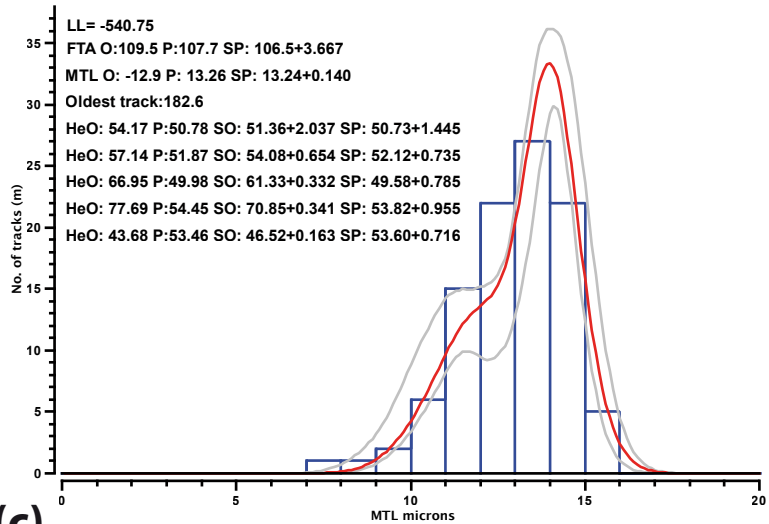






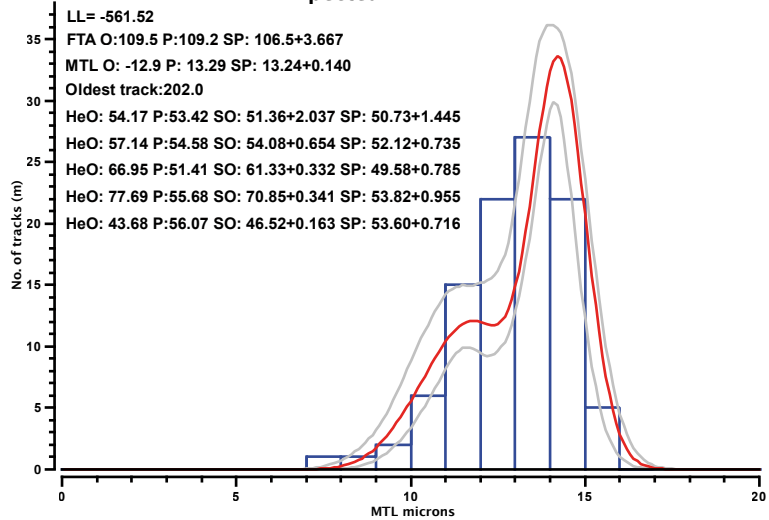
(b) Maximum Likelihood

Maximum Likelihood

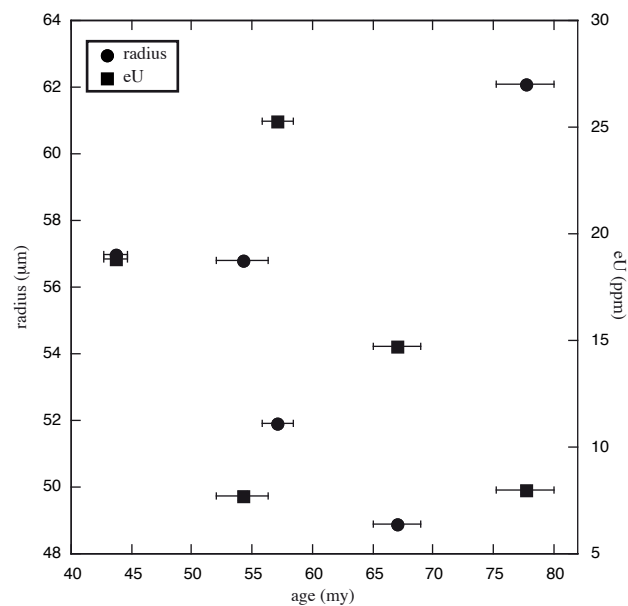


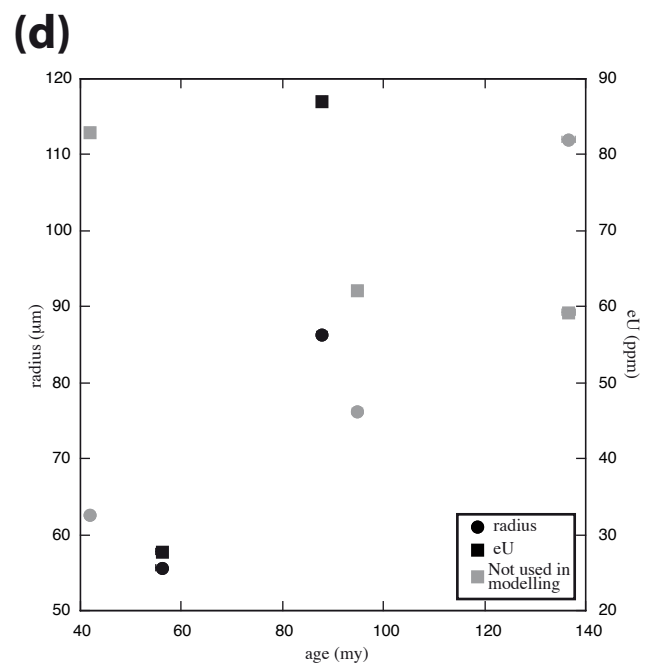
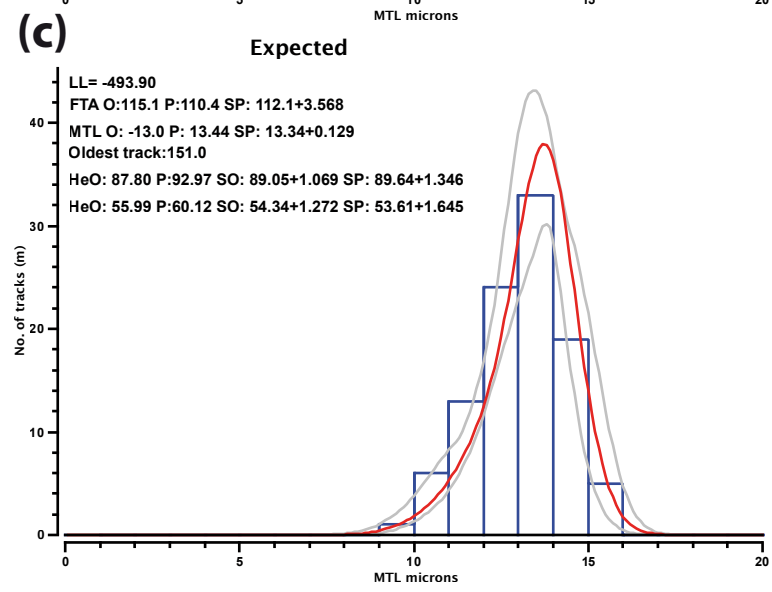
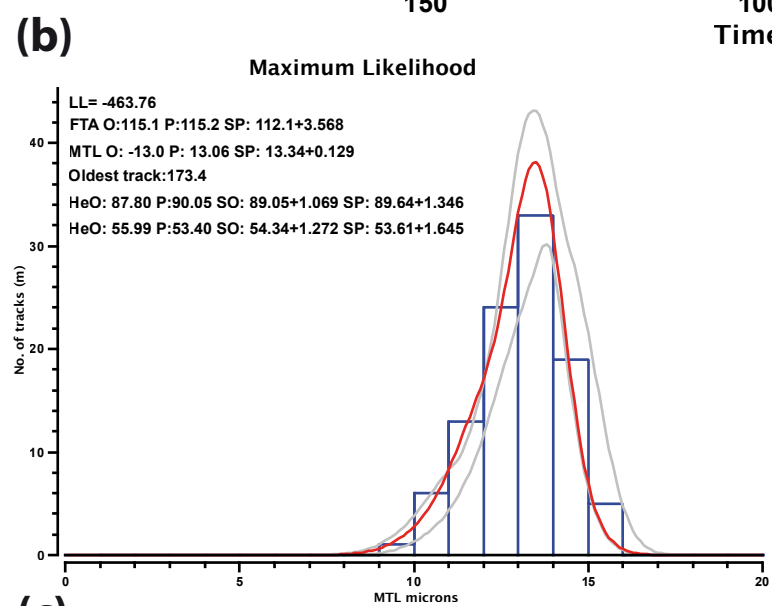
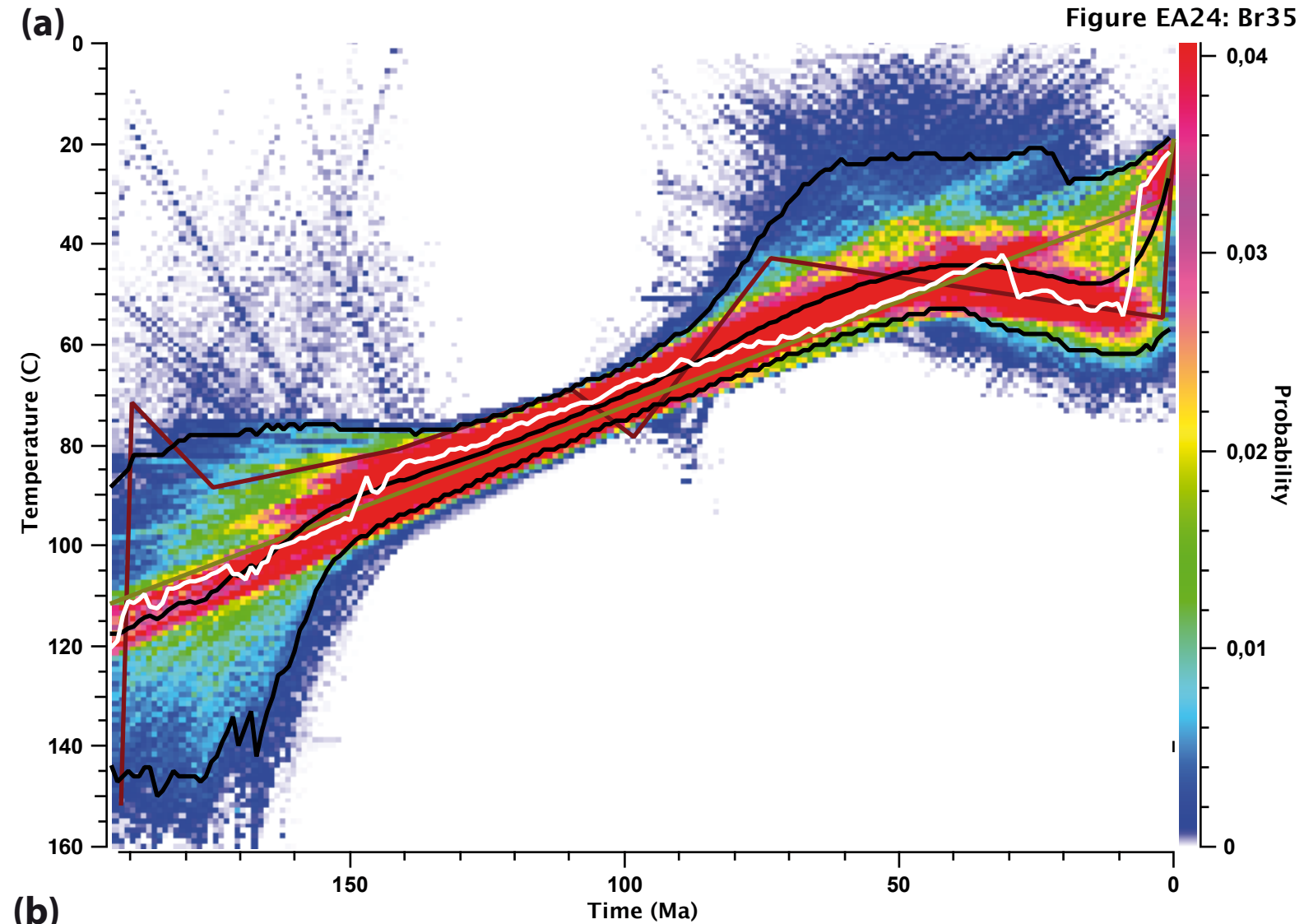
(c) Expected

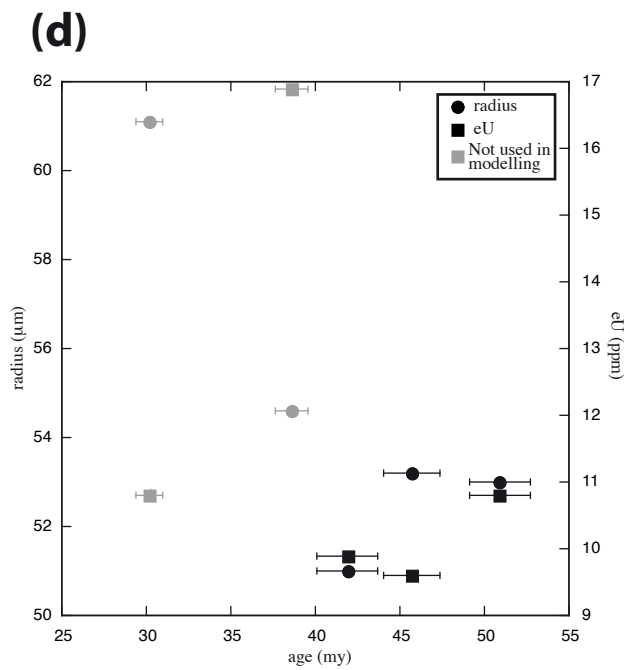
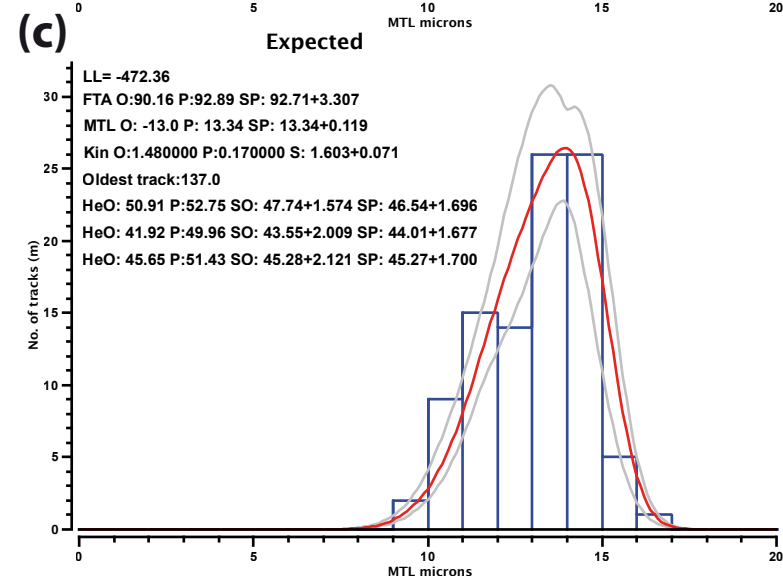
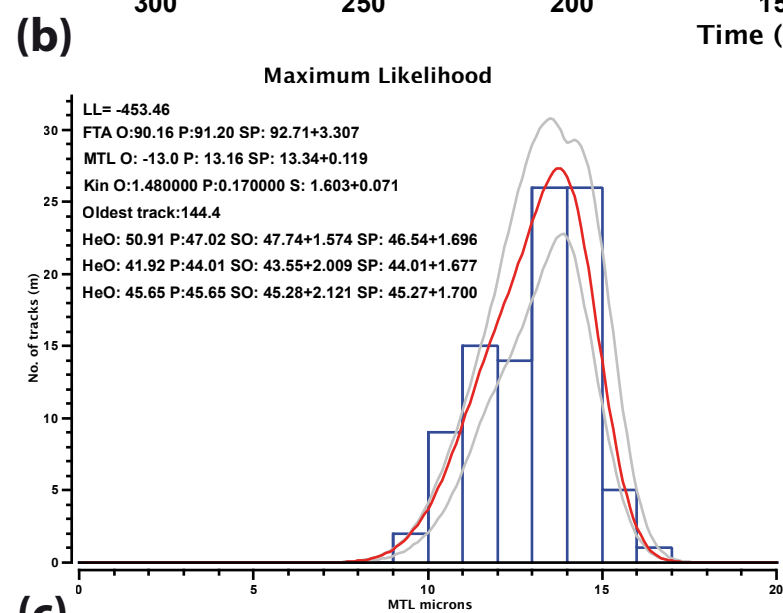
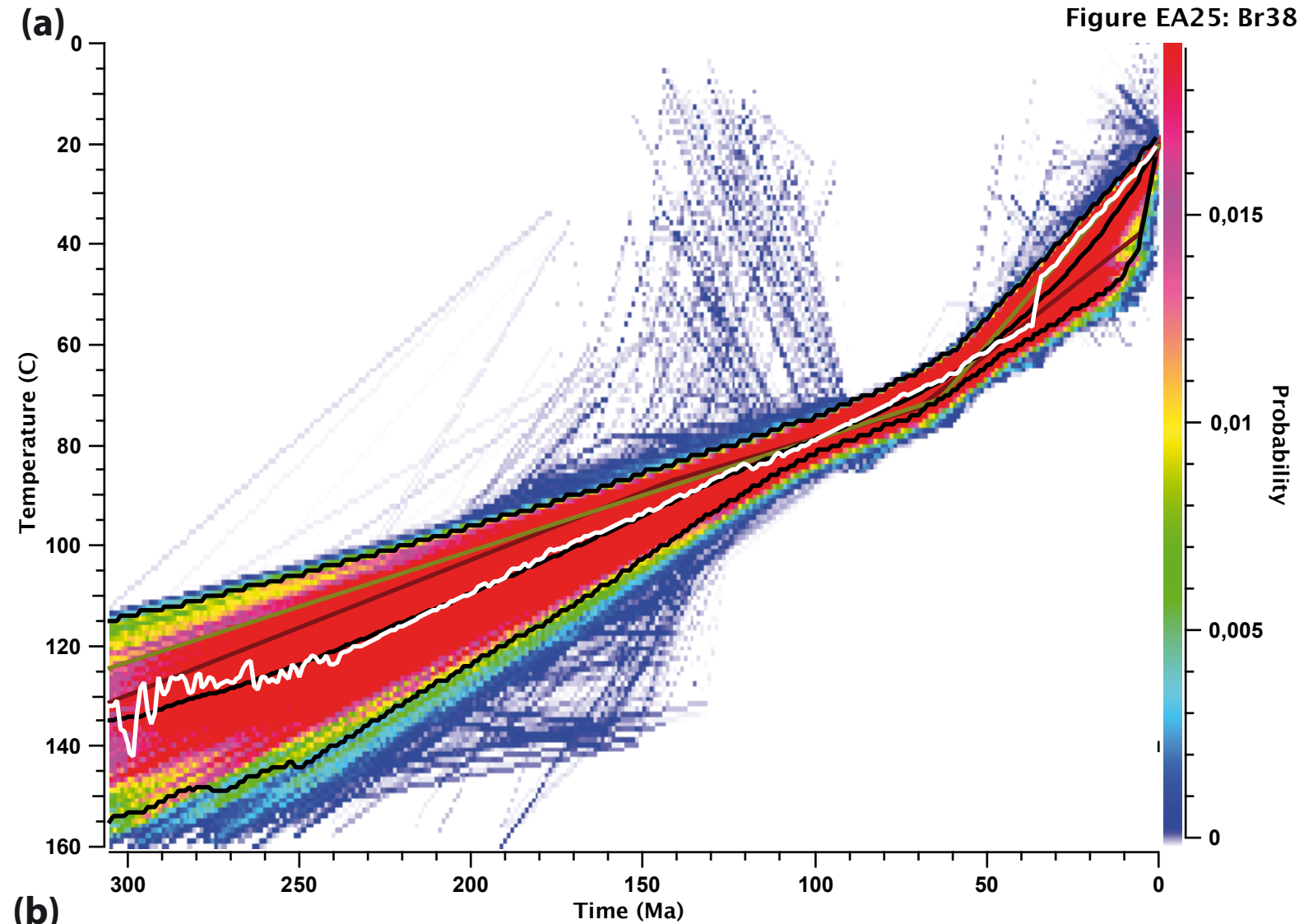
Expected

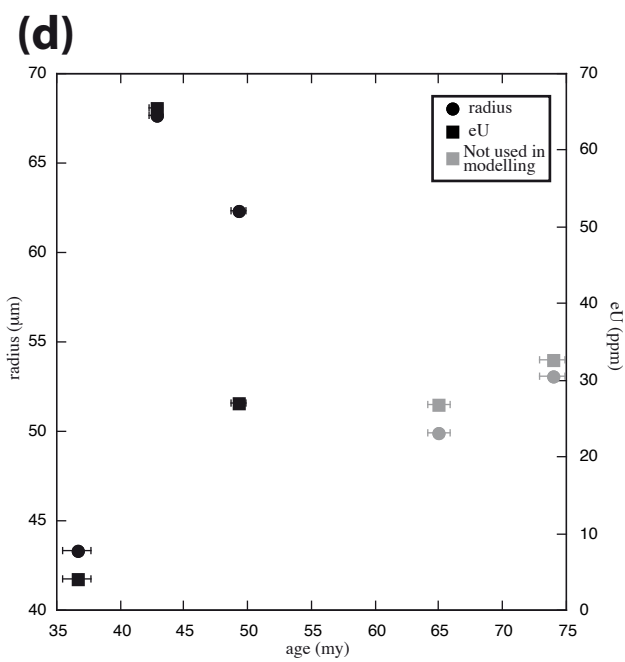
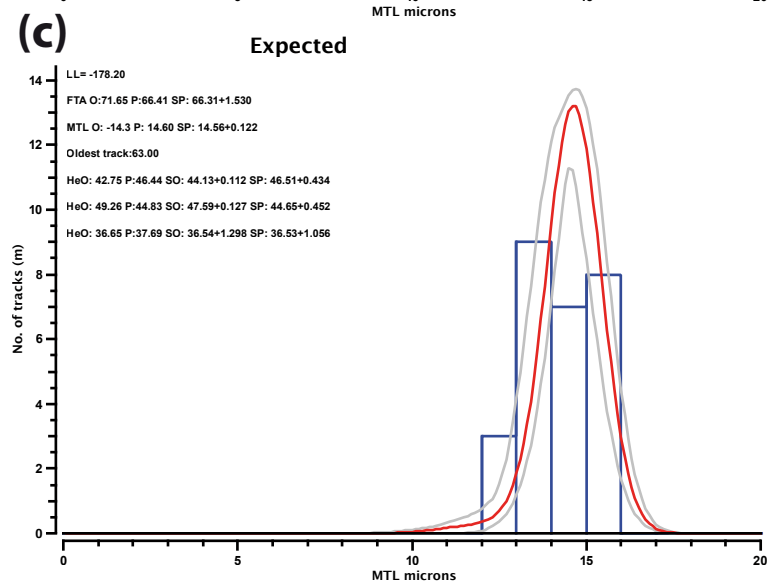
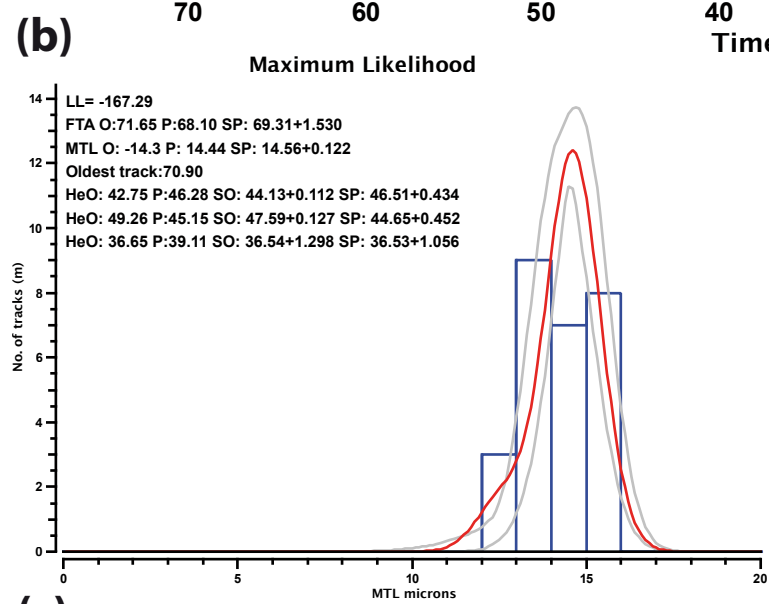
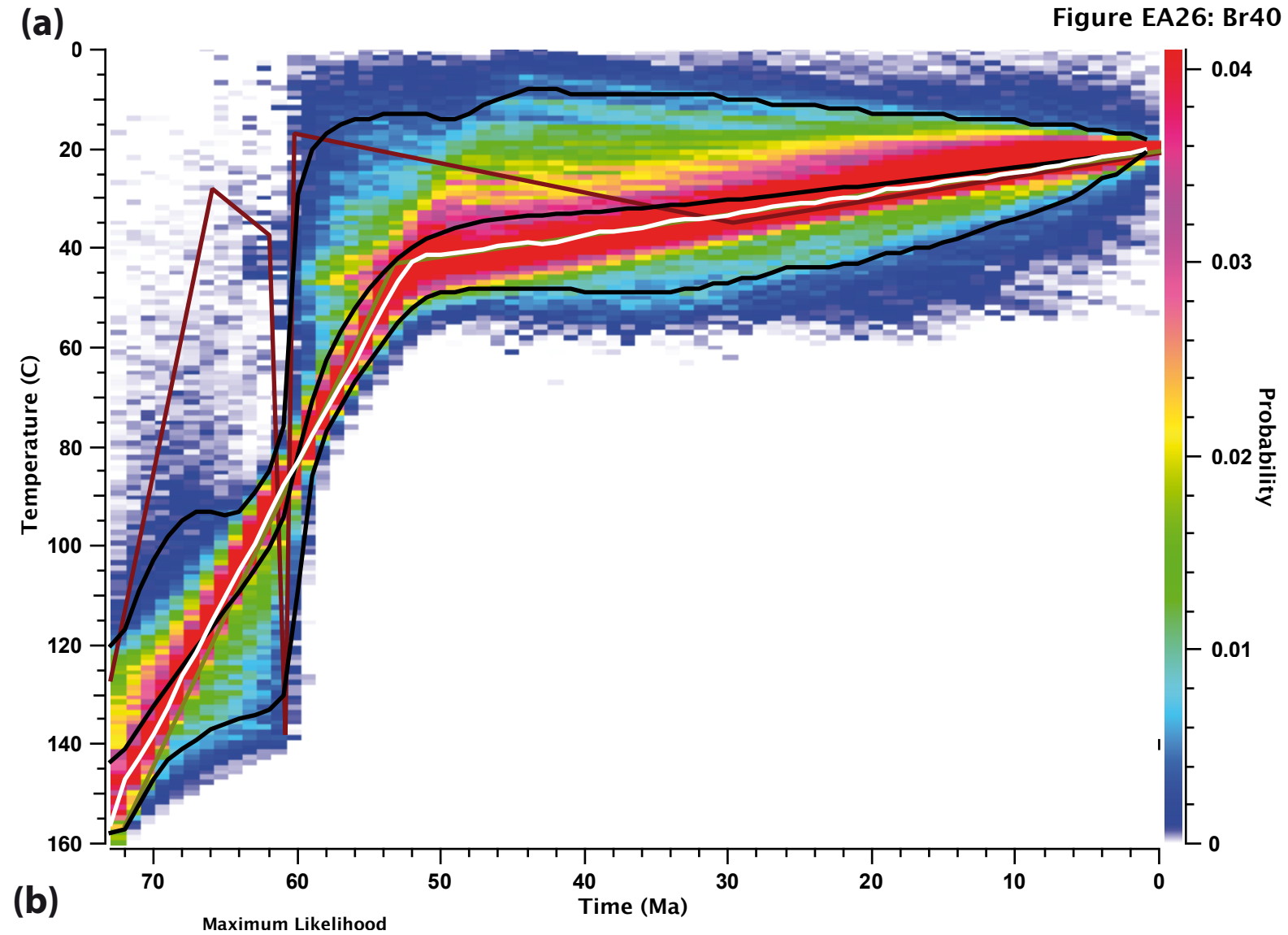


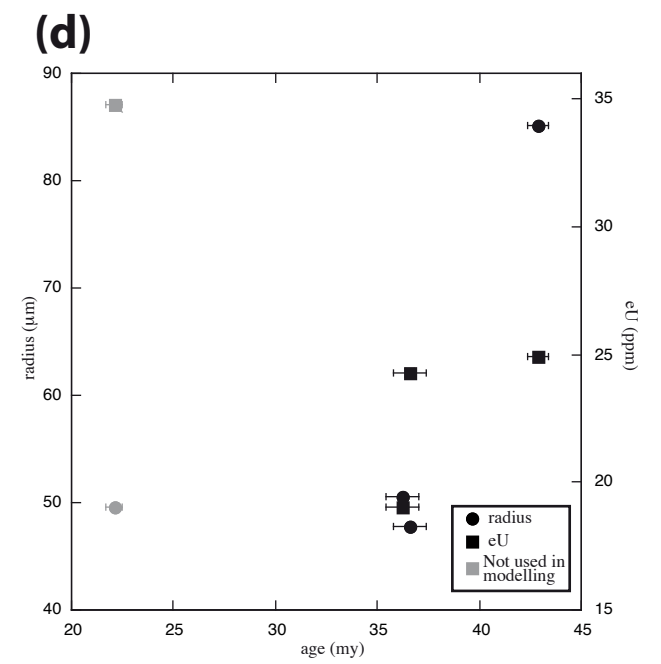
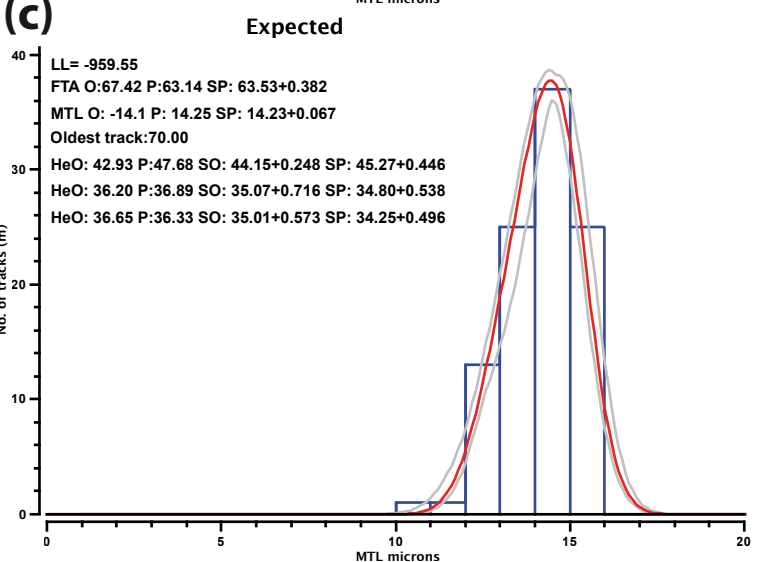
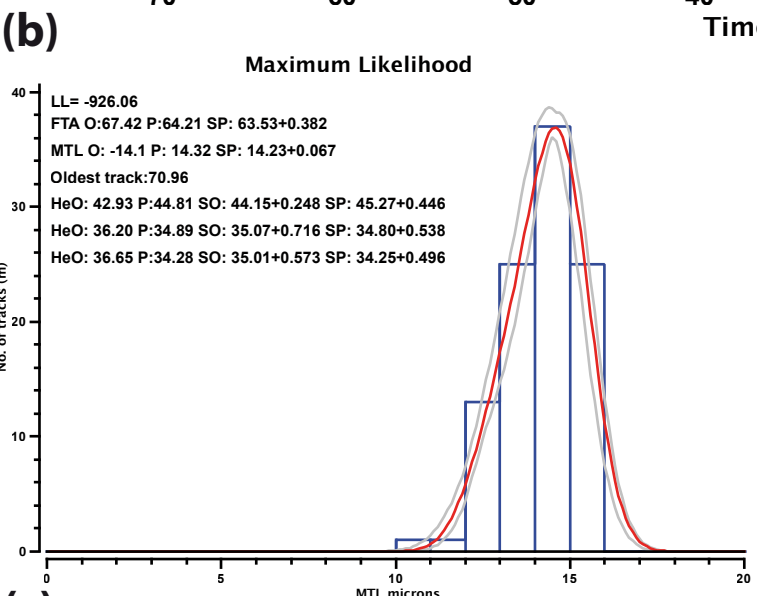
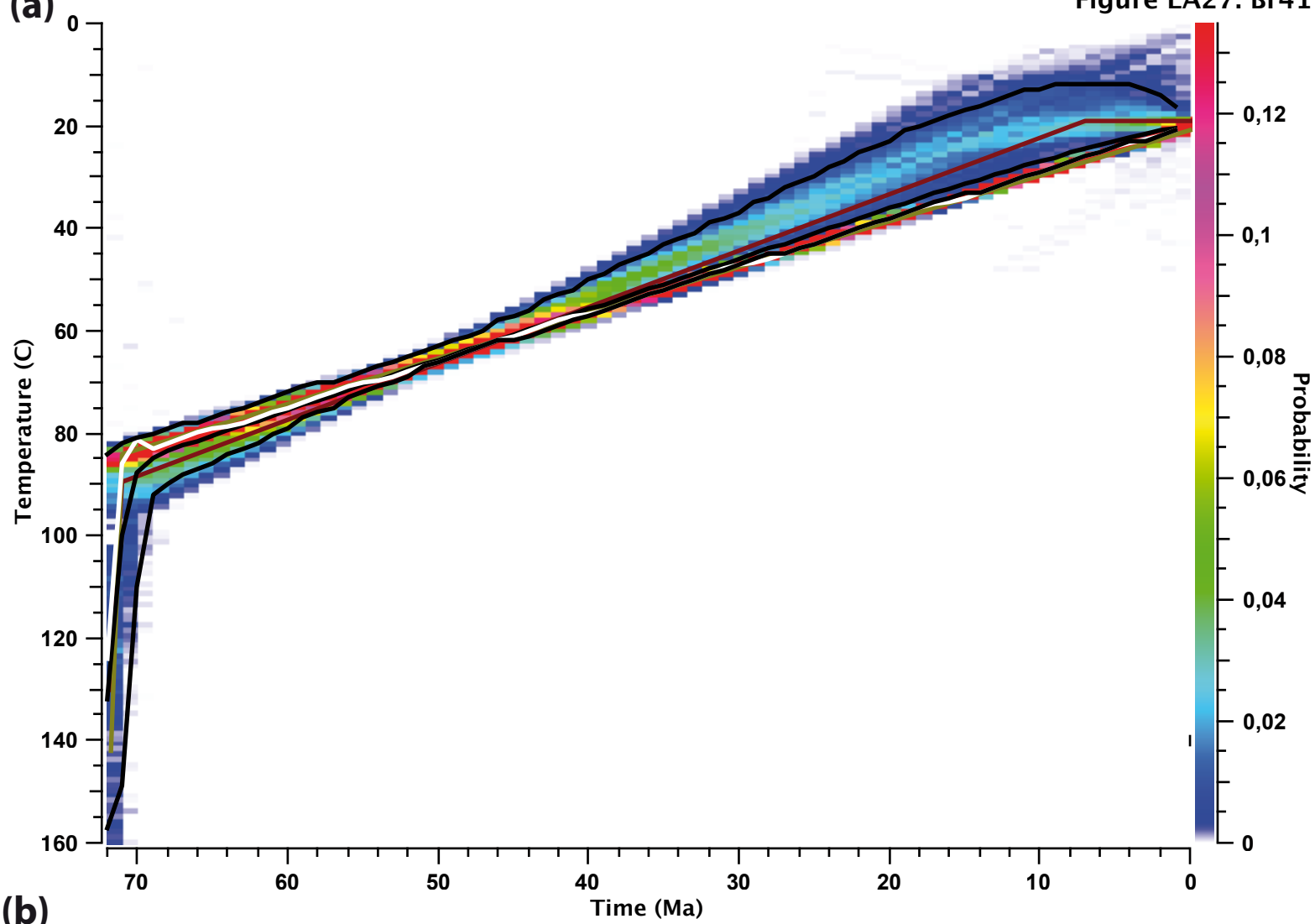
(d)











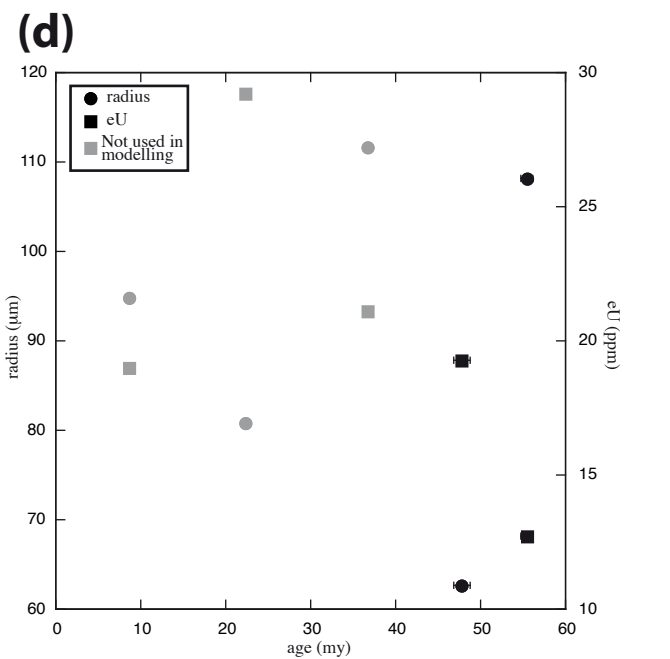
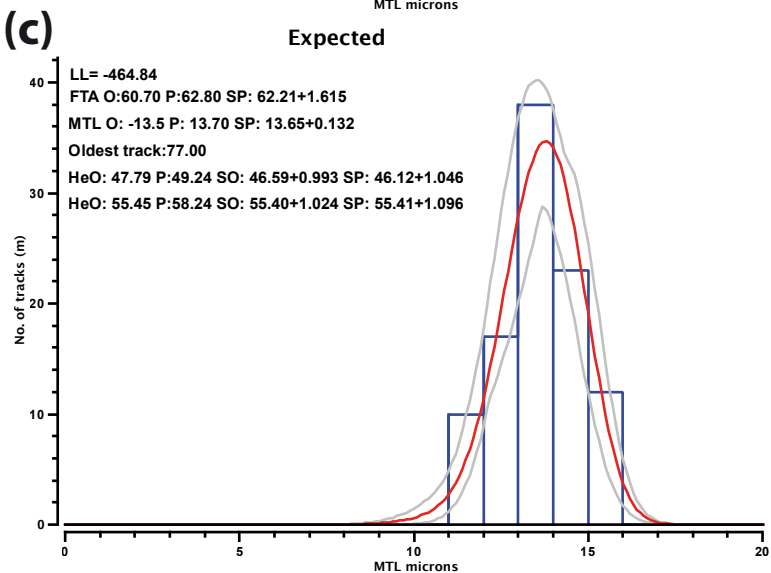
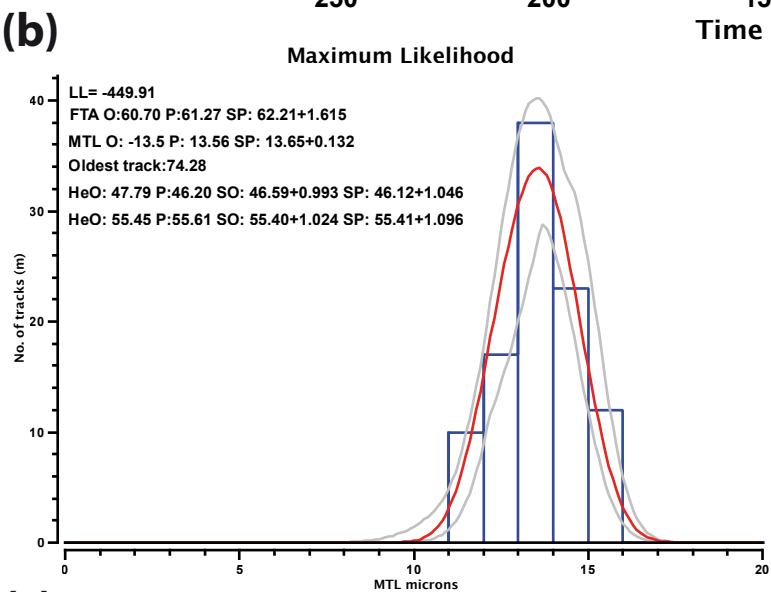
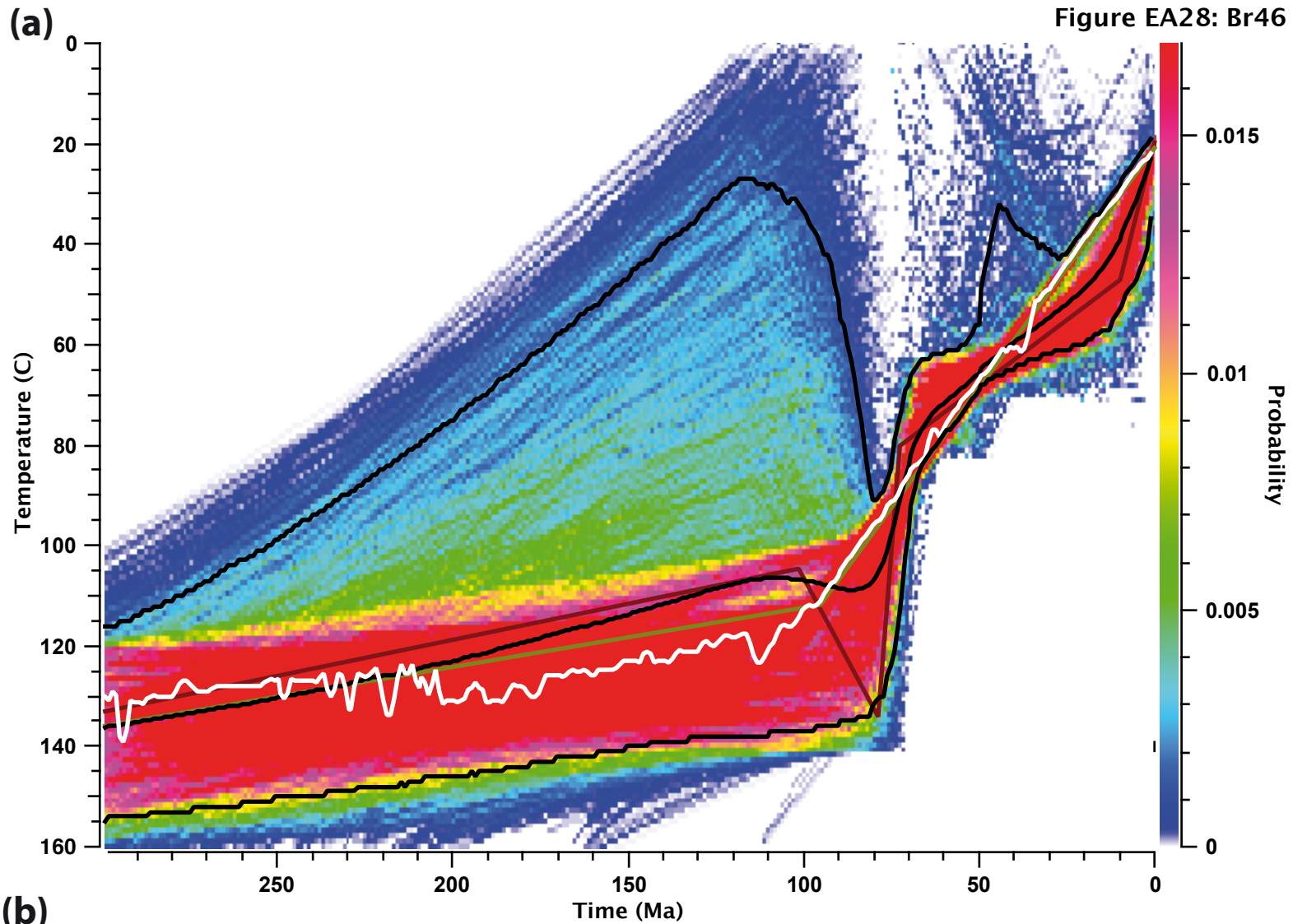


Figure EA29: Br2

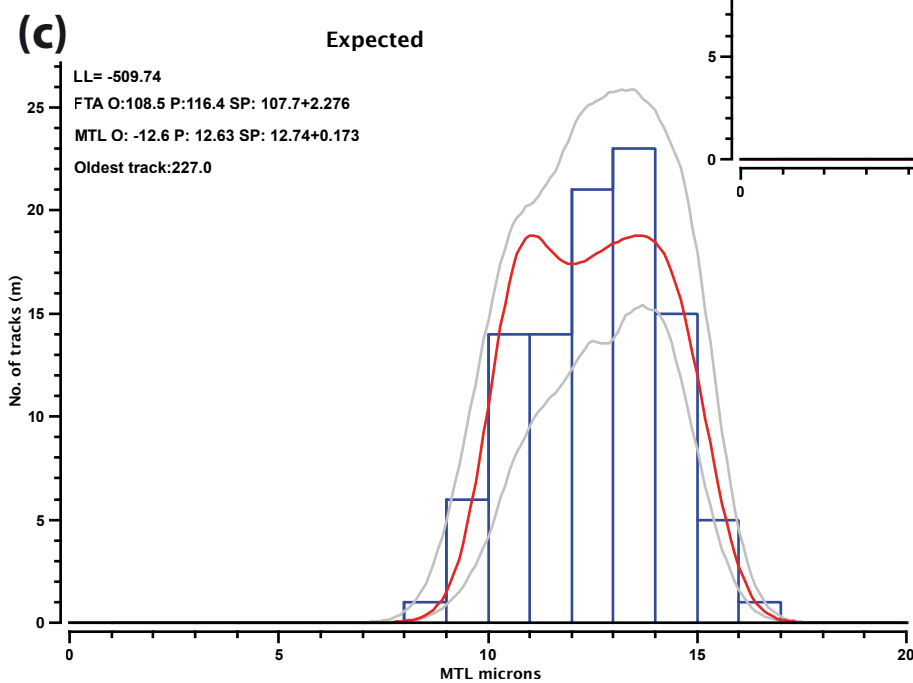
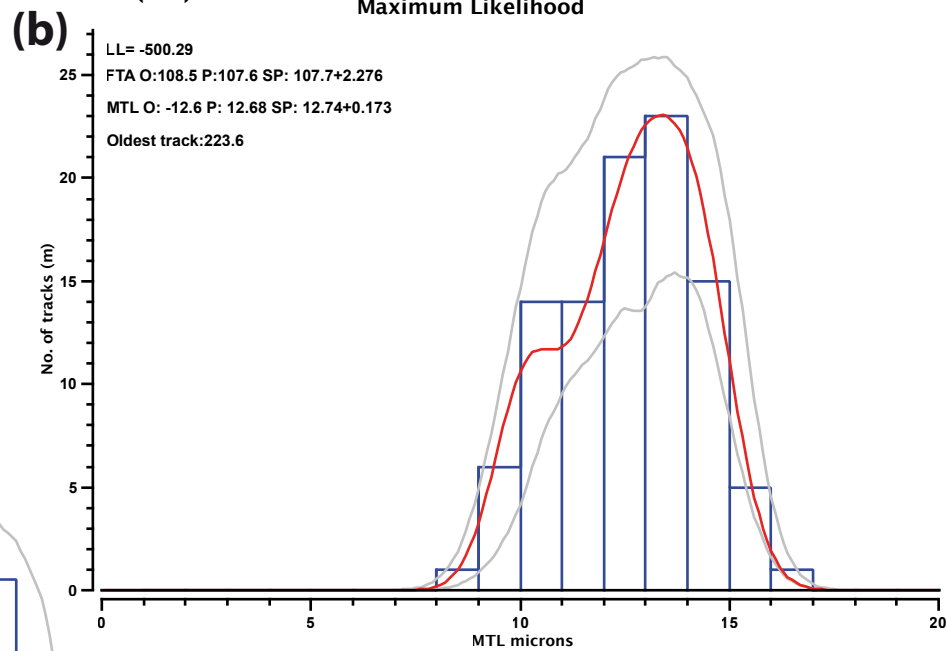
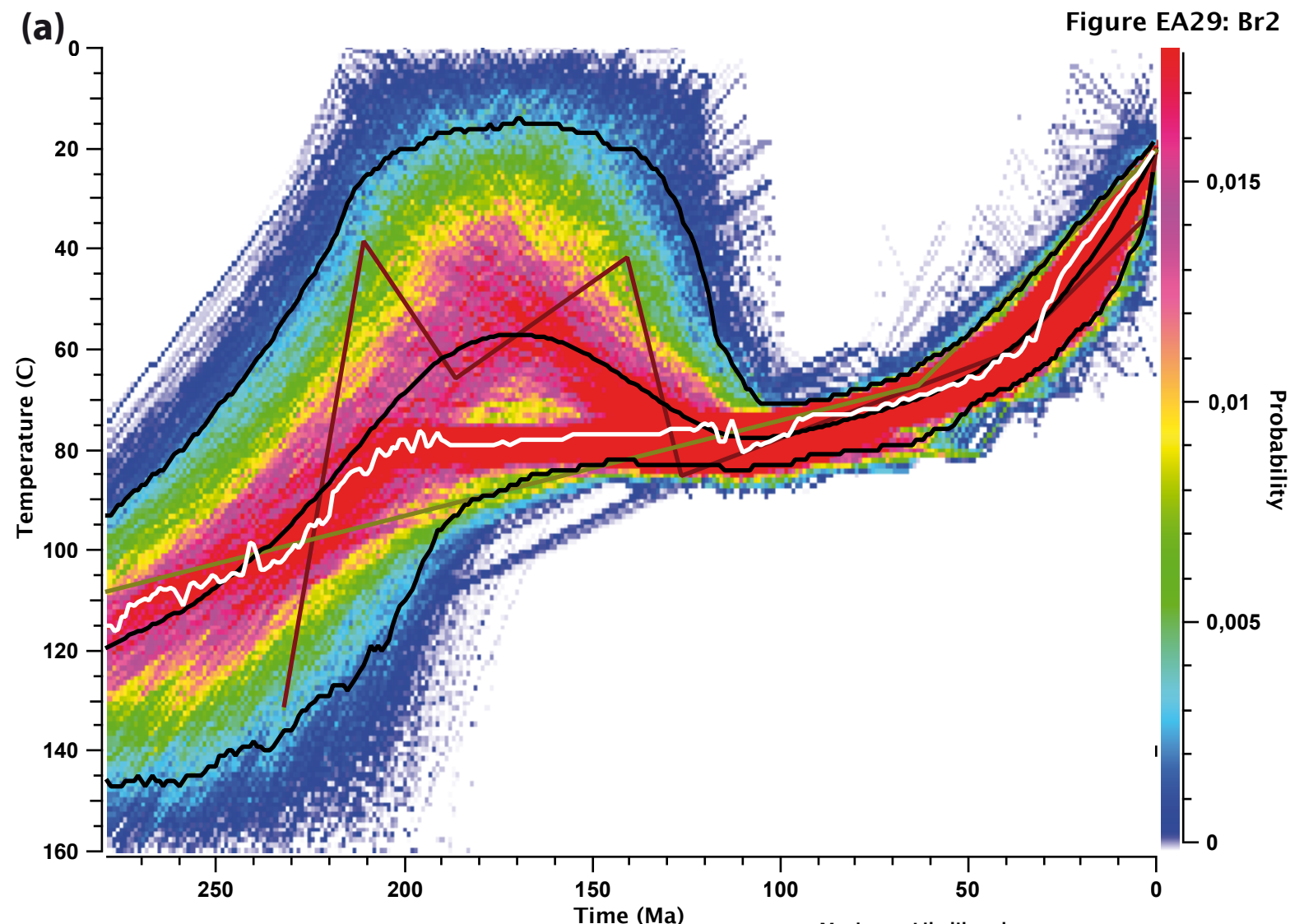


Figure EA30: Br3

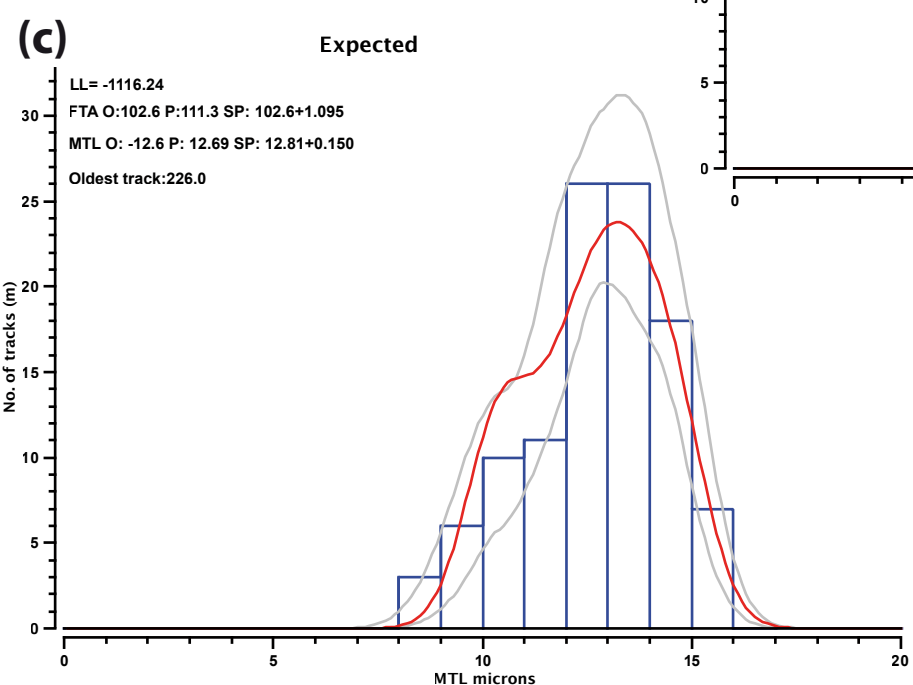
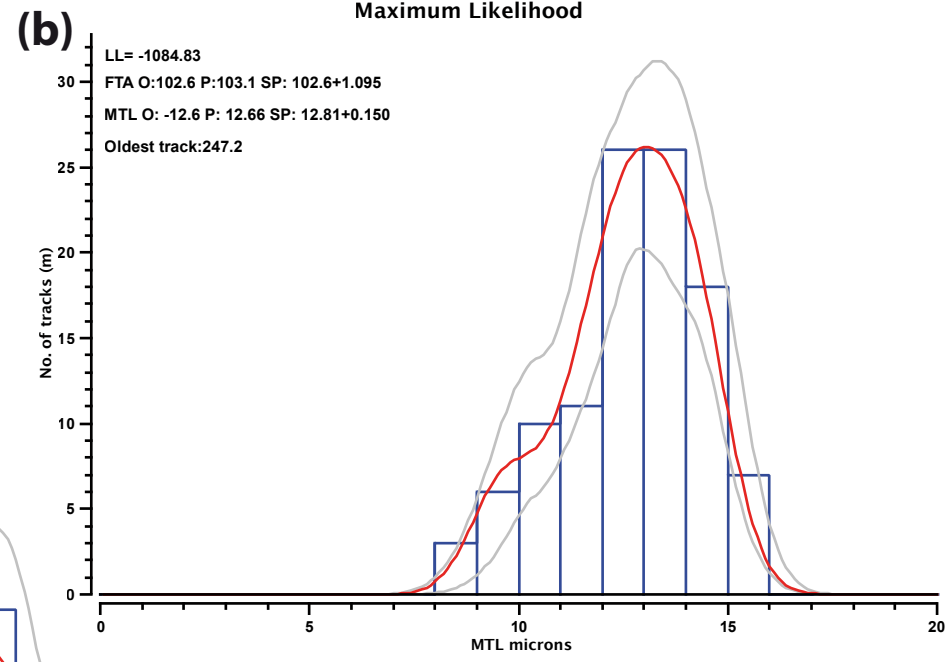
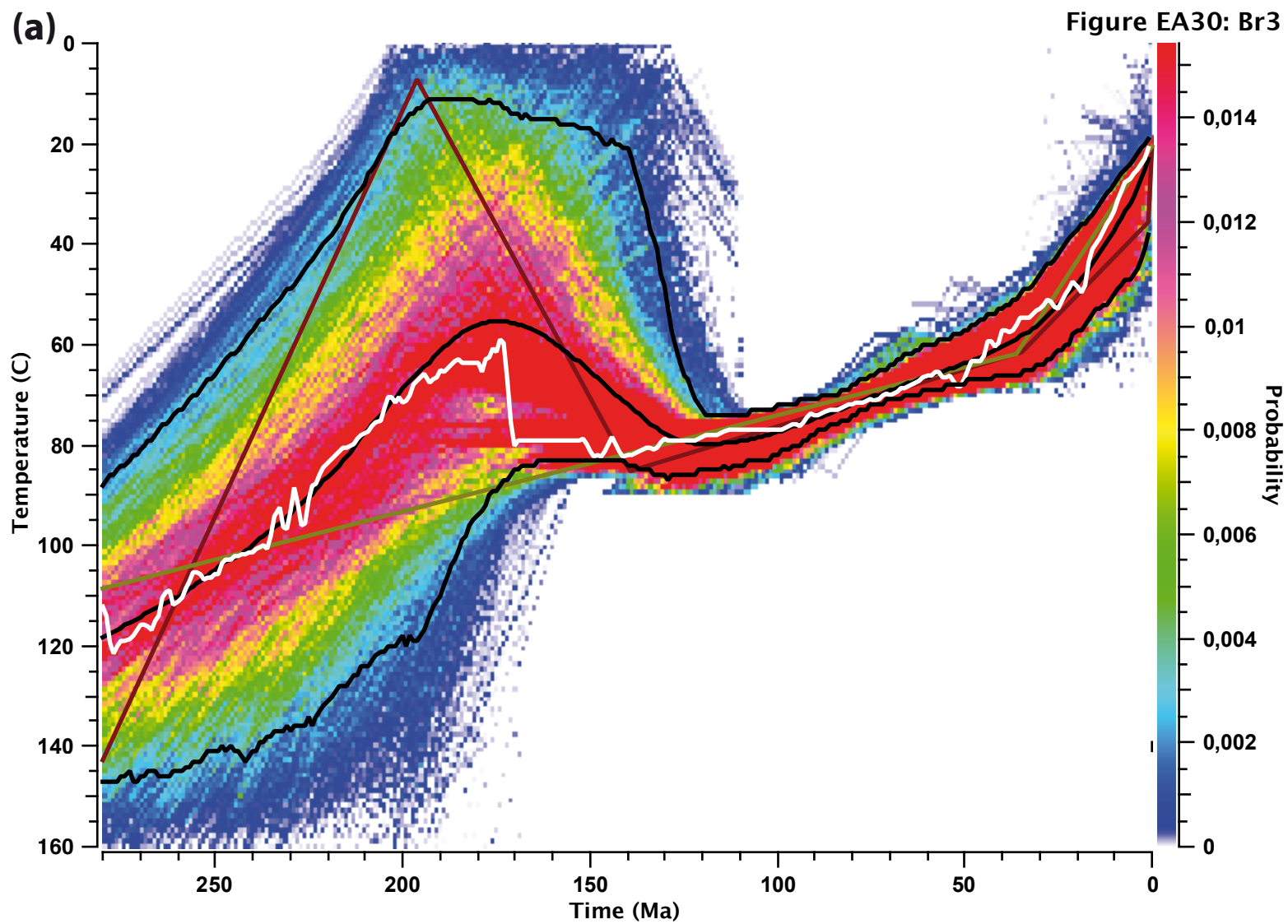
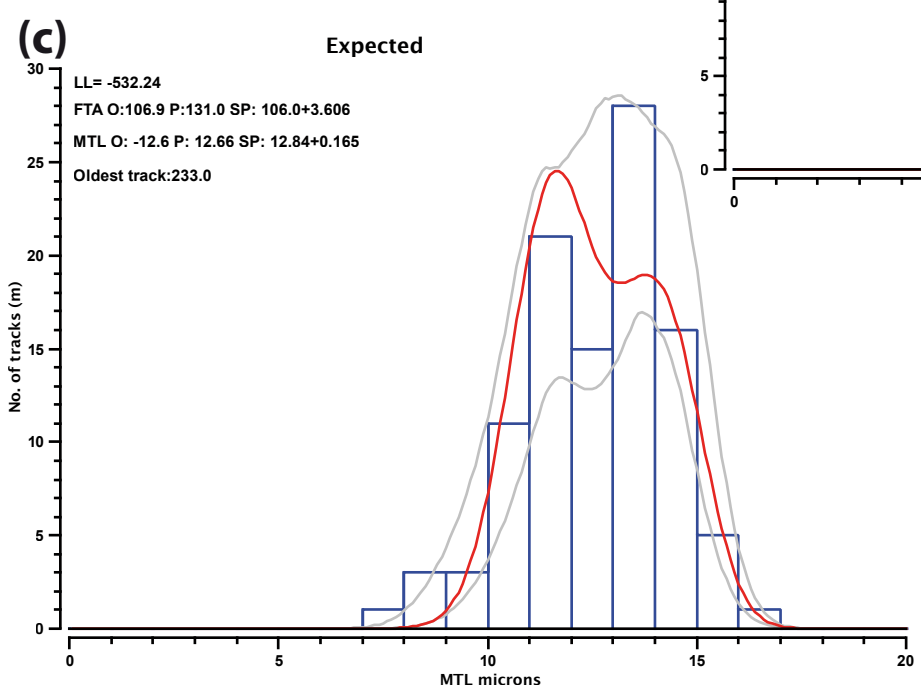
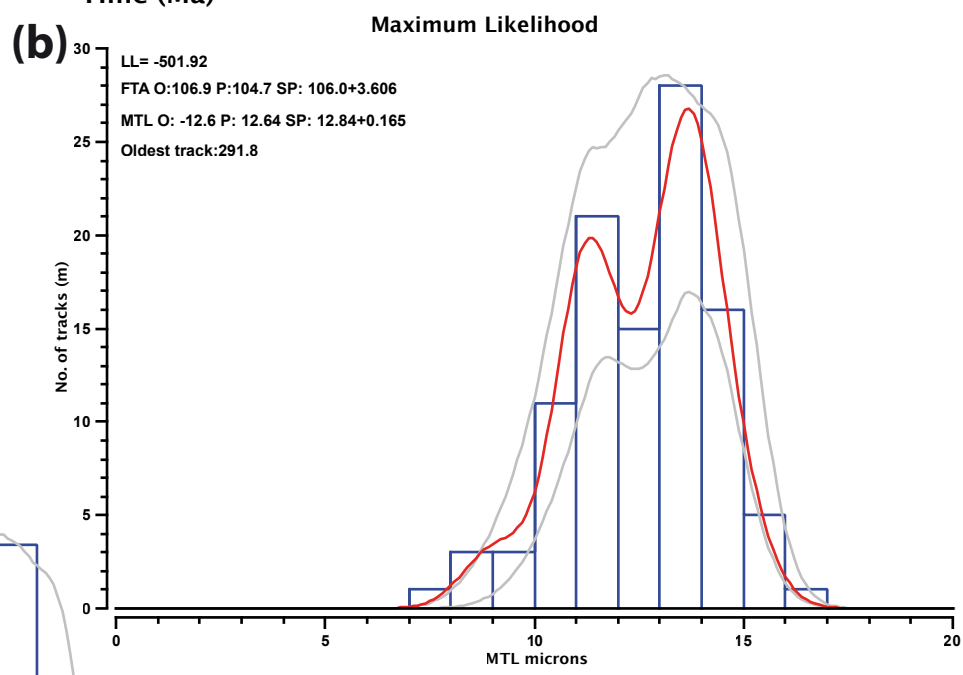
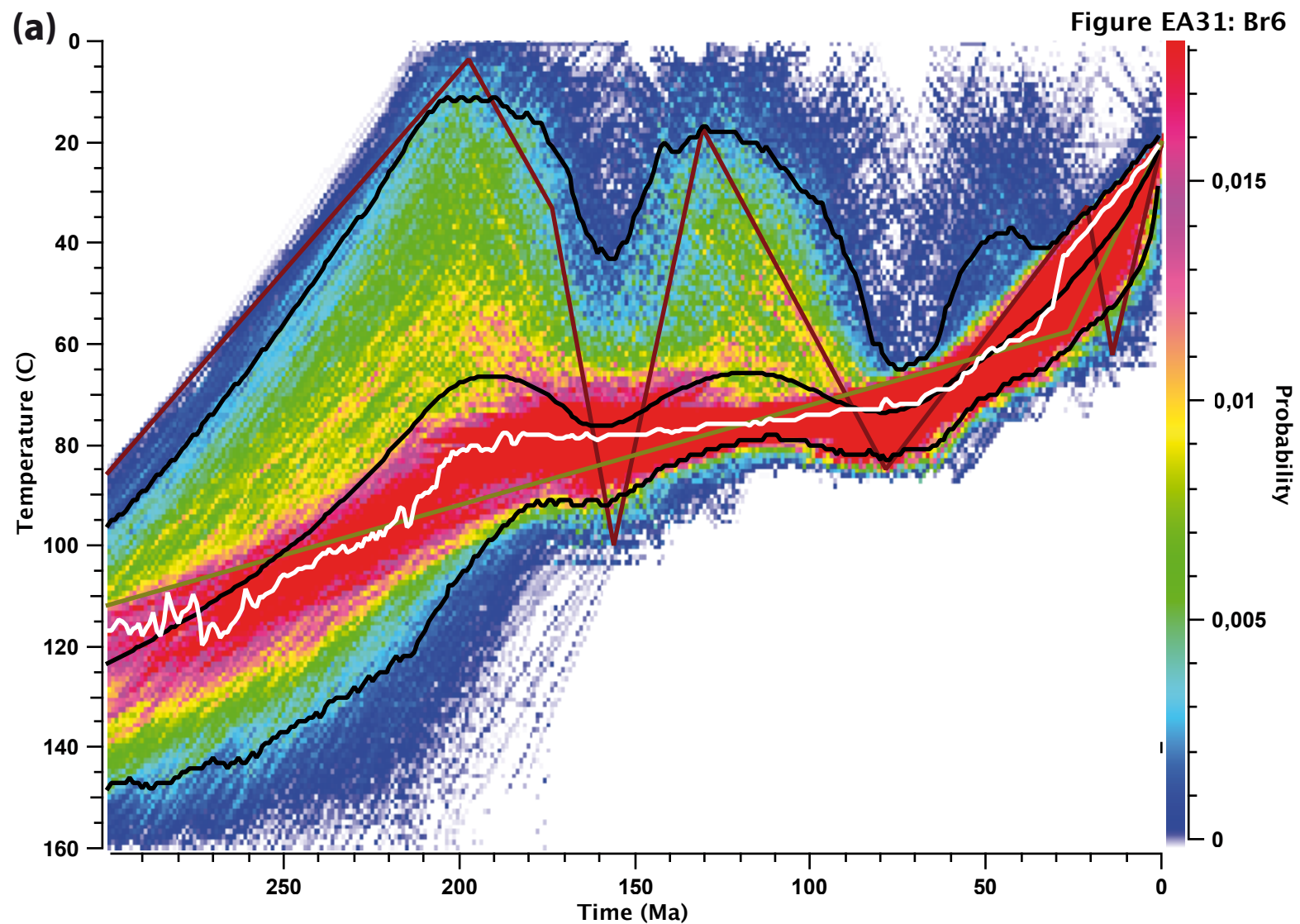
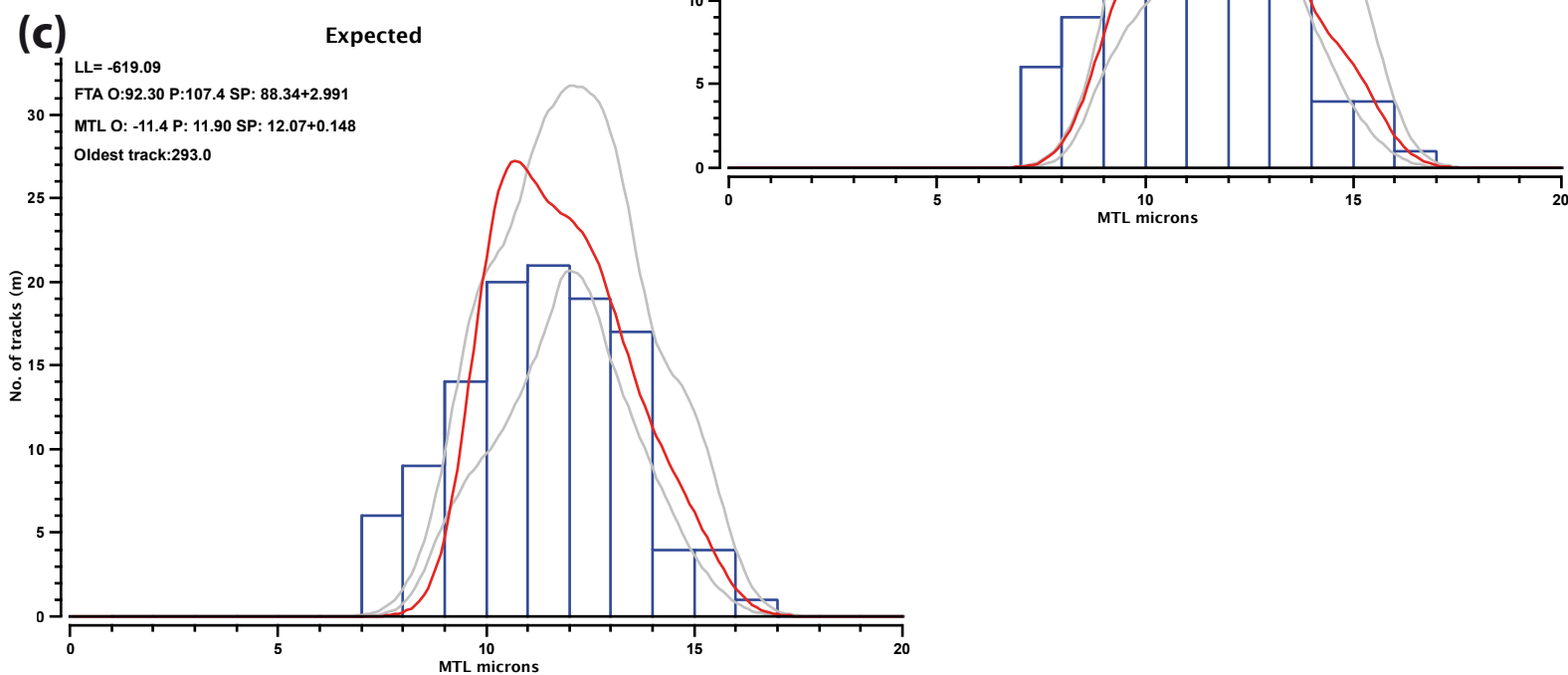
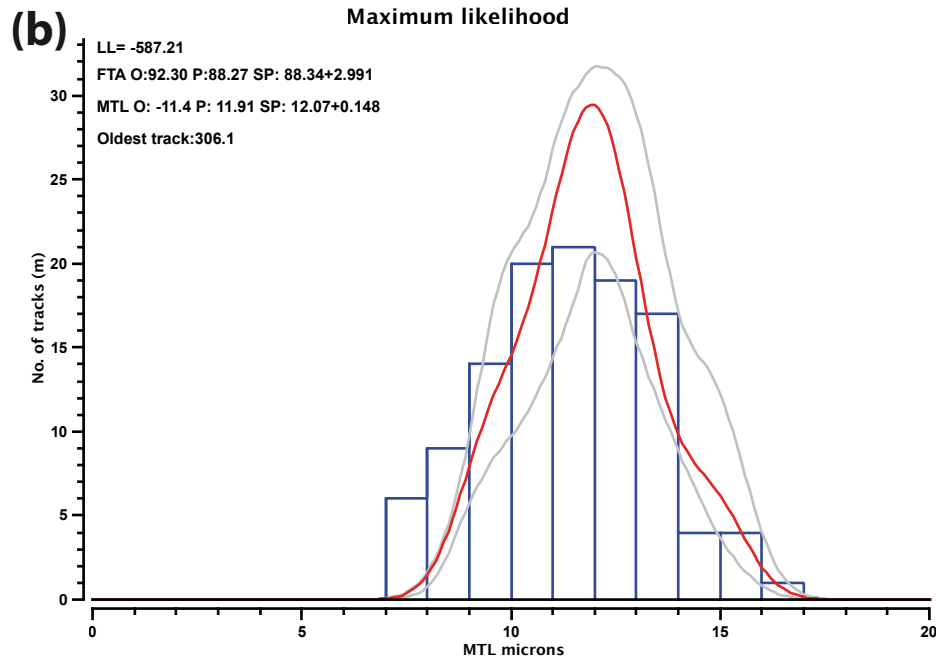
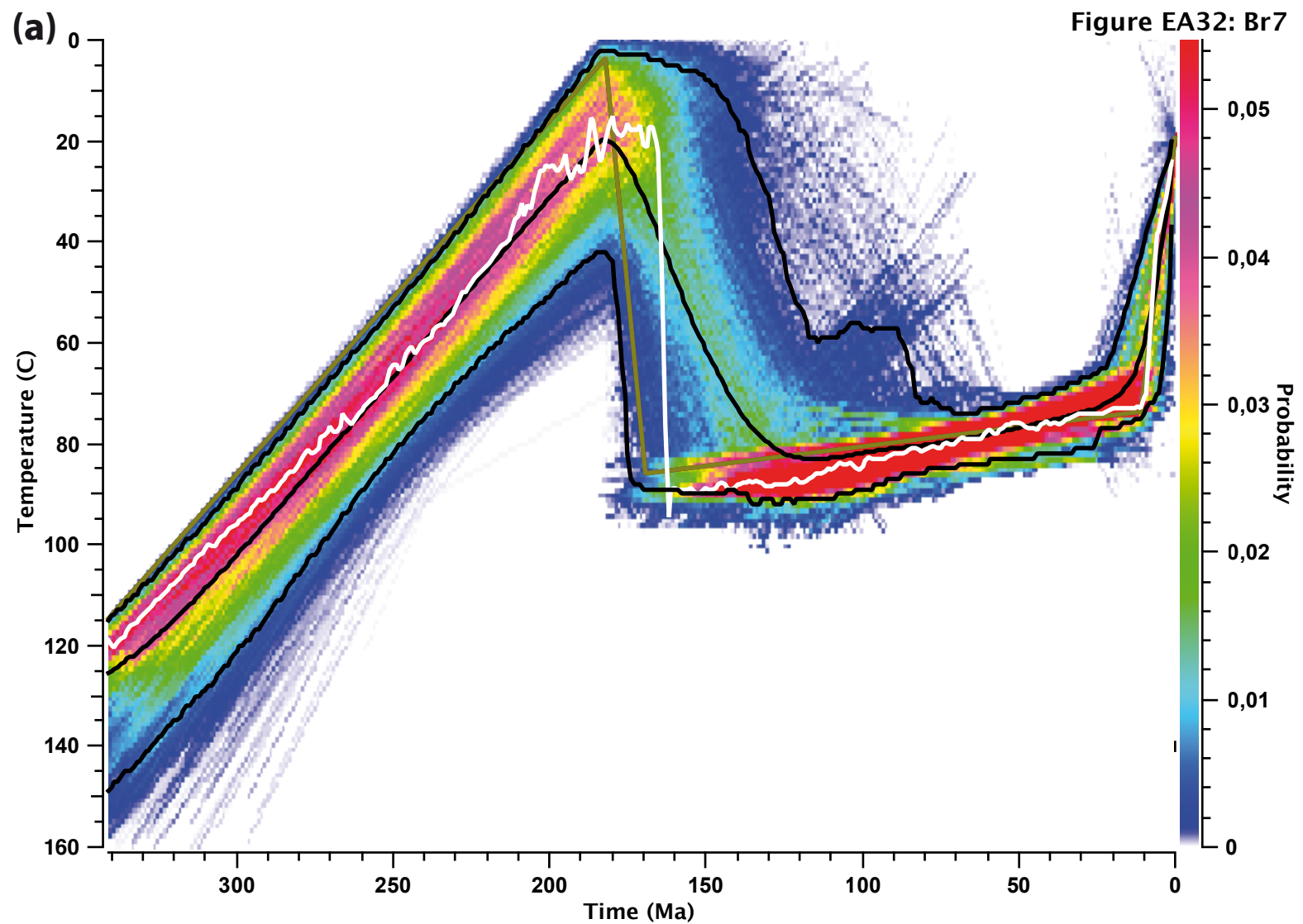
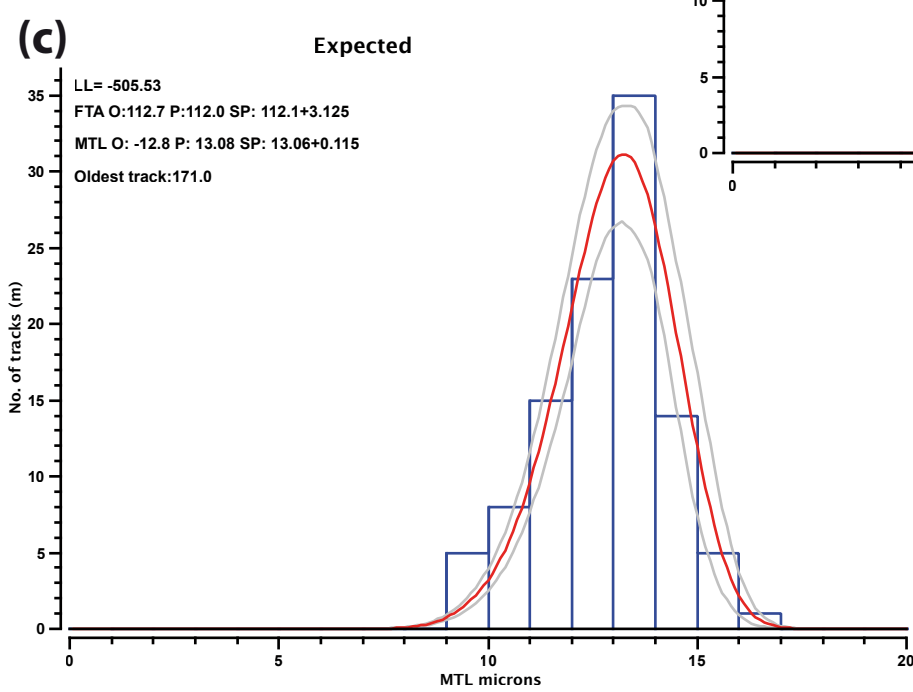
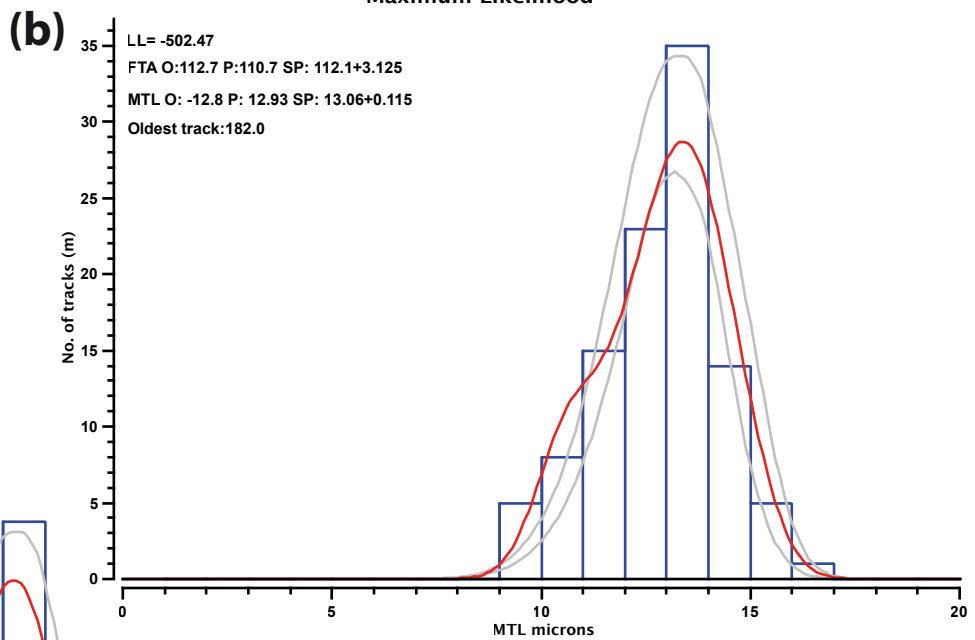
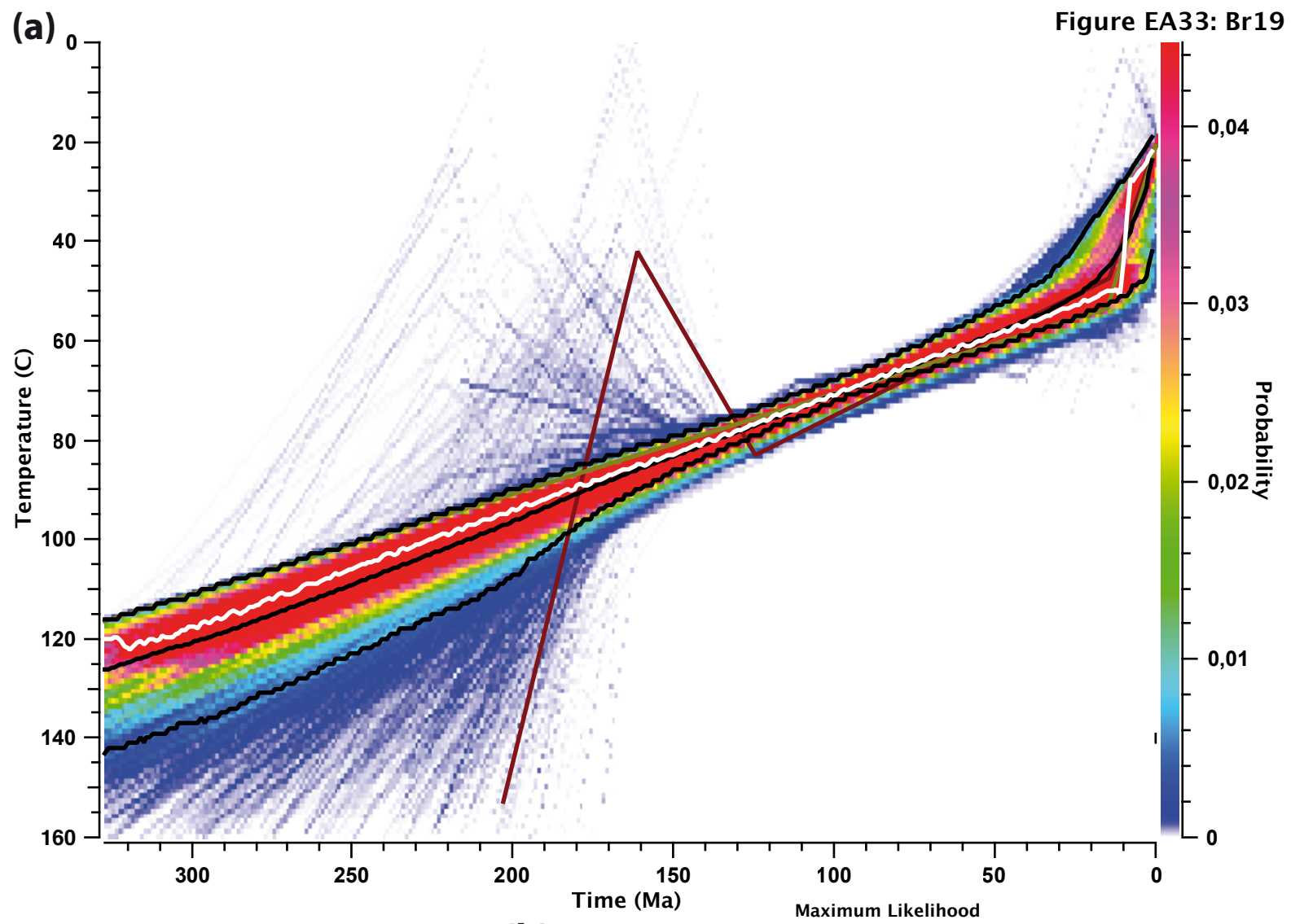
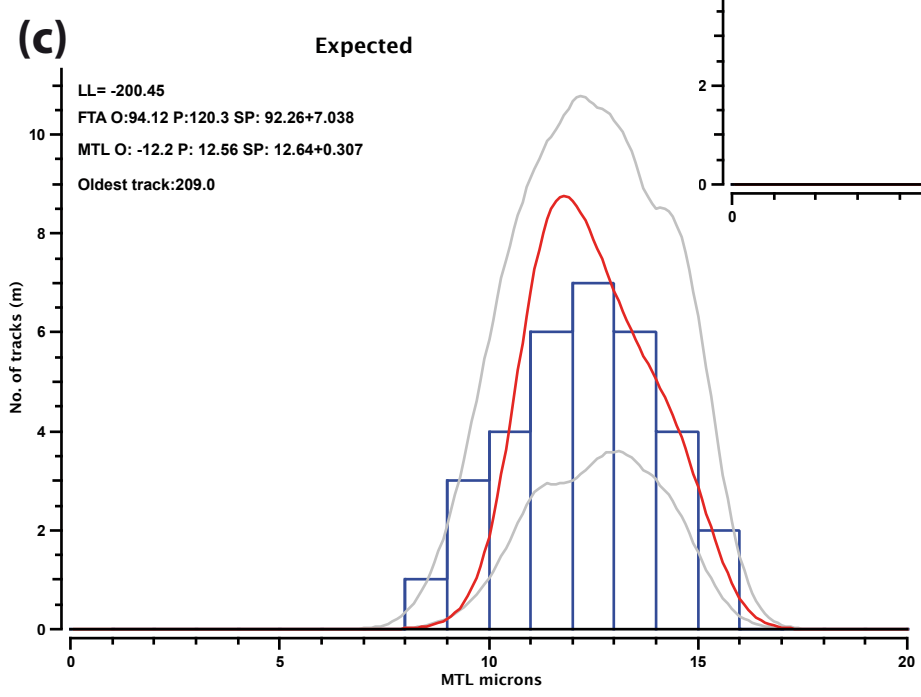
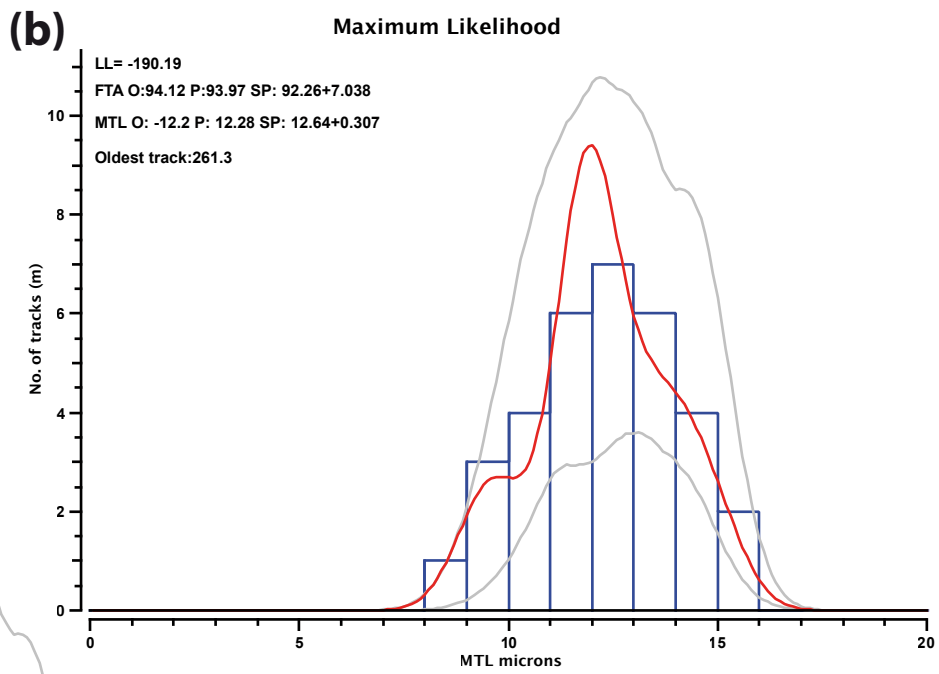
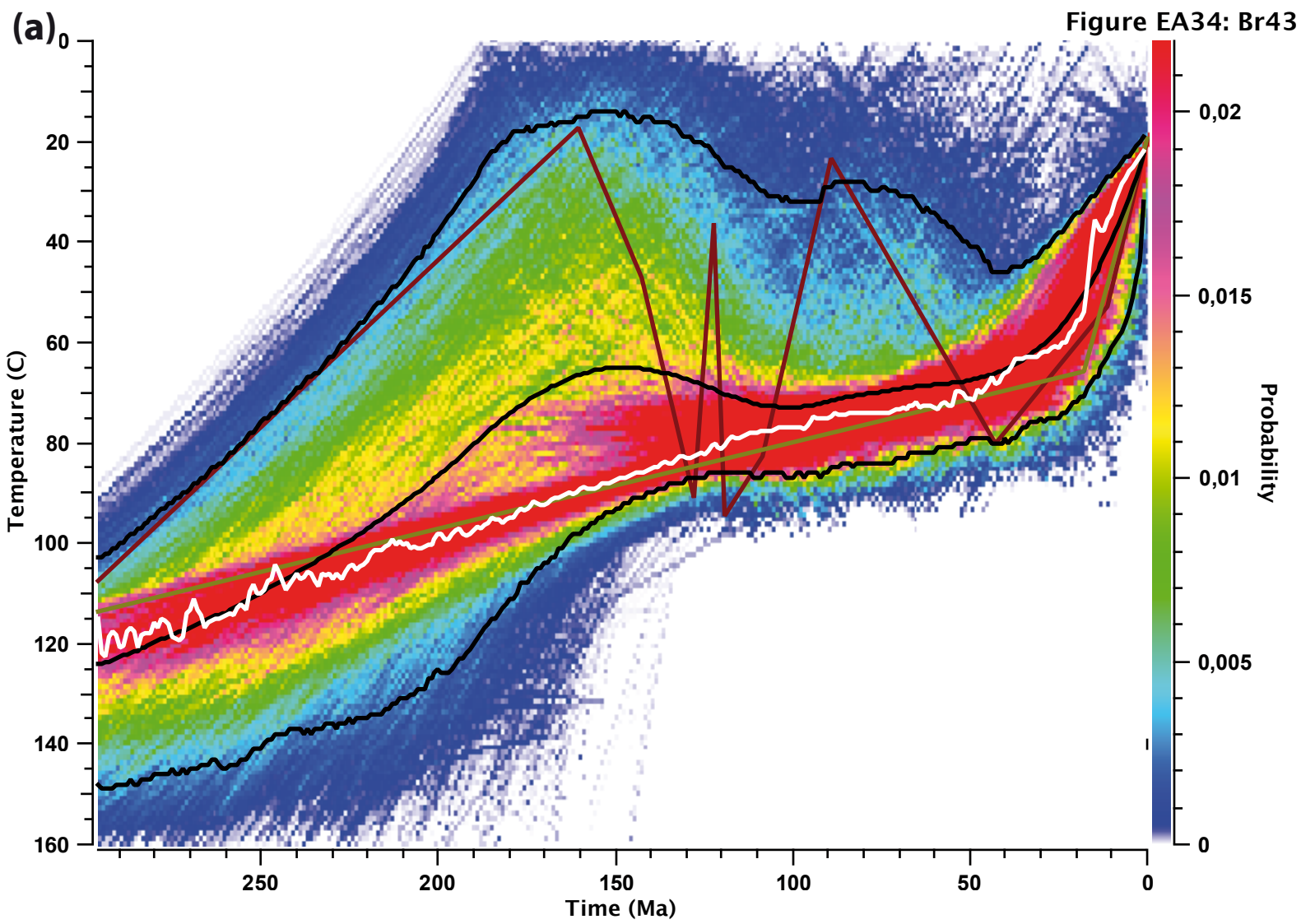


Figure EA31: Br6









ANNEXE E

RÉSULTATS DE LA MODÉLISATION

DIRECTE DES ÉCHANTILLONS DU

CHAPITRE II.2

Légende

Cette annexe présente les résultats des modélisations directes menées dans le cadre du chapitre II.2. Ne sont présentées ici que les modélisations sur les échantillons présentant un réchauffement entre les deux phases de refroidissement sur la modélisation inverse et les échantillons pour lesquels nous invoquons un réchauffement alors que la modélisation inverse n'en donne pas. Les échantillons dont les résultats sont présentés dans le chapitre II.2 ne sont pas montrés ici non plus.

Sur chaque figure, le premier graphique représente les différentes histoires thermiques dont les résultats sont montrés. Le nom des histoires thermiques est le même que dans le chapitre II.2:

- L'histoire thermique représentative provenant de la modélisation inverse est nommée modèle E.

- Le modèle 1, est l'histoire thermique montrant une première phase de refroidissement n'allant pas jusqu'à la surface mais restant à des températures relativement élevées durant le Paléogène puis un refroidissement Néogène.

- Le modèle 2, est l'histoire thermique montrant un refroidissement jusqu'à des températures proches de la surface puis restant à ces températures jusqu'à l'actuel.

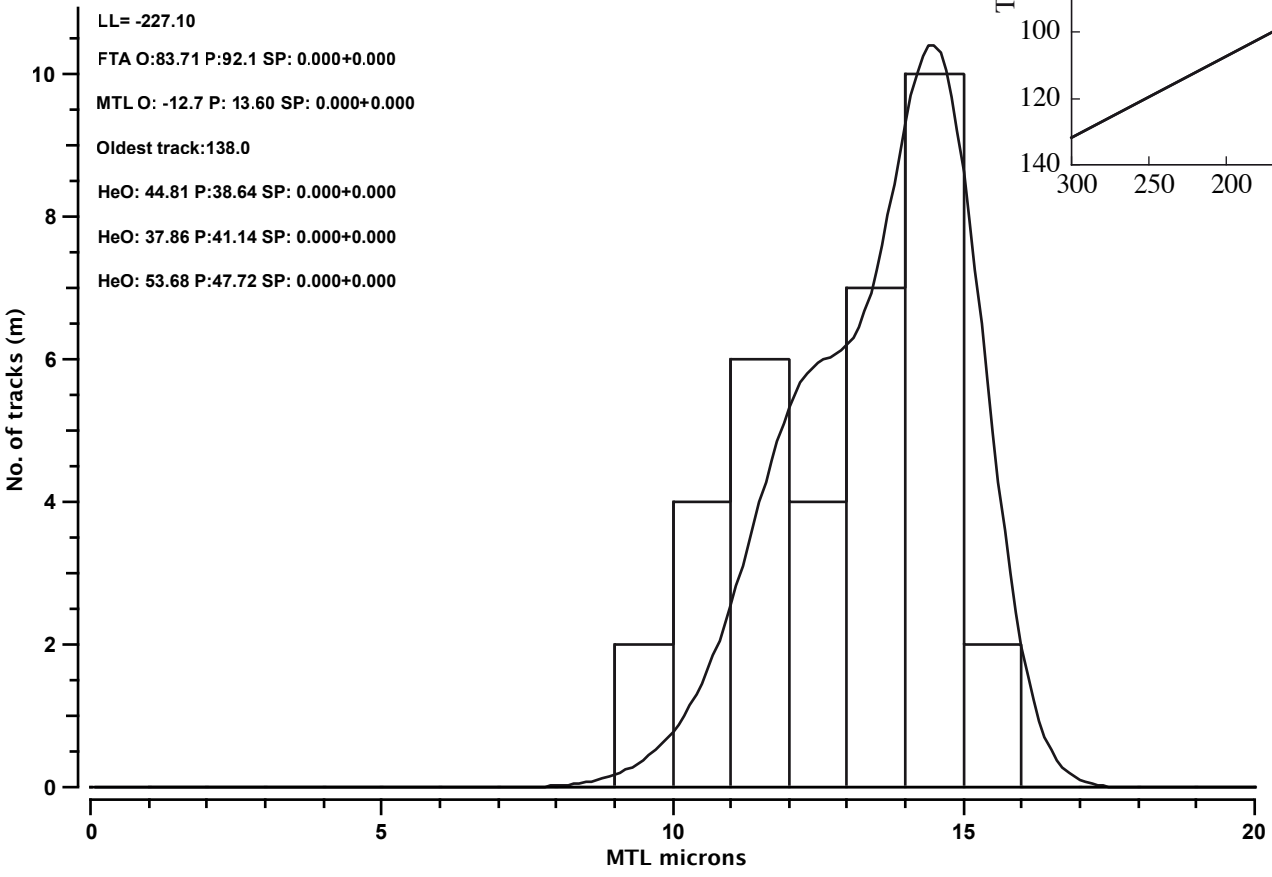
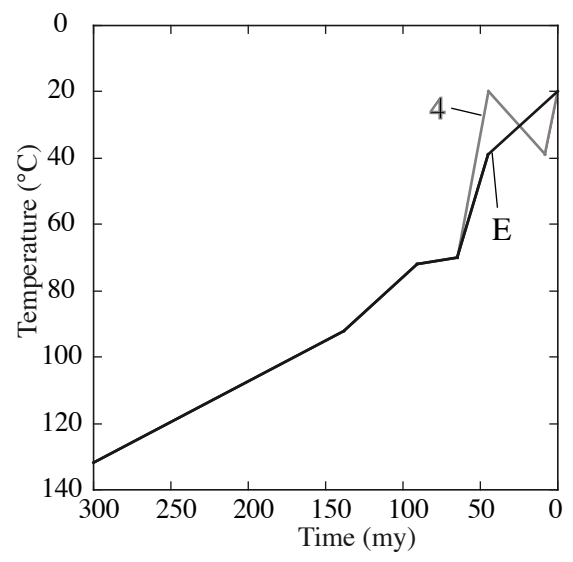
- Le modèle 3, est l'histoire thermique montrant une première phase de refroidissement n'allant pas jusqu'à la surface puis refroidissant lentement jusqu'à l'actuel.

- Pour les échantillons ne présentant pas de réchauffement, un modèle 4 est créé, forçant le réchauffement durant le Paléogène.

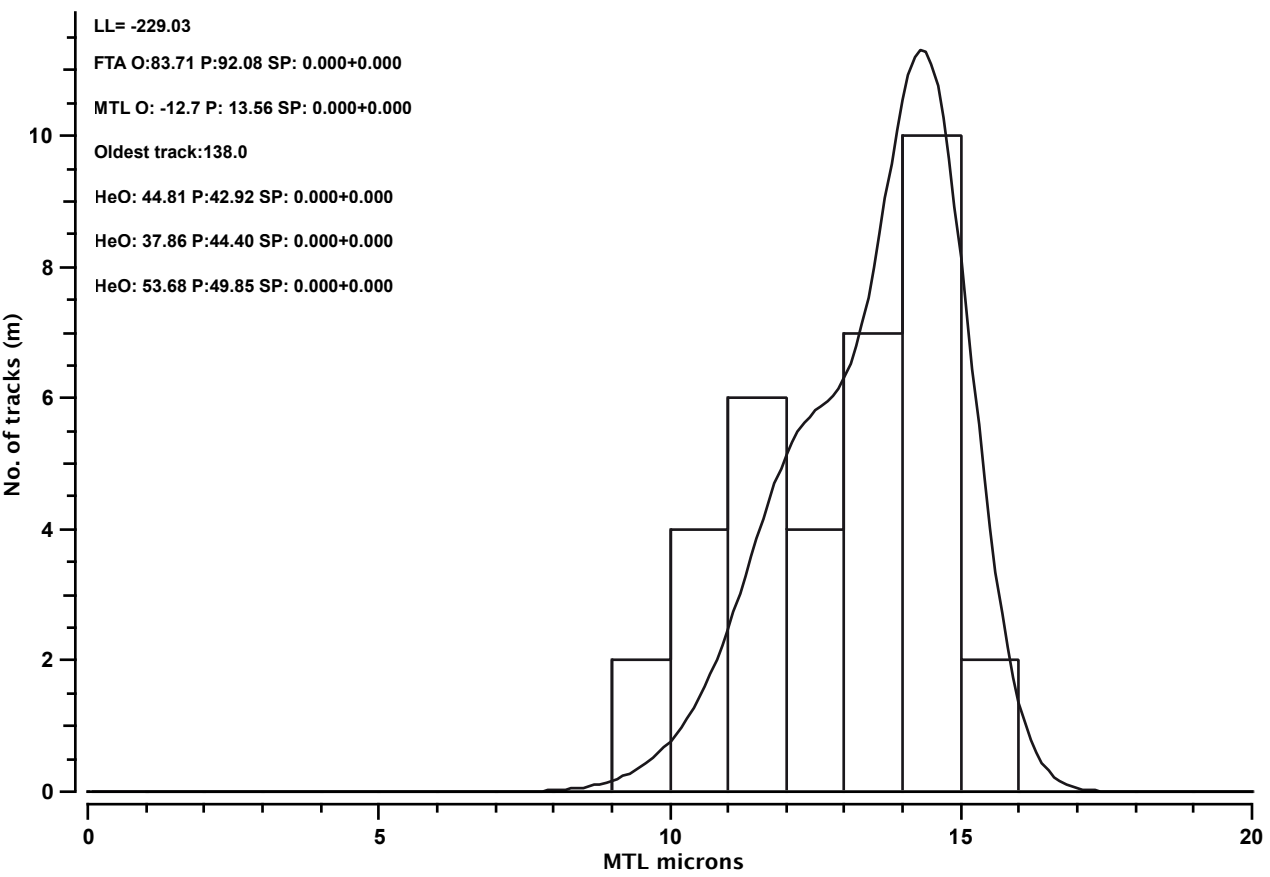
Pour chaque échantillon, je ne montre ici que les modèles nous ayant servi à appuyer les conclusions du chapitre II.2.

Br5

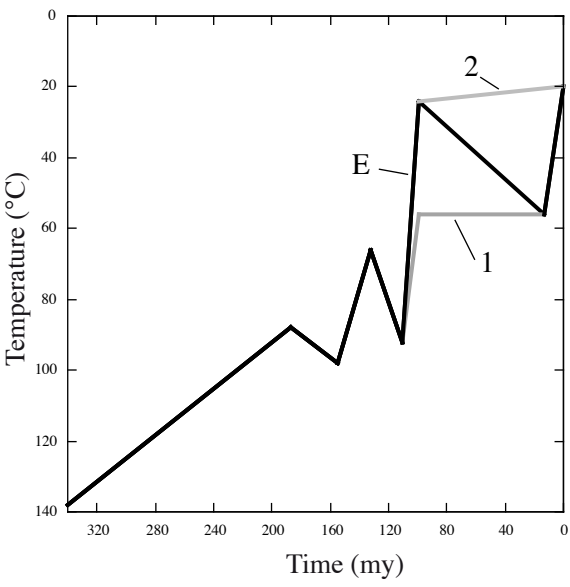
Model E



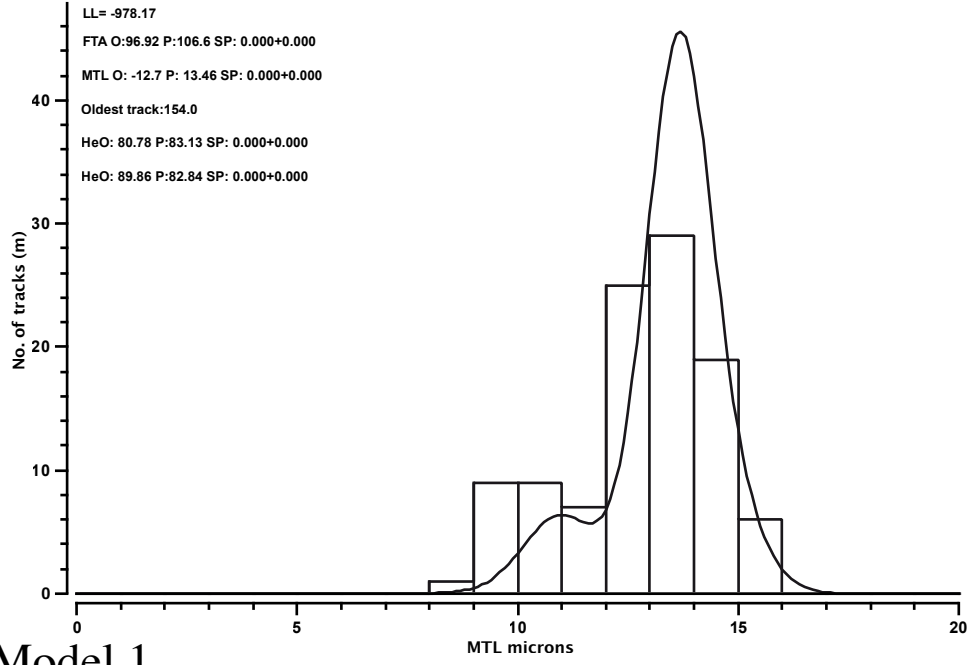
Model 4



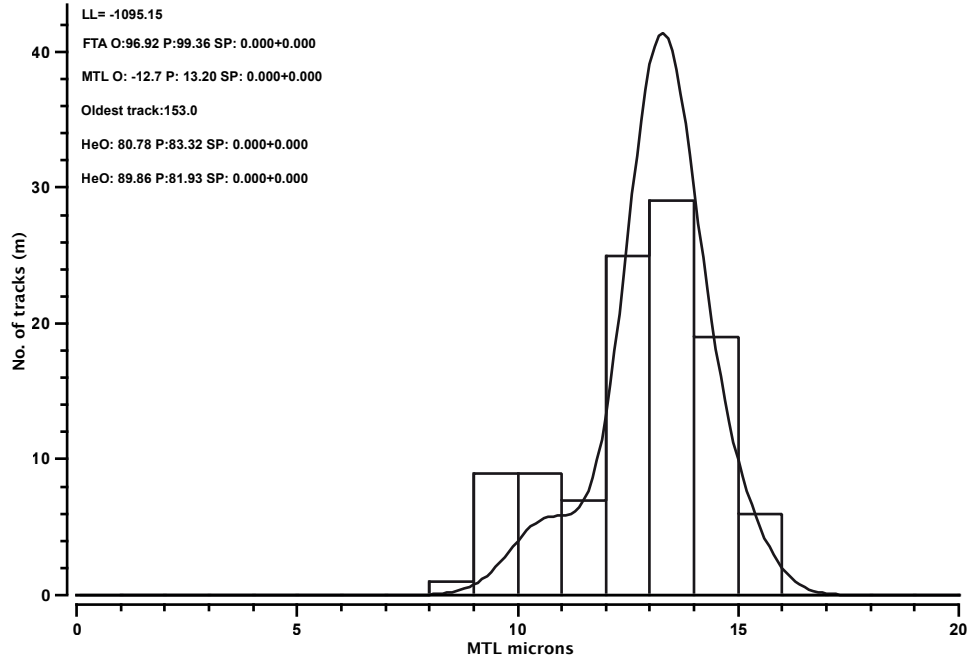
Br8



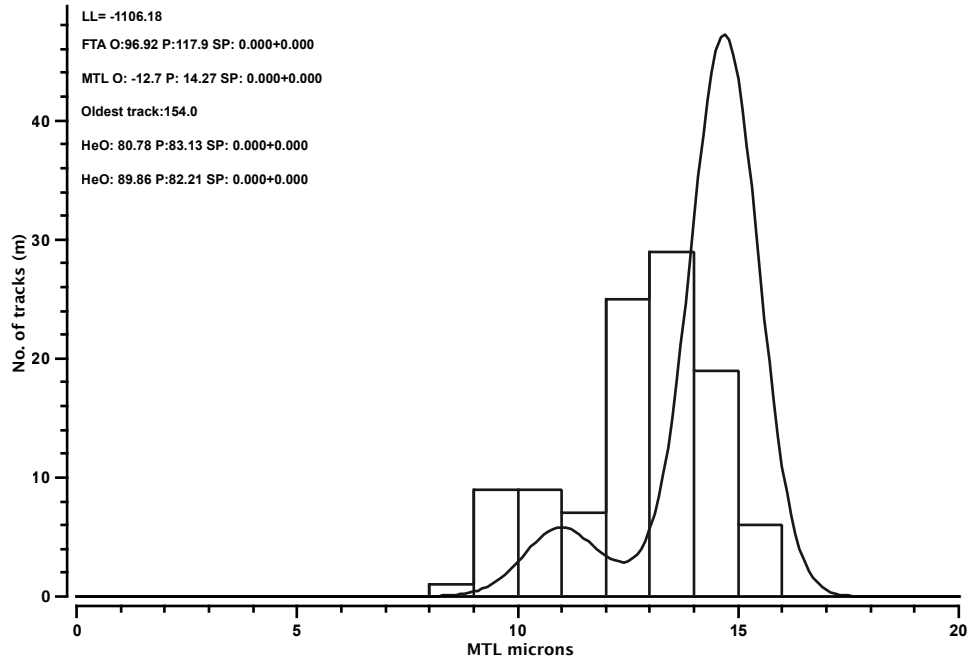
Model E



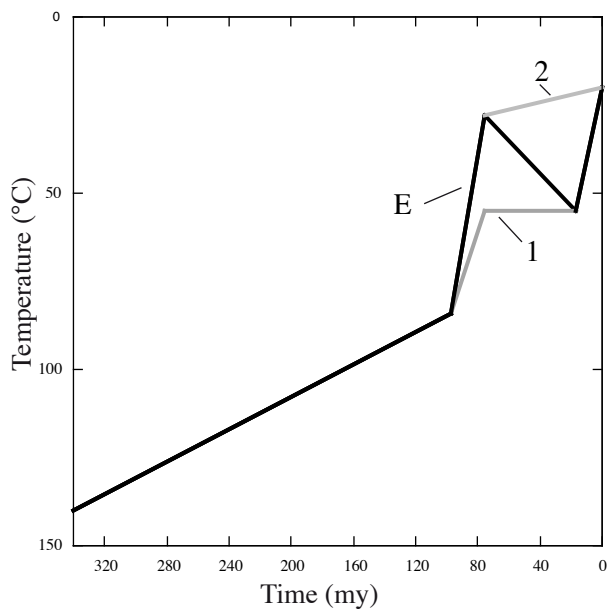
Model 1



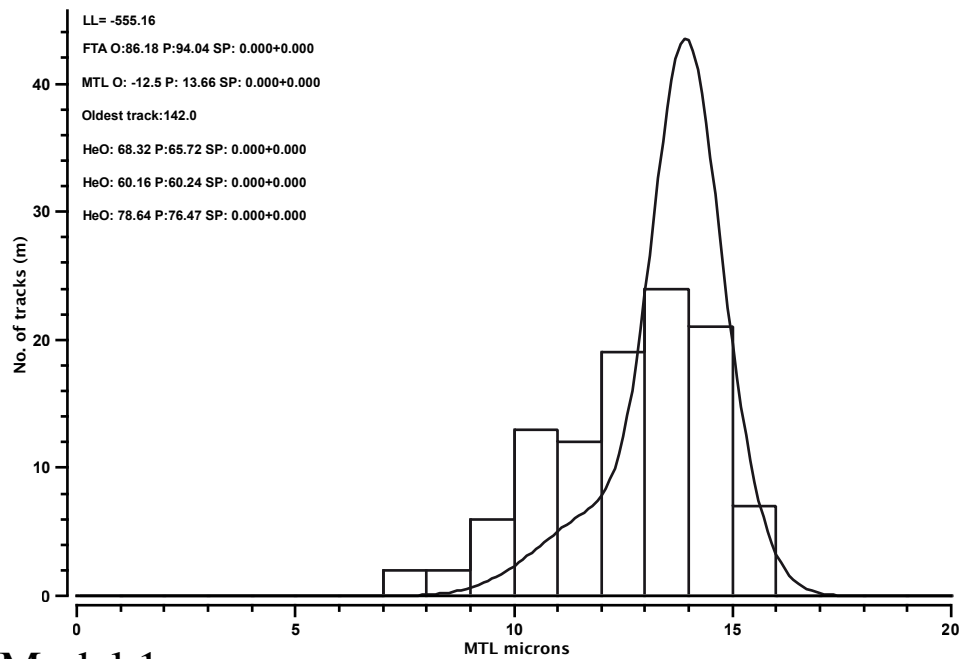
Model 2



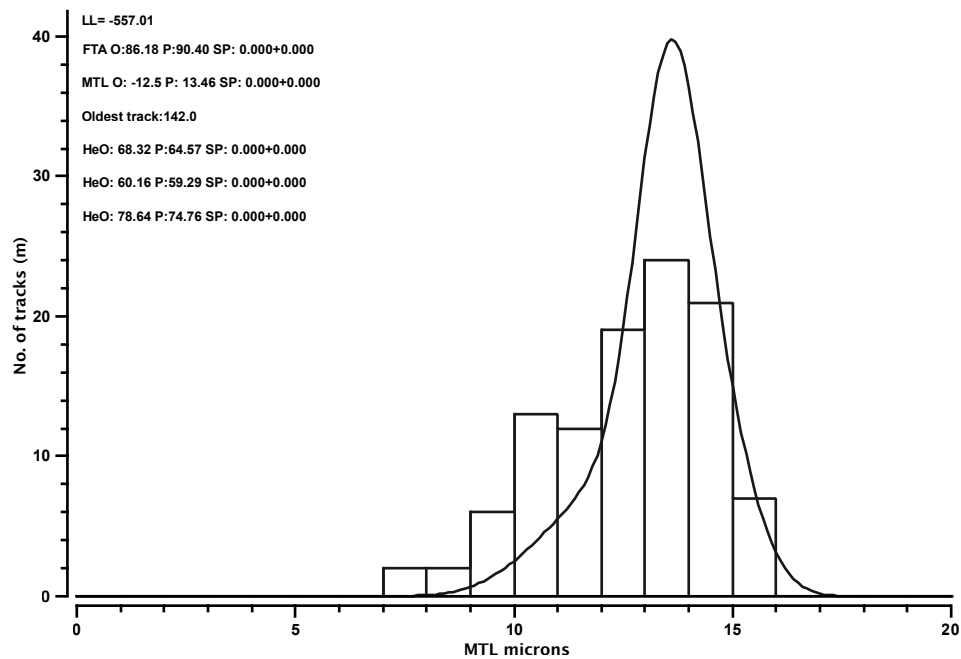
Br10



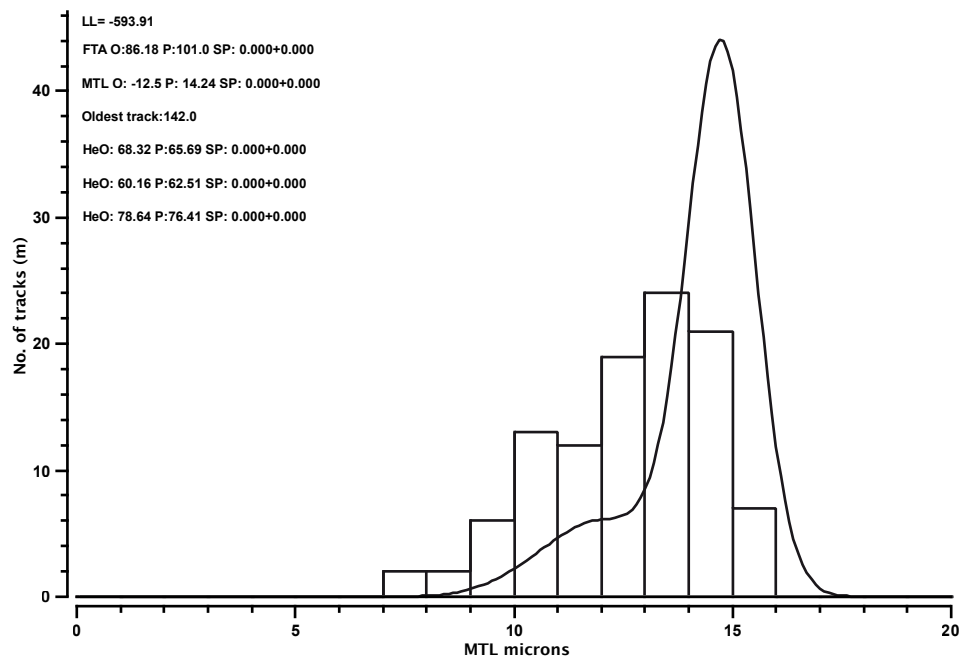
Model E



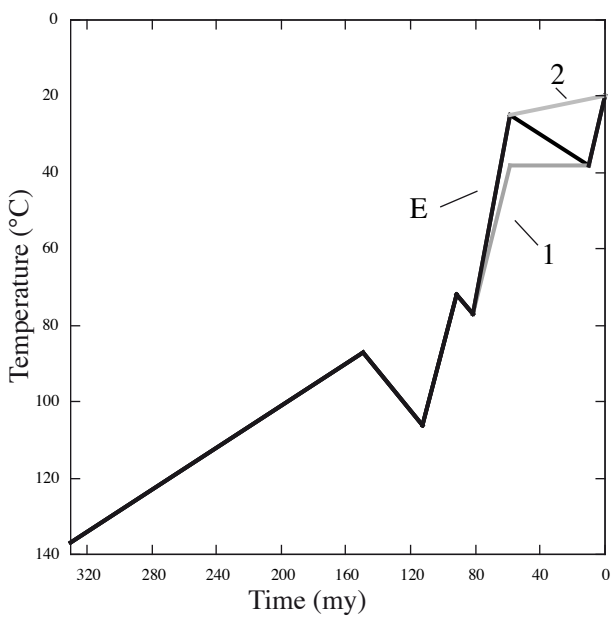
Model 1



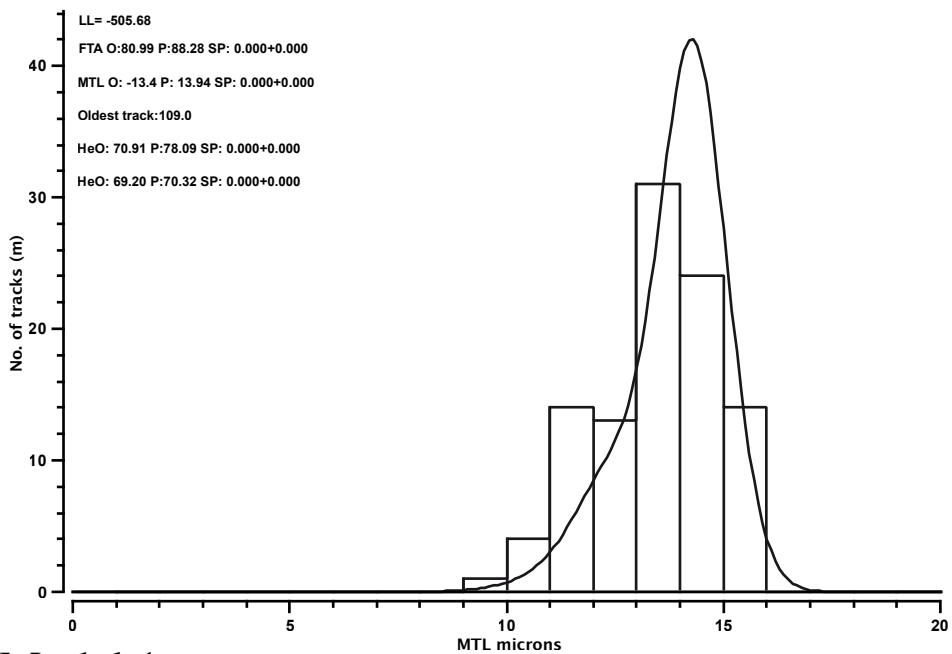
Model 2



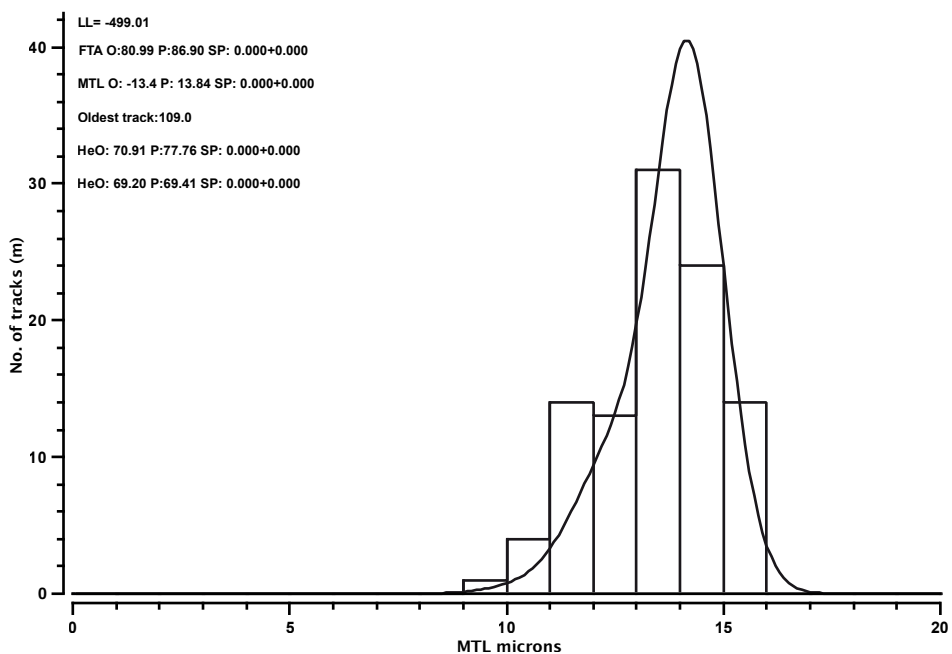
Br11



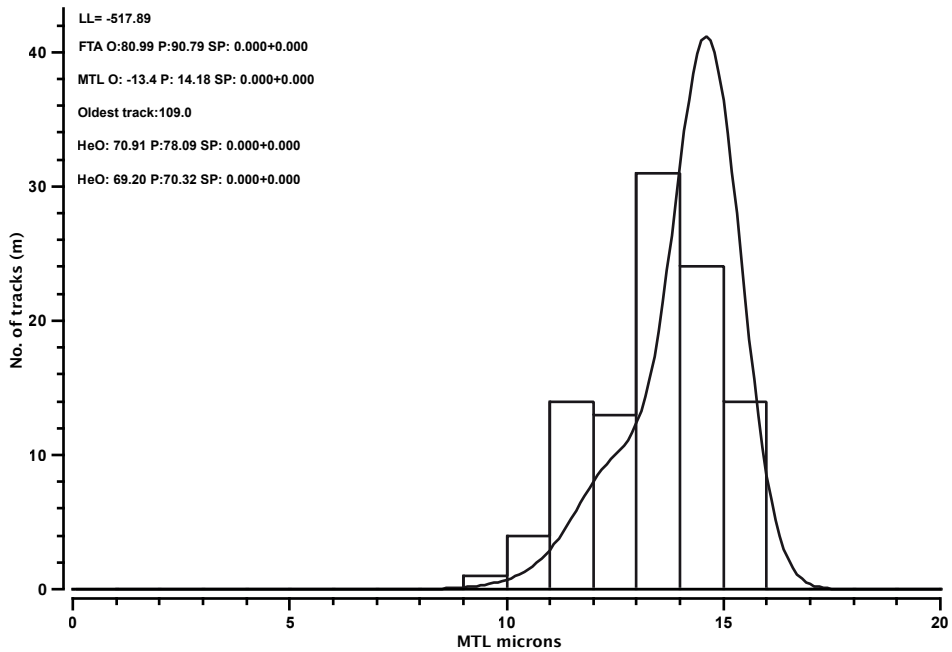
Model E



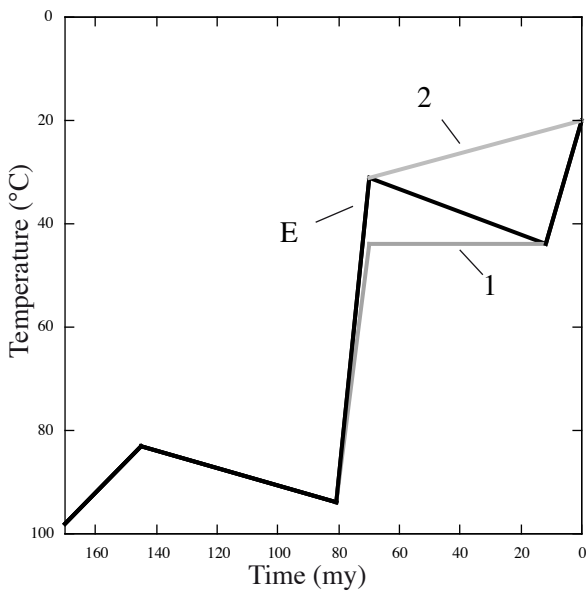
Model 1



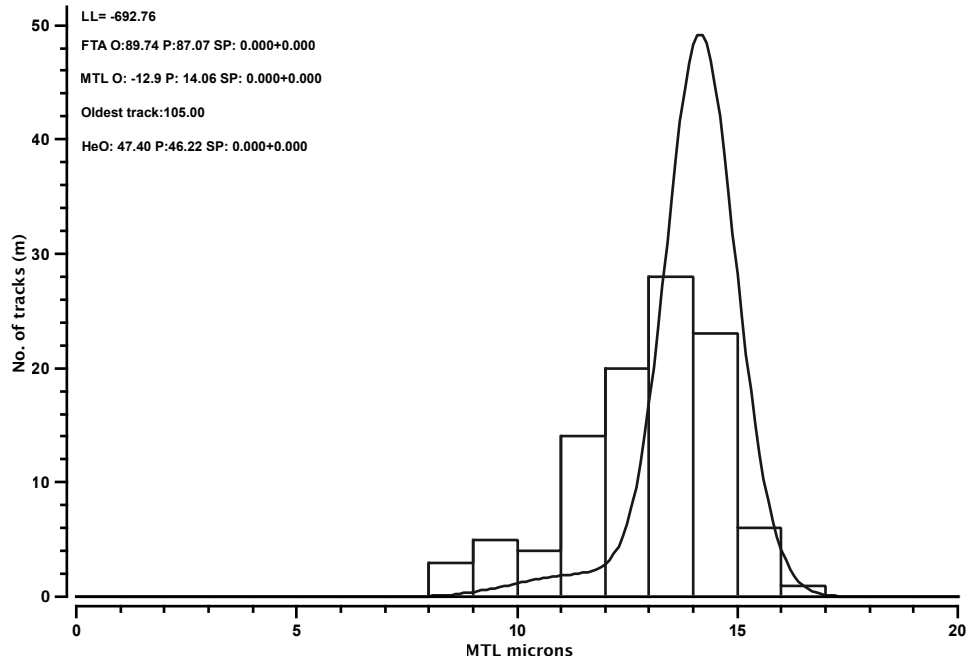
Model 2



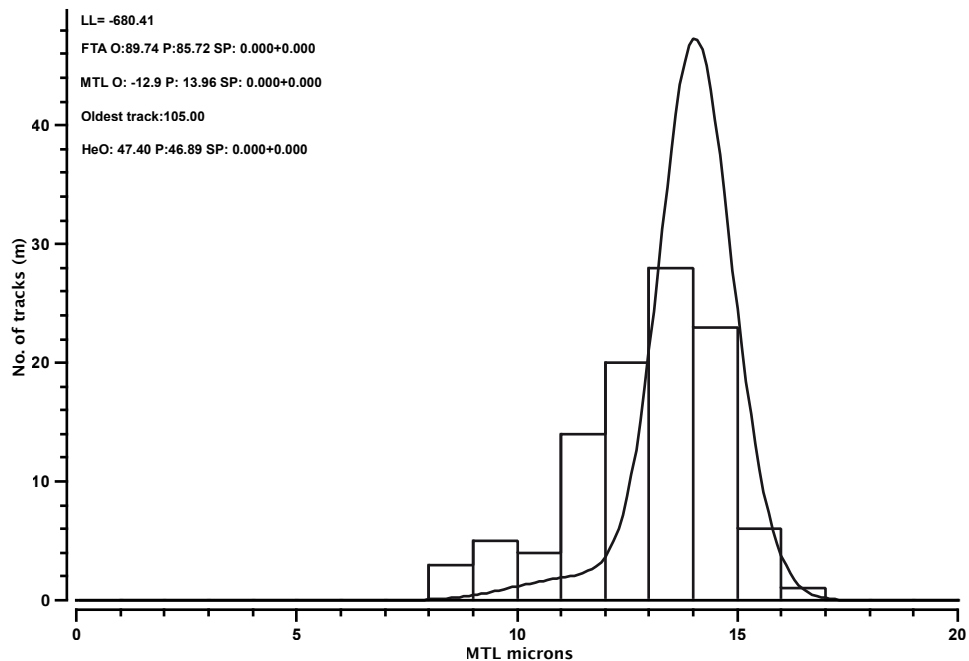
Br12



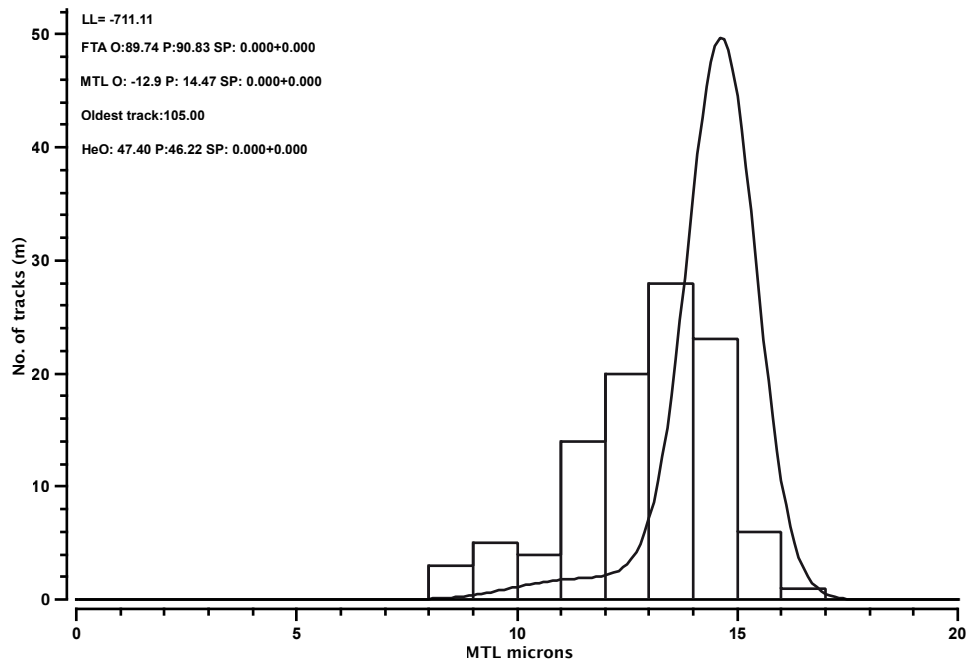
Model E



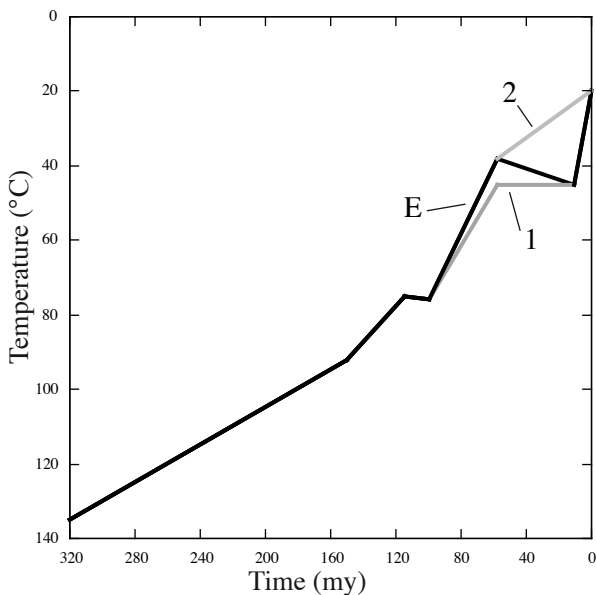
Model 1



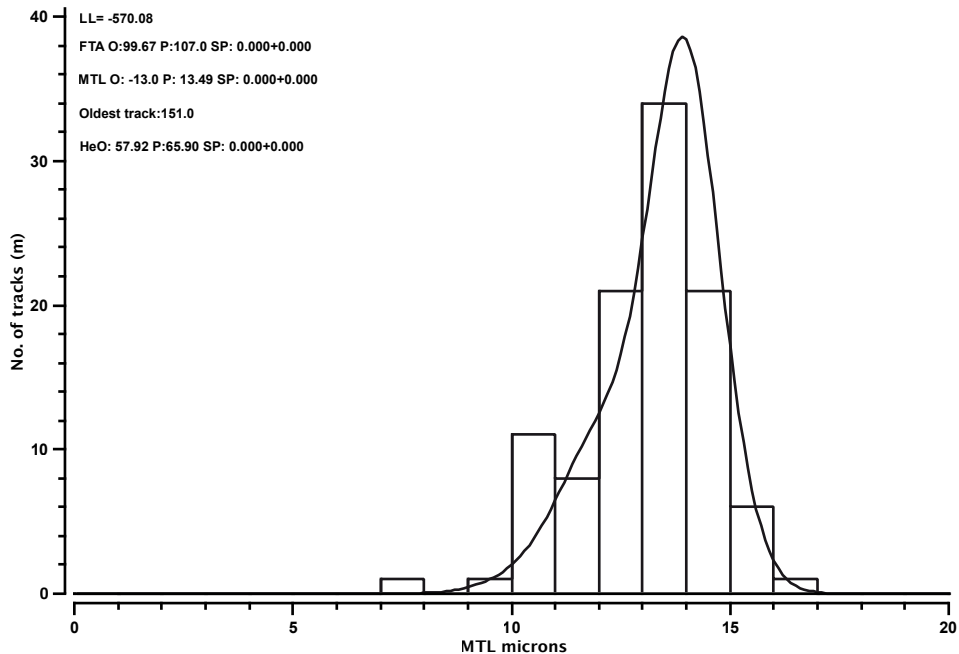
Model 2



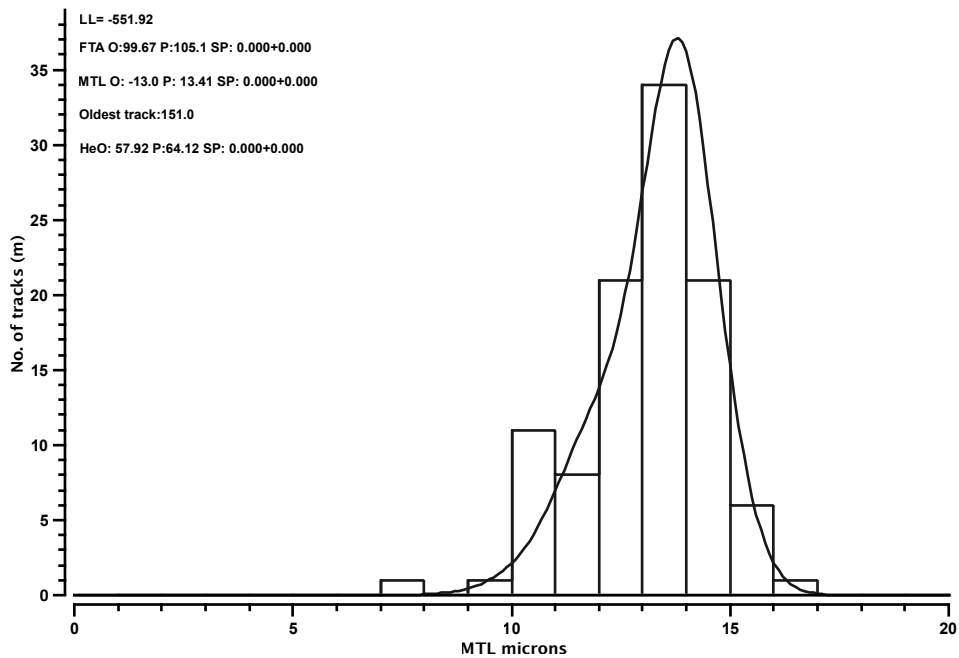
Br13



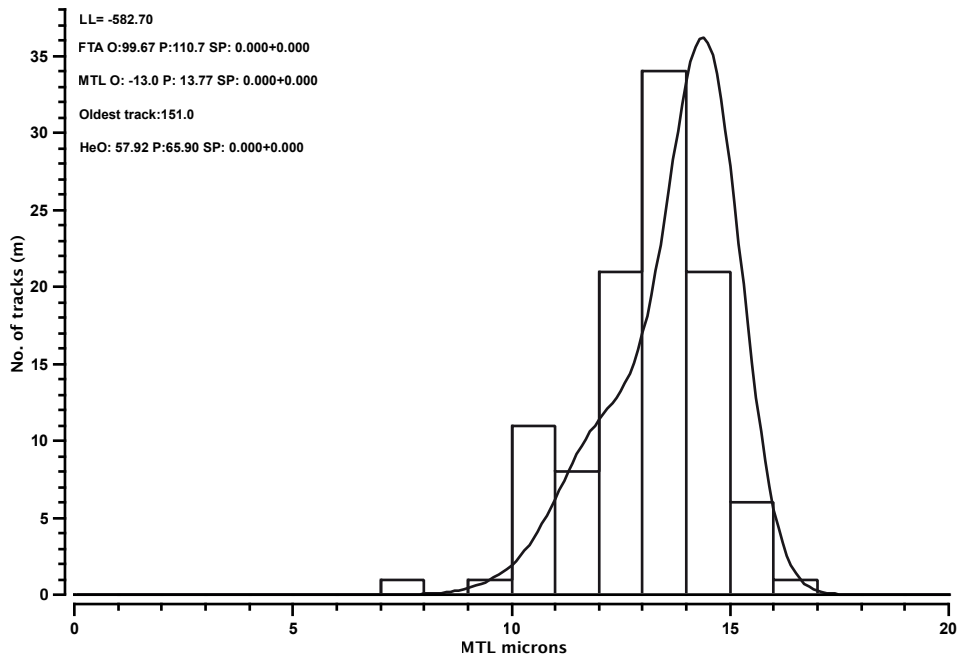
Model E



Model 1

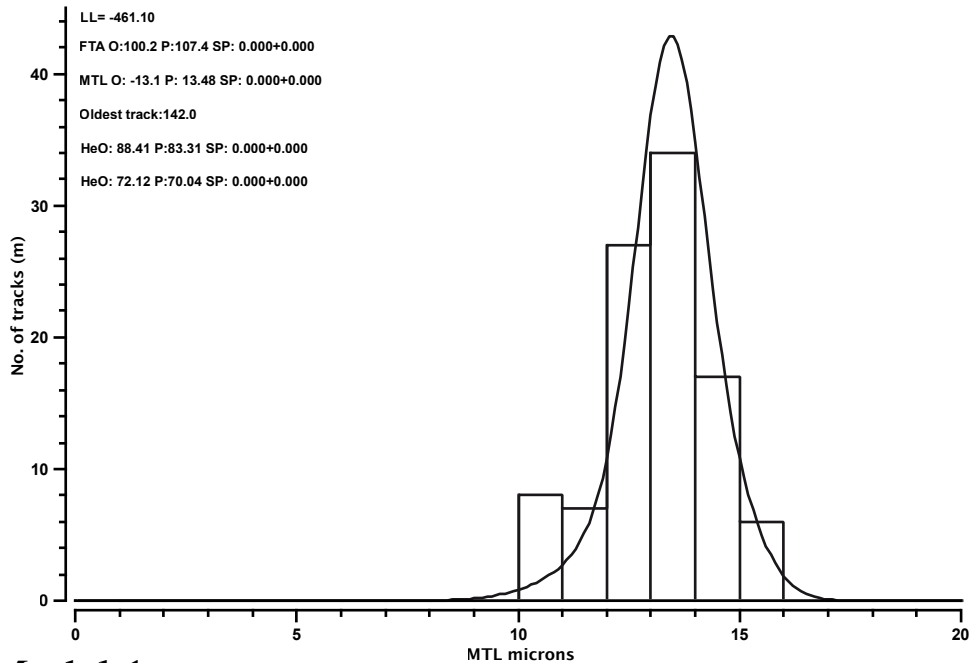
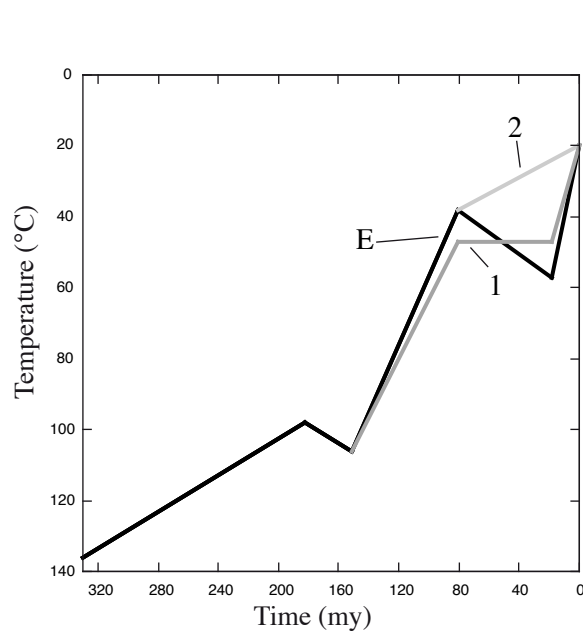


Model 2

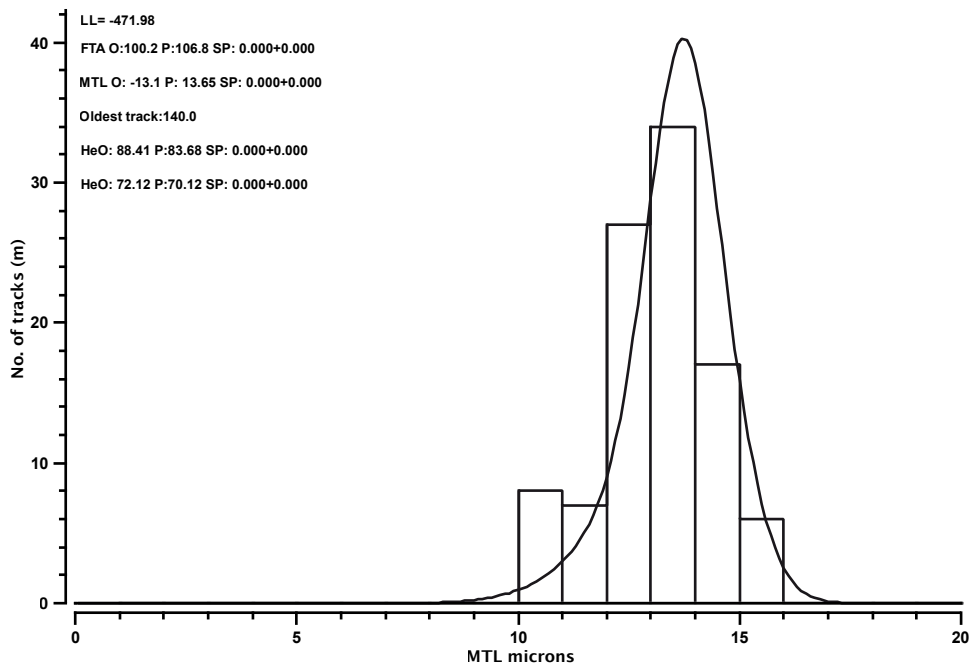


Br17

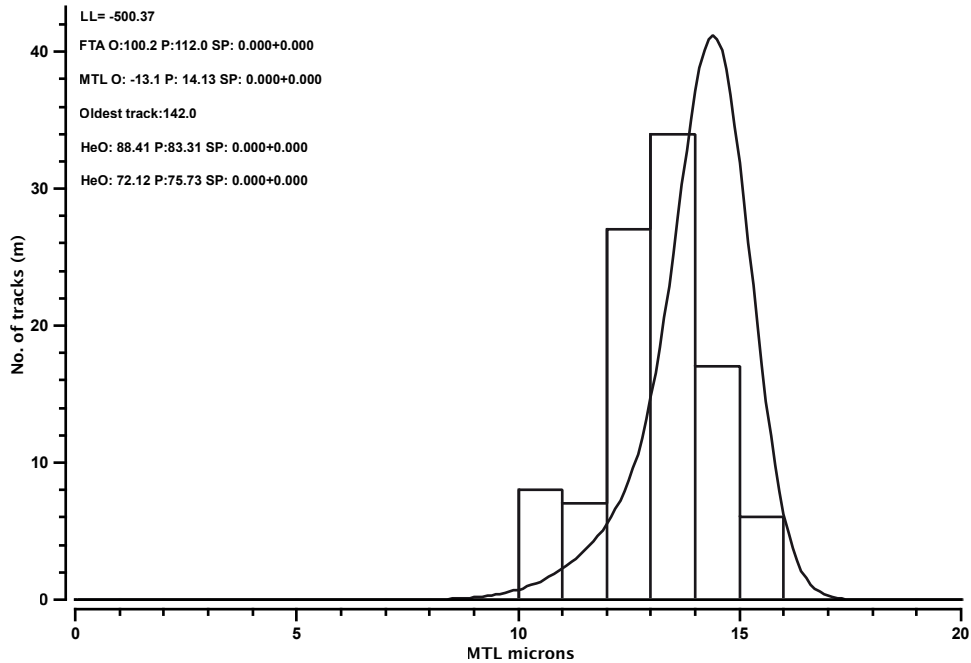
Model E



Model 1

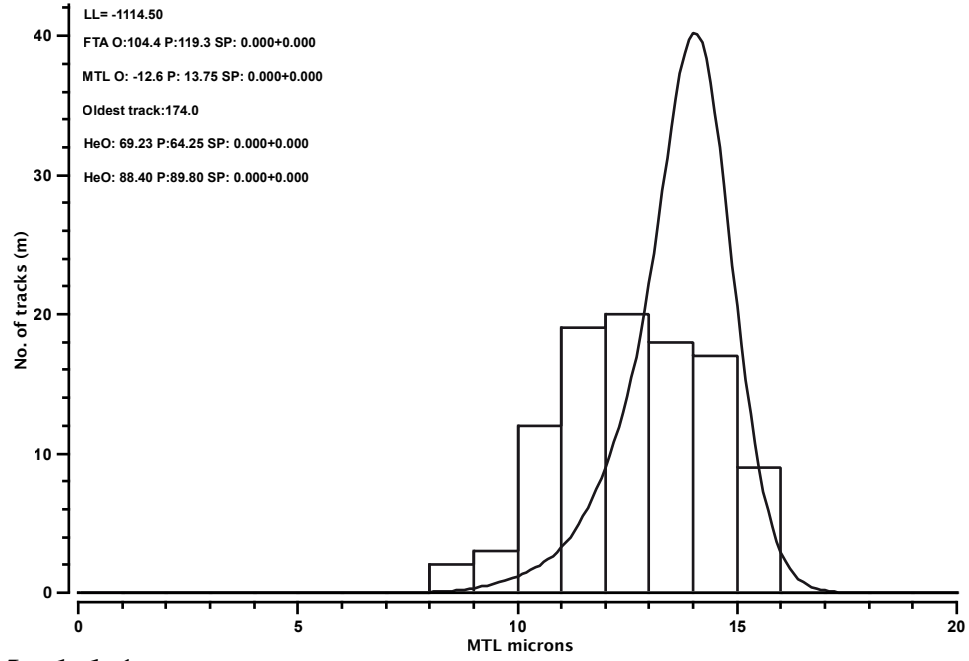
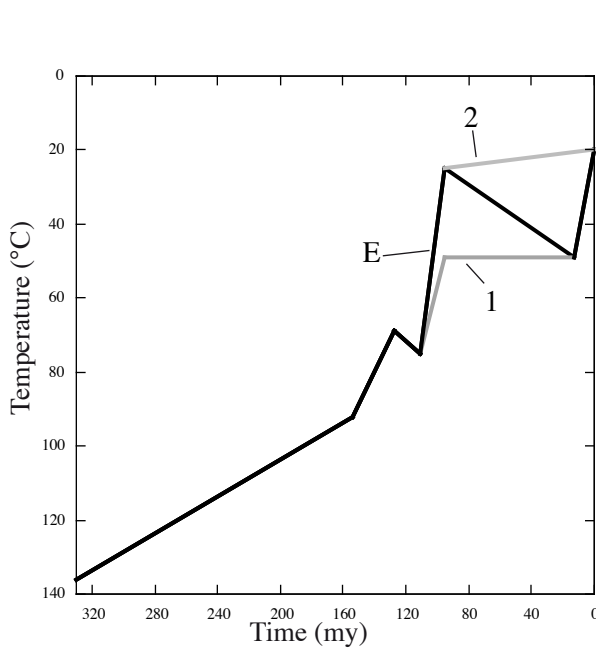


Model 2

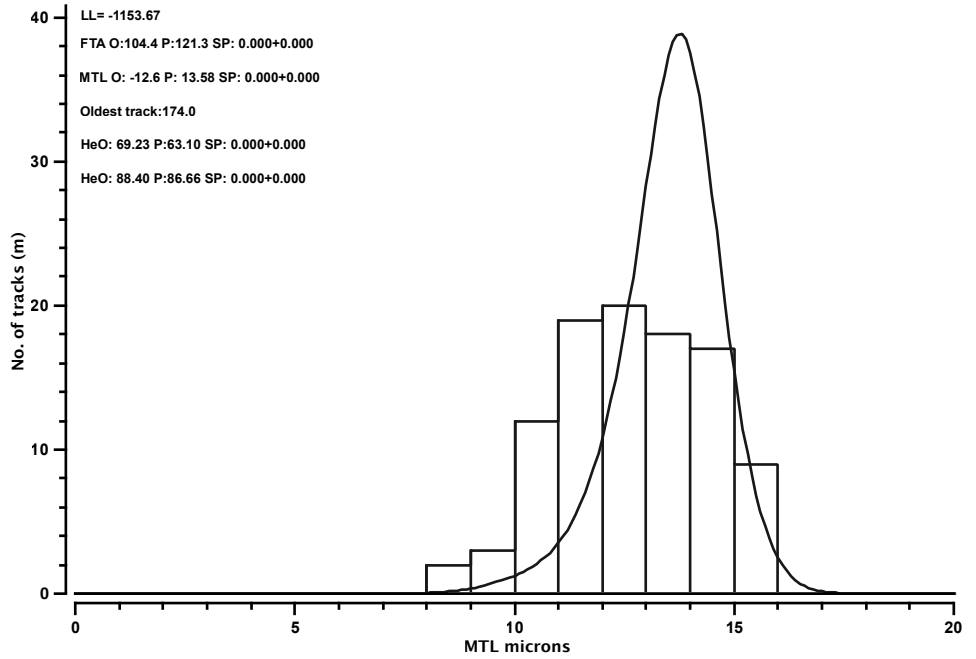


Br21

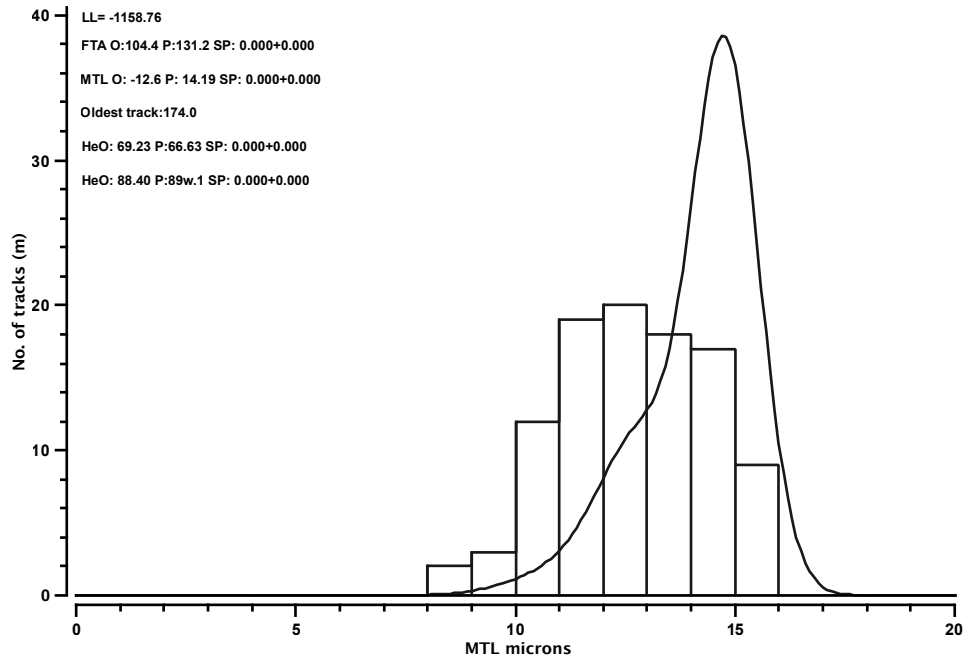
Model E



Model 1

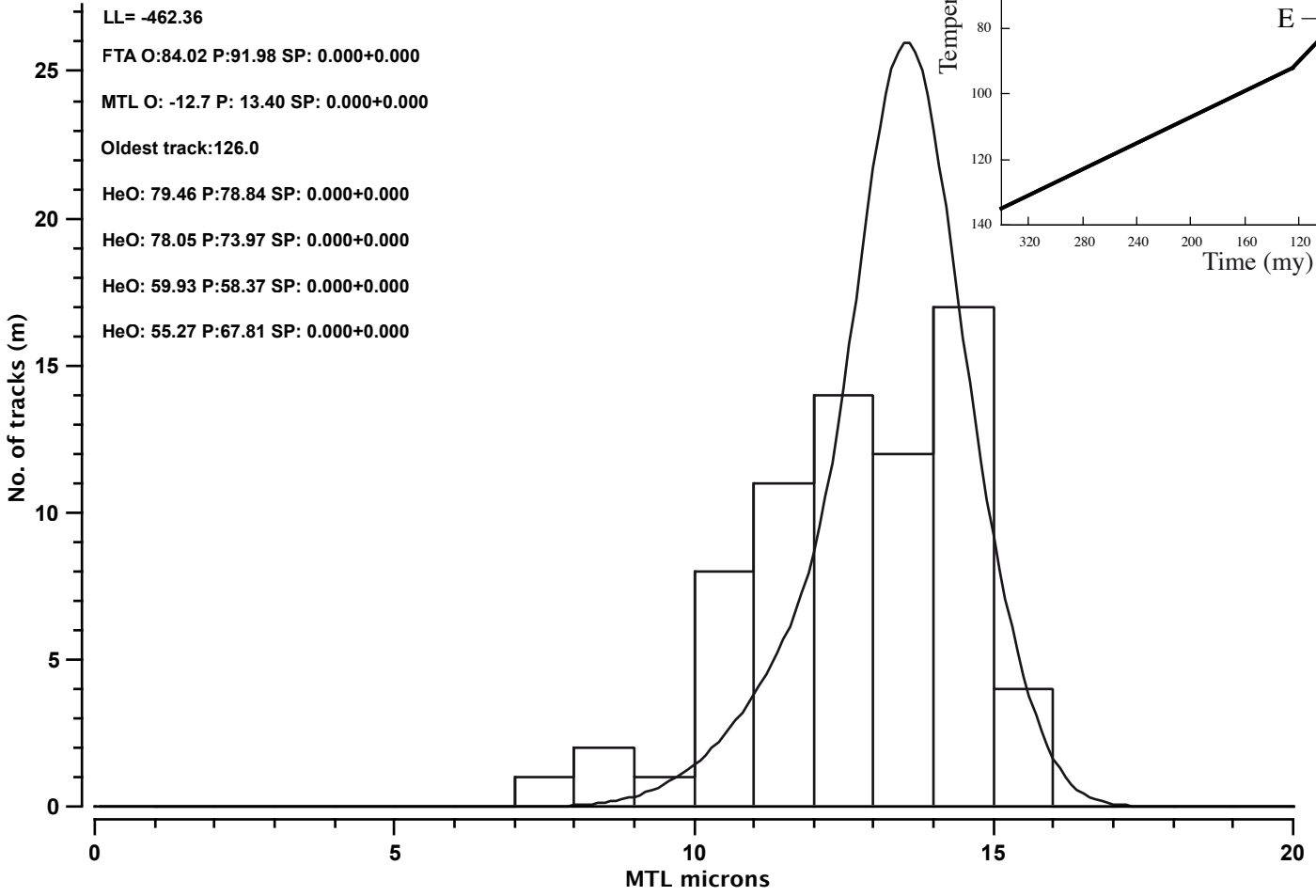


Model 2

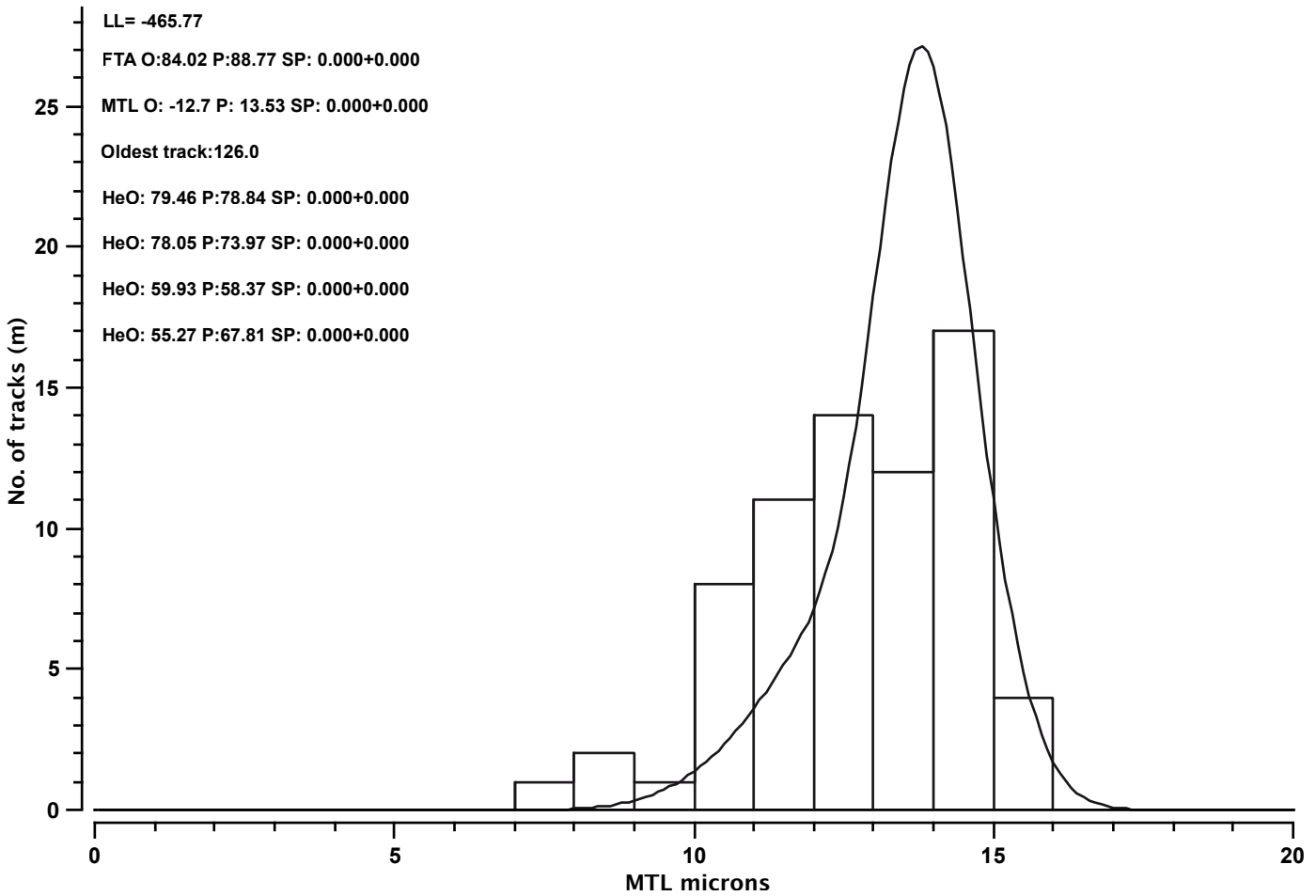


Br25

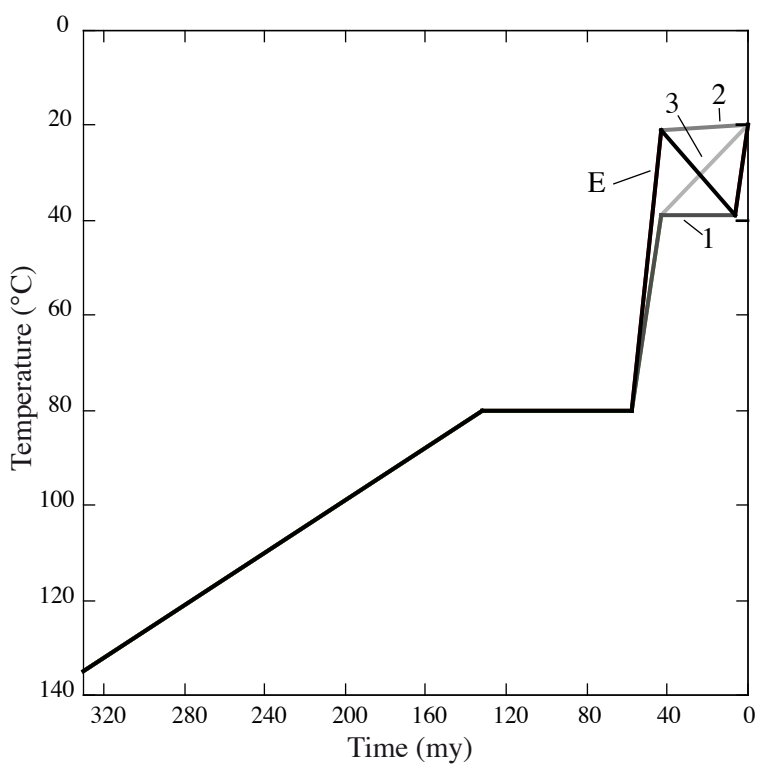
Model E



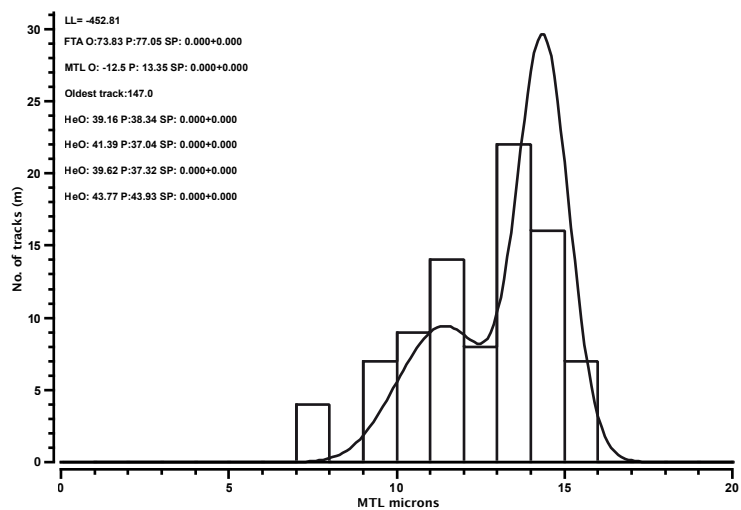
Model 4



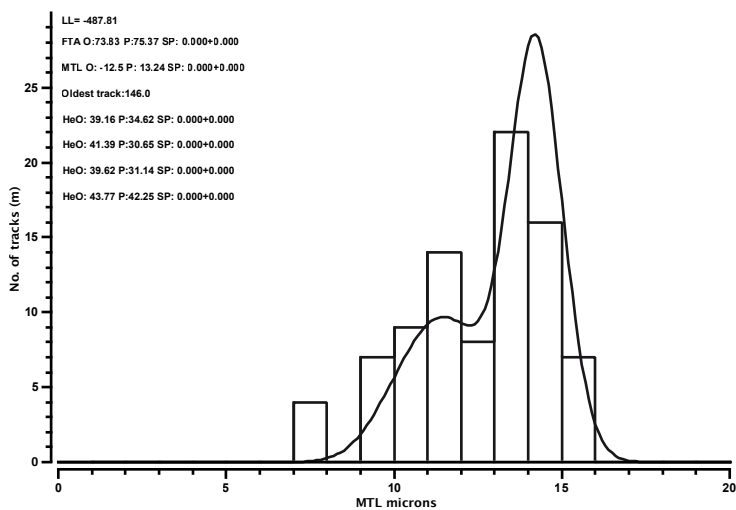
Br27



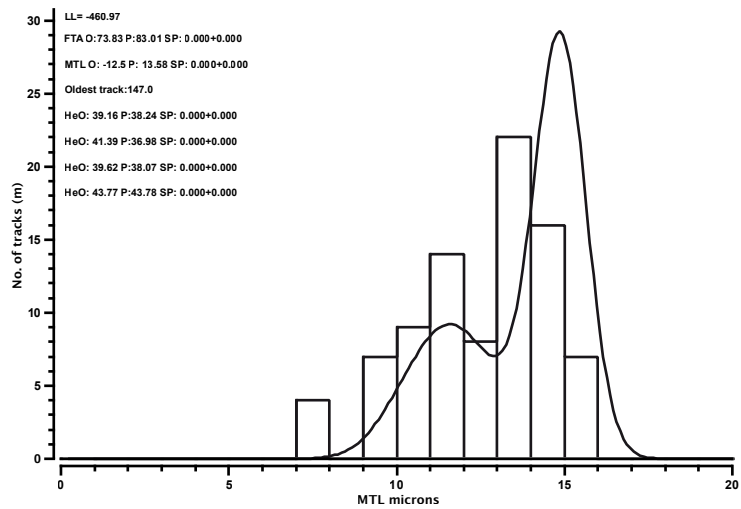
Model E



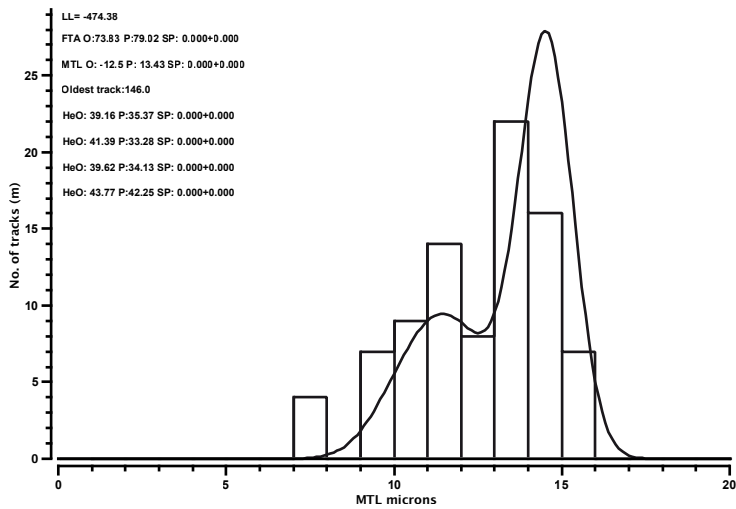
Model 1



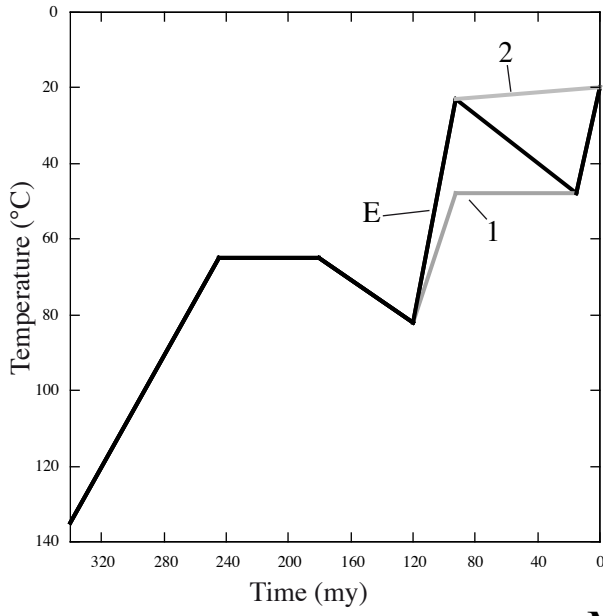
Model 2



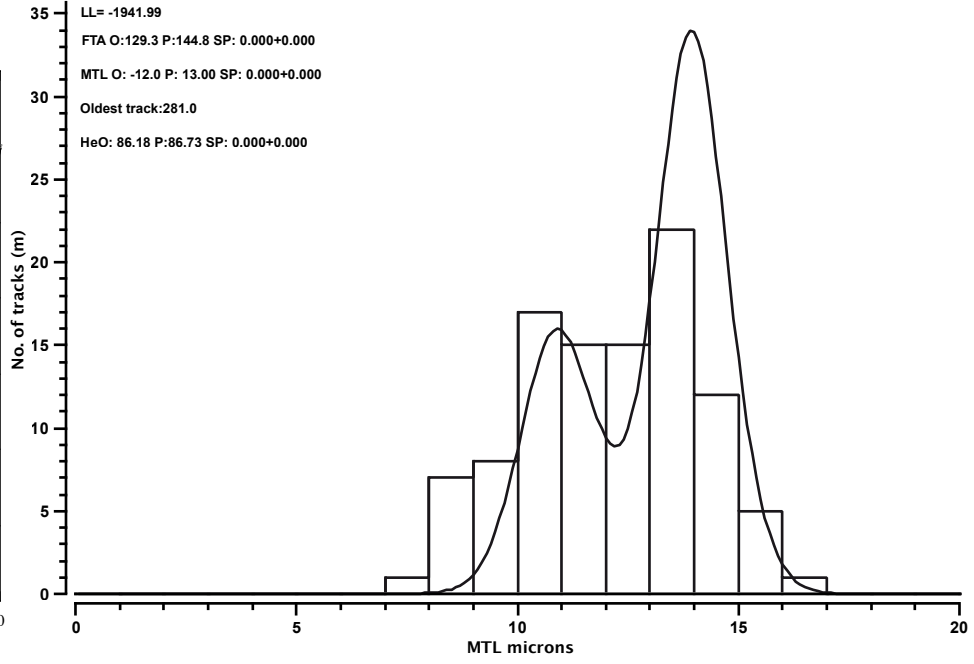
Model 3



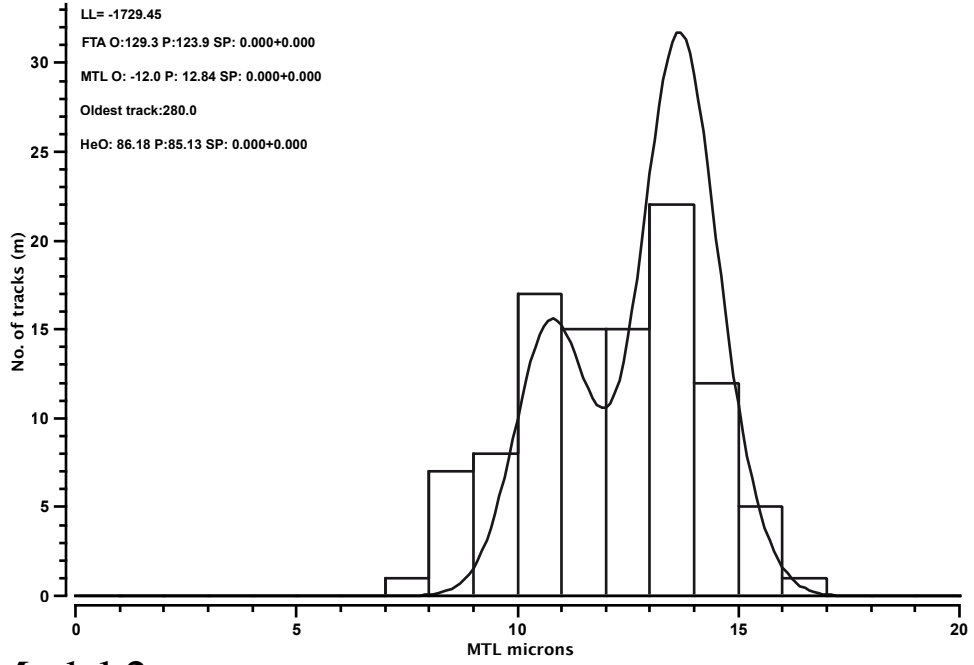
Br31



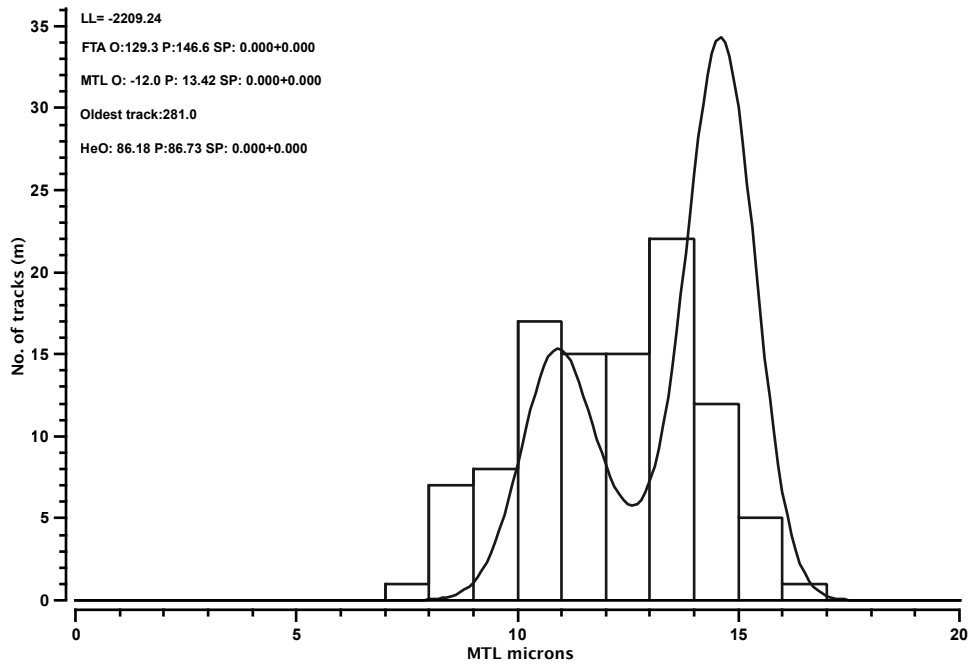
Model E



Model 1

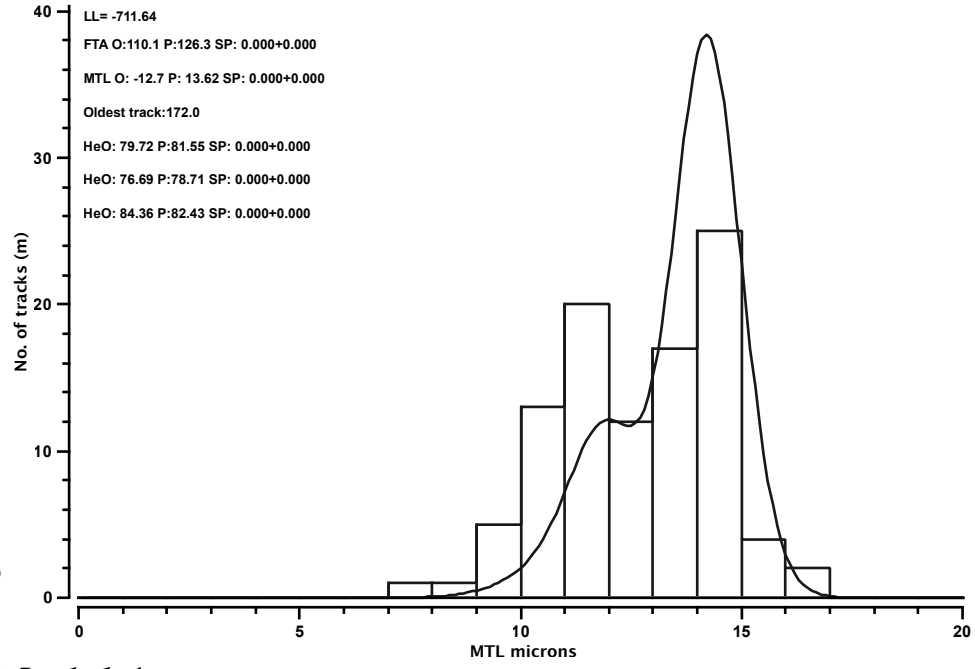
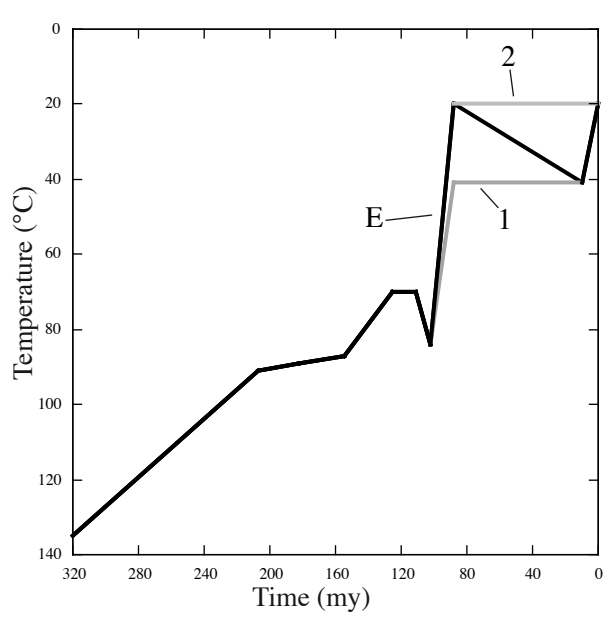


Model 2

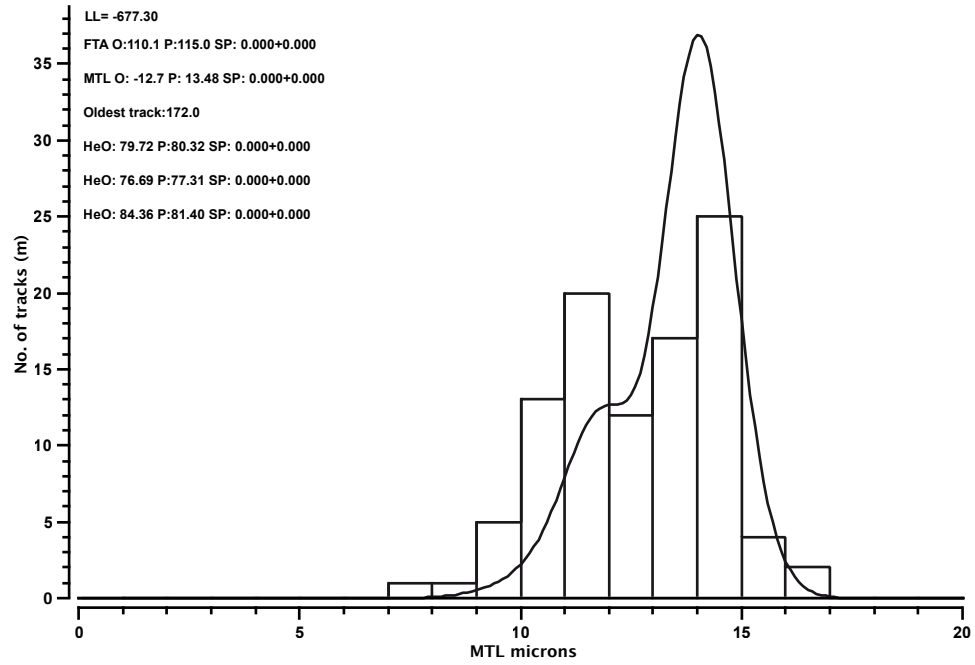


Br32

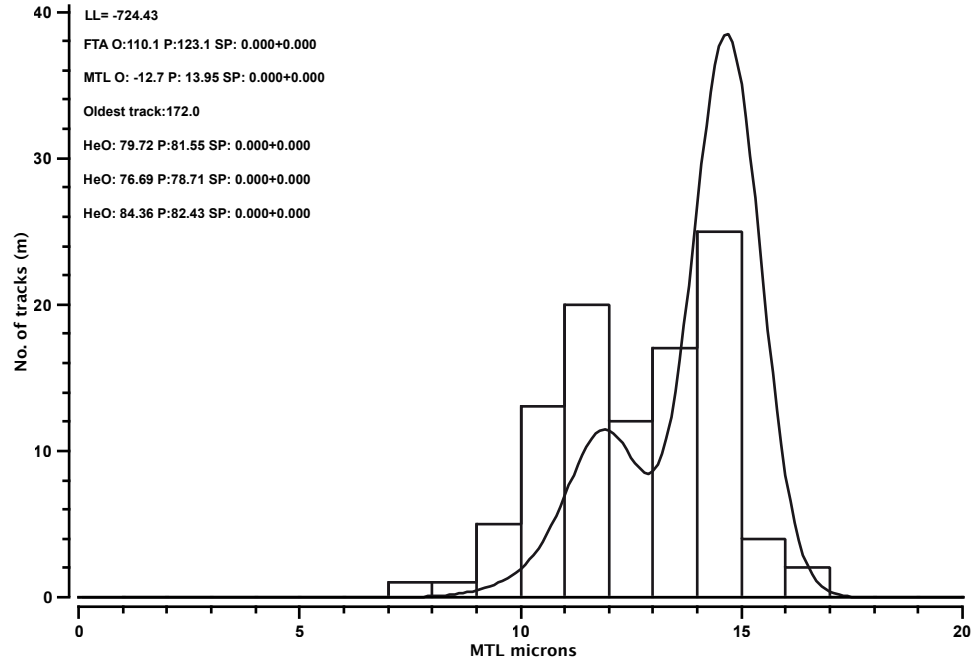
Model E



Model 1

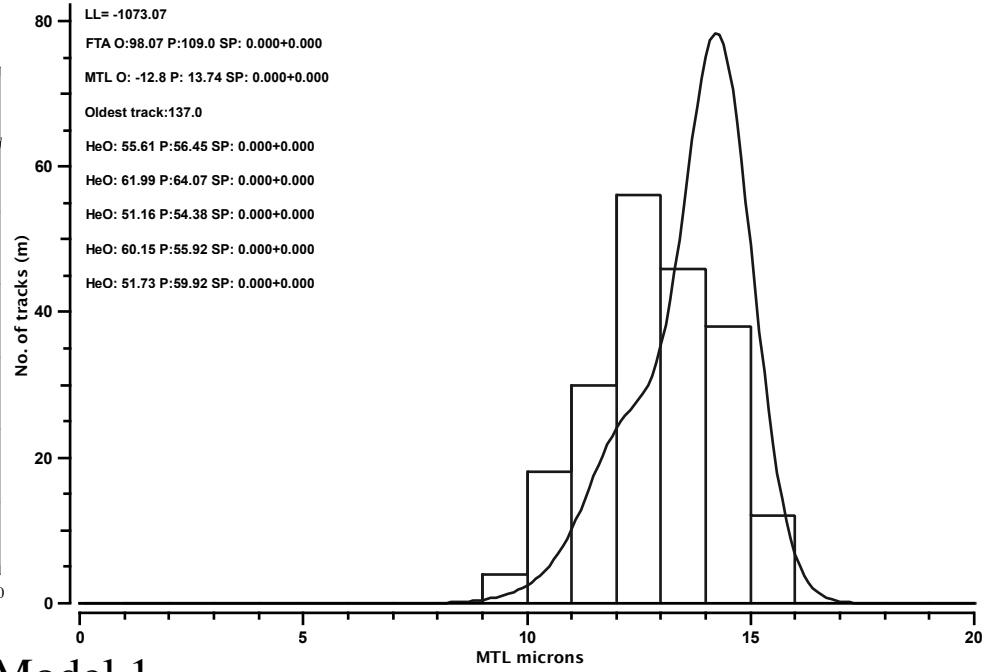
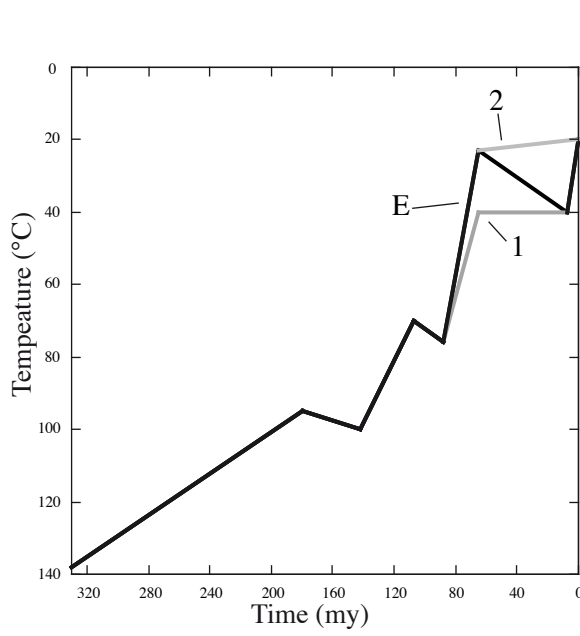


Model 2

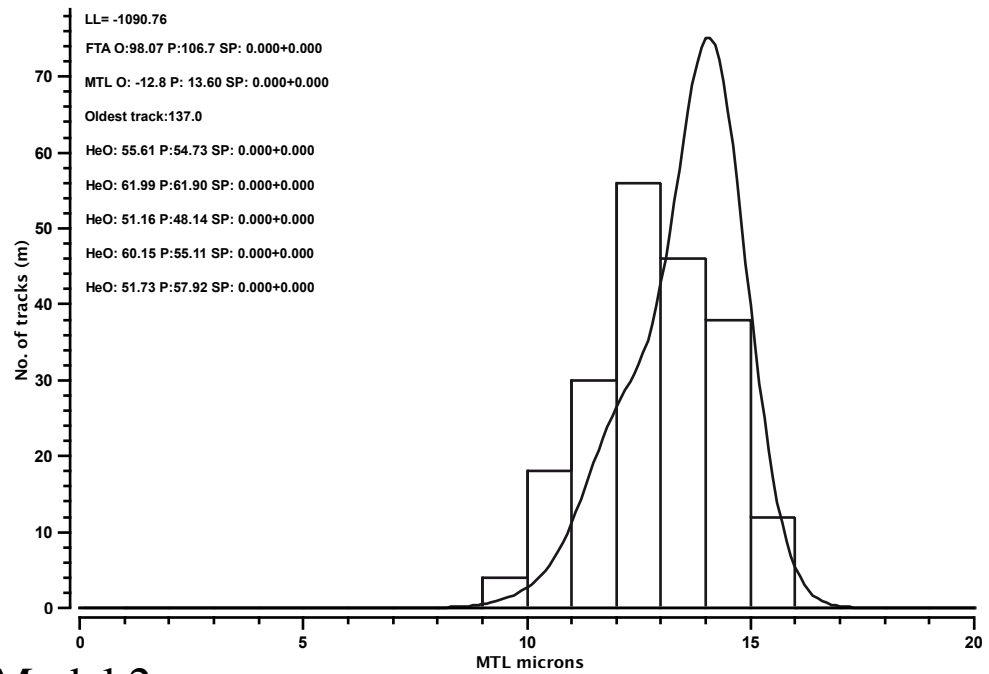


Br33

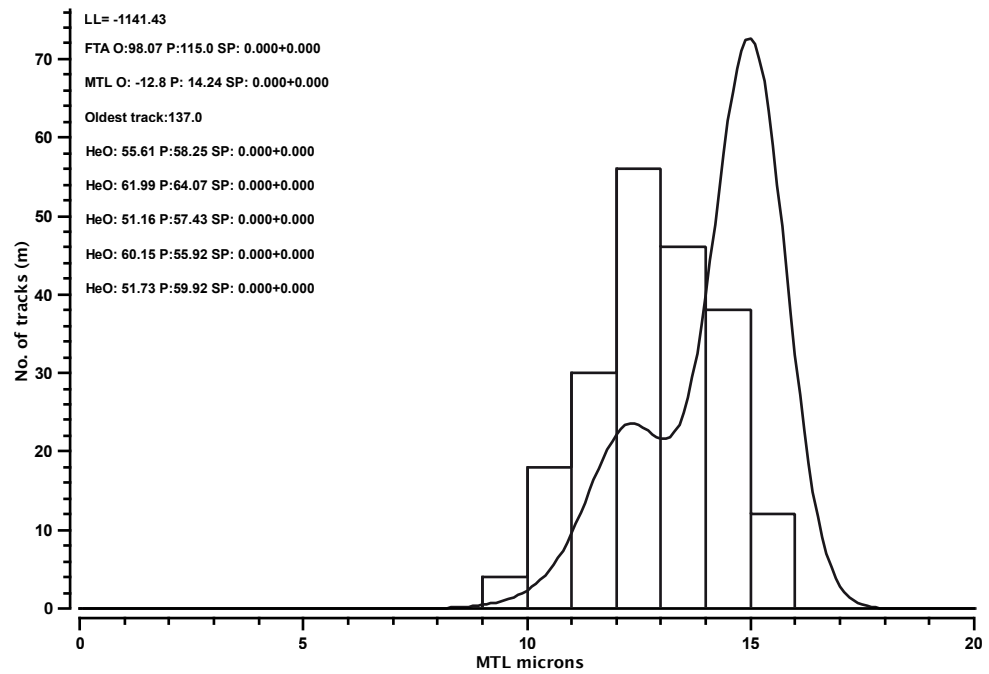
Model E



Model 1

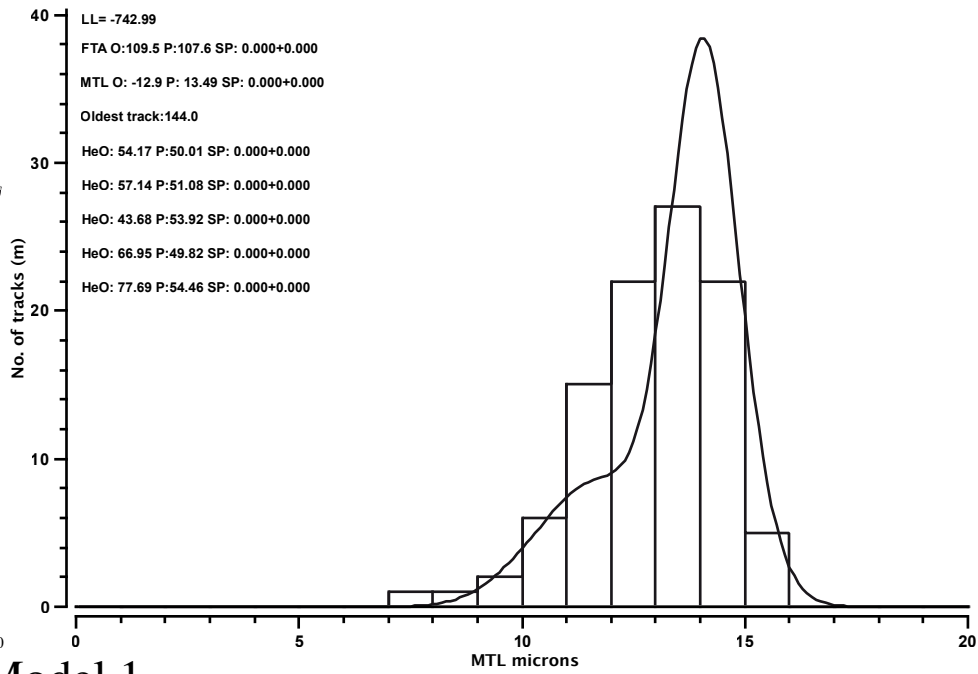
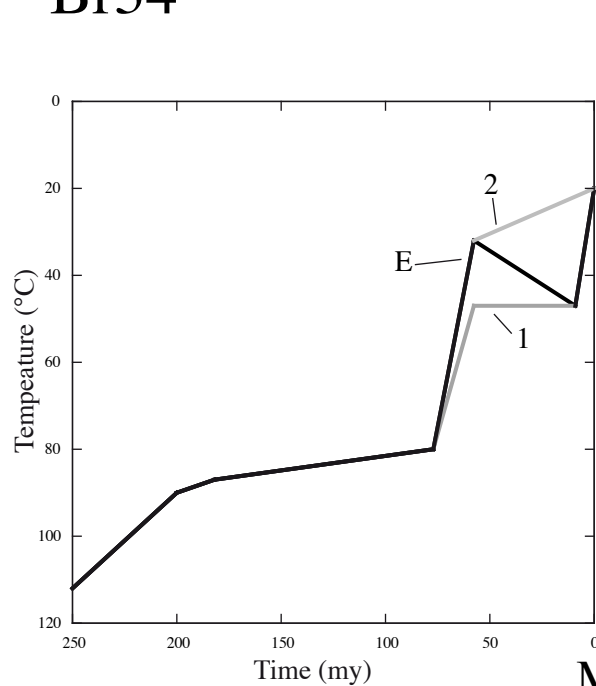


Model 2

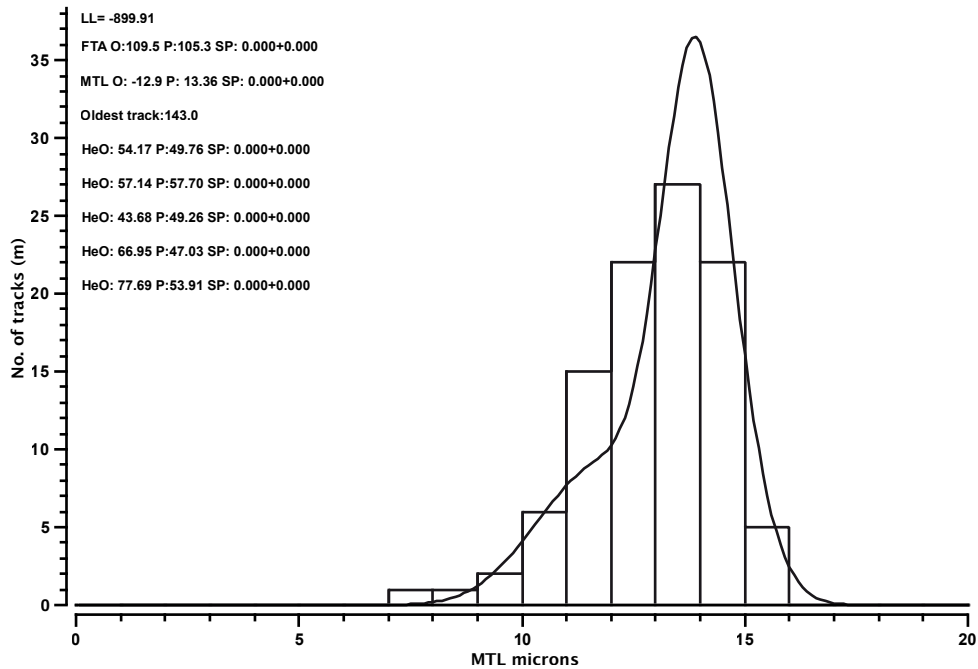


Br34

Model E



Model 1



Model 2

