



Exhumation différentielle de la Cordillère Orientale (Déflexion d'Abancay, Pérou): Une syntaxe tectonique andine ?

Benjamin Gérard

► To cite this version:

Benjamin Gérard. Exhumation différentielle de la Cordillère Orientale (Déflexion d'Abancay, Pérou): Une syntaxe tectonique andine ?. Interfaces continentales, environnement. Comue Université Grenoble Alpes, 2019. Français. NNT: . tel-02433431

HAL Id: tel-02433431

<https://theses.hal.science/tel-02433431>

Submitted on 9 Jan 2020

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

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE LA COMMUNAUTÉ UNIVERSITÉ GRENoble ALPES

Spécialité : **Sciences de la Terre et de l'Univers et
de l'Environnement (CESTUE)**

Arrêté ministériel : 25 mai 2016

Présentée par

Benjamin GÉRARD

Thèse dirigée par **Laurence AUDIN, DR2, Institut de Recherche
pour le Développement (IRD)**
et codirigée par **Xavier ROBERT, CRCN, Institut de Recherche
pour le Développement (IRD)**

préparée au sein du **Laboratoire Institut des Sciences de
la Terre (ISTerre)**
dans l'**École Doctorale Terre, Univers, Environnement (TUE)**

Exhumation différentielle de la Cordillère Orientale (Déflexion d'Abancay, Pérou) : Une syntaxe tectonique andine ?

Thèse soutenue publiquement le **18 décembre 2019**,
devant le jury composé de :

M Brian HORTON

Professeur à l'Université du Texas à Austin, Rapporteur et président du jury

M Sébastien CARRETIER

Directeur de Recherche IRD à l'Université de Toulouse, Rapporteur

Mme Cécile GAUTHERON

Professeur à l'Université Paris Sud, Examinatrice

M Robin LACASSIN

Directeur de Recherche CNRS à l'Institut de Physique du Globe de Paris, Exami-
nateur

Mme Laurence AUDIN

Directrice de Recherche IRD à l'Université Grenoble Alpes, Directrice de thèse

M Xavier ROBERT

Chargé de Recherche IRD à l'INGEMMET, Co-Directeur de thèse, invité



THESIS

In order to obtain the grade of

DOCTEUR DE LA COMMUNAUTÉ UNIVERSITÉ GRENOBLE ALPES

Specialty: **Sciences de la Terre et de l'Univers et de
l'Environnement (CESTUE)**

Ministerial order: May 25, 2016

Presented by

Benjamin GÉRARD

Thesis directed by **Laurence AUDIN, DR2, Institut de Recherche
pour le Développement (IRD)**
and co-directed by **Xavier ROBERT, CRCN, Institut de
Recherche pour le Développement (IRD)**

prepared in the **Laboratory Institut des Sciences de la Terre
(ISTerre)**
in the **Doctoral school Terre, Univers, Environnement (TUE)**

Differential exhumation of the Eastern Cordillera (Abancay Deflection, Peru): An Andean tectonic syntaxis?

Thesis publicly defended on **December 18, 2019**,
In front of the jury composed of:

Mr. Brian HORTON

Professor at the University of Texas at Austin, Rapporteur and president
of the jury

Mr. Sébastien CARRETIER

Research Director IRD at the University of Toulouse, Rapporteur

Mrs. Cécile GAUTHERON

Professor at the University Paris Sud, Examiner

Mr. Robin LACASSIN

Research Director CNRS at the Institut de Physique du Globe de Paris,
Examiner

Mrs. Laurence AUDIN

Research director IRD at the University Grenoble Alpes, Thesis director

Mr. Xavier ROBERT

Researcher IRD at the INGEMMET, Thesis co-director, invited



“The ruins of Machu Picchu are perched on top of a steep ridge in the most inaccessible corner of the most inaccessible section of the central Andes. No part of the highlands of Peru has been better defended by natural bulwarks — a stupendous canyon whose rim is more than a mile above the river, whose rock is granite, and whose precipices are frequently a thousand feet sheer.”

Hiram Bingham dans MACHU PICCHU : A Citadel of the Incas



HERGÉ dans Les Aventures de Tintin – Le temple du soleil

Remerciements

Cette thèse est le fruit de nombreuses collaborations scientifiques et amicales. Chaque personne rencontrée a contribué pierre après pierre à l'élaboration de ce travail et je tiens à les remercier ici.

Tout d'abord, je voudrais exprimer mon incommensurable reconnaissance à mes deux directeurs de thèse, Laurence et Xavier. Ils m'ont donné les moyens, apporté les outils et offert la liberté de développer mes propres méthodes d'investigation et mes propres idées. J'ai véritablement mûri en travaillant à leur côté. Tant au point de vu de la méthode, que des sciences. Je tiens à signaler leur soutien moral, logistique et scientifique dans les moments délicats et leurs encouragements constants. Laurence et Xavier ont toujours été à l'écoute et disponibles (malgré la distance et le décalage horaire souvent) et ce depuis 5 ans et mes stages de Master. Ils ont œuvré et œuvrent continuellement à la valorisation de notre travail dans un effort commun. Laurence et Xavier font preuve d'un professionnalisme et de valeurs humaines qui méritent d'être spécifiés. Au sein de cette petite famille « Pérou » je souhaite remercier également Audrey Margirier pour m'avoir initié à la compréhension du grand système andin et Constance pour sa présence sur le terrain, sa bonne humeur et son intérêt exacerbé pour le paysage qui nous entoure.

J'exprime ma sincère reconnaissance à Brian Horton (many thanks for reading my manuscript) et Sébastien Carretier qui ont aimablement accepté de rapporter ce manuscrit ainsi qu'à Cécile Gautheron et Robin Lacassin en leur qualité d'examineur. Je leur souhaite une excellente lecture et espère satisfaire leur curiosité scientifique.

Il ne vous échappera pas que cette thèse est issue d'un travail de terrain au Pérou. Ainsi, pour leur aide logistique, linguistique et pour les bons moments passés sur le terrain le long du camino Inca, je remercie du fond du cœur Carlos Benavente et Fabrizio Delgado. Muchas gracias amigos! Cette unique et conséquente mission de terrain de trois mois entre avril et juillet 2017 dans la région d'Abancay a été fructueuse grâce au professionnalisme, à l'expérience et à l'œil aiguisé sur le terrain de Laurence et Xavier.

Toutes les données produites et présentées dans ce manuscrit sont issues d'un long processus de préparation des roches brutes depuis le broyage des échantillons à la mesure de divers paramètres physico-chimiques. Je tiens à remercier sincèrement Pierre Hervé Leloup et Gweltaz Mahéo pour m'avoir offert la possibilité d'effectuer le broyage de mes échantillons à Lyon tandis que les machines grenobloises étaient H.S. L'obtention des résultats thermochronologiques a bénéficié du savoir faire et du professionnalisme de l'équipe GTC à Grenoble : Francis, François, Mélanie, Matthias et Julien. À Paris,

Cécile, Rosella, Floriane et Alexis m'ont mis sur de bons rails pour le tri, la sélection et les mesures chimiques des apatites. Un grand merci à eux tous. Une attention spéciale pour Cécile, qui a régulièrement pris des nouvelles des avancées des modélisations et apporté son expertise pour les interprétations.

Que seraient ces trois années de thèse passées à ISTerre sans cette émulation scientifique, ces émotions et amitiés partagées. Pour toutes ces raisons, j'ai une grande pensée pour mes collègues du bureau 328 qui sont allés et venus avec le temps, Rosemarie, Nathalie, Kahve, Gökhan, Thibaut, Arnaud, Maxime ainsi que pour mes collègues en thèse également, occupant de lointains espaces parfois même à des étages inférieurs, Axel, Jean-Baptiste, Louise, Sylvie et Gaëlle (Et merci pour les innombrables cafés). Pour de fréquentes et intéressantes discussions, et l'intérêt de ces derniers pour ce sujet de thèse, je souhaite remercier mes collègues Swann, Peter, Étienne et Stéphane. J'ai une pensée toute particulière pour Pierre Valla qui m'a bien épaulé dans la dernière ligne droite de rédaction et d'interprétation.

Enfin, pour leur soutien moral et affectif je tiens à remercier ma famille. Ma mère, Denise, mes frères, Pierre et Louis, ainsi que mon oncle, Claude, et mon grand-père, Louis. Même si mon père n'est malheureusement plus de ce monde, je souhaite qu'il fasse parti de ce manuscrit car c'est en grande partie grâce à lui que j'ai développé ce goût pour les sciences naturelles. Il a réussi à me faire sentir ce quelque chose de grandiose dans le monde qui nous entoure. Et bien sûr, j'exprime ma plus profonde gratitude et embrasse tendrement Anastasia, ma moitié, qui a été, et qui est toujours, un soutien indéfectible en particulier dans la dernière ligne droite de rédaction de ce manuscrit.

спасибо большое Настя.

Benjamin
Octobre 2019

Résumé

Exhumation différentielle de la Cordillère Orientale (Déflexion d'Abancay, Pérou) : Une syntaxe tectonique andine ?

Ma thèse se focalise sur la compréhension de la structuration de la bordure nord de l'Altiplano : La Déflexion d'Abancay. Cette région qui marque la segmentation latitudinale des Andes Centrales au Pérou, surprend par son atypisme quant à son anomalie topographique positive et par l'obliquité prononcée des reliefs, des failles et du réseau hydrographique qui la composent. Incisée en profondeur par les rivières Apurimac et Urubamba, elles-mêmes capturées par les systèmes de failles défléchies, la Déflexion d'Abancay présente de nombreux plutons à l'affleurement, idéaux pour investiguer la dynamique des roches en profondeur et comprendre la place de cette région dans la tectonique Andine. Cette dernière, occupe deux ensembles morpho-tectoniques différents : La Cordillère Orientale au nord et l'Altiplano au sud. Ces deux ensembles sont séparés par le système de failles crustales de l'Apurimac. Malgré ses caractéristiques saisissantes, la région d'Abancay est dépourvue d'étude poussée récente à son sujet afin de contraindre sa structuration et son évolution au cours du temps dans le contexte géodynamique andin depuis 40 Ma.

J'ai développé une approche pluridisciplinaire basée sur des méthodes de thermochronologie basse-température, de modélisation thermo-cinématique des données obtenues et de géomorphologie quantitative afin de mettre en évidence les vitesses d'exhumation de la région, les mécanismes à l'origine de sa structuration et son évolution morphologique récente pour des échelles spatio-temporelles différentes.

Je montre que la Déflexion d'Abancay enregistre dans sa globalité des taux d'exhumation de $0,2 \pm 0,1$ km/Ma constants et uniformes au cours du temps entre 40 et ~ 5 Ma. Cette exhumation est contemporaine au soulèvement des Andes Centrales en conséquence d'un raccourcissement crustal et/ou d'un flux de croûte inférieure à l'échelle des Andes Centrales. Dans ce contexte, La Déflexion d'Abancay s'intégrait dans un paléo-Altiplano partiellement ou totalement endoréique s'étendant bien plus au nord ($\sim 10^\circ\text{S}$) que son extension septentrionale actuelle ($\sim 14^\circ\text{S}$). Bien que le nord de la Cordillère Orientale et l'Altiplano conservent des taux d'exhumation identiques après ~ 5 Ma, le sud de la Cordillère Orientale enregistre une augmentation abrupte de ces derniers ($1,2 \pm 0,4$ km/Ma) créant un différentiel d'exhumation latitudinal. Cette augmentation locale de l'exhumation s'explique par l'action conjointe de l'incision par capture et érosion régressive du

paléo-Altiplano par la rivière Urubamba ainsi qu'un soulèvement tectonique par basculement de la Cordillère Orientale au travers de l'activité en rétrochevauchement du système de failles crustales héritées de l'Apurimac. Compte tenu de ces interprétations, je propose une nouvelle définition géologique de la Déflexion d'Abancay et j'avance l'hypothèse d'une syntaxe tectonique comparable aux syntaxes Himalayennes ou Alaskiennes de par les similitudes morphologiques et tectoniques entre ces régions.

Mots clés : Andes Centrales, Altiplano, Cordillère Orientale, Déflexion d'Abancay, exhumation, thermochronologie basse température, géomorphologie, tectonique, incision, modélisation thermo-cinématique, syntaxe tectonique

Abstract

Differential exhumation of the Eastern Cordillera (Abancay Deflection, Peru) : An Andean tectonic syntaxis ?

I focus my thesis on the understanding of the structuration of the Altiplano northern edge : the Abancay Deflection. This region marks abruptly the latitudinal segmentation of the Peruvian Central Andes and presents striking features such as a positive topographic anomaly in comparison of its surroundings, relief obliquity, faults et rivers deviations. Numerous plutons, deeply incised by the Apurimac and Urubamba Rivers, outcrop in the core of the Abancay Deflection. This is a key that permits us to quantify the rock kinetics at depth in this region. The Abancay Deflection is located over two morpho-tectonic areas : The Eastern Cordillera northward and the Altiplano to the south. The crustal-scale Apurimac fault system separates these two regions. Despite these significant characteristics, the Abancay Deflection is poorly documented and no recent study deals about its long-lived structuration in the Andean geodynamic context since 40 Ma.

I developed a multidisciplinary approach based on low-temperature thermochronology, thermo-kinematics modeling and quantitative geomorphology to determine exhumation rates in the studied area, to unravel the mechanisms behind its structuration and to define its recent morphological evolution for different spatial and temporal scales.

I demonstrate that the Abancay Deflection registered globally steady and uniform exhumation rates of 0.2 ± 0.1 km/m.y. between 40 and ~ 5 Ma, contemporary to the Central Andes surface uplift. This exhumation pattern marks a large-scale tectonic shortening and/or a lower crustal flow. In this context, the Abancay Deflection was an integrant part of a paleo-Altiplano extending northward ($\sim 10^\circ\text{S}$ vs. $\sim 14^\circ\text{S}$ nowadays) partially or totally internally drained. Although the northern Eastern Cordillera and the Altiplano kept identical exhumation rates after ~ 5 Ma, the southern Eastern Cordillera experienced a rapid increase of these ones (1.2 ± 0.4 km/m.y.) creating a latitudinal differential exhumation pattern. I explain this very sharp and local increase of exhumation by the common work of the incision by capturing via regressive erosion the paleo-Altiplano through the Urubamba River together with a tectonic uplift tilting the Eastern Cordillera through the backthrusting activity of the inherited crustal-scale Apurimac fault system. According to these interpretations, and regarding the morphological and tectonics similarities, I propose a new geological definition for the Abancay Deflection implying that this area is a tectonic syntaxis similar to the Himalayan or Alaskan syntaxes.

Keywords : Central Andes, Altiplano, Eastern Cordillera, Abancay Deflection, exhumation, low-temperature thermochronology, geomorphology, tectonics, incision, thermo-kinematic modeling, tectonic syntaxis

Table des matières

1	INTRODUCTION – LE CONTEXTE GÉODYNAMIQUE ET GÉOLOGIQUE ANDIN EN AMÉRIQUE DU SUD	23
1.1	La Cordillère des Andes – Localisation et caractéristiques	26
1.2	Les Andes Centrales	27
1.2.1	Moteur de la construction des Andes Centrales – la subduction . .	29
1.2.2	Dynamiques de soulèvement des Andes Centrales et de l'Altiplano	29
1.3	Bibliographie Chapitre 1	32
2	LA DÉFLEXION D'ABANCAY : UNE ANOMALIE ANDINE	37
2.1	La Déflexion d'Abancay – Généralités	40
2.1.1	Localisation, définition géologique et histoire scientifique contemporaine	40
2.1.2	Morphologie de la Déflexion d'Abancay – Aspects généraux	42
2.2	Héritage géologique de la Déflexion d'Abancay	42
2.2.1	Contexte préandin – Précambrien et Paléozoïque	44
2.2.2	Le cycle andin – Phase d'extension Permo-Jurassique	46
2.2.3	Le cycle andin – La convergence Méso-Cénozoïque	46
2.3	Structuration et dynamiques de soulèvement de la Déflexion d'Abancay .	48
2.3.1	Rotation tectonique et courbure (bending) de l'Orocline bolivien .	48
2.3.2	Paléo-altitudes de la Déflexion d'Abancay	51
2.3.3	Soulèvement de la Cordillère Orientale – Le proxy bolivien et sud-péruvien	51
2.3.4	Exhumation de la Déflexion d'Abancay – Des données parcellaires	52
2.3.5	Contexte climatique	54
2.4	Résumé et problématiques – La Déflexion d'Abancay : une zone d'anomalies et de transitions	56
2.5	Bibliographie Chapitre 2	59
3	MÉTHODES	67
3.1	La géomorphologie quantitative – Quantification des déséquilibres de surface	71
3.1.1	Définitions et théories	71
3.1.1.1	Topographie, reliefs et pentes	71
3.1.1.2	Réseaux hydrographiques et bassins versants	73

TABLE DES MATIÈRES

3.1.1.3	Ruptures de pente du réseau hydrographique (knickpoints et knickzones)	74
3.1.1.4	Quantifier l'état de déséquilibre des rivières – les valeurs k_{sn}	78
3.1.1.5	Quantifier l'état de déséquilibre des bassins versants – le cas de l'analyse du χ	80
3.1.2	Protocoles et méthodes d'extraction des paramètres géomorphologiques	82
3.1.2.1	Extraction de la topographie, du relief et des pentes	82
3.1.2.2	Extraction des bassins versants	82
3.1.2.3	Préparation des MNT des bassins versants extraits	83
3.1.2.4	Extraction et catégorisation des knickpoints	84
3.1.2.5	Extraction des k_{sn} et des χ	85
3.2	Méthodes thermochronologiques – Contraintes sur l'exhumation et l'évolution du relief au cours du temps	86
3.2.1	La thermochronologie basse température (AHe et AFT) – Principes et définitions	87
3.2.1.1	(U-Th-Sm)/He sur apatite (AHe)	88
3.2.1.2	Les traces de fission sur apatite (AFT)	88
3.2.1.3	(U-Th)/He sur zircon (ZHe)	89
3.2.2	Stratégie d'échantillonnage, préparation des échantillons et calcul des âges	91
3.2.2.1	Stratégie d'échantillonnage	91
3.2.2.2	Protocole analytique – Tronc commun AHe et AFT	96
3.2.2.3	La méthode (U-Th-Sm)/He sur apatite (AHe – Apatite Hélium)	96
3.2.2.4	Les traces de fission sur apatite (AFT – Apatite Fission Track)	97
3.3	Modélisation des âges thermochronologiques – Taux de refroidissement et d'exhumation	98
3.3.1	Relation âge-altitude (AER – Age Elevation Relationship)	99
3.3.1.1	Principes de la méthode	99
3.3.1.2	Données implémentées pour modélisation AER	100
3.3.2	Modélisation temps-température 2D : QTQt	100
3.3.2.1	Données thermochronologiques implémentées dans QTQt	101
3.3.2.2	Inversions de données avec QTQt	101
3.3.2.3	Paramétrage de QTQt	102
3.3.3	Modélisation thermo-cinématique 3D : PECUBE	105
3.3.3.1	Données implémentées dans PECUBE	105
3.3.3.2	Définition des bornes spatiales du modèle	106
3.3.3.3	Définition des bornes temporelles du modèle	107
3.3.3.4	Paramètres thermiques et rhéologiques	108
3.3.3.5	Évolution de la topographie au cours du temps	109
3.3.3.6	Aspects cinématiques de l'exhumation	109

3.3.3.7	Modélisation inverse PECUBE	111
3.4	Bibliographie Chapitre 3	113
4	GÉOMORPHOLOGIE QUANTITATIVE DE LA DÉFLEXION D'ABANCAY	123
4.1	La géomorphologie quantitative – Quantification des déséquilibres de surface	126
4.2	Résultats	130
4.2.1	Topographie, reliefs et pentes	130
4.2.2	Bassins versants et réseaux hydrographiques	137
4.2.3	Ruptures de pente du réseau hydrographique (knickpoints et knickzones)	142
4.2.4	Résultats de l'analyse k_{sn}	145
4.2.5	Résultats de l'analyse χ	148
4.3	Discussions et interprétations	151
4.3.1	Discussion sur les limites des méthodes employées	151
4.3.2	Interprétations des données géomorphologiques	153
4.3.2.1	La répartition spatiale et altitudinale des knickpoints	153
4.3.2.2	L'analyse des k_{sn} : des profils de rivières déséquilibrés	154
4.3.2.3	L'analyse des χ : des limites de drainages en déséquilibre fort	158
4.3.3	Intégration des données géomorphologiques pour l'étude de la Déflexion d'Abancay	159
4.3.3.1	Paléogéographie du sud Pérou (~5Ma) - Extension spatiale du paléo-Altiplano	159
4.3.3.2	Capture du paléo-Altiplano – Causes et timing	161
4.4	Conclusion	166
4.5	Bibliographie Chapitre 4	175
4.6	Résumé / Overview	181
5	INCISION DU NORD DE L'ALTIPLANO ET UNE POTENTIELLE SYNTAXE ANDINE NAISSANTE (MACHU PICCHU, PÉROU)	183
5.1	Submitted article	186
5.1.1	Abstract	187
5.1.2	Introduction	187
5.1.3	Geological Setting	189
5.1.4	Methods	189
5.1.5	Results	189
5.1.6	Discussion	191
5.1.6.1	MPB exhumation rates	191
5.1.6.2	Miocene surface uplift of the northern AP without exhumation	192
5.1.6.3	Drivers of Pliocene exhumation	193
5.1.7	Conclusion	196
5.1.8	Acknowledgments	196

TABLE DES MATIÈRES

5.1.9	References cited	197
5.2	Supplementary Material	201
5.2.1	AHe & AFT dating and time-temperature inverse modeling : Additional information	204
5.2.1.1	Sampling strategy	204
5.2.1.2	Sample preparation and methods	204
5.2.1.3	Apatite (U-Th)/He (AHe) protocol	205
5.2.1.4	Apatite fission track (AFT) protocol	205
5.2.1.5	AFT single-grain data and radial plots for each processed sample	210
5.2.2	Supplementary references cited	220
5.3	Résumé / Overview	223
6	EXHUMATION DIFFÉRENTIELLE DE LA CORDILLÈRE ORIENTALE AU TRAVERS D'UN RÉTRO-CHEVAUCHEMENT À VERGENCE SUD (DÉFLEXION D'ABANCAY, PÉROU)	225
6.1	Article in preparation for <i>Tectonics</i>	228
6.1.1	Abstract	229
6.1.2	Introduction	230
6.1.3	Geological settings	231
6.1.4	Methods	234
6.1.4.1	Low-temperature thermochronology – Data acquisition	234
6.1.4.2	Age-Elevation Relationships (AER)	235
6.1.4.3	Time-temperature modeling (QTQt)	235
6.1.4.4	Thermo-kinematic modeling (PECUBE)	235
6.1.4.4.1	PECUBE	235
6.1.4.4.2	Input data and fixed parameters	236
6.1.4.4.3	NA inversions and explored parameters	236
6.1.5	Results	247
6.1.5.1	New thermochronological ages	247
6.1.5.2	AER trends	247
6.1.5.3	Time-temperature paths	247
6.1.5.4	Thermo-kinematics inversion results (PECUBE)	247
6.1.6	Discussion	258
6.1.6.1	Exhumation rates computation and validation	258
6.1.6.2	Relief amplification – Incision proxy	260
6.1.6.3	Exhumation of the Abancay Deflection between 40 and ~5 Ma	260
6.1.6.4	The particular case of the southern Eastern Cordillera – Increased exhumation since ~5 Ma	261
6.1.6.5	Drivers for the Apurimac fault system re-activation as a thrust	261
6.1.7	Conclusion	264
6.1.8	Acknowledgements	264

6.1.9	Reference cited	265
6.2	Supplementary Material	274
6.3	Résumé / Overview	291
7	SYNTHÈSE, CONCLUSION ET PERSPECTIVES	293
7.1	Synthèse des informations extraites aux chapitres précédents	296
7.1.1	La Déflexion d'Abancay entre ~ 40 et ~ 5 Ma – Composante d'exhumation verticale limitée et structuration horizontale Miocène	296
7.1.2	La Déflexion d'Abancay entre ~ 5 Ma et l'actuel	300
7.1.2.1	Capture du paléo-Altiplano et basculement tectonique de la Cordillère Orientale au travers du système de failles de l'Apurimac	300
7.1.2.2	Causes de l'exhumation post ~ 5 Ma de la Déflexion d'Abancay	301
7.1.2.3	Modèles d'exhumation rapide < 5 Ma rejetés	304
7.1.3	La Déflexion d'Abancay : Une syntaxe tectonique	304
7.1.3.1	Analogies géomorphologiques avec les syntaxes himalayennes	304
7.1.3.2	Analogies géodynamiques et tectoniques avec les syntaxes himalayennes et la syntaxe alaskienne	305
7.2	Conclusion : Résumé / Overview	314
7.3	Perspectives	315
7.4	Bibliographie Chapitre 7	319
8	ANNEXES	329
8.1	Annexes du Chapitre 3	330
8.1.1	Thermochronologie quantitative - (U-Th)/He sur zircon (ZHe)	330
8.1.2	Échantillons récoltés mais non analysés par les méthodes AHe et AFT	332
8.2	Annexes du Chapitre 6	333
8.2.1	Données AFT par grain and graphiques représentant les données sous forme radiale	333
8.2.2	Mesures des longueurs de traces de fission confinées	361
8.3	Résumés des présentations faites à des conférences	367
8.3.1	Thermo 2018 – Quedlinburg - Poster	367
8.3.2	AGU 2018 – Washington D.C. - Poster	368

Table des figures

1.1	Segmentation latitudinale de la Cordillère des Andes.	28
1.2	Segmentation longitudinale des Andes centrales au sud du Pérou.	31
2.1	Localisation, toponymie et géographie de la Déflexion d'Abancay.	41
2.2	Vue 3D de la Déflexion d'Abancay MNT TanDEM-X (~12 m de résolution spatiale horizontale).	43
2.3	Géologie de la Déflexion d'Abancay.	45
2.4	Carte de la sismicité crustale de la Déflexion d'Abancay (foyers < 60 km).	47
2.5	Enregistrement paléomagnétique de la région nord des Andes Centrales (Orocline bolivien et Andes « étroites » du nord Pérou).	49
2.6	Évolution tectono-cinématique long terme (Paléozoïque – Pliocène) de la Déflexion d'Abancay modifiée d'après Marocco René dans (Dalmayrac et al., 1980).	50
2.7	Évolution de l'altitude moyenne de la Déflexion d'Abancay au cours du temps.	51
2.8	Modèles tectoniques simplifiés pour le soulèvement de la Cordillère Orientale bolivienne et/ou sud-péruvienne.	53
2.9	Pluviométrie contemporaine de la région d'Abancay.	55
3.1	Paysage de la Cordillère Orientale dans le cœur de la déflexion d'Abancay.	72
3.2	Paysage typique des hauts plateaux andins au Pérou (Prolongation nord de l'Altiplano).	73
3.3	Éléments géomorphologiques d'un bassin versant et profil longitudinal de rivière.	75
3.4	Cascade (Knickpoint) localisée dans les séries sédimentaires du Paléozoïque inférieur.	76
3.5	Rapides (Knickzone).	77

TABLE DES FIGURES

3.6	Glissement de terrain actif de la vallée de Chalhuanca obstruant partiellement la rivière du même nom (bassin versant de l'Apurimac ; 14,2859°S ; 73,2577°W).	78
3.7	État d'équilibre des bassins versants en fonction de l'analyse du χ	81
3.8	Processi de correction des MNT et d'extraction du réseau hydrographique.	84
3.9	Extraction des knickpoints.	85
3.10	Bloc diagramme représentant la dynamique d'exhumation hypothétique d'une colonne de roche.	87
3.11	Corrélation positive Âge – eU (A) et Âge – dose alpha (B) pour les zircons du profil vertical du Machu Picchu.	90
3.12	Localisation des échantillons pour datations thermochronologiques.	92
3.13	Point d'échantillonnage du granite du Machu Picchu (AB-17-20) en aval du site du même nom à proximité du village de Santa Teresa (13,14182°S ; 72.58376°W).	93
3.14	Localisation des échantillons des profils verticaux d'Abancay et de Lima-tambo.	94
3.15	Localisation des échantillons des profils verticaux d'Ocobamba, de Lucma, d'Incahuasi et du Machu Picchu.	95
3.16	Protocole préparatoire en vue de datations thermochronologiques AHe et AFT.	98
3.17	Résultat hypothétique de modélisation AER.	100
3.18	Résultat hypothétique de modélisation via QTQt (Gallagher, 2012).	102
3.19	Bloc crustal et paramètres définissant les bornes spatiales du modèle PECUBE pour la Cordillère Orientale de la Déflexion d'Abancay.	106
3.20	Évolution de l'altitude moyenne de la Cordillère Orientale et de l'Altiplano (Déflexion d'Abancay) au cours du temps (Sundell et al., 2019).	107
3.21	Modèles cinématiques hypothétiques de l'évolution et de la structuration de la Cordillère Orientale de la Déflexion d'Abancay depuis 40 Ma.	110
4.1	Éléments de topographie pour les Andes du sud Pérou.	128
4.2	Carte des bassins versants principaux du sud Pérou.	129
4.3	Topographie de la Déflexion d'Abancay.	131
4.4	Profils topographiques swath.	132
4.5	Pentes de la Déflexion d'Abancay.	134
4.6	Carte des déviation d'altitude par rapport à l'altitude moyenne (proxy du relief).	136

4.7	Réseau hydrographique de la Déflexion d'Abancay (carré noir tireté) et zones adjacentes.	138
4.8	Profils en long de quelques rivières choisies du bassin versant de l'Apurimac.	139
4.9	Profils en long de quelques rivières choisies du bassin versant de l'Urubamba.	140
4.10	Profils en long de quelques rivières choisies du bassin versant du Madre de Dios.	141
4.11	Localisation des knickpoints pour les bassins versants de l'Apurimac, de l'Urubamba et du Madre de Dios.	143
4.12	Répartition altitudinale en latitudinale des knickpoints extraits pour la région de la Déflexion d'Abancay.	144
4.13	Valeurs de k_{sn} et de χ extraites à partir des profils de rivière.	146
4.14	Carte des k_{sn} pour les bassins versants de l'Apurimac, de l'Urubamba et du Madre de Dios.	147
4.15	Carte des χ extraits au sens de Willett et al. (2014) pour les bassins versants de l'Apurimac, de l'Urubamba et du Madre de Dios.	149
4.16	Carte des χ extraits au sens de Willett et al. (2014) pour les bassins versants de l'Altiplano endoréique et les bassins adjacents.	150
4.17	Pluviométrie contemporaine et géologie simplifiée de la région d'Abancay en fonction des données géomorphologiques obtenues.	152
4.18	Compilation des données géomorphologiques (cette étude).	156
4.19	Schéma interprétatif de la localisation spatiale des valeurs de k_{sn} en fonction du modèle tectonique de soulèvement de la Cordillère Orientale.	157
4.20	Schéma dérivé de l'analyse du χ représentant les migrations des limites de drainage de façon simplifiée entre les différents bassins versants de la zone d'étude.	158
4.21	Évolution paléogéographique du sud Pérou depuis ~ 5 Ma dans lequel s'inscrit la Déflexion d'Abancay (carré noir tireté).	160
4.22	Carte de propagation des knickpoints majeurs dans le réseau hydrographique de l'Apurimac.	164
4.23	Témoins de l'activité du système de failles de l'Apurimac.	165
5.1	Topography of the transition zone between the Altiplano and the northern Peruvian Andes.	188
5.2	Thermochronological data.	190
5.3	Time-temperature paths obtained by inversion of AHe and AFT thermochronology data from the Machu Picchu age-elevation profile using QTQt.	192

TABLE DES FIGURES

5.4	Urubamba river profile (blue) crossing the Machu Picchu batholith (MPB).	196
6.1	Abancay Deflection location.	231
6.2	Geology of the Abancay Deflection.	232
6.3	Crustal seismic map of the Abancay Deflection (Dashed squares; hypo-centers < 60 km; Mw > 2).	233
6.4	Thermochronological ages newly obtained from this study.	244
6.5	Diagram showing parameters implemented and/or explored in PECUBE through time.	245
6.6	Time-temperature paths derived from thermochronological data (QTQt, Gallagher, 2012).	255
6.7	3D inversion results derived from PECUBE for the Altiplano.	256
6.8	3D inversion results derived from PECUBE for the Eastern Cordillera. .	257
6.9	Exhumation rates derived from AER, QTQt and PECUBE.	259
6.10	Andean orogenic model crossing through the Abancay Deflection since ~5 Ma.	263
7.1	Évolution tectono-cinématique de la Déflexion d'Abancay depuis 40 Ma .	299
7.2	Modèle de l'orogène andin au travers de la Déflexion d'Abancay depuis ~5 Ma.	303
7.3	Localisation et contexte tectonique des syntaxes tectoniques répertoriées dans le monde.	307
7.4	Interprétations géodynamiques des Andes Centrales issues de mesures GPS.	309
7.5	Surface polie par l'action érosive de l'Urubamba dans la ville d'Agua Calientes au pied du Machu Picchu (13,1560°S ; 72,5245°W).	317
7.6	Localisation de l'arche de Fitzcarrald au nord de la syntaxe d'Abancay (carré tireté noir).	318

Chapitre 1

INTRODUCTION – LE CONTEXTE GÉODYNAMIQUE ET GÉOLOGIQUE ANDIN EN AMÉRIQUE DU SUD

Ci-après je présente la Cordillère des Andes et les motivations à grande échelle spatiale qui ont conduit à l'élaboration de ce manuscrit. Plus particulièrement je focalise cette présentation générale sur les Andes Centrales du Pérou qui nous intéresseront plus particulièrement dans le cadre de cette thèse.

Hereafter, I introduce the Cordillera of the Andes and the large-scale motivations that led me to develop this manuscript. More specifically, I focus this general presentation on the Peruvian Central Andes. The portion of this orogen particularly interests me in the context of this thesis.

Sommaire

1.1	La Cordillère des Andes – Localisation et caractéristiques .	26
1.2	Les Andes Centrales	27
1.2.1	Moteur de la construction des Andes Centrales – la subduction	29
1.2.2	Dynamiques de soulèvement des Andes Centrales et de l’Altiplano	29
1.3	Bibliographie Chapitre 1	32

1. INTRODUCTION – LE CONTEXTE GÉODYNAMIQUE ET GÉOLOGIQUE ANDIN EN AMÉRIQUE DU SUD

Depuis plus de 30 ans, l'étude des dynamiques des interactions et rétroactions entre les processus de surface, tels que l'érosion, le soulèvement tectonique et les fluctuations climatiques constitue une motivation de premier ordre afin de mieux comprendre et quantifier l'évolution du paysage des chaînes de montagne au cours du temps et d'identifier les mécanismes à l'origine de ces évolutions (*e.g.* Molnar and England, 1990 ; Raymo and Ruddiman, 1992 ; Hay et al., 2002 ; Schildgen et al., 2018). Cependant, la variabilité sensible des paramètres cités précédemment ne permet pas d'éditer de lois génériques et nécessite des études au cas par cas des dynamiques de création et de destruction de la topographie.

Dans un contexte de convergence lithosphérique océan-continent, la Cordillère des Andes constitue un formidable laboratoire pour l'étude des boucles de rétroactions entre érosion, tectonique et climat. En effet, la longévité de la convergence et de la création de topographie, les fortes disparités géologiques et les gradients climatiques latitudinaux et longitudinaux considérables présentent un fort attrait. J'ai décidé d'orienter plus particulièrement cette thèse sur les liens et la quantification des phénomènes à l'origine du soulèvement et de l'évolution morphologique de la bordure nord de l'Altiplano péruvien : la Déflexion d'Abancay. Cette région dépourvue d'étude à ce sujet est pourtant fondamentale pour une meilleure compréhension de la construction de l'orogène andin quant à sa position stratégique sur la bordure nord de l'Altiplano et de l'Orocline bolivien à cheval sur l'Altiplano péruvien et la Cordillère Orientale.

1.1 La Cordillère des Andes – Localisation et caractéristiques

La Cordillère des Andes est une chaîne de montagne ou orogène s'étendant du sud au nord sur plus de 7000 km sur le continent sud-américain appartenant au système de la ceinture circum-Pacifique communément appelé ceinture de feu. Elle occupe l'entièreté du littoral occidental du continent faisant face à l'océan Pacifique depuis la Patagonie chilienne et argentine jusqu'à la Colombie. Plus au nord elle borde puis s'enneie dans la mer des Caraïbes au Venezuela (Fig. 1.1). Avec de nombreux sommets, souvent volcaniques, culminant au-delà de 6000 m (*e.g.* Aconcagua (Argentine) ; Sajama (Bolivie) ; Salcantay et sommets du massif de la Cordillère Blanche (Pérou)), la Cordillère des Andes fait partie des orogènes remarquables de par son altitude moyenne très élevée pour le système Terre au même titre que l'Himalaya. De plus, ce système orogénique nord – sud, est l'unique barrière orographique d'ampleur de l'hémisphère sud et constitue un véritable obstacle aux flux atmosphériques qui régulent le climat à l'échelle planétaire. Un tel système de par son volume (longueur, largeur, altitude) et son extension géographique

abrite une multitude de caractéristiques climatiques et géologiques dont découlent une catégorisation et segmentation latitudinale (Montgomery et al., 2001 ; Fig. 1.1) et longitudinale (Fig. 1.2). Du nord au sud, la Cordillère des Andes se décline en Andes du Nord (Venezuela, Colombie et Équateur), Andes Centrales (Pérou, Bolivie, nord Chili et nord Argentine) et Andes du Sud (sud Chili et sud Argentine).

Cette étude se focalise spécifiquement sur la portion des Andes Centrales au Pérou qui marque la limite nord de l'Orocline bolivien (Isacks, 1988 ; Kley, 1999) : la Déflexion d'Abancay (Fig. 1.1). Cette région constitue le cœur d'étude de ma thèse et sera plus largement décrite au Chapitre 2. D'ouest en est, les Andes Centrales péruviennes se décomposent selon les ensembles morpho-géologiques suivants (Dalmayrac et al., 1980) : La plaine côtière ou forearc, la Cordillère Occidentale, la zone intercordillère (Altiplano et hauts plateaux péruviens), la Cordillère Orientale et le domaine subandin ou zone subandine (Fig. 1.2).

1.2 Les Andes Centrales

Les Andes Centrales s'étendent entre $\sim 4^\circ$ et $\sim 32^\circ$ S. C'est notamment la portion des Andes la plus développée avec une largeur de ~ 650 km en Bolivie. L'ensemble morphologique le plus remarquable des Andes Centrales est l'Altiplano (Fig. 1.2). Second plateau le plus haut au monde avec le plateau tibétain, l'Altiplano se caractérise par un faible relief à ~ 3800 m d'altitude en moyenne pour une extension latitudinale de ~ 1800 km et une largeur maximale de 350-400 km. L'ensemble est soutenu par une croûte continentale massive de plus de 70 km d'épaisseur (James, 1971 ; Allmendinger et al., 1997).

Les Andes Centrales au Pérou enregistrent une longue histoire tectonique polyphasée ponctuée d'une succession de phases d'extension et de convergence lithosphérique avec la superposition d'orogènes précambriens (ante-540 Ma ; Ramos, 2010), Paléozoïques (~ 500 à ~ 300 Ma ; Dalmayrac et al., 1980) et Méso-Cénozoïques (cycle orogénique andin ; 250 Ma à l'actuel ; Dalmayrac et al., 1980). Le paysage andin actuel est le reflet des processus géodynamiques Méso-Cénozoïques. Cependant les cycles orogéniques antérieurs ont laissé en héritage des zones de faiblesse crustale, des sutures parfois d'échelle lithosphérique, qui ont été reprises et réactivées lors du cycle orogénique andin (Kley et al., 1999 ; Jaillard et al., 2000 ; Carlotto et al., 2006 ; Scherrenberg et al., 2014 ; Perez et al., 2016b).

L'histoire de la Cordillère des Andes est ancienne, mais l'évolution ante-Cénozoïque de la Déflexion d'Abancay ne fera pas l'objet de discussion dans ce manuscrit au regard de la problématique abordée et des méthodes d'investigations employées en conséquence. En revanche, cette histoire est essentielle à la compréhension de la structuration du paysage actuel. Des détails seront donc donnés au sujet du polyphasage tectonique et du soulèvement de la région, issus de la compilation de rares publications qui traitent des origines de la Déflexion d'Abancay (Chapitre 2).

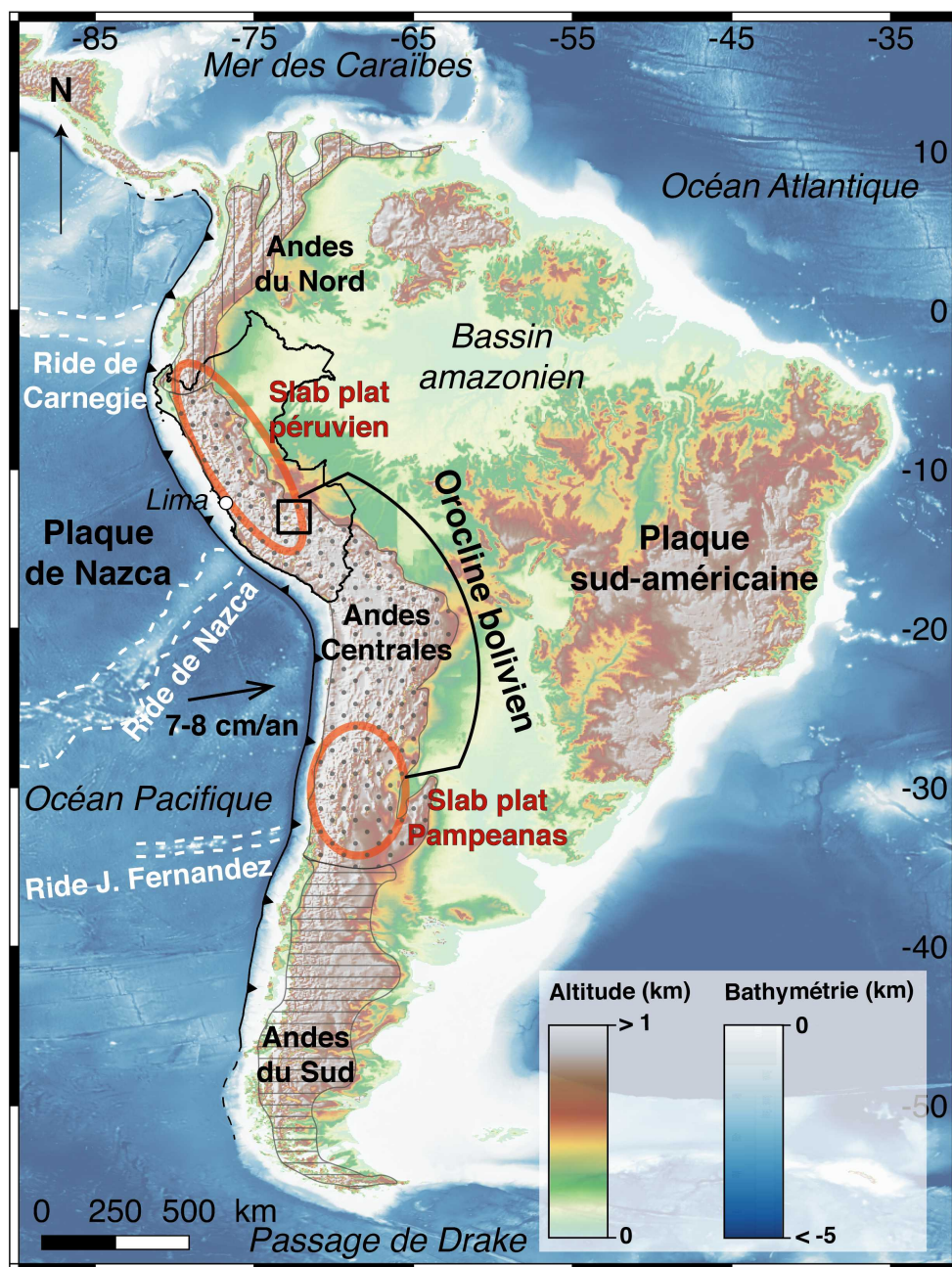


FIGURE 1.1 – Segmentation latitudinale de la Cordillère des Andes. La frontière administrative du Pérou est représentée par le polygone contourné de noir et la Déflexion d'Abancay est encadrée par le carré noir à la limite nord de l'Orocline bolivien. Les informations relatives à la subduction de la plaque de Nazca sont déduites des publications suivantes : Stauder (1975) ; Barazangi and Isacks (1976) ; Cahill and Isacks (1992) ; Norabuena et al. (1999) et Quinteros and Sobolev (2013). Les modèles numériques d'altitude et de bathymétrie sont respectivement issus du SRTM 30 arc-seconde de la NASA et des données bathymétriques 30 arc-seconde de la charte de bathymétrie générale des océans (GEBCO). La résolution spatiale est approximativement de 1 km.

1.2.1 Moteur de la construction des Andes Centrales – la subduction

Le soulèvement des Andes péruviennes intervient dans un contexte de convergence océan-continent avec la subduction de la plaque océanique de Nazca vers l'est sous le continent sud-américain depuis le Crétacé supérieur à minima (Fig. 1.1; Jaillard and Soler, 1996; Russo and Silver, 1996; Quinteros and Sobolev, 2013; Chen et al., 2019). Actuellement la vitesse de convergence de la plaque de Nazca en direction de l'Amérique du sud est de ~ 5 à 7 cm/an bien que cette dernière fut plus élevée au cours du Cénozoïque (Norabuena et al., 1999; Quinteros and Sobolev, 2013). Le panneau plongeant ou slab de la plaque de Nazca a la particularité d'être très faiblement penté ($\sim 10^\circ$; Barazangi and Isacks, 1976) entre 2 - 15°S au nord du Pérou depuis ~ 7 Ma (Espurt et al., 2008). Cet aplatissement du slab est à l'origine de l'extinction de l'arc magmatique au nord Pérou depuis le Miocène (Ramos and Folguera, 2009). Au sud de 15°S , la plaque de Nazca plonge avec un angle sensiblement plus important dit « normal » ($\sim 30^\circ$; Stauder, 1975; Barazangi and Isacks, 1976). Le faible angle d'incidence du slab de Nazca au nord Pérou s'explique par la subduction de la ride asismique de Nazca (Flottabilité accrue de la plaque subduite; Gutscher et al., 1999; Martinod et al., 2013) et de dynamiques mantelliques (Bishop et al., 2017; Schepers et al., 2017). La ride asismique de Nazca est un relief sous marin de la plaque de Nazca de direction SW-NE, dont la subduction est initiée autour de 10°S il y a 15 Ma (Rosenbaum et al., 2005) dans la région de la Cordillère Blanche au nord Pérou (Margirier et al., 2015). Cette ride migre progressivement vers le sud de par l'obliquité de la subduction (Hampel, 2002). La Déflexion d'Abancay est actuellement dans l'axe de la ride asismique de Nazca subduite (15°S) et approximativement à l'aplomb du changement de pendage du slab de la plaque de Nazca (Fig. 1.1).

1.2.2 Dynamiques de soulèvement des Andes Centrales et de l'Altiplano

Les Andes Centrales sont bâties dans un contexte de raccourcissement E-W de grande ampleur ponctué d'accélération et de décélération des taux de convergence au cours du Cénozoïque avec une forte variabilité spatiale et temporelle en lien avec les dynamiques de convergence entre les plaques de Nazca et sud-américaine (Horton, 2018b, 2018a). Au-delà de cette convergence Océan-Continent, classiquement invoquée comme l'origine du soulèvement des Andes, les dynamiques et timing de soulèvement et le style du raccourcissement interagissent et rétroagissent avec l'évolution du climat au cours du temps (Lamb and Davis, 2003; Strecker et al., 2007).

Dans ce contexte de convergence sans collision continentale, les origines de l'Altiplano restent controversées. En effet, l'Altiplano s'est vraisemblablement bâti en terme de topographie au Miocène (25 - 6 Ma; Sébrier et al., 1988; Allmendinger et al., 1997). Pourtant la dynamique du soulèvement est débattue : Soulèvement continu et uniforme depuis 40 Ma (Barnes and Ehlers, 2009) vs. Accélération du soulèvement à la fin du Miocène

($3,0 \pm 0,5$ km de surrection entre ~ 10 et ~ 6 Ma ; Ghosh et al., 2006 ; Garzione et al., 2006 ; Garzione et al., 2017). Les mécanismes à l'origine de cette surrection de grande ampleur spatiale pour l'ensemble des Andes Centrales ne font pas non plus consensus à l'heure actuelle et sont toujours largement discutés. Les mécanismes invoqués sont : Un flux de croûte inférieure ductile (Husson and Sempere, 2003 ; Tassara, 2005 ; Ouimet and Cook, 2010 ; Garzione et al., 2017) ou une délamination lithosphérique et/ou sous plaquage du craton brésilien (McQuarrie et al., 2005 ; Garzione et al., 2008, 2014 ; Hoke and Garzione, 2008) ou un raccourcissement tectonique de la croûte (Lamb, 2011 ; Phillips et al., 2012) ou un ajout et sous plaquage magmatique sous l'arc volcanique (Lamb and Hoke, 1997) ou encore des modèles mixtes mêlant les hypothèses précédentes (Allmendinger et al., 1997 ; Beck and Zandt, 2002). De par sa situation stratégique à la fois au nord de l'Orocline bolivien et en limite nord-est de l'Altiplano large, l'étude de la Déflexion d'Abancay est cruciale afin de discuter des modalités de soulèvement des Andes Centrales (Figs. 1.1 et 1.2). De surcroît, compte tenu de l'endoréisme de l'Altiplano et de son remplissage sédimentaire qui masque les affleurements favorables à la quantification des processus d'exhumation, l'étude de la Déflexion d'Abancay (exoréique) largement entaillée par le réseau hydrographique permet d'accéder aux lithologies cibles pour la quantification des dynamiques verticales de la région.

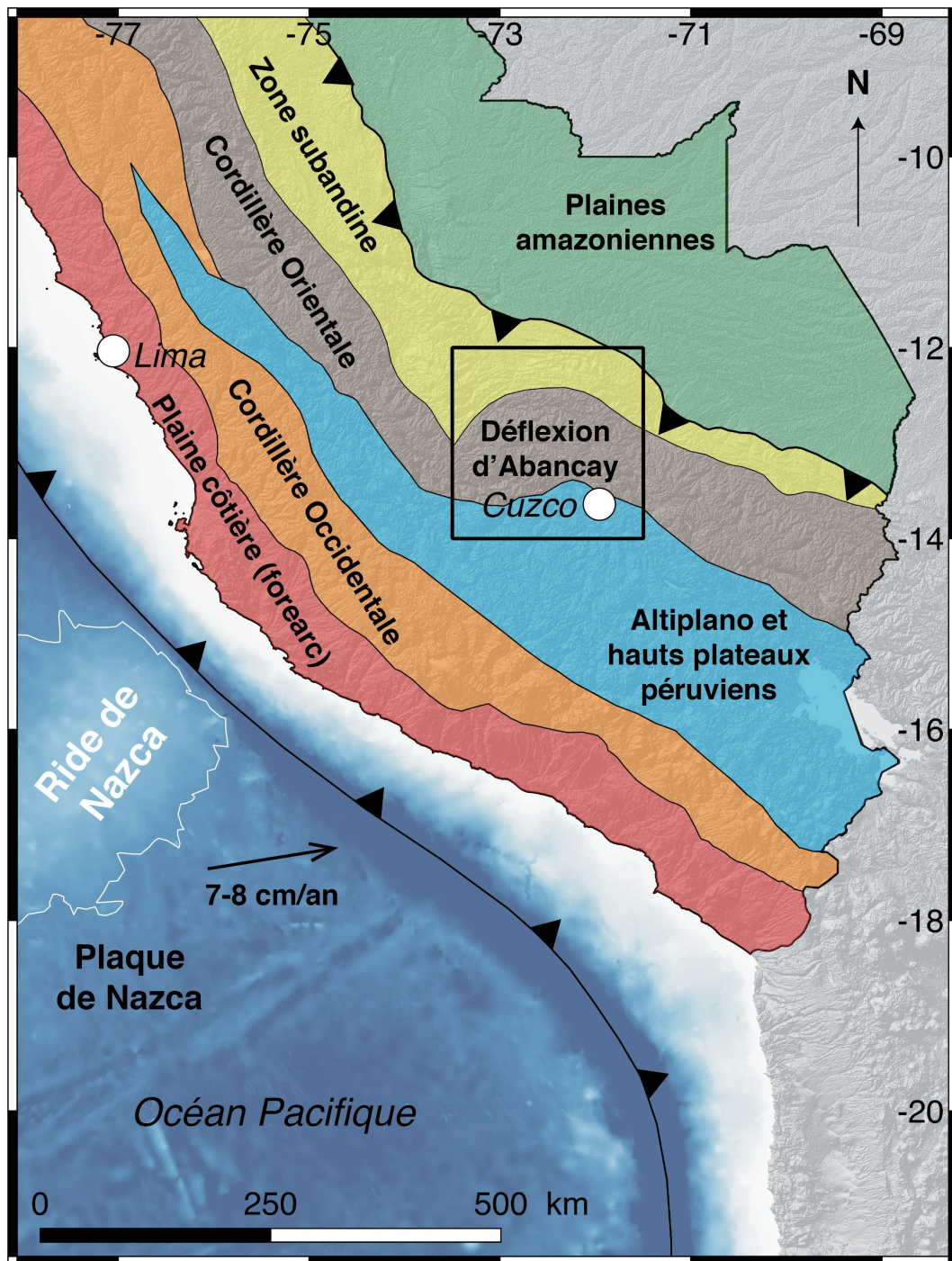


FIGURE 1.2 – Segmentation longitudinale des Andes centrales au sud du Pérou. Les limites des différents ensembles morpho-géologiques sont issues de la base de données géologiques de l'INGEMMET (<http://geocatmin.ingemmet.gob.pe/geocatmin/>).

1.3 Bibliographie Chapitre 1

Allmendinger, R.W., Jordan, T.E., Kay, S.M., and Isacks, B.L., 1997, The Evolution of the Altiplano-Puna Plateau of the Central Andes : Annual Review of Earth and Planetary Sciences, v. 25, p. 139–174.

Barazangi, M., and Isacks, B.L., 1976, Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America : Geology, p. 686–692.

Barnes, J.B., and Ehlers, T.A., 2009, End member models for Andean Plateau uplift : Earth-Science Reviews, v. 97, p. 105–132,
doi :10.1016/j.earscirev.2009.08.003.

Beck, S.L., and Zandt, G., 2002, The nature of orogenic crust in the central Andes : Journal of Geophysical Research : Solid Earth, v. 107, p. ESE 7-1-ESE 7-16,
doi :10.1029/2000jb000124.

Bishop, B.T., Beck, S.L., Zandt, G., Wagner, L., Long, M., Antonijevic, S.K., Kumar, A., and Tavera, H., 2017, Causes and consequences of flat-slab subduction in southern Peru : Geosphere, v. 13, p. 1392–1407,
doi :10.1130/GES01440.1.

Carlotto, V., Tintaya, D., Cárdenas R., J., Carlier, G., and Rodríguez, R., 2006, Fallas transformantes permo-triásicas : la falla Patacancha-Tamburco (Sur del Perú) : Sociedad Geológica del Perú, p. 256–258,
<http://bibliotecavirtual.ingemmet.gob.pe:84/xmlui/handle/123456789/116>.

Chen, Y.W., Wu, J., and Suppe, J., 2019, Southward propagation of Nazca subduction along the Andes : Nature, v. 565, p. 441–447,
doi :10.1038/s41586-018-0860-1.

Dalmayrac, B., Laubacher, G., and Marocco, R., 1980, Géologie des Andes péruviennes : Paris, 501 p.

Espurt, N., Funiciello, F., Martinod, J., Guillaume, B., Regard, V., Faccenna, C., and Brusset, S., 2008, Flat subduction dynamics and deformation of the South American plate : Insights from analog modeling : Tectonics, v. 27, p. 1–19,
doi :10.1029/2007TC002175.

Garzione, C.N. et al., 2017, Tectonic Evolution of the Central Andean Plateau and Implications for the Growth of Plateaus : Annual Review of Earth and Planetary Sciences, v. 45, p. 529–559,
doi :10.1146/annurev-earth-063016-020612.

Garzione, C.N., Auerbach, D.J., Jin-Sook Smith, J., Rosario, J.J., Passey, B.H., Jordan, T.E., and Eiler, J.M., 2014, Clumped isotope evidence for diachronous surface cooling of the Altiplano and pulsed surface uplift of the Central Andes : Earth and Planetary Science Letters, v. 393, p. 173–181,
doi :10.1016/j.epsl.2014.02.029.

Garzione, C.N., Hoke, G.D., Libarkin, J.C., Withers, S., MacFadden, B., Eiler, J., Ghosh, P., and Mulch, A., 2008, Rise of the Andes : *Science*, v. 320, p. 1304–1307, doi :10.1126/science.1148615.

Garzione, C.N., Molnar, P., Libarkin, J.C., and MacFadden, B.J., 2006, Rapid late Miocene rise of the Bolivian Altiplano : Evidence for removal of mantle lithosphere : *Earth and Planetary Science Letters*, v. 241, p. 543–556, doi :10.1016/j.epsl.2005.11.026.

Ghosh, P., Garzione, C.N., and Eiler, J.M., 2006, Rapid Uplift of the Altiplano Revealed Through ^{13}C - ^{18}O Bonds in Paleosol Carbonates : *Science*, v. 311, p. 511–516.

Gutscher, M.A., Olivet, J.L., Aslanian, D., Eissen, J.P., and Maury, R., 1999, The “lost Inca Plateau” : Cause of flat subduction beneath Peru ? *Earth and Planetary Science Letters*, v. 171, p. 335–341, doi :10.1016/S0012-821X(99)00153-3.

Hampel, A., 2002, The migration history of the Nazca Ridge along the Peruvian active margin : A re-evaluation : *Earth and Planetary Science Letters*, v. 203, p. 665–679, doi :10.1016/S0012-821X(02)00859-2.

Hay, W.W., Soeding, E., DeConto, R.M., and Wold, C.N., 2002, The late cenozoic uplift - Climate change paradox : *International Journal of Earth Sciences*, v. 91, p. 746–774, doi :10.1007/s00531-002-0263-1.

Hoke, G.D., and Garzione, C.N., 2008, Paleosurfaces, paleoelevation, and the mechanisms for the late Miocene topographic development of the Altiplano plateau : *Earth and Planetary Science Letters*, v. 271, p. 192–201, doi :10.1016/j.epsl.2008.04.008.

Horton, B.K., 2018a, Sedimentary record of Andean mountain building : *Earth-Science Reviews*, v. 178, p. 279–309, doi :10.1016/j.earscirev.2017.11.025.

Horton, B.K., 2018b, Tectonic Regimes of the Central and Southern Andes : Responses to Variations in Plate Coupling During Subduction : *Tectonics*, v. 37, p. 402–429, doi :10.1002/2017TC004624.

Husson, L., and Sempere, T., 2003, Thickening the Altiplano crust by gravity-driven crustal channel flow : *Geophysical Research Letters*, v. 30, p. 1–4, doi :10.1029/2002GL016877.

Isacks, B.L., 1988, Uplift of the central Andean Plateau and bending of the Bolivian Orocline. : *Journal of Geophysical Research*, v. 93, p. 3211–3231, doi :10.1029/JB093iB04p03211.

Jaillard, E., Hérail, G., Monfret, T., Diaz-Martinez, E., Baby, P., Lavenue, A., D, and Dumont, J., 2000, Tectonic evolution of the Andes of Ecuador, Peru, Bolivia and northernmost Chile : *Tectonic Evolution of South America*, p. 481–559.

Jaillard, E., and Soler, P., 1996, Cretaceous to early Paleogene tectonic evolution of the northern Central Andes (0-18 degrees S) and its relations to geodynamics : Tectonophysics, v. 259, p. 41–53,
doi :10.1016/0040-1951(95)00107-7.

James, D., 1971, Plate tectonic model for the evolution of the central andes : Discussion : Bulletin of the Geological Society of America, v. 82, p. 3325–3346,
doi :10.1130/0016-7606(1973)84<1493 :PTMFTE>2.0.CO ;2.

Kley, J., 1999, Geologic and geometric constraints on a kinematic model of the Bolivian orocline : Journal of South American Earth Sciences, v. 12, p. 221–235,
doi :10.1016/S0895-9811(99)00015-2.

Kley, J., Monaldi, C.R., and Salfity, J.A., 1999, Along-strike segmentation of the Andean foreland : Causes and consequences : Tectonophysics, v. 301, p. 75–94,
doi :10.1016/S0040-1951(98)90223-2.

Lamb, S., 2011, Did shortening in thick crust cause rapid Late Cenozoic uplift in the northern Bolivian Andes? Journal of the Geological Society, v. 168, p. 1079–1092,
doi :10.1144/0016-76492011-008.

Lamb, S., and Davis, P., 2003, Cenozoic climate change as a possible cause for the rise of the Andes : Nature, v. 425, p. 792–797,
doi :10.1038/nature02049.

Lamb, S., and Hoke, L., 1997, Origin of the high plateau in the Central Andes, Bolivia, South America : Tectonics, v. 16, p. 623–649.

Margirier, A., Robert, X., Audin, L., Gautheron, C., Bernet, M., Hall, S., and Simon-Labric, T., 2015, Slab flattening, magmatism, and surface uplift in the Cordillera Occidental (Northern Peru) : Geology, v. 43, p. 1031–1034,
doi :10.1130/G37061.1.

Martinod, J., Guillaume, B., Espurt, N., Faccenna, C., Funiciello, F., and Regard, V., 2013, Effect of aseismic ridge subduction on slab geometry and overriding plate deformation : Insights from analogue modeling : Tectonophysics, v. 588, p. 39–55,
doi :10.1016/j.tecto.2012.12.010.

McQuarrie, N., Horton, B.K., Zandt, G., Beck, S., and DeCelles, P.G., 2005, Lithospheric evolution of the Andean fold-thrust belt, Bolivia, and the origin of the central Andean plateau : Tectonophysics, v. 399, p. 15–37,
doi :10.1016/j.tecto.2004.12.013.

Molnar, P., and England, P., 1990, Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change : chicken or egg? Nature, v. 346, p. 29–34.

Montgomery, D.R., Balco, G., and Willett, S.D., 2001, Climate, tectonics, and the morphology of the Andes : Geology, v. 29, p. 579–582,
doi :10.1130/0091-7613(2001)029<0579 :CTATMO>2.0.CO ;2.

Norabuena, E., Dixon, T., Stein, S., and Harrison, C., 1999, Decelerating Nazca-South America and Nazca-Pacific Plate Motions : *Geophysical Research Letters*, v. 26, p. 3405–3408.

Ouimet, W.B., and Cook, K.L., 2010, Building the central Andes through axial lower crustal flow : *Tectonics*, v. 29, p. 1–15,
doi :10.1029/2009TC002460.

Perez, N.D., Horton, B.K., Mcquarrie, N., Stubner, K., and Ehlers, T.A., 2016, Andean shortening , inversion and exhumation associated with thin- and thick-skinned deformation in southern Peru : *Geological Magazine*, v. 153, p. 1013–1041,
doi :10.1017/S0016756816000121.

Phillips, K., Clayton, R.W., Davis, P., Tavera, H., Guy, R., Skinner, S., Stubailo, I., Audin, L., and Aguilar, V., 2012, Structure of the subduction system in southern Peru from seismic array data : *Journal of Geophysical Research*, v. 117, p. 1–17,
doi :10.1029/2012JB009540.

Quinteros, J., and Sobolev, S. V., 2013, Why has the Nazca plate slowed since the Neogene ? *Geology*, v. 41, p. 31–34,
doi :10.1130/G33497.1.

Ramos, V.A., 2010, The Grenville-age basement of the Andes : *Journal of South American Earth Sciences*, v. 29, p. 77–91,
doi :10.1016/j.jsames.2009.09.004.

Ramos, V.A., and Folguera, A., 2009, Andean flat-slab subduction through time : *Geological Society, London, Special Publications*, v. 327, p. 31–54,
doi :10.1144/SP327.3.

Raymo, M.E., and Ruddiman, W.F., 1992, Tectonic Forcing of late Cenozoic climate : *Nature*, v. 359, p. 117–122.

Rosenbaum, G., Giles, D., Saxon, M., Betts, P.G., Weinberg, R.F., and Duboz, C., 2005, Subduction of the Nazca Ridge and the Inca Plateau : Insights into the formation of ore deposits in Peru : *Earth and Planetary Science Letters*, v. 239, p. 18–32,
doi :10.1016/j.epsl.2005.08.003.

Russo, R.M., and Silver, P.G., 1996, Cordillera formation, mantle dynamics, and the Wilson cycle : *Geology*, v. 24, p. 511–514,
doi :10.1130/0091-7613(1996)024<0511 :CFMDAT>2.3.CO ;2.

Schepers, G., Van Hinsbergen, D.J.J., Spakman, W., Kusters, M.E., Boschman, L.M., and McQuarrie, N., 2017, South-American plate advance and forced Andean trench retreat as drivers for transient flat subduction episodes : *Nature Communications*, v. 8, p. 1–9,
doi :10.1038/ncomms15249.

Scherrenberg, A.F., Holcombe, R.J., and Rosenbaum, G., 2014, The persistence and role of basin structures on the 3D architecture of the Marañón Fold-Thrust Belt, Peru : *Journal of South American Earth Sciences*, v. 51, p. 45–58, doi :10.1016/j.jsames.2013.12.007.

Schildgen, T.F., van der Beek, P.A., Sinclair, H.D., and Thiede, R.C., 2018, Spatial correlation bias in late-Cenozoic erosion histories derived from thermochronology : *Nature*, v. 559, p. 89–93, doi :10.1038/s41586-018-0260-6.

Sébrier, M., Lavenu, A., Fornari, M., and Soulas, J., 1988, Tectonics and uplift in Central Andes (Peru, Bolivia and Northern Chile) from Eocene to present : *Géodynamique*, v. 3, p. 85–106, <http://www.documentation.ird.fr/hor/fdi:26021>.

Stauder, W., 1975, Subduction of the Nazca Plate under Peru as evidenced by focal mechanisms and by seismicity : *Journal of Geophysical Research*, v. 80, p. 1053–1064, doi :10.1029/JB080i008p01053.

Strecker, M.R., Alonso, R.N., Bookhagen, B., Carrapa, B., Hilley, G.E., Sobel, E.R., and Trauth, M.H., 2007, Tectonics and Climate of the Southern Central Andes : *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 35, p. 747–787, doi :10.1146/annurev.earth.35.031306.140158.

Tassara, A., 2005, Interaction between the Nazca and South American plates and formation of the Altiplano-Puna plateau : Review of a flexural analysis along the Andean margin (15°–34°S) : *Tectonophysics*, v. 399, p. 39–57, doi :10.1016/j.tecto.2004.12.014.

Chapitre 2

LA DÉFLEXION D'ABANCAY : UNE ANOMALIE ANDINE

Ce chapitre présente les motivations qui ont conduit à l'étude poussée de la Déflexion d'Abancay ainsi que le contexte géologique et climatique régional dans lequel s'inscrit la zone d'étude. Lorsque j'évoque dans le manuscrit les notions d'exhumation et de soulèvement (« uplift ») ou de soulèvement de surface (« rock lift »), je me réfère aux définitions établies par England and Molnar (1990).

This chapter presents the scientific motivations to investigate the Abancay Deflection in its geological and climatic context. When I mention the terms “exhumation”, “uplift” and “surface uplift”, I refer to the definitions established by England and Molnar (1990).

Sommaire

2.1	La Déflexion d'Abancay – Généralités	40
2.1.1	Localisation, définition géologique et histoire scientifique contemporaine	40
2.1.2	Morphologie de la Déflexion d'Abancay – Aspects généraux . .	42
2.2	Héritage géologique de la Déflexion d'Abancay	42
2.2.1	Contexte préandin – Précambrien et Paléozoïque	44
2.2.2	Le cycle andin – Phase d'extension Permo-Jurassique	46
2.2.3	Le cycle andin – La convergence Méso-Cénozoïque	46
2.3	Structuration et dynamiques de soulèvement de la Déflexion d'Abancay	48
2.3.1	Rotation tectonique et courbure (bending) de l'Orocline bolivien	48
2.3.2	Paléo-altitudes de la Déflexion d'Abancay	51
2.3.3	Soulèvement de la Cordillère Orientale – Le proxy bolivien et sud-péruvien	51
2.3.4	Exhumation de la Déflexion d'Abancay – Des données parcellaires	52
2.3.5	Contexte climatique	54
2.4	Résumé et problématiques – La Déflexion d'Abancay : une zone d'anomalies et de transitions	56
2.5	Bibliographie Chapitre 2	59

2.1 La Déflexion d'Abancay – Généralités

2.1.1 Localisation, définition géologique et histoire scientifique contemporaine

Dans ce manuscrit, je m'intéresse à la Déflexion d'Abancay définie du point de vue géologique pour la première fois par Marocco (1971). Il s'agit d'une région s'étendant d'est en ouest d'Andahuaylas à Cuzco (73,5°W-71,5°W) et du nord au sud de Kiteni à Abancay (12°S-14°S ; Fig. 2.1). La ville d'Abancay lui confère son nom.

La déflexion se situe sur la bordure nord de l'Altiplano et marque la limite de l'extension septentrionale de l'Orocline bolivien. Le terme de déflexion ne préjuge en rien de l'origine géologique de la région. Il s'agit d'un terme morpho-géographique utilisé et repris de la littérature péruvienne (Dalmayrac et al., 1980). Au regard de la géologie de la région, de sa morphologie et du contexte géodynamique discutés dans cette thèse je présenterai une nouvelle définition, sur la base d'un cadre géologique, de la Déflexion d'Abancay.

À titre informatif, la synthèse bibliographique présentée est caractérisée par une lacune temporelle sans publications qui illustre l'absence de travaux au sud Pérou entre les années 1980 et 2000 pour des raisons d'inaccessibilité et conflit armé (Palmer, 2017). Même si ce conflit semble s'être considérablement apaisé ces 10 dernières années, la présence récurrente de zones militarisées, la catégorisation en tant que zone dangereuse « rouge » par le gouvernement français et l'absence de voies carrossables rendent l'accès à cette région toujours délicat en dehors des zones touristiques. Ceci explique en partie l'absence d'échantillons, d'instrumentation pour suivi de la déformation ou d'études préalables dans la région pour des aspects thermochronologiques notamment. La bordure nord de l'Altiplano est donc peu documentée tandis que l'histoire de l'Altiplano, de la Cordillère Orientale et de la zone subandine bolivienne est discutée par de nombreuses études et publications qui seront détaillées ci-après.

Enfin d'un point de vue culturel, la Déflexion d'Abancay présente en son cœur de nombreux vestiges archéologiques préhispaniques somptueux dont les plus connus sont Machu Picchu et Choquequirao (Fig. 2.1B ; civilisation Inca ; Lee, 2010).

2.1 La Déflexion d'Abancay – Généralités

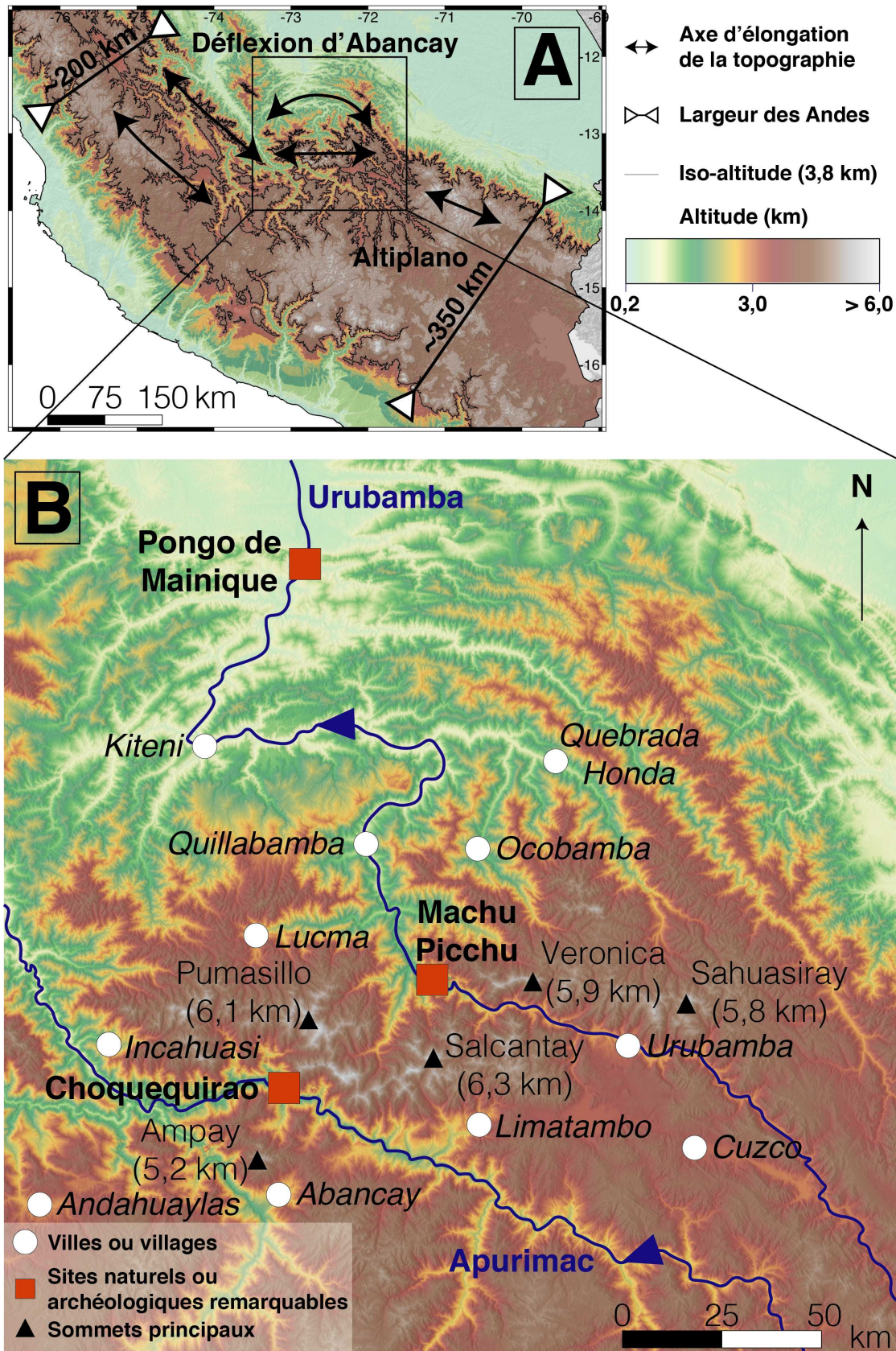


FIGURE 2.1 – Localisation, toponymie et géographie de la Déflexion d'Abancay. A) Topographie des Andes au sud du Pérou. La Déflexion d'Abancay présente des chaînons montagneux défléchis, obliques par rapport à l'axe d'élongation principal des Andes péruviennes. Elle marque la transition entre les Andes larges de l'Orocline bolivien au sud et les Andes péruviennes étroites au nord (SRTM 1 arc-seconde – NASA). B) Zoom sur la zone d'étude. La topographie est issue du modèle numérique de terrain TanDEM-X (résolution spatiale ~ 12 m). Les triangles bleus foncés sur les rivières Apurimac et Urubamba montrent le sens d'écoulement du sud vers le nord, vers le bassin amazonien.

2.1.2 Morphologie de la Déflexion d'Abancay – Aspects généraux

Les Andes péruviennes se caractérisent par une orientation générale de la topographie NNW-SSE au Pérou. Toutefois, la région de la Déflexion d'Abancay montre une perturbation sensible et localisée de ces directions à l'échelle de l'orogène avec des axes d'élongation de la topographie obliques voir orthogonaux aux directions générales sur plus de 200 km (Marocco, 1971 ; Fig. 2.1A ; Fig 2.2). Cette zone faisant figure de charnière l'échelle des Andes est également une zone de transition qui sépare les Andes larges de l'Orocline bolivien au sud (~ 350 km ; Fig. 2.1A) et les Andes étroites du nord Pérou (~ 200 km ; Fig. 2.1A). D'un point de vue morphologique, les chaînons montagneux défléchis sont profondément entaillés par les réseaux hydrographiques respectifs des rivières Apurimac et Urubamba à l'origine de pentes et de reliefs conséquents soulignant l'anomalie de topographie de la zone avec des sommets > 6000 m d'altitude (*e.g.* Salcantay ; Fig. 2.1B ; Fig. 2.2). L'étude détaillée de la géomorphologie de la région est réalisée au chapitre 4.

2.2 Héritage géologique de la Déflexion d'Abancay

La Déflexion d'Abancay se décompose en deux ensembles morpho-géologiques distincts : l'Altiplano au sud (Roches Méso-cénozoïques) et la Cordillère Orientale au nord (Roches Paléozoïques) séparés par le système de failles crustales de l'Apurimac (Fig. 2.3). Ce sous-chapitre vise à présenter les ensembles géologiques étudiés pour la Déflexion d'Abancay.

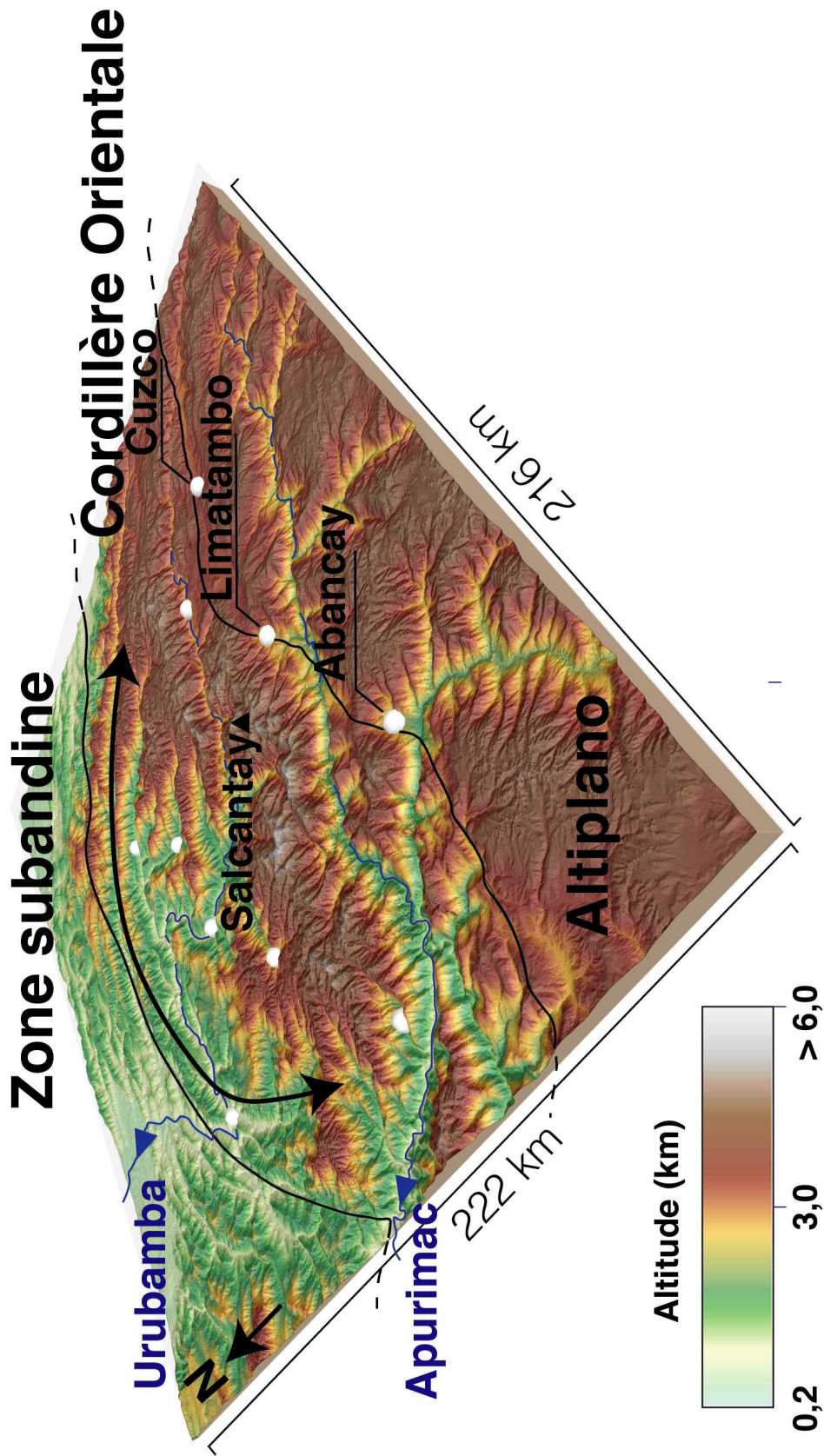


FIGURE 2.2 – Vue 3D de la Déflexion d'Abancay MNT TanDEM-X (~12 m de résolution spatiale horizontale). La différence de morphologie est bien marquée avec l'Altiplano au sud entaillé par l'Apurimac et la Cordillère Orientale au nord incisée par l'Urubamba. Les sphères blanches représentent les villes ou villages de la région d'étude. La double flèche noire suggère le défléchissement des chaînons montagneux. Le triangle noir est le point culminant de la région. L'étude géomorphologique de la région est détaillée au chapitre 4.

2.2.1 Contexte préandin – Précambrien et Paléozoïque

Les roches les plus anciennes identifiées dans la Déflexion d'Abancay sont précambriennes (ante-540 Ma) et sont localisées le long du système de failles de l'Apurimac (Fig. 2.3). Ces gneiss et micaschistes sont très probablement les reliques du cycle orogénique précambrien de Grenville-Sunsás (~ 1 Ga ; Ramos, 2010) dans le cadre de la formation du supercontinent Rodinia. Le flanc occidental du continent sud-américain s'est construit en parti via l'accrétion de terranes ou microcontinents au cours du temps (Lucassen et al., 2000 ; Rapalini, 2005 ; Ramos, 2008). Ces blocs crustaux s'agglomèrent au continent et peuvent agir tels des blocs rigides avec des déformations localisées aux limites des terranes accrétés (Mamani et al., 2008). La Déflexion d'Abancay est localisée au nord de l'extrémité nord du terrane d'Arequipa (Martignole and Martelat, 2003 ; Loewy et al., 2004 ; Mamani et al., 2008 ; Chew et al., 2016) accrété il y a 1 Ga (Loewy et al., 2004). Ce terrane affleure particulièrement sur la côte péruvienne. L'extension septentrionale du terrane d'Arequipa est masqué par les dépôts sédimentaires et volcano-sédimentaires Méso-Cénozoïques (Martignole and Martelat, 2003). Cependant ce dernier semble refaire surface dans la région de la Déflexion d'Abancay dans le système de failles de l'Apurimac (Roches précambriennes ; Fig. 2.3).

Au Paléozoïque (entre 540 et 250 Ma), la région d'Abancay enregistre un nouveau cycle orogénique (cycle hercynien ; Dalmayrac et al., 1980). Les roches sédimentaires issues du cycle orogénique hercynien composent la majorité des affleurements de la Cordillère Orientale de la Déflexion d'Abancay avec des puissances considérables de 10 à 15 km (Fig. 2.3 ; Dalmayrac et al., 1980 ; Bahlburg et al., 2006, 2011). L'analyse microstructurale des structures tectoniques hercyniennes montre déjà un défléchissement E-W oblique à l'élongation de l'orogène hercynien (Dalmayrac et al., 1980). La phase tardive du cycle hercynien est marquée par l'occurrence d'un magmatisme intense entre ~ 450 Ma et ~ 240 Ma dont le pic d'activité fut atteint au Permien-Trias (Mišković et al., 2009) essentiellement concentré dans l'actuelle Cordillère Orientale dans un contexte de relaxation et d'extension post-orogénique (Fig. 2.3 ; Lancelot et al., 1978). Ces intrusions magmatiques mises en places dans les sédiments hercyniens (Egeler and De Booy, 1961 ; Carlier et al., 1982 ; Reitsma, 2012) ont fait l'objet d'échantillonnage dans le cadre d'analyses thermochronologiques présentées dans ce manuscrit (Chapitres 5 et 6).

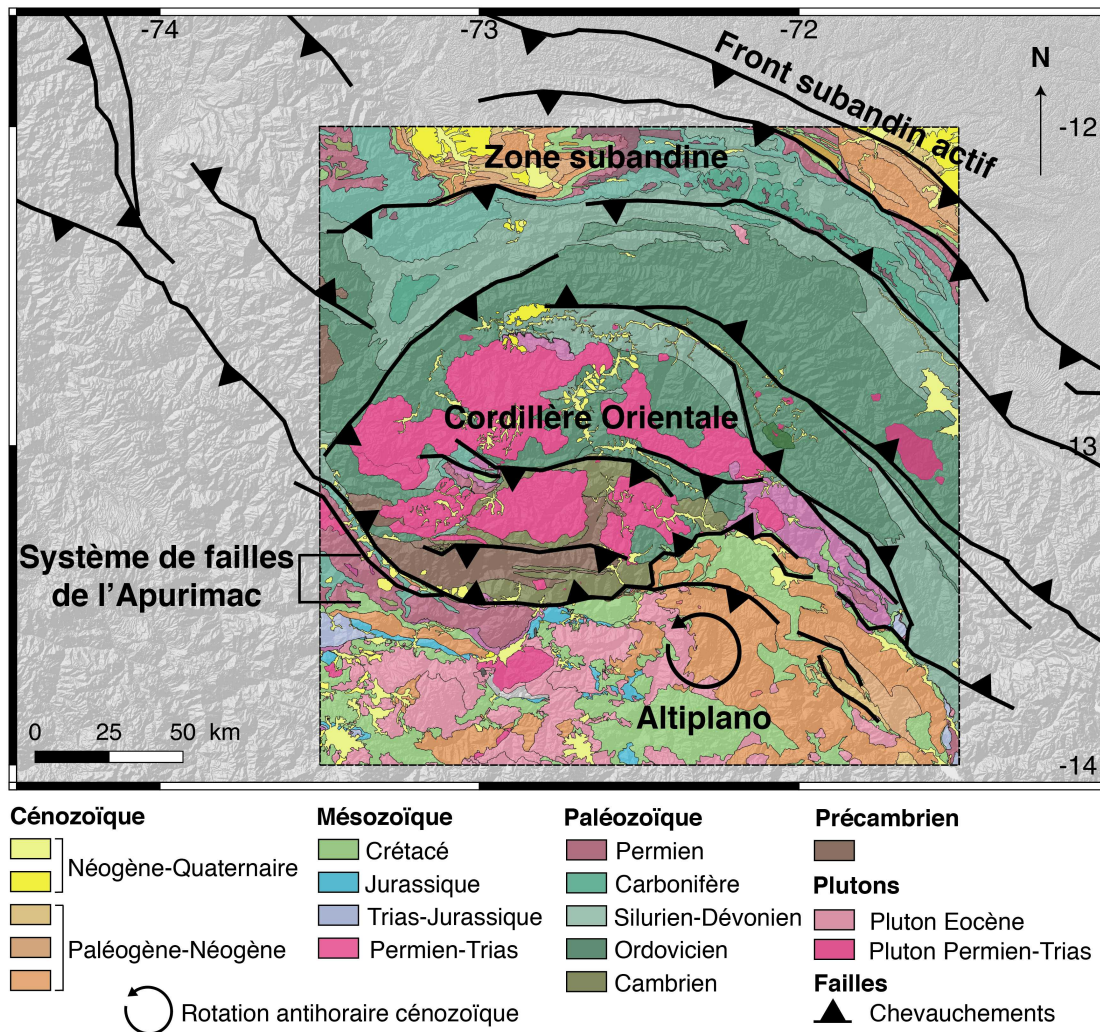


FIGURE 2.3 – Géologie de la Déflexion d'Abancay. Cette carte géologique a été réalisée grâce à la compilation de carte géologique de l'INGEMMET (1/100000) disponibles au lien suivant :

<http://geocatmin.ingemmet.gob.pe/geocatmin/>. Les titres des cartes utilisées sont les suivants : Timpia, Calangato, Andahuaylas, Abancay, Cotabambas, Cusco, Picha, Rio Providencia, Chanquiri, Quillabamba, Quebrada Honda, Parobamba, Pacaypata, Machu Picchu, Urubamba, Antabamba, Chincheros, Querobamba et Tambobamba. Certaines informations présentées sur cette carte dérivent également des publications suivantes : Marocco (1971) ; Dalmayrac et al. (1980) ; Roperch et al. (2011).

2.2.2 Le cycle andin – Phase d'extension Permo-Jurassique

Le cycle orogénique andin débute au Permien supérieur (~ 250 Ma) et se caractérise par l'occurrence de phénomènes d'extension et d'amincissement de la lithosphère (rifting) jusqu'au Jurassique moyen (~ 170 Ma ; Sempere et al., 2002). L'étirement de la croûte se concentre et se localise le long de failles normales qui ont structuré la proto-Cordillère Orientale. La région de la Déflexion d'Abancay présentait des directions de failles quasi-orthogonal par rapport à l'axe de l'extension et constituait une potentielle zone de relais de rift (Sempere et al., 2002) via l'activité de failles transformantes (Carlotto et al., 2006). Ce point témoigne de la longévité de l'existence des orientations E-W des structures tectoniques de la région de la Déflexion d'Abancay, en particulier le système de failles de l'Apurimac hérité.

2.2.3 Le cycle andin – La convergence Mésocénozoïque

À partir du Crétacé supérieur, l'initiation de l'ouverture de l'océan Atlantique sud modifie les équilibres géodynamiques de l'hémisphère sud (Russo and Silver, 1996). La migration vers l'ouest de la plaque lithosphérique sud-américaine à partir de l'Albien (~ 105 Ma) est à l'origine de l'inversion tectonique du flanc occidental du continent sud-américain associé à du raccourcissement tectonique et de l'épaississement crustal (Jaillard and Soler, 1996). C'est dans ce contexte que le sud de la Déflexion d'Abancay (zone altiplanique) enregistre un nouvel épisode magmatique d'arc intense (Mamani et al., 2010) entre ~ 50 Ma et ~ 30 Ma (Fig. 2.3 ; Noble et al., 1984 ; Carlier et al., 1996 ; Perello et al., 2003 ; Jones, 2006 ; Chelle-Michou et al., 2014). L'un de ces plutons a été échantillonné dans le cadre de cette thèse pour des analyses thermochronologiques (Chapitre 6). Après 30 Ma, les perturbations thermiques associées à l'activité de l'arc magmatique disparaissent. Les événements volcaniques ponctuels les plus tardifs (Entre ~ 7 Ma et $\sim 0,5$ Ma ; Bonhomme et al., 1988 ; Carlier et al., 1996 ; Kaneoka and Guevara, 1984) se concentrent le long du système de failles crustales E-W de l'Apurimac (volcanisme de type fissural) délimitant deux blocs lithosphériques distincts d'après les analyses géochimiques des plutons en surface et les données sismiques (Altiplano vs. Cordillère Orientale ; Carlier et al., 2005 ; Ma and Clayton, 2014).

L'ensemble des systèmes de failles de la région d'Abancay actifs ou non marque un défléchissement ($> 50^\circ$ par rapport à l'axe d'élongation principal) important à l'instar de la topographie (Fig. 2.3). Actuellement seul le front de déformation de la zone subandine est répertorié comme actif et en compression d'après les données de thermochronologie basse température (Espurt et al., 2011 ; Gautheron et al., 2013) et comme le montre la répartition spatiale de la sismicité crustale et les mécanismes au foyer associés (Fig. 2.4 ; Dziewonski et al., 1981 ; Ekström et al., 2012). La région altiplanique est caractérisée par des phénomènes extensifs (Fig. 2.4B ; Sébrier et al., 1988 ; Mercier et al., 1992). L'état de stress de la Cordillère Orientale n'est pas documenté par manque de données sismiques dans cette zone. Pourtant, le système de failles de l'Apurimac présente une sismicité crustale de faible magnitude non négligeable en comparaison avec le reste de la déflexion

relativement silencieuse en terme sismique. (Fig. 2.4).

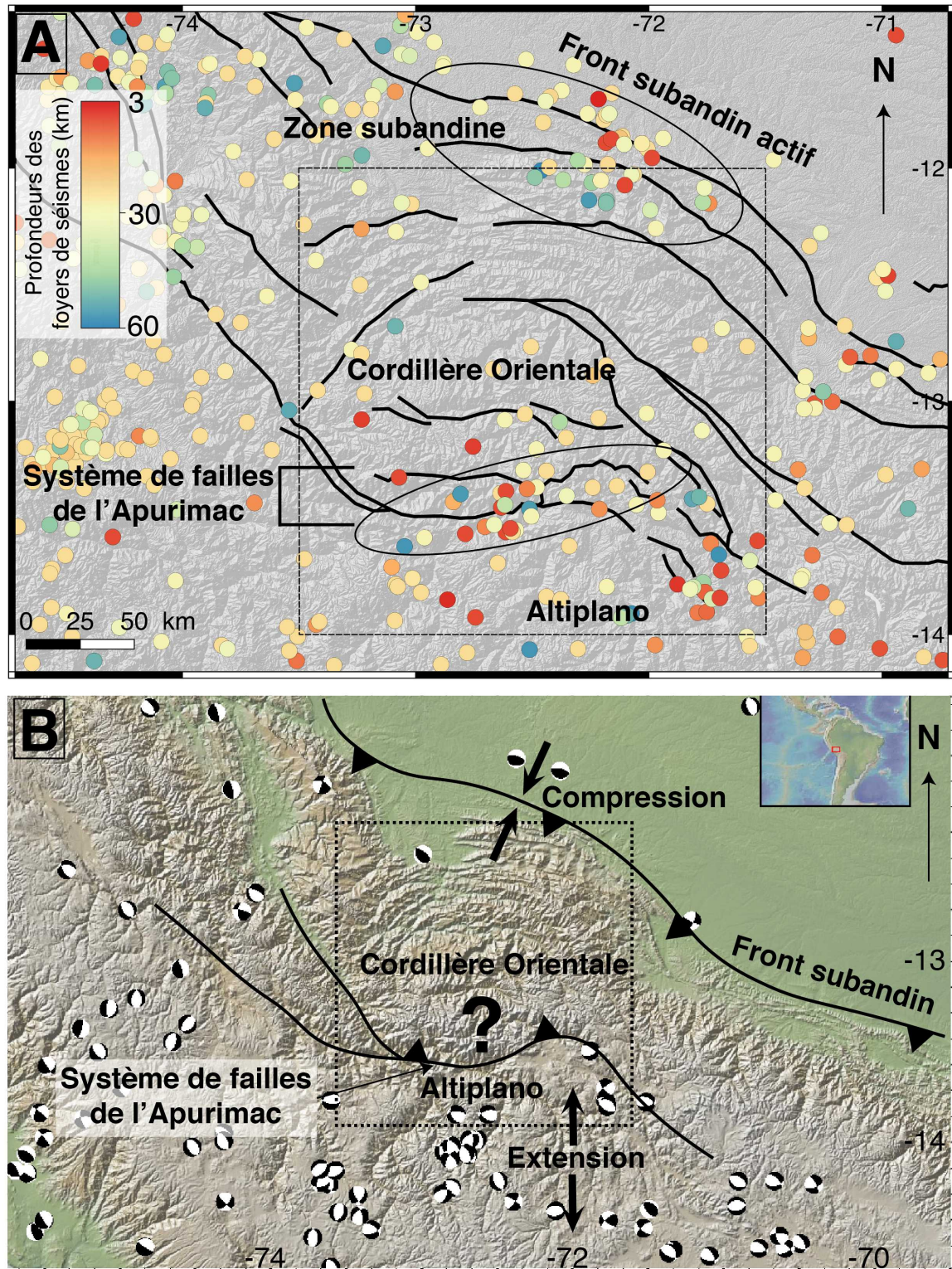


FIGURE 2.4 – Carte de la sismicité crustale de la Déflexion d'Abancay (foyers < 60 km). A) Les séismes sont issus des bases de données suivantes : USGS (United States Geological Survey), séismes dont la magnitude est supérieure à 4,5 entre 1960 et 2018 ; IGP (Instituto Geofísico del Peru), séismes dont la magnitude est supérieure à 4,0 entre 2011 et 2018 ; ISC (International Seismological Centre), séismes dont la magnitude est supérieure à 2,0 entre 1960 et 2018. Les zones incluses dans les ovoïdes noirs présentent un cluster de sismicité anormal au regard de la déflexion. Pour la vergence des chevauchements (courbes noires), se référer à la figure 2.3. La Déflexion d'Abancay est encadrée de noir. B) Mécanismes aux foyers de la Déflexion d'Abancay. Il n'existe pas de données des mécanismes aux foyers pour les séismes dont la magnitude est inférieure à 5,5. Le raccourcissement tectonique caractérise le front subandin. L'Altiplano présente une sismicité importante associée à des failles normales (extension). Bien que sismique, il n'existe pas de données des mécanismes au foyer pour le système de failles de l'Apurímac. La base de donnée des mécanismes aux foyers est issue de Dziewonski et al. (1981) et Ekström et al. (2012) entre 1976 et 2019.

2.3 Structuration et dynamiques de soulèvement de la Déflexion d'Abancay

2.3.1 Rotation tectonique et courbure (bending) de l'Orocline bolivien

Bien que la région d'Abancay semble présenter un défléchissement pérenne depuis le Paléozoïque au moins (Dalmayrac et al., 1980), le paysage actuel de cette dernière s'est vraisemblablement structuré au Miocène (transpression senestre ; Dalmayrac et al., 1980) dans un contexte de rotation antihoraire (Butler et al., 1995) dans le cadre de la courbure ou bending de l'Orocline bolivien entre 25 et 10 Ma (Müller et al., 2002). En effet, les mesures paléomagnétiques réalisées au sud de la Déflexion d'Abancay sur le flanc nord de l'Orocline bolivien mettent en évidence l'occurrence d'une rotation antihoraire de forte magnitude (30°- 40° ; Heki et al., 1983 ; Kono et al., 1985) et même supérieure à 45° au nord du lac Titicaca au contact direct avec la Déflexion d'Abancay (Fig. 2.5 ; Roperch et al., 2006) depuis 40 Ma (Gilder et al., 2003 ; Roperch et al., 2011). Cette rotation est visiblement toujours en cours à l'actuel comme le suggère les données GPS (Allmendinger et al., 2005). En revanche, au nord de l'Orocline bolivien et de facto au nord de la Déflexion d'Abancay, les Andes ne semblent pas avoir subi de rotation significative (enregistrement paléomagnétique ; Gilder et al., 2003 ; Rousse et al., 2003). La Déflexion d'Abancay marque la limite tectonique de la rotation des Andes Centrales. À l'exception de René Marocco et son analyse structurale détaillée dans Dalmayrac et al. (1980) **aucune publication postérieure ne traite du contexte et des modalités de structuration de la Déflexion d'Abancay** (Fig. 2.6).

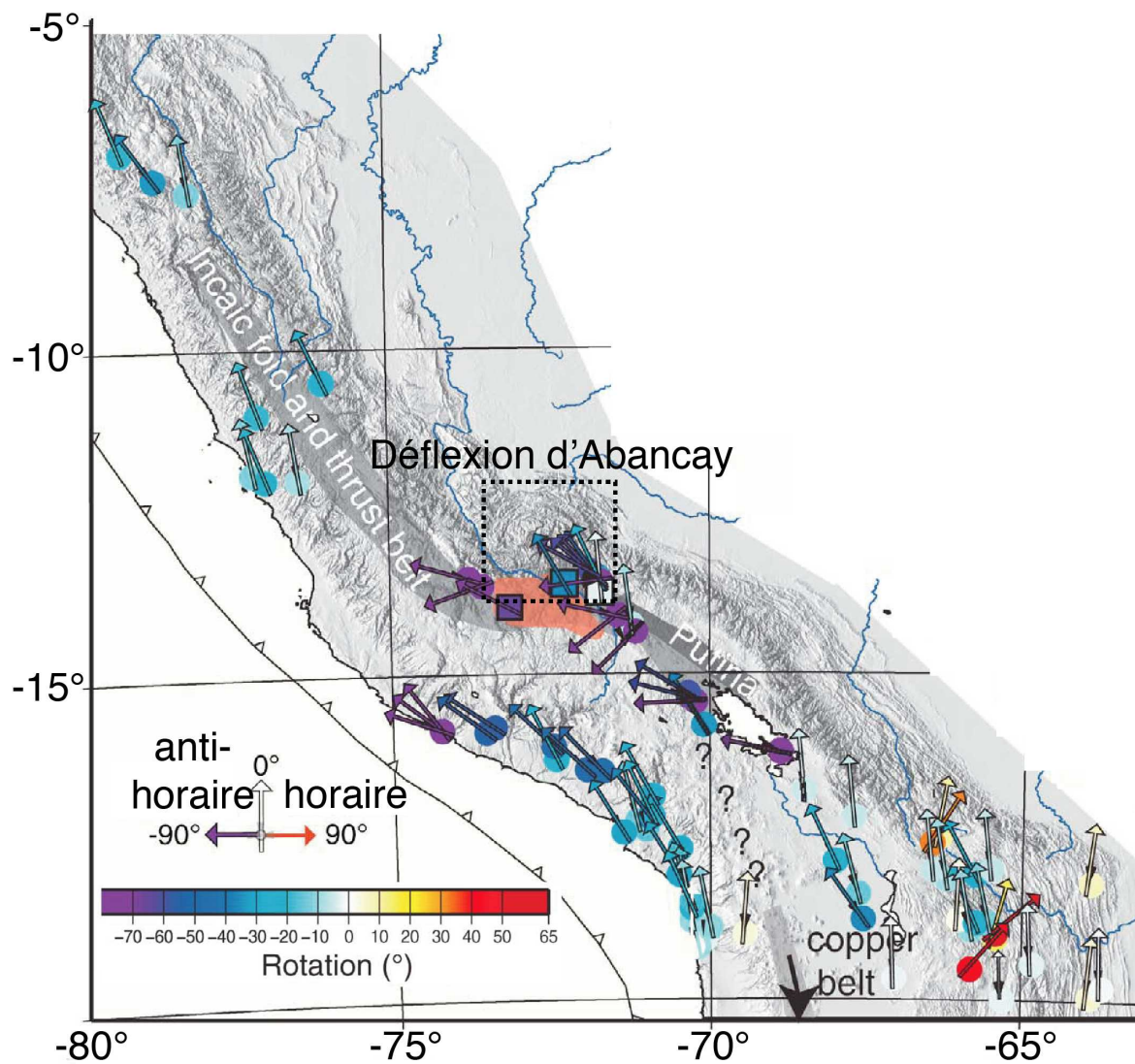


FIGURE 2.5 – Enregistrement paléomagnétique de la région nord des Andes Centrales (Orocline bolivien et Andes « étroites » du nord Pérou). Les magnitudes les plus importantes de rotation antihoraire sont localisées dans la région d'Abancay (zone d'étude; carré tireté noir). Modifiée d'après Roperch et al. (2011).

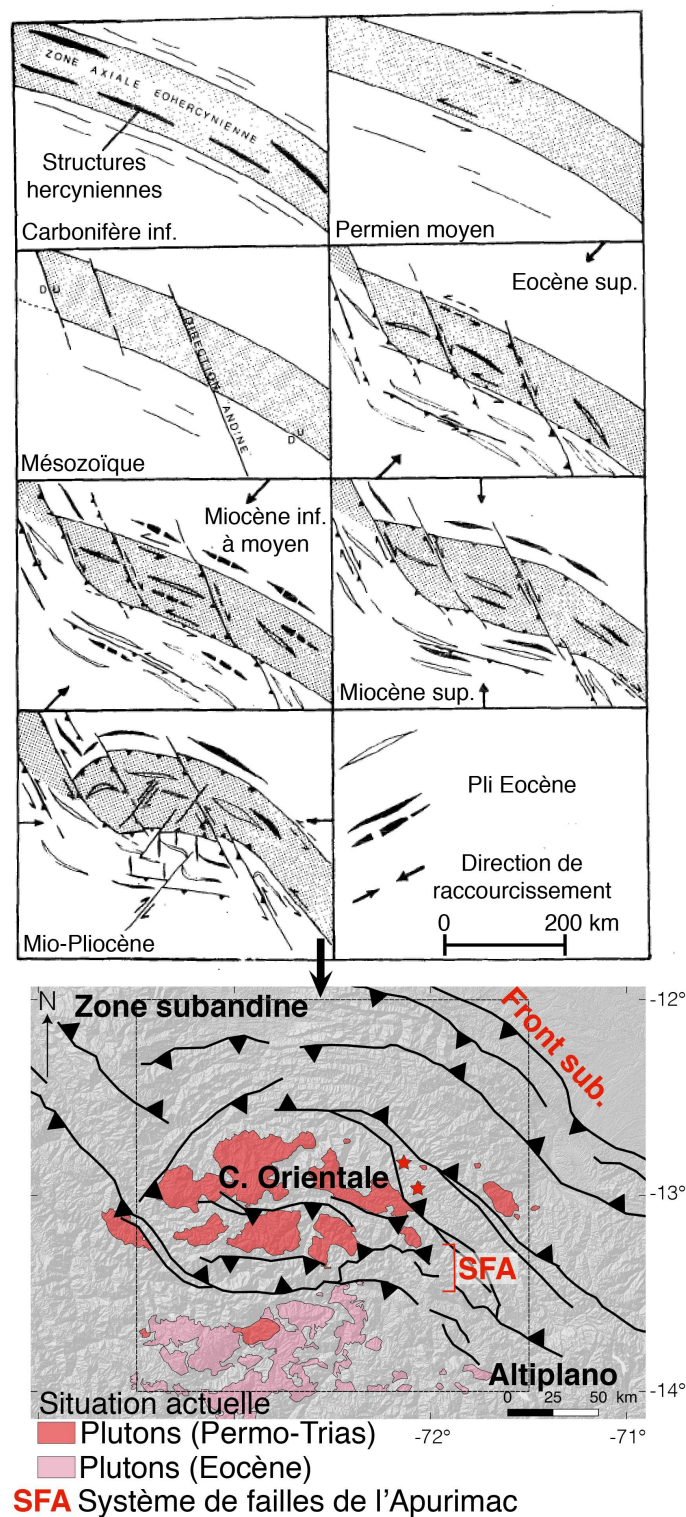


FIGURE 2.6 – Évolution tectono-cinématique long terme (Paléozoïque – Pliocène) de la Déflexion d'Abancay modifiée d'après Marocco René dans (Dalmayrac et al., 1980). Le système de failles de l'Apurimac accommode la transpression senestre Miocène à l'origine de la structuration horizontale de la Déflexion d'Abancay.

2.3.2 Paléo-altitudes de la Déflexion d'Abancay

La région altiplanique de la Déflexion d'Abancay semble s'établir entre ~ 1 et ~ 2 km d'altitude moyenne entre ~ 20 et 10 Ma avant de subir une accélération importante du soulèvement de surface afin d'atteindre son altitude moyenne actuelle de ~ 4 km il y a ~ 5 Ma d'après les données de $\delta^{18}\text{O}$ sur carbonates et assemblages paléobotaniques (Fig. 2.7; Kar et al., 2016). En revanche, la Cordillère Orientale de la Déflexion d'Abancay semble toujours plus haute en terme d'altitudes moyennes par rapport à l'Altiplano et expérimente un soulèvement progressif et constant pour atteindre les $\sim 4,5$ km d'altitude il y a ~ 10 Ma (Composition d'hydrogène isotopique de verres volcaniques, compilation et modélisation des paléo-altitudes; Fig. 2.7; Sundell et al., 2019). Même si la quantification des paléo-altitudes est sujette à caution en fonction des méthodes d'investigation employées (Ehlers and Poulsen, 2009), une certitude demeure : l'altitude moyenne actuelle de la région de la Déflexion d'Abancay était atteinte il y a au moins 5 Ma d'après les répartitions faunistiques et des parasites des pommes de terre (Fig. 2.7; Picard et al., 2008; Hoorn et al., 2010).

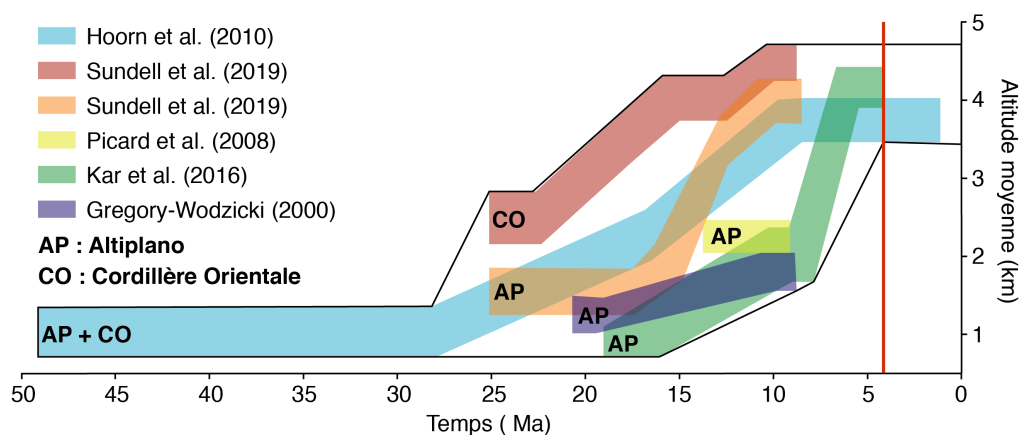


FIGURE 2.7 – Évolution de l'altitude moyenne de la Déflexion d'Abancay au cours du temps. L'enveloppe (ligne noire) englobe les modèles extrêmes de soulèvement de surface de la région d'Abancay. L'altitude moyenne de la région était atteinte avant ~ 5 Ma (ligne rouge).

2.3.3 Soulèvement de la Cordillère Orientale – Le proxy bolivien et sud-péruvien

Bien que les mécanismes tectoniques à l'origine de la structuration et du soulèvement de la Déflexion d'Abancay ne soient pas définis, en particulier pour la Cordillère Orientale, de nombreuses publications abordent ce sujet plus au sud en Bolivie et au sud-Pérou. Tout d'abord, la Cordillère Orientale bolivienne semble enregistrer une initiation de déformation vers 40 Ma (Anderson et al., 2018) avec un pic de déformation entre ~ 25 et ~ 10 Ma (Kley et al., 1997; Horton et al., 2014). Une migration de la déformation tectonique de l'Altiplano vers la zone subandine intervient en Bolivie entre ~ 25

et ~ 14 Ma (Horton, 2005 ; McQuarrie et al., 2008 ; Perez et al., 2016b ; Rak et al., 2017 ; Anderson et al., 2018).

Trois modèles existent aujourd'hui pour expliquer le soulèvement de la Cordillère Orientale bolivienne et sud-péruvienne (Fig. 2.8) : La Cordillère Orientale bolivienne semble se soulever et s'exhumer sous l'action d'une rampe tectonique qui affecte le socle cristallin (Tectonique dite « thick-skinned » ; Kley, 1996) connectée au front principal de déformation de la zone subandine à vergence est (Fig. 2.8A ; Barke and Lamb, 2006 ; McQuarrie et al., 2008 ; Gotberg et al., 2010 ; Weiss et al., 2016 ; Rak et al., 2017). Une vision alternative implique une exhumation et un soulèvement de la Cordillère Orientale via l'activité de rétro-chevauchements à vergence ouest par réactivation de failles normales héritées (Fig. 2.8B ; Horton et al., 2014 ; Perez et al., 2016a). Enfin des modèles composites mixtes impliquant l'activité d'une rampe à vergence est et de rétro-chevauchements à vergence ouest existent également (Fig. 2.8C ; Müller et al., 2002). Le style des déformations cassantes de la croûte supérieure sont intimement liés en profondeur à l'échelle lithosphérique à des différentiels rhéologiques mantelliques et crustaux (Fig. 2.8D ; Beck and Zandt, 2002). Cependant les directions des déformations rectilignes (NNW-SSE) en Bolivie et sud Pérou ne s'appliquent pas pour la Déflexion d'Abancay compte tenu de l'orientation oblique des structures impliquant des styles tectoniques potentiellement différents.

2.3.4 Exhumation de la Déflexion d'Abancay – Des données parcellaires

Au sud du système de failles de l'Apurimac, la région altiplanique enregistre une exhumation modérée et constante de $\sim 0,2$ km/Ma entre 38 et 14 Ma (Éocène supérieur – Miocène moyen ; Ruiz et al., 2009). Ce signal d'exhumation est cohérent avec les valeurs de soulèvement de surface ($\sim 0,2$ km/Ma ; Gregory-Wodzicki, 2000) au Miocène. Cependant **l'absence de données postérieures à 14 Ma ne permet pas de définir l'évolution de l'Altiplano de la Déflexion d'Abancay pour sa période de structuration ultime.** Je comble ce manque de données avec cette thèse. Le lien tectonique entre le soulèvement de la Cordillère Orientale et la zone subandine de la Déflexion d'Abancay n'est pas évident. Bien que le front subandin soit actif depuis ~ 14 Ma avec des taux de raccourcissement de ~ 4 km/Ma (Espurt et al., 2011), il n'existe aucune contrainte d'exhumation permettant de définir le style tectonique potentiel à l'origine de l'exhumation de la Cordillère Orientale (rampe de chevauchement connecté au subandin ?). En effet, à l'exception de deux âges trace de fission sur apatite (~ 2 Ma ; Kennan, 2008) obtenus à proximité du Machu Picchu, **aucune donnée ne permet de contraindre l'histoire d'exhumation et d'incision de la partie Cordillère Orientale de la Déflexion d'Abancay.** En revanche, la juvénilité de ces âges thermochronologiques laisse à penser que l'Altiplano et la Cordillère Orientale possèdent des histoires d'exhumation différentes (découplage) avec des processs d'exhumation récents (< 5 Ma) pour la Cordillère Orientale. Cette lacune de données est également comblée grâce à cette thèse.

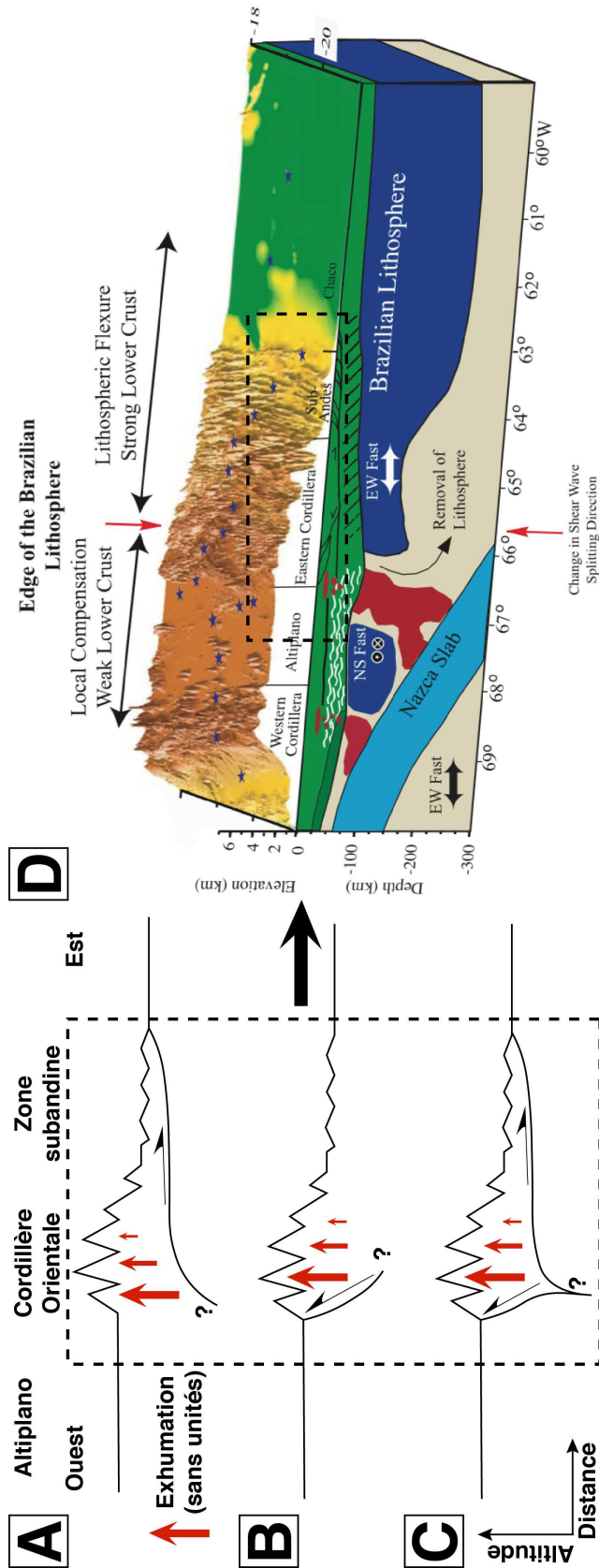


FIGURE 2.8 – Modèles tectoniques simplifiés pour le soulèvement de la Cordillère Orientale bolivienne et/ou sud-péruvienne. A) Rampe sous la Cordillère Orientale connectée au front chevauchant subandin (*e.g.* Barke and Lamb, 2006 ; Gotberg et al., 2010 ; Rak et al., 2017). B) Rétro-chevauchement à vergence ouest via la réactivation de failles héritées (*e.g.* Horton et al., 2014 ; Perez et al., 2016). C) Modèle mixte mêlant les deux modèles précédents (*e.g.* Müller et al., 2002). D) Coupe lithosphérique schématisée du système andin bolivien (18-20°S ; modifiée d'après Beck and Zandt (2002)). Les portions lithosphériques bleues et rouges correspondent respectivement aux vitesses des ondes P rapides vs. lentes du manteau supérieur. Le style de déformation crustale (croûte en vert) est intimement lié au couplage avec les structures lithosphériques dont la rhéologie est contrastée au travers des Andes boliviennes.

2.3.5 Contexte climatique

L'influence du climat sur le soulèvement des Andes et inversement fait l'objet d'investigations nous montrant l'existence et l'importance des processus de surfaces sur l'établissement du paysage actuel et en quelle mesure ces derniers sont connectés avec l'évolution tectonique plus profonde (Hartley, 2003 ; Whipple, 2009 ; Armijo et al., 2015). À titre d'exemple, l'incision et donc l'exhumation prééminente au Pliocène de la Cordillère Orientale de Bolivie est imputée à la variabilité climatique qui caractérise cette période (Peizhen et al., 2001 ; Lease and Ehlers, 2013).

Le climat contemporain de la Déflexion d'Abancay est caractérisé par un fort gradient de précipitation latitudinal (Fig. 2.9). En effet la zone subandine présentent de forts taux de précipitation annuels ($> 2,5$ m/an) qui s'amenuisent brutalement au contact de la haute topographie de la Cordillère Orientale qui constitue une véritable barrière orographique (Fig. 2.9B ; Bookhagen and Strecker, 2008). Au sud de la Cordillère Orientale les taux de précipitations sont quasi nuls. Ces précipitations sont issues de l'Atlantique et du recyclage d'humidité de la région amazonienne (Garreaud et al., 2003 ; Vera et al., 2006). Les mouvements convectifs atmosphériques à l'origine de l'apport d'humidité via l'Amazonie sont contrôlés par la surrection des Andes Centrales (Insel et al., 2010) à l'origine du blocage des flux humides amazoniens depuis la fin du Miocène (Poulsen et al., 2010).

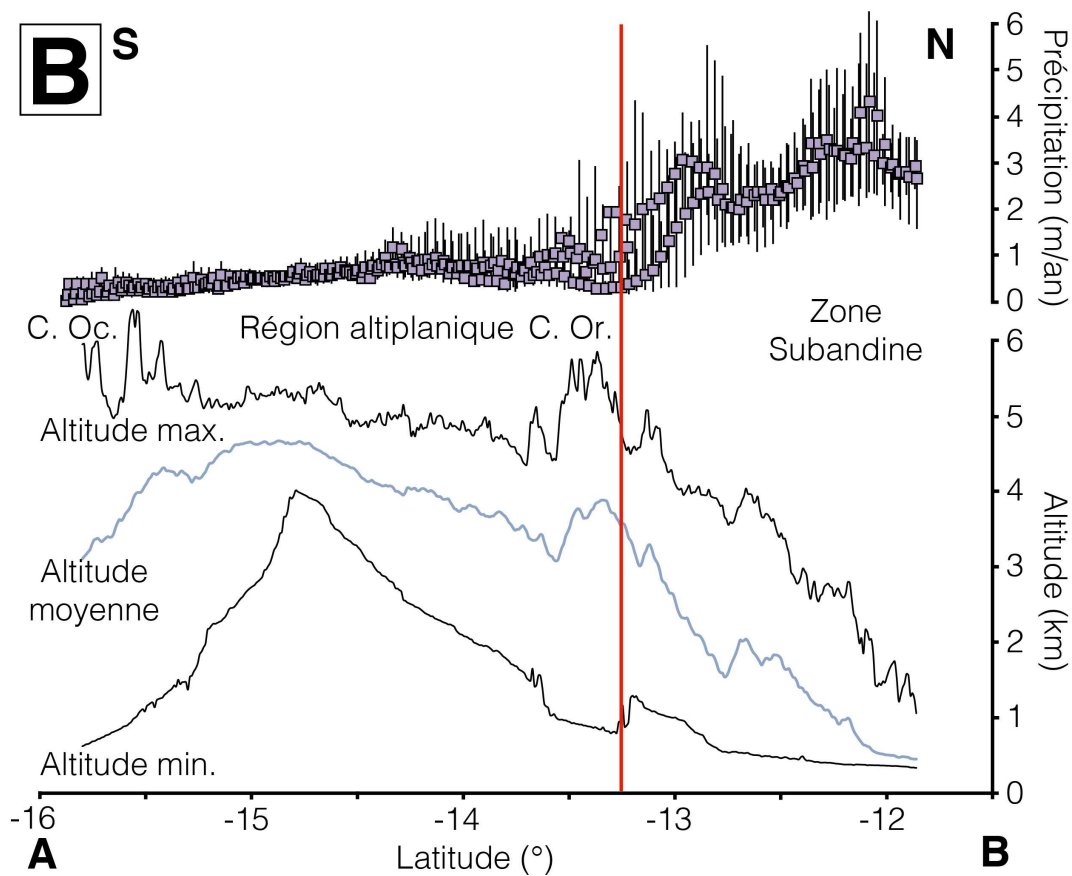
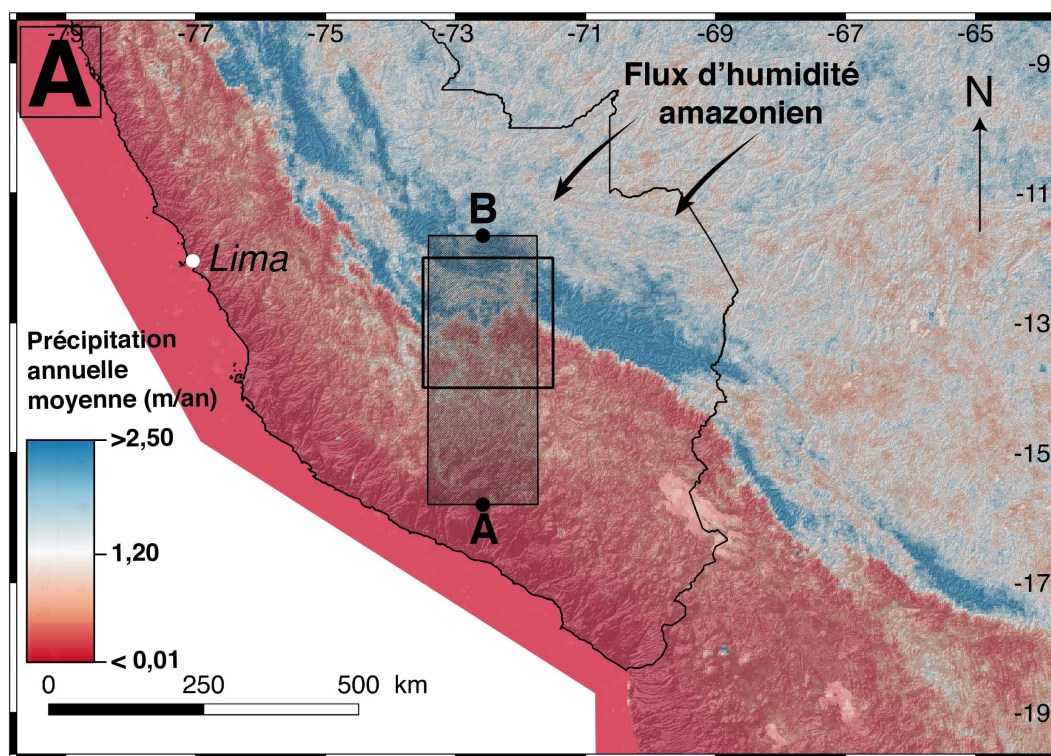


FIGURE 2.9 – Pluviométrie contemporaine de la région d'Abancay. A) Carte représentant les taux de précipitation moyen annuels pour le sud Pérou entre 1998 et 2009. Les données de pluviométrie sont issues de la Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) de la NASA. La Déflexion d'Abancay est encadrée de noir. Le rectangle grisé (AB) est la localisation du profil topographique et pluviométrique latitudinal présenté à la figure 2.9B. B) Valeurs de taux de précipitations corrélés à la topographie au travers de la Déflexion d'Abancay le long du profil en large AB. Le gradient de taux de précipitation est considérable et est fortement contrôlé par la barrière orographique que constitue la topographie haute de la Cordillère Orientale (ligne rouge). C. Oc. signifie Cordillère Occidentale et C. Or. Cordillère Orientale.

2.4 Résumé et problématiques – La Déflexion d'Abancay : une zone d'anomalies et de transitions

Ci-après je résume les caractéristiques de la Déflexion d'Abancay en termes d'anomalies et de transitions du point de vue morphologique et géodynamique. Ces éléments sont autant de facteurs énigmatiques à l'origine de la volonté de compréhension de la structuration de la Déflexion d'Abancay dans ce contexte d'orogène andin rectiligne de part et d'autre de la déflexion.

Les anomalies :

1. Topographie élevée au regard de l'Altiplano voisin (cette étude ; Chapitre 4)
2. Relief et incision proéminents au regard de la Cordillère Orientale plus au sud (cette étude ; Chapitre 4)
3. Structures tectoniques défléchies (E-W) au Paléozoïque (analyse microstructurale ; Dalmayrac et al., 1980)
4. Failles transformantes obliques (E-W) à l'axe du rift Permien-Jurassique (Sempere et al., 2002)
5. Failles actuelles obliques par rapport à l'axe d'élongation de la chaîne (Fig. 2.3 ; Marocco, 1971)
6. Volcanisme fissural récent (< 7 Ma) le long du système de faille de l'Apurimac (Carlier et al., 1996)
7. Réseaux hydrographiques NW-SE, capturés et parallèles à la chaîne
8. Captures en croix de ces mêmes réseaux hydrographiques

Les transitions :

1. Épaisseur crustale (~ 70 km au sud vs. ~ 50 km au nord de la déflexion ; James, 1971 ; Petford and Atherton, 1995 ; Assumpção et al., 2013 ; Chulick et al., 2013)
2. Largeur de la chaîne (~ 350 km au sud vs. ~ 200 km au nord de la déflexion ; Fig. 2.1)
3. Rotation tectonique et courbure de l’Orocline bolivien absent au nord de la déflexion (Paléomagnétisme ; Roperch et al., 2006)
4. Pendage du slab de la plaque de Nazca subduite ($\sim 10^\circ$ au nord de la déflexion vs. 30° au sud ; Ramos and Folguera, 2009)
5. Absence du terrane d’Arequipa au nord de la déflexion (Loewy et al., 2004)

Ces caractéristiques font de la Déflexion d’Abancay une zone clé pour la compréhension de la structuration des Andes Centrales au sud Pérou. En effet du point de vue local, à l’échelle de la déflexion, les mécanismes tectoniques et/ou climatiques et/ou érosifs à l’origine du paysage actuel sont méconnus. Aucune donnée ne permet actuellement de contraindre le rôle de la tectonique et de la déformation horizontale qui ont accompagné le soulèvement du relief lors de la rotation Miocène des Andes Centrales. L’absence de données thermochronologiques évince toute tentative de quantification des dynamiques verticales des roches en profondeur. L’absence de quantification géomorphologique laisse planer le doute quant à l’évolution au cours du temps et à l’occurrence de la morphologie du paysage actuel (Incision, relief). La détermination et la quantification des phénomènes à l’origine de la construction de la Déflexion d’Abancay vont permettre d’intégrer cette dernière dans le système Altiplano – Cordillère Orientale – zone subandine. De plus l’interprétation de ces nouvelles données permet d’identifier les acteurs géodynamiques à large échelle (Andes Centrales) à l’origine de la structuration de la Déflexion d’Abancay pour les derniers 40 Ma, c’est à dire la phase ultime de construction de la Cordillère des Andes.

Quels sont les mécanismes à l’origine de la structuration et du soulèvement de la Déflexion d’Abancay depuis 40 Ma, depuis 10 Ma, depuis 10 ka ?

Quelle est l’implication de l’héritage tectonique sur le soulèvement ?

Comment expliquer l’anomalie de topographie, de relief et la direction du réseau hydrographique de la région ?

À l'aide de méthodes de géomorphologie quantitative et de thermochronologie basse température sur apatites (accès à l'exhumation des roches) je comble la lacune de données de cette bordure nord de l'Altiplano et de l'Orocline bolivien et propose un scénario afin de mettre en évidence la structuration du paysage actuel de la Déflexion d'Abancay. En effet la géomorphologie quantitative permet d'évaluer et de quantifier les déséquilibres du réseau hydrographique à courte échelle de temps et d'identifier d'éventuelles captures de rivières et l'activité tectonique de la région. La thermochronologie basse-température quant à elle permet l'exploration des dynamiques verticales (exhumation ou subsidence) de la croûte supérieure et ainsi spéculer sur les éventuels moteurs à l'origine de ces mouvements verticaux. La modélisation 2D et 3D des données thermochronologiques offre alors les moyens de quantifier, tester et mettre en évidence les scénarios à l'origine de la structuration de la Déflexion d'Abancay depuis 40 Ma. Dans la suite de ce manuscrit je présente les différentes méthodes citées précédemment au chapitre 3 avant de mettre en valeur au travers des chapitres 4, 5 et 6 sous forme d'articles soumis ou en cours d'écriture, les résultats et interprétations qui découlent des méthodes employées. Le chapitre 7 est une conclusion générale dans lequel je synthétise l'ensemble des éléments présentés dans ce manuscrit afin de donner une nouvelle définition pour la Déflexion d'Abancay dans un cadre géologique.

2.5 Bibliographie Chapitre 2

Allmendinger, R.W., Smalley, R., Bevis, M., Caprio, H., and Brooks, B., 2005, Bending the Bolivian orocline in real time : *Geology*, v. 33, p. 905–908, doi :10.1130/G21779.1.

Anderson, R.B., Long, S.P., Horton, B.K., Thomson, S.N., Calle, A.Z., and Stockli, D.F., 2018, Orogenic Wedge Evolution of the Central Andes, Bolivia (21°S) : Implications for Cordilleran Cyclicity : *Tectonics*, v. 37, p. 3577–3609, doi :10.1029/2018TC005132.

Armijo, R., Lacassin, R., Coudurier-Curveur, A., and Carrizo, D., 2015, Coupled tectonic evolution of Andean orogeny and global climate : *Earth-Science Reviews*, v. 143, p. 1–35, doi :10.1016/j.earscirev.2015.01.005.

Assumpção, M., Feng, M., Tassara, A., and Julià, J., 2013, Models of crustal thickness for South America from seismic refraction, receiver functions and surface wave tomography : *Tectonophysics*, v. 609, p. 82–96, doi :10.1016/j.tecto.2012.11.014.

Bahlburg, H., Carlotto, V., and Cárdenas, J., 2006, Evidence of Early to Middle Ordovician arc volcanism in the Cordillera Oriental and Altiplano of southern Peru, Ollantaytambo Formation and Umachiri beds : *Journal of South American Earth Sciences*, v. 22, p. 52–65, doi :10.1016/j.jsames.2006.09.001.

Bahlburg, H., Vervoort, J.D., Andrew DuFrane, S., Carlotto, V., Reimann, C., and Cárdenas, J., 2011, The U-Pb and Hf isotope evidence of detrital zircons of the Ordovician Ollantaytambo Formation, southern Peru, and the Ordovician provenance and paleogeography of southern Peru and northern Bolivia : *Journal of South American Earth Sciences*, v. 32, p. 196–209, doi :10.1016/j.jsames.2011.07.002.

Barke, R., and Lamb, S., 2006, Late Cenozoic uplift of the Eastern Cordillera, Bolivian Andes : *Earth and Planetary Science Letters*, v. 249, p. 350–367, doi :10.1016/j.epsl.2006.07.012.

Beck, S.L., and Zandt, G., 2002, The nature of orogenic crust in the central Andes : *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, v. 107, p. ESE 7-1-ESE 7-16, doi :10.1029/2000jb000124.

Bonhomme, M., Fornari, M., Laubacher, G., Sébrier, M., and Vivier, G., 1988, New Cenozoic K-Ar ages on volcanic rocks from the eastern High Andes, southern Peru : *Journal of South American Earth Sciences*, v. 1, p. 179–183.

Bookhagen, B., and Strecker, M.R., 2008, Orographic barriers, high-resolution TRMM rainfall, and relief variations along the eastern Andes : *Geophysical Research Letters*, v. 35, p. 1–6, doi :10.1029/2007GL032011.

Butler, R.F., Richards, D., Sempere, T., and Marshall, L., 1995, Paleomagnetic determinations of vertical-axis tectonic rotations from Late Cretaceous and Paleocene strata of Bolivia : *Geology*, p. 799–802.

Carlier, G., Grandin, G., Laubacher, G., Marocco, R., and Mégard, F., 1982, Present knowledge of the magmatic evolution of the Eastern Cordillera of Peru : *Earth Science Reviews*, v. 18, p. 253–283,
doi :10.1016/0012-8252(82)90040-X.

Carlier, G., Lorand, J.P., Bonhomme, M., and Carlotto, V., 1996, A reappraisal of the cenozoic inner arc magmatism in southern Peru : consequences for the evolution of the central Andes for the past 50 Ma : *Third ISAG*, p. 551–554.

Carlier, G., Lorand, J.P., Liégeois, J.P., Fornari, M., Soler, P., Carlotto, V., and Cárdenas, J., 2005, Potassic-ultrapotassic mafic rocks delineate two lithospheric mantle blocks beneath the southern Peruvian Altiplano : *Geology*, v. 33, p. 601–604,
doi :10.1130/G21643.1.

Carlotto, V., Tintaya, D., Cárdenas R., J., Carlier, G., and Rodríguez, R., 2006, Fallas transformantes permo-triásicas : la falla Patacancha-Tamburco (Sur del Perú) : *Sociedad Geológica del Perú*, p. 256–258,
<http://bibliotecavirtual.ingemmet.gob.pe:84/xmlui/handle/123456789/116>.

Chelle-Michou, C., Chiaradia, M., Ovtcharova, M., Ulianov, A., and Wotzlaw, J.F., 2014, Zircon petrochronology reveals the temporal link between porphyry systems and the magmatic evolution of their hidden plutonic roots (the Eocene Corocohuayco deposit, Peru) : *Lithos*, v. 198–199, p. 129–140,
doi :10.1016/j.lithos.2014.03.017.

Chew, D.M., Pedemonte, G., and Corbett, E., 2016, Proto-Andean evolution of the Eastern Cordillera of Peru : *Gondwana Research*, v. 35, p. 59–78,
doi :10.1016/j.gr.2016.03.016.

Chulick, G.S., Detweiler, S., and Mooney, W.D., 2013, Seismic structure of the crust and uppermost mantle of South America and surrounding oceanic basins : *Journal of South American Earth Sciences*, v. 42, p. 260–276,
doi :10.1016/j.jsames.2012.06.002.

Dalmayrac, B., Laubacher, G., and Marocco, R., 1980, *Géologie des Andes péruviennes* : Paris, 501 p.

Dziewonski, A.M., Chou, T.A., and Woodhouse, J.H., 1981, Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity. : *Journal of Geophysical Research*, v. 86, p. 2825–2852,
doi :10.1029/JB086iB04p02825.

Egeler, C., and De Booy, T., 1961, Preliminary Note on the Geology of the Cordillera Vilcabamba (SE Peru), with Emphasis on the... : *Geologie and mijnbouw*, v. 40, p. 319–325.

Ehlers, T.A., and Poulsen, C.J., 2009, Influence of Andean uplift on climate and paleoaltimetry estimates : *Earth and Planetary Science Letters*, v. 281, p. 238–248, doi :10.1016/j.epsl.2009.02.026.

Ekström, G., Nettles, M., and Dziewoński, A.M., 2012, The global CMT project 2004-2010 : Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes : *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, v. 200–201, p. 1–9, doi :10.1016/j.pepi.2012.04.002.

England, P., and Molnar, P., 1990, Surface uplift, uplift of rocks, and exhumation of rocks : *Geology*, v. 18, p. 1173–1177, doi :10.1130/0091-7613(1990)018<1173.

Espurt, N., Barbarand, J., Roddaz, M., Brusset, S., Baby, P., Saillard, M., and Hermoza, W., 2011, A scenario for late Neogene Andean shortening transfer in the Camisea Subandean zone (Peru, 12°S) : Implications for growth of the northern Andean Plateau : *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 123, p. 2050–2068, doi :10.1130/B30165.1.

Garreaud, R., Vuille, M., and Clement, A.C., 2003, The climate of the Altiplano : Observed current conditions and mechanisms of past changes : *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 194, p. 5–22, doi :10.1016/S0031-0182(03)00269-4.

Gautheron, C., Espurt, N., Barbarand, J., Roddaz, M., Baby, P., Brusset, S., Tassan-Got, L., and Douville, E., 2013, Direct dating of thick- and thin-skin thrusts in the Peruvian Subandean zone through apatite (U-Th)/He and fission track thermochronometry : *Basin Research*, v. 25, p. 419–435, doi :10.1111/bre.12012.

Gilder, S., Rousse, S., Farber, D., McNulty, B., Sempere, T., Torres, V., and Palacios, O., 2003, Post-Middle Oligocene origin of paleomagnetic rotations in Upper Permian to Lower Jurassic rocks from northern and southern Peru : *Earth and Planetary Science Letters*, v. 210, p. 233–248, doi :10.1016/S0012-821X(03)00102-X.

Gotberg, N., McQuarrie, N., and Caillaux, V.C., 2010, Comparison of crustal thickening budget and shortening estimates in southern Peru (12–14°S) : Implications for mass balance and rotations in the “Bolivian orocline” : *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 122, p. 727–742, doi :10.1130/B26477.1.

Gregory-Wodzicki, K.M., 2000, Uplift history of the Central and Northern Andes : A review : *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 112, p. 1091–1105, doi :10.1130/0016-7606(2000)112<1091 :UHOTCA>2.0.CO ;2.

Hartley, A., 2003, Andean uplift and climate change : *Journal of the Geological Society*, v. 160, p. 7–10.

Heki, K., Hamano, Y., and Kono, M., 1983, Rotation of the Peruvian Block from palaeomagnetic studies of the Central Andes : *Nature*, v. 305, p. 514–516.

Hoorn, C. et al., 2010, Amazonia through time : Andean uplift, climate change, landscape evolution, and biodiversity : *Science*, v. 330, p. 927–931, doi :10.1126/science.1194585.

Horton, B.K., 2005, Revised deformation history of the central Andes : Inferences from Cenozoic foredeep and intermontane basins of the Eastern Cordillera, Bolivia : *Tectonics*, v. 24, p. 1–18, doi :10.1029/2003TC001619.

Horton, B.K., Perez, N.D., Fitch, J.D., and Saylor, J.E., 2014, Punctuated shortening and subsidence in the Altiplano Plateau of southern Peru : Implications for early Andean mountain building : *Lithosphere*, v. 7, p. 117–137, doi :10.1130/L397.1.

Insel, N., Poulsen, C.J., and Ehlers, T.A., 2010, Influence of the Andes Mountains on South American moisture transport, convection, and precipitation : *Climate Dynamics*, v. 35, p. 1477–1492, doi :10.1007/s00382-009-0637-1.

Jaillard, E., and Soler, P., 1996, Cretaceous to early Paleogene tectonic evolution of the northern Central Andes (0–18 degrees S) and its relations to geodynamics : *Tectonophysics*, v. 259, p. 41–53, doi :10.1016/0040-1951(95)00107-7.

James, D., 1971, Plate tectonic model for the evolution of the central andes : Discussion : *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 82, p. 3325–3346, doi :10.1130/0016-7606(1973)84<1493 :PTMFTE>2.0.CO ;2.

Jones, B., 2006, The Abancay Batholith, Late Eocene crustal thickening, multiple mixing-differentiation cycles, and porphyry Cu Au mineralisation on the Altiplano at Antapaccay, Southern Peru : *Goldschmidt Conference Abstracts*, p. A297, doi :10.1016/j.gca.2006.06.602.

Kaneoka, I., and Guevara, C., 1984, K-Ar age determinations of late Tertiary and Quaternary Andean volcanic rocks, Southern Peru : *Geochemical Journal*, v. 18, p. 233–239.

Kar, N., Garzione, C.N., Jaramillo, C., Shanahan, T., Carlotto, V., Pullen, A., Moreno, F., Anderson, V., Moreno, E., and Eiler, J., 2016, Rapid regional surface uplift of the northern Altiplano plateau revealed by multiproxy paleoclimate reconstruction : *Earth and Planetary Science Letters*, v. 447, p. 33–47, doi :10.1016/j.epsl.2016.04.025.

- Kennan, L., 2008, Fission track ages and sedimentary provenance studies in Peru, and their implications for andean paleogeographic evolution, stratigraphy and hydrocarbon systems : VI INGEPET,
<http://www.agu.org/pubs/crossref/1988/JB093iB12p15153.shtml>.
- Kley, J., 1996, Transition from basement-involved to thin-skinned thrusting i Cordillera Oriental Interandean Subandean Ranges : v. 15, p. 763–775.
- Kley, J., Müller, J., Tawackoli, S., Jacobshagen, V., and Manutsoglu, E., 1997, Pre-Andean and Andean-Age Deformation in the Eastern Cordillera of Southern Bolivia : Journal of South American Earth Sciences, v. 10, p. 1–19.
- Kono, M., Heki, K., and Hamano, Y., 1985, Paleomagnetic study of the Central Andes : Counterclockwise rotation of the Peruvian block : Journal of Geodynamics, v. 209, p. 193–209.
- Lancelot, J.R., Laubacher, G., Marocco, R., and Renaud, U., 1978, U/Pb radiochronology of two granitic plutons from the eastern Cordillera (Peru) - Extent of Permian magmatic activity and consequences : Geologische Rundschau, v. 67, p. 236–243,
doi :10.1007/BF01803263.
- Lease, R.O., and Ehlers, T.A., 2013, Incision into the eastern Andean Plateau during Pliocene cooling : Science, v. 341, p. 774–776,
doi :10.1126/science.1239132.
- Lee, V., 2010, Choquequirao to Machu Picchu at the speed of light : visual signaling among the Incas : Ñawpa Pacha, v. 30, p. 1–23,
doi :10.1179/naw.2010.30.1.1.
- Loewy, S.L., Connelly, J.N., and Dalziel, I.W.D., 2004, An orphaned basement block : The Arequipa-Antofalla Basement of the central Andean margin of South America : Bulletin of the Geological Society of America, v. 116, p. 171–187,
doi :10.1130/B25226.1.
- Lucassen, F., Becchio, R., Wilke, H.G., Franz, G., Thirlwall, M.F., Viramonte, J., and Wemmer, K., 2000, Proterozoic-Paleozoic development of the basement of the Central Andes (18–26°S) - A mobile belt of the South American craton : Journal of South American Earth Sciences, v. 13, p. 697–715,
doi :10.1016/S0895-9811(00)00057-2.
- Ma, Y., and Clayton, R.W., 2014, The crust and uppermost mantle structure of Southern Peru from ambient noise and earthquake surface wave analysis : Earth and Planetary Science Letters, v. 395, p. 61–70,
doi :10.1016/j.epsl.2014.03.013.
- Mamani, M., Tassara, A., and Wörner, G., 2008, Composition and structural control of crustal domains in the central Andes : Geochemistry, Geophysics, Geosystems, v. 9,
doi :10.1029/2007GC001925.

Mamani, M., Wörner, G., and Sempere, T., 2010, Geochemical variations in igneous rocks of the Central Andean orocline (13°S to 18°S) : Tracing crustal thickening and magma generation through time and space : *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 122, p. 162–182, doi :10.1130/B26538.1.

Marocco, R., 1971, Etude géologique de la chaîne andine au niveau de la déflexion d'Abancay (Pérou) : *Cah. ORSTOM*, p. 45–58.

Martignole, J., and Martelat, J.E., 2003, Regional-scale Grenvillian-age UHT metamorphism in the Mollendo-Camana block (basement of the Peruvian Andes) : *Journal of Metamorphic Geology*, v. 21, p. 99–120, doi :10.1046/j.1525-1314.2003.00417.x.

McQuarrie, N., Barnes, J.B., and Ehlers, T.A., 2008, Geometric, kinematic, and erosional history of the central Andean Plateau, Bolivia (15–17°S) : *Tectonics*, v. 27, doi :10.1029/2006TC002054.

Mercier, L., Sébrier, M., Lavenue, A., Cabrera, J., Bellier, O., Dumont, J., and Machare, J., 1992, Changes in the Tectonic Regime Above a Subduction Zone of Andean Type : The Andes of Peru and Bolivia During the Pliocene-Pleistocene : *Journal of Geophysical Research*, v. 97, p. 945–982.

Mišković, A., Spikings, R.A., Chew, D.M., Košler, J., Ulianov, A., and Schaltegger, U., 2009, Tectonomagmatic evolution of Western Amazonia : Geochemical characterization and zircon U-Pb geochronologic constraints from the Peruvian Eastern Cordilleran granitoids : *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 121, p. 1298–1324, doi :10.1130/B26488.1.

Müller, J.P., Kley, J., and Jacobshagen, V., 2002, Structure and Cenozoic kinematics of the Eastern Cordillera, southern Bolivia (21°S) : *Tectonics*, v. 21, p. 1-1-1–24, doi :10.1029/2001tc001340.

Noble, D.C., McKee, E., Eyzaguirre, R., and Marocco, R., 1984, Age and regional tectonic and metallogenetic implications of igneous activity and mineralization in the Andahuaylas-Yauri belt of southern Peru : *Economic geology*, v. 79, p. 172–176.

Palmer, D.S., 2017, Revolutionary leadership as necessary element in people's war : *Shining Path of Peru : Small Wars and Insurgencies*, v. 28, p. 426–450, doi :10.1080/09592318.2017.1307614.

Peizhen, Z., Molnar, P., and Downs, W.R., 2001, Increased sedimentation rates and grain sizes 2–4 Ma ago due to the influence of climate change on erosion rates : *Nature*, v. 410, p. 891–897, doi : http://www.nature.com/nature/journal/v410/n6831/supinfo/410891a0_S1.html.

Perello, J., Carlotto, V., Zarate, A., Ramos, P., Posso, H., Neyra, C., Caballero, A., Fuster, N., and Muhr, R., 2003, Porphyry-Style Alteration and Mineralization of the Middle Eocene to Early Oligocene Andahuaylas-Yauri Belt , Cuzco Region , Peru : *Economic geology*, v. 98, p. 1575–1605.

Perez, N.D., Horton, B.K., and Carlotto, V., 2016a, Structural inheritance and selective reactivation in the central Andes : Cenozoic deformation guided by pre-Andean structures in southern Peru : *Tectonophysics*, v. 671, p. 264–280, doi :10.1016/j.tecto.2015.12.031.

Perez, N.D., Horton, B.K., McQuarrie, N., Stubner, K., and Ehlers, T.A., 2016b, Andean shortening , inversion and exhumation associated with thin- and thick-skinned deformation in southern Peru : *Geological Magazine*, v. 153, p. 1013–1041, doi :10.1017/S0016756816000121.

Petford, N., and Atherton, M.P., 1995, Crustal segmentation and the isotopic significance of the Abancay Deflection : Northern Central Andes (9-20 degrees S) : *Revista Geologica De Chile*, v. 22, p. 235–243.

Picard, D., Sempere, T., and Plantard, O., 2008, Direction and timing of uplift propagation in the Peruvian Andes deduced from molecular phylogenetics of highland biotaxa : *Earth and Planetary Science Letters*, v. 271, p. 326–336, doi :10.1016/j.epsl.2008.04.024.

Poulsen, C.J., Ehlers, T.A., and Insel, N., 2010, Onset of Convective Rainfall During Gradual Late Miocene Rise of the Central Andes : *Science*, v. 328, p. 490–494, doi :10.1126/science.1185078.

Rak, A.J., McQuarrie, N., and Ehlers, T.A., 2017, Kinematics, Exhumation, and Sedimentation of the North Central Andes (Bolivia) : An Integrated Thermochronometer and Thermokinematic Modeling Approach : *Tectonics*, v. 36, p. 2524–2554, doi :10.1002/2016TC004440.

Ramos, V.A., 2008, The Basement of the Central Andes : The Arequipa and Related Terranes : *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 36, p. 289–324, doi :10.1146/annurev.earth.36.031207.124304.

Ramos, V.A., 2010, The Grenville-age basement of the Andes : *Journal of South American Earth Sciences*, v. 29, p. 77–91, doi :10.1016/j.jsames.2009.09.004.

Ramos, V.A., and Folguera, A., 2009, Andean flat-slab subduction through time : *Geological Society, London, Special Publications*, v. 327, p. 31–54, doi :10.1144/SP327.3.

Rapalini, A.E., 2005, The accretionary history of southern South America from the latest Proterozoic to the Late Palaeozoic : Some palaeomagnetic constraints : *Geological Society Special Publication*, v. 246, p. 305–328, doi :10.1144/GSL.SP.2005.246.01.12.

Reitsma, M.J., 2012, Reconstructing the Late Paleozoic - Early Mesozoic plutonic and sedimentary record of south-east Peru : Orphaned back-arcs along the western margin of Gondwana : 246 p.

Roperch, P., Carlotto, V., Ruffet, G., and Fornari, M., 2011, Tectonic rotations and transcurrent deformation south of the Abancay deflection in the Andes of southern Peru : *Tectonics*, v. 30,
doi :10.1029/2010TC002725.

Roperch, P., Sempere, T., Macedo, O., Arriagada, C., Fornari, M., Tapia, C., García, M., and Laj, C., 2006, Counterclockwise rotation of late Eocene-Oligocene fore-arc deposits in southern Peru and its significance for oroclinal bending in the central Andes : *Tectonics*, v. 25,
doi :10.1029/2005TC001882.

Rousse, S., Gilder, S., Farber, D., McNulty, B., Patriat, P., Torres, V., and Sempere, T., 2003, Paleomagnetic tracking of mountain building in the Peruvian Andes since 10 Ma : *Tectonics*, v. 22, p. n/a-n/a,
doi :10.1029/2003tc001508.

Ruiz, G.M.H., Carlotto, V., Van Heiningen, P. V., and Andriessen, P.A.M., 2009, Steady-state exhumation pattern in the Central Andes – SE Peru : *Geological Society, London, Special Publications*, v. 324, p. 307–316,
doi :10.1144/SP324.20.

Russo, R.M., and Silver, P.G., 1996, Cordillera formation, mantle dynamics, and the Wilson cycle : *Geology*, v. 24, p. 511–514,
doi :10.1130/0091-7613(1996)024<0511 :CFMDAT>2.3.CO;2.

Sébrier, M., Lavenu, A., Fornari, M., and Soulas, J., 1988, Tectonics and uplift in Central Andes (Peru, Bolivia and Northern Chile) from Eocene to present : *Géodynamique*, v. 3, p. 85–106,
<http://www.documentation.ird.fr/hor/fdi:26021>.

Sempere, T. et al., 2002, Late Permian-Middle Jurassic lithospheric thinning in Peru and Bolivia, and its bearing on Andean-age tectonics : *Tectonophysics*, v. 345, p. 153–181,
doi :10.1016/S0040-1951(01)00211-6.

Sundell, K.E., Saylor, J.E., Lapen, T.J., and Horton, B.K., 2019, Implications of variable late Cenozoic surface uplift across the Peruvian central Andes : *Scientific Reports*, v. 9, p. 1–12,
doi :10.1038/s41598-019-41257-3.

Vera, C. et al., 2006, Toward a unified view of the American monsoon systems : *Journal of Climate*, v. 19, p. 4977–5000,
doi :10.1175/JCLI3896.1.

Weiss, J.R. et al., 2016, Isolating active orogenic wedge deformation in the southern Subandes of Bolivia : *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, v. 121, p. 6192–6218,
doi :10.1002/2016JB013145.Received.

Whipple, K.X., 2009, The influence of climate on the tectonic evolution of mountain belts : *Nature Geoscience*, v. 2, p. 97–104,
doi :10.1038/ngeo413.

Chapitre 3

MÉTHODES

Ci-après je développe les méthodes pluridisciplinaires employées dans le cadre de ma thèse. Ce chapitre se décline en trois volets : méthodes de géomorphologie quantitative, acquisition de données thermochronologiques et modélisations de ces dernières. Compte tenu des doléances éditoriales pour la soumission et publication d'articles, les méthodes utilisées sont partiellement décrites dans ces derniers (en particulier les méthodes de thermochronologie quantitative et de modélisation des données thermochronologiques ; Chapitres 5 et 6). Dans une optique de communication scientifique transparente quant à la reproductibilité de mes analyses, à la robustesse de mes interprétations et pour une compréhension accrue de la suite de ce manuscrit, j'ai tout de même souhaité détailler davantage les méthodes utilisées.

Hereafter, I describe the multidisciplinary methods I used in this thesis. This chapter is divided in three parts : Quantitative geomorphology methods, thermochronological data acquisition and modeling. According to editorial lines for article submission and publication, processed methods are only partially described (particularly for quantitative thermochronology and modeling ; Chapter 5 and 6). In order to enhance a transparent scientific communication for analyzes reproducibility, interpretations robustness and for a better understanding of the following manuscript, I further detailed methods below.

Sommaire

3.1	La géomorphologie quantitative – Quantification des dés-équilibres de surface	71
3.1.1	Définitions et théories	71
3.1.1.1	Topographie, reliefs et pentes	71
3.1.1.2	Réseaux hydrographiques et bassins versants	73
3.1.1.3	Ruptures de pente du réseau hydrographique (knick-points et knickzones)	74
3.1.1.4	Quantifier l'état de déséquilibre des rivières – les valeurs k_{sn}	78
3.1.1.5	Quantifier l'état de déséquilibre des bassins versants – le cas de l'analyse du χ	80
3.1.2	Protocoles et méthodes d'extraction des paramètres géomorphologiques	82
3.1.2.1	Extraction de la topographie, du relief et des pentes	82
3.1.2.2	Extraction des bassins versants	82
3.1.2.3	Préparation des MNT des bassins versants extraits	83
3.1.2.4	Extraction et catégorisation des knickpoints	84
3.1.2.5	Extraction des k_{sn} et des χ	85
3.2	Méthodes thermochronologiques – Contraintes sur l'exhumation et l'évolution du relief au cours du temps	86
3.2.1	La thermochronologie basse température (AHe et AFT) – Principes et définitions	87
3.2.1.1	(U-Th-Sm)/He sur apatite (AHe)	88
3.2.1.2	Les traces de fission sur apatite (AFT)	88
3.2.1.3	(U-Th)/He sur zircon (ZHe)	89
3.2.2	Stratégie d'échantillonnage, préparation des échantillons et calcul des âges	91
3.2.2.1	Stratégie d'échantillonnage	91
3.2.2.2	Protocole analytique – Tronc commun AHe et AFT	96
3.2.2.3	La méthode (U-Th-Sm)/He sur apatite (AHe – Apatite Hélium)	96
3.2.2.4	Les traces de fission sur apatite (AFT – Apatite Fission Track)	97
3.3	Modélisation des âges thermochronologiques – Taux de refroidissement et d'exhumation	98
3.3.1	Relation âge-altitude (AER – Age Elevation Relationship)	99
3.3.1.1	Principes de la méthode	99
3.3.1.2	Données implémentées pour modélisation AER	100
3.3.2	Modélisation temps-température 2D : QTQt	100
3.3.2.1	Données thermochronologiques implémentées dans QTQt	101

3.3.2.2	Inversions de données avec QTQt	101
3.3.2.3	Paramétrage de QTQt	102
3.3.3	Modélisation thermo-cinématique 3D : PECUBE	105
3.3.3.1	Données implémentées dans PECUBE	105
3.3.3.2	Définition des bornes spatiales du modèle	106
3.3.3.3	Définition des bornes temporelles du modèle	107
3.3.3.4	Paramètres thermiques et rhéologiques	108
3.3.3.5	Évolution de la topographie au cours du temps	109
3.3.3.6	Aspects cinématiques de l'exhumation	109
3.3.3.7	Modélisation inverse PECUBE	111
3.4	Bibliographie Chapitre 3	113

3.1 La géomorphologie quantitative – Quantification des déséquilibres de surface

La géomorphologie est l'étude des processus de surface qui affectent l'évolution des paysages au cours du temps. La topographie, le relief et les pentes s'ajustent en fonction des rapports de forces entre le soulèvement et l'érosion d'une région (England and Molnar, 1990 ; Burbank and Anderson, 2012). Les vecteurs de ces changements les plus communs et efficaces dans ce contexte de milieu tropical (milieu pour lequel les glaciers sont peu représentés hormis actuellement pour les zones de très haute altitude > 5 km) sont les rivières (rééquilibrage par ajustement des pentes ; Whipple, 2001). Nous ne prenons pas en compte l'effet de l'érosion glaciaire pour la Déflexion d'Abancay. Les résultats et interprétations de ces différents paramètres sont présentés et développés au chapitre 4.

3.1.1 Définitions et théories

3.1.1.1 Topographie, reliefs et pentes

La topographie est la représentation planaire des altitudes d'une zone d'étude permettant d'identifier les différents ensembles géographiques et morphologiques (massif montagneux, bassin etc.). Sa représentation est le modèle numérique de terrain (MNT) pour lequel chaque pixel contient une information d'altitude. La taille du pixel correspond à la résolution spatiale du MNT.

Le relief quantifie les différences d'altitude entre les points hauts, les sommets, et les points bas (fonds de vallée) pour un rayon donné. À titre d'exemple, un fort relief se traduit par de hautes montagnes associées à de profondes vallées (*e.g.* Himalaya, Cordillère Orientale péruvienne ; Fig. 3.1). A contrario un relief faible se caractérise par une morphologie plane avec peu d'amplitude entre les points hauts et les points bas (*e.g.* Altiplano, plateau du Tibet ; Fig. 3.2). Il est important de noter qu'une topographie élevée n'implique pas systématiquement un relief important. Les pentes correspondent au gradient d'altitude entre deux points. Les pentes importantes témoignent d'une morphologie accidentée, associée à la présence de canyons ou de gorges (Fig. 3.1). Les pentes faibles sont caractéristiques de terrains plats ou mollement vallonnés (Fig. 3.2).



FIGURE 3.1 – Paysage de la Cordillère Orientale dans le cœur de la déflexion d'Abancay. À noter l'incision considérable (relief > 1.5 km) de l'Urubamba qui entaille le granite du Machu Picchu formant des gorges avec des pentes importantes $> 60^\circ$. Photo prise depuis le site du Machu Picchu en direction de la vallée de l'Urubamba (SE).



FIGURE 3.2 – Paysage typique des hauts plateaux andins au Pérou (Prolongation nord de l’Altiplano). Malgré une altitude élevée (~ 4 km) le relief et les pentes de la zone sont très faibles. Photo prise au sud de la ville de Pampachiri en direction de l’ouest dans la région d’Ayacucho ($14,32^{\circ}\text{S}$; $73,54^{\circ}\text{W}$).

3.1.1.2 Réseaux hydrographiques et bassins versants

Le réseau hydrographique correspond à l’ensemble du système de chenaux, rivières et fleuves qui drainent une région donnée. La notion de bassin versant correspond à une aire drainée délimitée par une ligne de crête pour laquelle le réseau hydrographique converge vers un exutoire commun (Fig. 3.3A ; Burbank and Anderson, 2012). Quand je fais référence dans le manuscrit à la notion de tête de bassin, je désigne la partie amont de ce bassin versant la plus distale de l’exutoire de ce dernier (Fig. 3.3A). L’exutoire défini ne correspond pas nécessairement au niveau de base. Le niveau de base étant la limite inférieure d’un paysage pour laquelle les rivières n’érodent pas (Burbank and Anderson, 2012). Le niveau de base ultime étant le niveau de la mer (Burbank and Anderson, 2012). Un lac peut constituer un niveau de base local pour le réseau hydrographique amont tant que cette dépression locale existe. Les eaux d’un bassin versant qui rejoignent la mer définissent l’exoréisme. Par opposition, les eaux qui ne rejoignent pas le système océanique et qui seront exportés du bassin versant uniquement par évaporation et/ou infiltration (*e.g.* bassin versant du lac Titicaca ; Vandervoort et al., 1995) définissent l’endoréisme. À l’équilibre, le profil longitudinal d’une rivière défini par son niveau de base, implique un bilan d’érosion et de dépôt de sédiments nul (Bauer and Bull, 2006). Une perturbation

de cet équilibre conduira à l'ajustement du profil de la rivière en érodant ou en sédimentant davantage (Fig. 3.3B). Les profils de rivières apportent ainsi des informations sur l'évolution et l'état d'équilibre d'une région donnée soumise à d'éventuelles perturbations climatiques et/ou tectoniques (Burbank and Anderson, 2012).

3.1.1.3 Ruptures de pente du réseau hydrographique (knickpoints et knickzones)

Knickpoint(s) ou knickzone(s) sont des termes anglo-saxons qui n'ont pas de réelle traduction en français. Une possible interprétation de ces termes serait : « rupture de pente ». J'utilise ces anglicismes dans la suite du manuscrit afin de favoriser la clarté du texte.

Les knickpoints ou knickzones sont des zones plus ou moins étendues dans le lit d'une rivière pour lesquelles un vecteur hydrographique (*e.g.* fleuve, rivière) présente une inflexion positive ou négative brutale de sa pente (Fig. 3.3B ; Burbank and Anderson, 2012). À titre d'exemple, une augmentation importante et locale de la pente d'une rivière se traduit dans la nature par l'occurrence d'une cascade (knickpoint ; gradient d'altitude vertical ; Fig. 3.4). Une augmentation de la pente qui s'étale sur une zone plus étendue d'un chenal se traduit par la présence de rapides (knickzone, Fig. 3.5). Enfin la diminution abrupte de la pente peut se manifester par le passage d'une rivière qui alimente un lac (niveau de base local). Par simplification dans la suite du manuscrit, je ferai référence uniquement à ces zones avec le terme « knickpoint ».

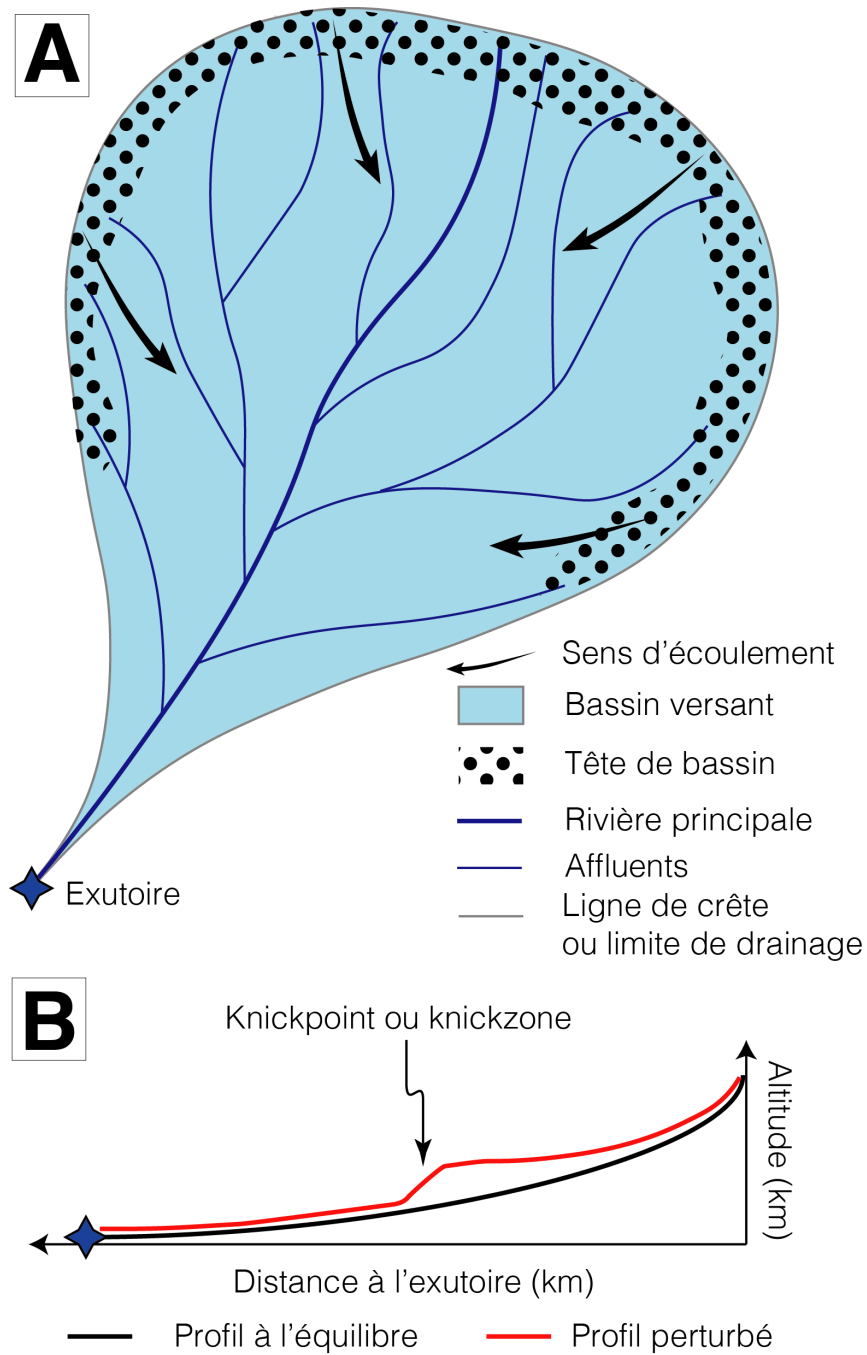


FIGURE 3.3 – Éléments géomorphologiques d'un bassin versant et profil longitudinal de rivière. A) Éléments géomorphologiques cités dans le manuscrit. B) Profils longitudinaux théoriques de rivières.

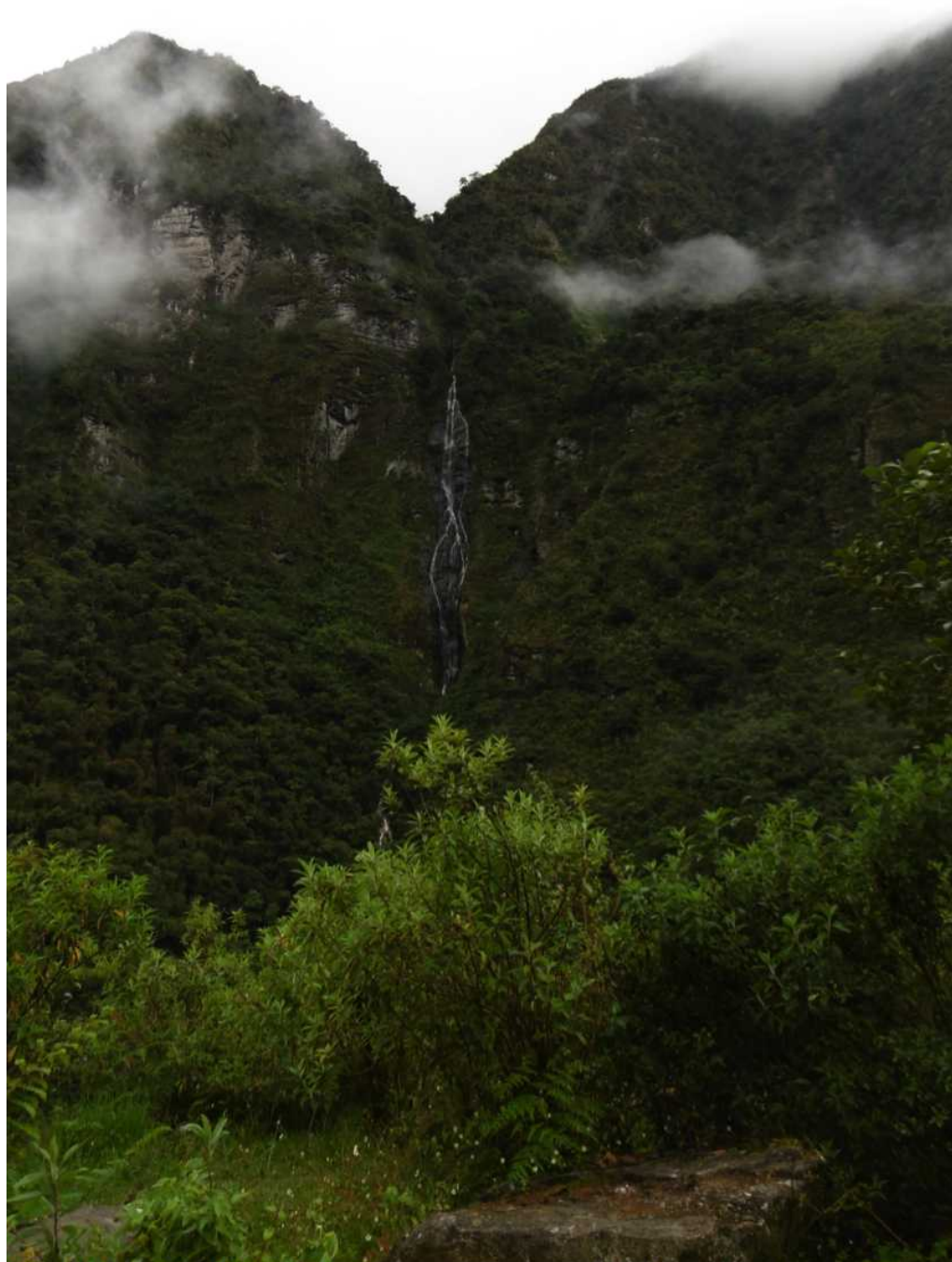


FIGURE 3.4 – Cascade (Knickpoint) localisée dans les séries sédimentaires du Paléozoïque inférieur. Photo prise dans la vallée de Quebrada Honda (12,963°S ; 72,077°W – Cordillère Orientale - Déflexion d'Abancay).

Les knickpoints ont des origines diverses qu'il convient de classer. Tout d'abord, les ouvrages d'art tels que les digues, les barrages ou même les ponts sont autant de knickpoints artificiels anthropiques susceptibles d'apparaître sur les MNT et qui ne nous intéressent pas dans le cadre de cette étude mais qui peuvent tout de même constituer des biais d'interprétation s'ils ne sont pas correctement identifiés et éliminés de la base de données. La seconde catégorie, bien plus abondante dans le cadre de l'étude de la Déflexion d'Abancay, sont les knickpoints naturels, qui eux, nous intéressent particulièrement. Ils sont la traduction dans le paysage d'un ou de plusieurs déséquilibres géomorphologiques non compensés. Par exemple un contraste de compétence du bedrock sur lequel s'écoule une rivière (limite entre deux unités géologiques ; *e.g.* contraste d'érodabilité entre strates sédimentaires pour le canyon du Colorado ; Cook et al., 2009) est à l'origine de ruptures de pente dans le paysage. D'autre part, les glissements de terrain susceptibles d'obstruer une vallée provoquent l'occurrence de knickpoints dans le paysage et impactent l'évolution du profil des rivières (Fig. 3.6 ; Ouimet et al., 2007). Ces phénomènes gravitaires sont, de surcroît, très fréquents dans les profondes vallées incisées de l'Altiplano et de la Cordillère Orientale car favorisés par les phénomènes climatiques et les fortes pentes de la région d'Abancay (Fig. 3.6). De même les moraines et verrous glaciaires, témoins de l'expansion et de l'érosion des glaciers dans cette zone de haute altitude, sont à l'origine de knickpoints en période interglaciaire. Enfin les knickpoints peuvent être des témoins directs ou reliquaires de l'activité d'une faille qui décale la surface ou bien des témoins de la capture d'une surface perchée ou d'un bassin par une rivière.

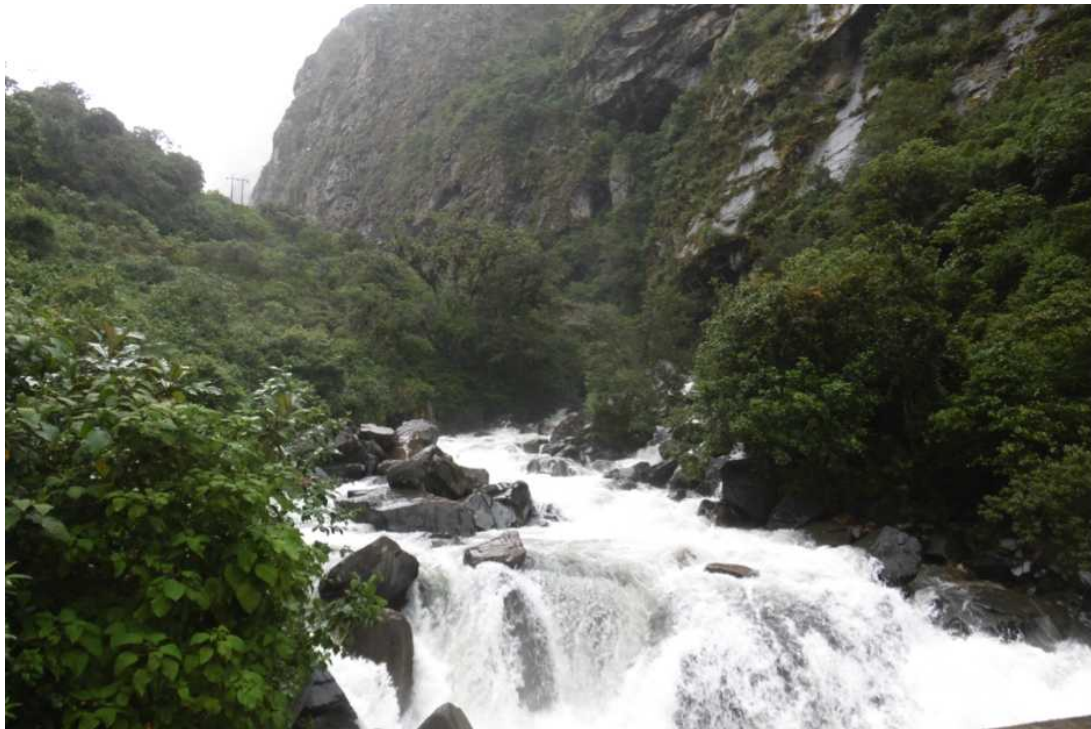


FIGURE 3.5 – Rapides (Knickzone). La rivière incise les séries sédimentaires du Paléozoïque inférieur. Photo prise dans la vallée de Quebrada Honda (12,955°S ; 72,082°W – Cordillère Orientale - Déflexion d'Abancay).

Les knickpoints se manifestent par des perturbations des profils d'équilibre des rivières (Fig. 3.3B). Ces dernières tendent à rééquilibrer leurs profils et les knickpoints migrent et se propagent vers l'amont du réseau hydrographique (Gardner, 1983). Ces vitesses de migration de knickpoints sont actuellement largement débattues car dépendantes des régimes tectoniques, climatiques et des paramètres lithologiques (*e.g.* Whipple and Tucker, 2002). À titre indicatif, à Hawaï des taux minima de migration de knickpoint de 2 mm/an ont été calculés (Seidl et al., 1994), tandis que des vitesses 1000 fois plus importantes ont été estimés en Nouvelle Zélande (~ 2 m/an ; Crosby and Whipple, 2006).



FIGURE 3.6 – Glissement de terrain actif de la vallée de Chalhuanca obstruant partiellement la rivière du même nom (bassin versant de l'Apurimac ; 14,2859°S ; 73,2577°W). Ces phénomènes gravitaires sont susceptibles de créer des knickpoints (barrage naturel). Ces derniers ne nous intéressent pas dans le cadre de cette étude géomorphologique et sont éliminés de la base de donnée présentée au chapitre 4.

3.1.1.4 Quantifier l'état de déséquilibre des rivières – les valeurs k_{sn}

Les valeurs de k_{sn} ou « indice de pente de rivière normalisé » constituent le meilleur moyen de quantifier les déviations d'une rivière par rapport au logarithme de la longueur de son profil longitudinal. Ils permettent de visualiser de façon directe dans le réseau hydrographique des portions de chenaux en déséquilibre associés à des valeurs élevées de k_{sn} . Il s'agit simplement de quantifier les « raideurs » anormales du réseau hydrographique (Kirby and Whipple, 2012).

L'incision des rivières dans le substrat rocheux repose sur le modèle de puissance des cours d'eau sur le transport des sédiments. L'évolution du profil de rivière est décrite par l'équation suivante empruntée à Howard et al. (1994) :

$$\frac{dz}{dt} = U - kA^m \left(\frac{dz}{dx} \right)^n \quad (3.1)$$

Dans cette équation, $\frac{dz}{dt}$ est le taux de changement d'altitude du profil de rivière, U est le taux de soulèvement, A est l'aire drainée en amont, $\frac{dz}{dx}$ est la pente locale de la rivière. k , m et n sont des coefficients ; k correspond à l'érosion prenant en compte l'érodabilité des roches, l'érosivité potentielle de la rivière. m et n sont des constantes positives qui prennent en considération les mécanismes du processus d'érosion, l'hydrologie du bassin versant et la géométrie de la rivière (Howard et al., 1994 ; Whipple and Tucker, 1999 ; Whipple, 2001). De façon simplifiée, le changement du profil d'une rivière est égal au soulèvement moins l'érosion. À l'équilibre, le soulèvement et l'incision se compensent et donc $\frac{dz}{dt} = 0$ pour tout point le long du profil. L'équation se simplifie donc :

$$\left(\frac{dz}{dx} \right)^n = \frac{U}{kA^m} \quad (3.2)$$

$$\frac{dz}{dx} = \left(\frac{U}{k} \right)^{1/n} A^{-n/m} \quad (3.3)$$

En réécrivant et en réarrangeant l'équation tel que $S = \frac{dz}{dx}$ (gradient de pente de la rivière), $\theta = -n/m$ (la concavité), et $k_{sn} = \left(\frac{U}{k} \right)^{1/n}$ (l'indice de pente de la rivière normalisée) nous obtenons :

$$k_{sn} = \frac{S}{A^{-\theta}} = SA^\theta \quad (3.4)$$

De façon générale, les valeurs de θ sont comprises entre 0,35 et 0,65 (Snyder et al., 2000 ; Kirby and Whipple, 2001). La valeur de référence de θ communément utilisée pour normaliser le calcul des k_{sn} est de 0,45 (Wobus et al., 2006). L'hypothèse très forte sur laquelle repose cette équation considère une topographie à l'équilibre compensée par l'interaction entre le soulèvement de surface et l'érosion. Ce cas précis est néanmoins chimérique considérant les fluctuations climatiques quaternaires de fortes amplitudes (Imbrie et al., 1984 ; Whipple, 2001). Cependant comme il est d'usage dans ce type d'investigation à grande échelle spatiale, je considère la topographie de la région à l'équilibre. Des perturbations spatiales de cet équilibre d'ordre climatique, d'érodabilité des roches ou des taux de soulèvement engendreront des variations spatiales de valeurs de k_{sn} (Whittaker et al., 2007 ; Kirby and Whipple, 2012). Une vue cartographique de la répartition des k_{sn} pour les différents affluents d'un bassin versant est un très bon outil pour déterminer les limites tectoniques ou celles d'un plateau métastable qui se dégrade sous l'effet de l'érosion régressive matérialisée par la présence de knickpoints (Kirby et al., 2003 ; Wobus et al., 2003).

3.1.1.5 Quantifier l'état de déséquilibre des bassins versants – le cas de l'analyse du χ

L'équation des k_{sn} est la base de l'analyse des profils de rivière χ -transformés défini comme la méthode d'analyse d'intégration des pentes et de l'aire drainée (Perron and Royden, 2013; Royden and Taylor Perron, 2013; Mudd et al., 2014). La variable χ peut être obtenue en résolvant l'équation des k_{sn} pour S (gradient de pente de la rivière) en l'intégrant par l'aire drainée amont (en x) depuis l'exutoire de la rivière (xb ; Whipple et al., 2017) :

$$z = z_b + \left(\frac{k_{sn}}{A_0^\theta} \right) \chi \quad (3.5)$$

Où z est l'altitude du lit de la rivière, z_b est l'altitude de l'exutoire du bassin versant étudié et donc :

$$\chi = \int_x^{x_b} \left(\frac{A_0}{A} (x') \right)^\theta dx' \quad (3.6)$$

avec A_0 , l'échelle de référence de surface définie par Perron and Royden (2013), A , l'aire drainée amont et θ , la concavité du cours d'eau. Pour des cours d'eau à l'équilibre, incluant une uniformité de climat, de lithologie et de taux de soulèvement, le χ des rivières est linéaire (Harkins et al., 2007; Perron and Royden, 2013; Mudd et al., 2014). Cependant, des perturbations spatiales de cet équilibre, d'origine climatique, d'érodabilité des roches et/ou des taux de soulèvement engendreront des inflexions et/ou des ruptures de pentes brutales du χ (*e.g.* Mudd et al., 2014).

J'interprète les valeurs de χ dans ce manuscrit au sens de Willett et al. (2014). Afin de pouvoir interpréter et comparer ces valeurs de χ pour plusieurs bassins versants, il convient d'imposer une valeur de θ commune pour l'ensemble du réseau hydrographique et une altitude commune pour les exutoires des bassins investigués (Willett et al., 2014). Les résultats obtenus permettent d'établir l'état d'équilibre ou de déséquilibre et la potentielle réorganisation dynamique des bassins versants d'une zone donnée pour lesquels l'exutoire du réseau hydrographique est fixé à une altitude donnée. Il s'agit concrètement d'établir les rapports de forces entre bassins versants et de définir les migrations des limites de drainage et les réorganisations potentielles entre un bassin versant « agresseur » (faibles valeurs de χ) vs. un bassin versant « victime » (fortes valeurs de χ ; Fig 3.7A). Des valeurs de χ similaires de part et d'autre de la limite de drainage entre deux bassins versants impliquent un état d'équilibre et donc une limite de drainage stationnaire (Fig 3.7B; Willett et al., 2014; Struth et al., 2019).

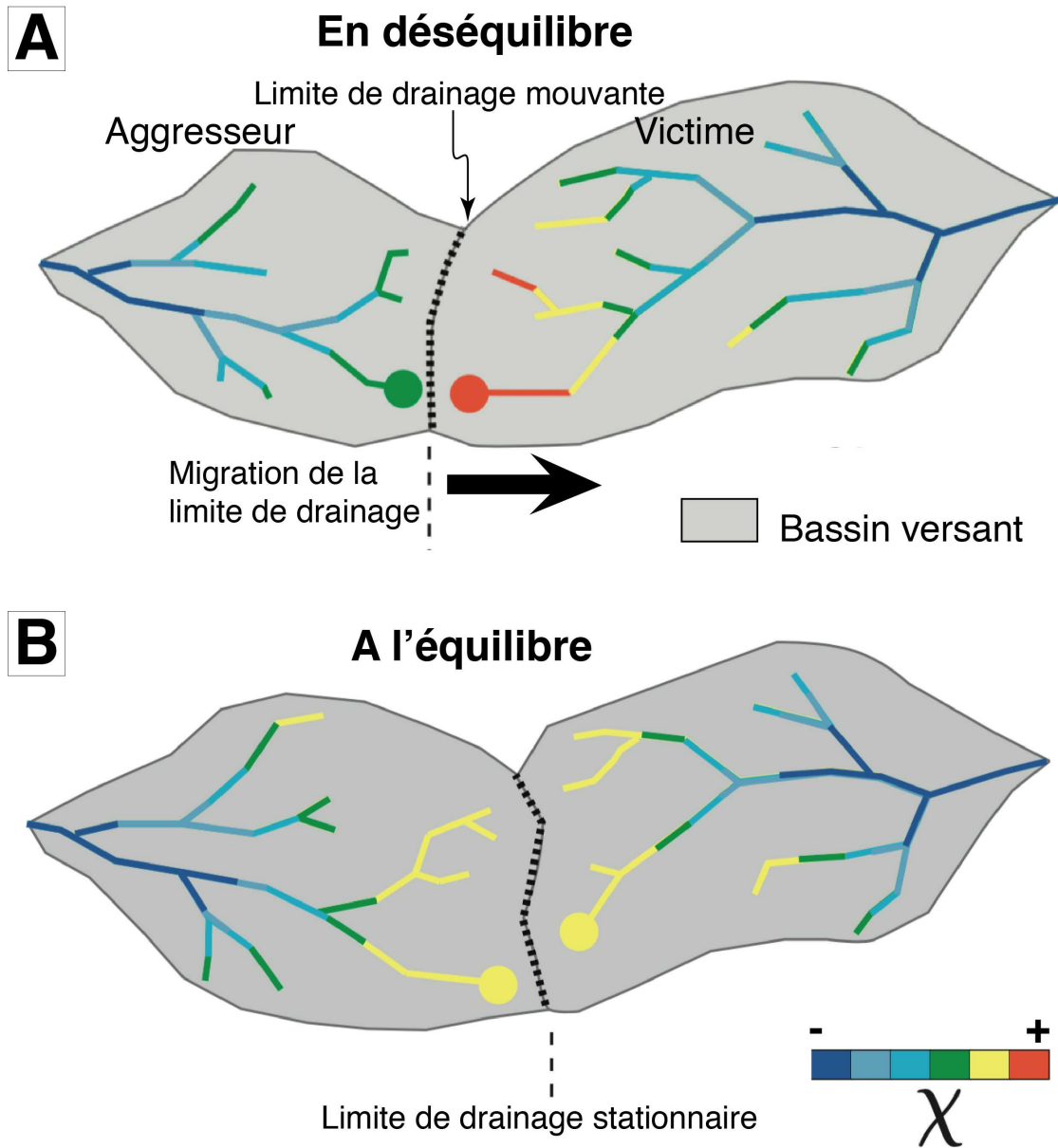


FIGURE 3.7 – État d'équilibre des bassins versants en fonction de l'analyse du χ . Modifié d'après Willett et al. (2014). A) Bassins versants en déséquilibre présentant un fort gradient des valeurs du χ de part et d'autre de la limite de drainage (déséquilibre dynamique et réorganisation des bassins versants). B) Bassins versants avec des valeurs de χ de valeurs similaires de part et d'autre de la limite de drainage témoignant d'un état d'équilibre et d'une limite de drainage stable.

3.1.2 Protocoles et méthodes d'extraction des paramètres géomorphologiques

3.1.2.1 Extraction de la topographie, du relief et des pentes

La topographie de la région a été extraite en utilisant le MNT SRTM V4 (résolution spatiale de ~ 30 m ; Reuter et al., 2007). J'ai extrait les représentations en cartes présentées ci-après via le logiciel QGIS 2.18.19. Des profils topographiques le long de bandes rectangulaires (« Swath profile » en anglais) ont été extraits afin de visualiser les altitudes minimales, moyennes et maximales ainsi que les reliefs associés le long d'une bande topographique donnée. J'ai extrait ces profils topographiques via Python®2.7 en utilisant le code Pyswath développé par Xavier Robert et disponible au lien suivant : <https://github.com/robertxa/pyswath>. J'ai procédé à l'extraction des pentes de la zone d'étude à l'aide de la fonction « slope » implémentée dans QGIS via GDAL. Enfin, afin de quantifier un proxy du relief pour la région d'Abancay, j'ai extrait les valeurs de déviation standard d'altitudes lissées dans un cadre de 200 m de côté (Lindsay et al., 2015).

3.1.2.2 Extraction des bassins versants

Dans un premier temps j'ai extrait les bassins versants des rivières de l'Apurimac, de l'Urubamba et du Madre de Dios afin de réduire la taille des MNT et ainsi optimiser les temps de calculs des paramètres qui nous intéressent. L'extraction des MNT de chaque bassin a été réalisé avec Whitebox GAT 3.4 (Lindsay, 2016) disponible au lien suivant : <https://whiteboxgeospatial.wordpress.com/2014/05/04/mapping-watersheds-in-whitebox-gat/>. Cette opération a été réalisée sur des MNT TanDEM-X (~ 12 m de résolution spatiale ; Rizzoli et al., 2017) obtenus en 2017 et lorsque la zone n'était pas couverte par les MNT TanDEM-X, le traitement a été réalisé avec des MNT SRTM V4 (~ 30 m de résolution spatiale ; Reuter et al., 2007). Cette opération ainsi que les suivantes ont été réalisées en projections UTM 18S ou 19S (les bassins versants de l'Urubamba et de l'Apurimac étant à cheval sur ces deux zones) adéquate pour la région d'étude. Ces projection UTM permettent de conserver les distances, ce qui est indispensable pour le calcul des aires de bassins versants, et donc de calcul des différents indices de rivières (cf. équations 3.4 et 3.6). Les différentes visualisations et mesures basiques (*e.g.* aires des bassins versants) ont ensuite été réalisées avec QGIS. Bien que l'aire drainée totale par ces bassins versants occupe une zone sensiblement plus importante que les limites de la Déflexion d'Abancay définies aux chapitres 1 et 2, une étude de ces derniers dans leurs entières est nécessaire afin de ne pas biaiser les valeurs des paramètres calculés et rapportés plus loin dans le manuscrit (Chapitre 4). En effet ces paramètres sont dépendants de l'aire drainée (cf. équations 3.4 et 3.6) et par conséquent, il est impératif de travailler avec les bassins versants complets.

3.1.2.3 Préparation des MNT des bassins versants extraits

Toute analyse des paramètres du réseau hydrographique nécessite des corrections et préparations des MNT bruités par construction. En effet la présence de vallées très encaissées et la couverture nuageuse sont à l'origine de zones de faible extension spatiale ($< 100 \text{ m}^2$) sans données d'altitude dans les modèles numériques de terrain (« trous » dans le MNT). Cette absence de données, bien que ponctuelle, peut néanmoins créer des artefacts des paramètres calculés. Afin de réaliser ces opérations de correction, j'ai utilisé Topotoolbox version 2 (Schwanghart and Kuhn, 2010) dont le lien de téléchargement est disponible à l'adresse suivante : <https://topotoolbox.wordpress.com>. Topotoolbox est un set de fonctions Matlab® dédiées à l'analyse géomorphologique quantitative.

Tout d'abord, j'ai corrigé les zones bruitées des MNT en supprimant et en interpolant les dépressions erronées dans la topographie (Fig. 3.8). Ces zones constitueraient des minima d'altitudes locales qui ne permettraient pas aux scripts de déceler et de tracer correctement le réseau hydrographique. L'extension géographique de ces dépressions étant très faibles ($< 100 \text{ m}^2$), cela n'affecte pas les bassins endoréiques à très large échelle. Pour l'étape suivante, j'ai extrait les parcours et les directions d'écoulement définis par les points les plus bas interconnectés des MNTs des bassins versants étudiés. Le réseau hydrographique pour chaque bassin versant est donc extrait (Fig. 3.8). Afin de limiter la taille des fichiers de sortie et donc de limiter les temps de calculs j'ai défini un seuil d'aire drainée minimum pour éliminer les rivières secondaires. Ces seuils sont de 50000 pixels soit $\sim 40 \text{ km}^2$ pour les MNT SRTM V4 de $\sim 30 \text{ m}$ de résolution spatiale et de 120000 pixels soit 20 km^2 pour les MNT TanDEM-X de $\sim 12 \text{ m}$ de résolution spatiale. J'ai réalisé une comparaison qualitative de ce réseau extrait via Topotoolbox avec le réseau hydrographique réel observable sur Google Earth Pro®. Les deux réseaux se superposent de façon très satisfaisante. De plus Purinton and Bookhagen (2017) valident dans leur étude ce type de MNT pour l'analyse morphométrique. Les étapes suivantes utilisent les réseaux hydrographiques issus de ce processus préparatoire.

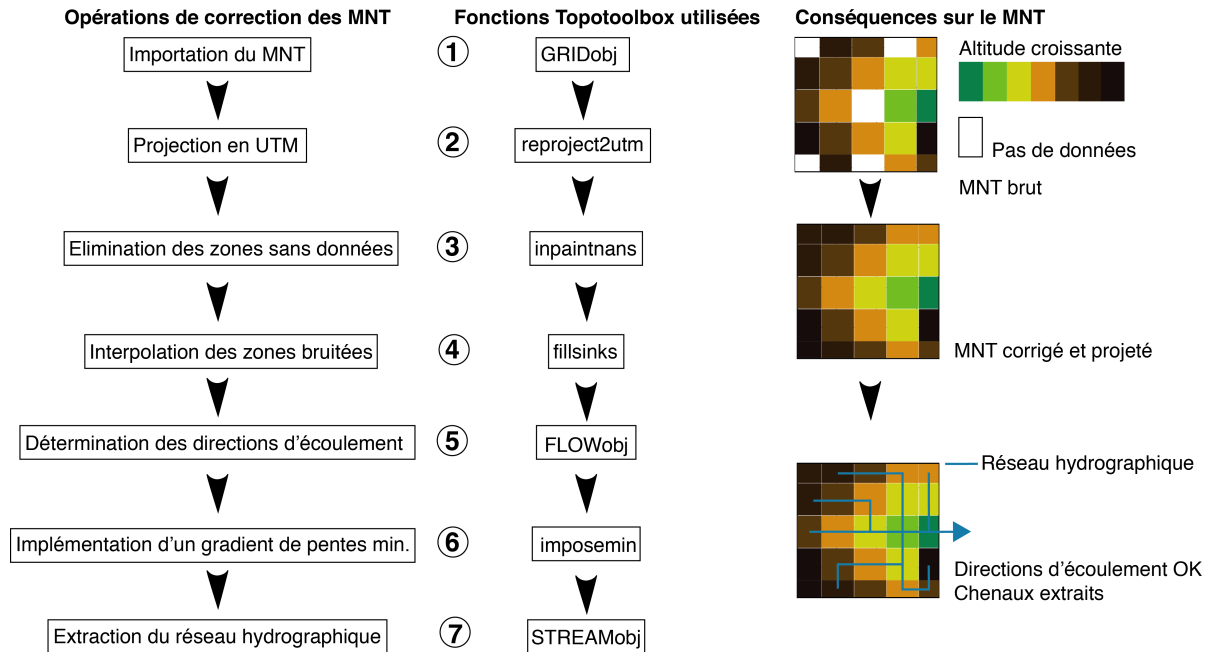


FIGURE 3.8 – Processi de correction des MNT et d'extraction du réseau hydrographique. Ces actions ont été réalisés avec Topotoolbox version 2 (Schwanghart and Kuhn, 2010).

3.1.2.4 Extraction et catégorisation des knickpoints

La mission de terrain (avril 2017 à juillet 2017) a permis de détecter dans le cœur de la déflexion d'Abancay une zone de forte pente présentant des knickpoints d'une amplitude verticale kilométrique (Fig. 3.4 et 3.5). Cependant l'étude de terrain de par ses accès limités et de la surface conséquente de la zone d'étude n'a pas permis de cartographier et de cataloguer de façon exhaustive l'ensemble des knickpoints. J'ai donc utilisé les MNT afin d'avoir accès à ces informations. Pour l'extraction des knickpoints, j'ai utilisé le module Matlab® ChiProfilier (Gallen and Wegmann, 2017) implémenté dans Topotoolbox (Schwanghart and Kuhn, 2010). Manuellement, rivière par rivière, j'ai sélectionné les knickpoints. J'ai analysé 752 chenaux pour le bassin versant de l'Urubamba, 553 pour celui de l'Apurimac et 38 pour le Madre de Dios soit un total de 1343 rivières. Cette base de données ne peut être détaillée dans ce manuscrit car trop conséquente. Elle sera disponible en ligne prochainement en libre accès. Le lien sera communiqué ultérieurement dans ce manuscrit. J'ai classé les knickpoints en fonction de leur amplitude verticale en quatre catégories A, B, C et D ($A > 0,5$ km ; $0,25 < B < 0,5$ km ; $0,1 < C < 0,25$ km ; $D < 0,1$ km). Le knickpoint sélectionné manuellement correspond systématiquement à la partie amont de la rupture de pente au point d'inflexion du profil de la rivière (Fig. 3.9). Par la suite, j'ai catégorisé ces knickpoints en fonction de leurs origines lorsqu'il était possible de les identifier formellement sur Google Earth Pro® et sur les cartes géologiques de la base de données de l'INGEMMET (anthropiques, limites d'unités géologiques, glissement de terrain, moraines etc.). Les knickpoints présentés ne constituent pas un catalogue exhaustif car seul un certain nombre de rivières a été analysé même

si celui-ci est conséquent. Cependant l'extraction a été réalisée de manière à couvrir le territoire exploré de la façon la plus homogène et objective possible.

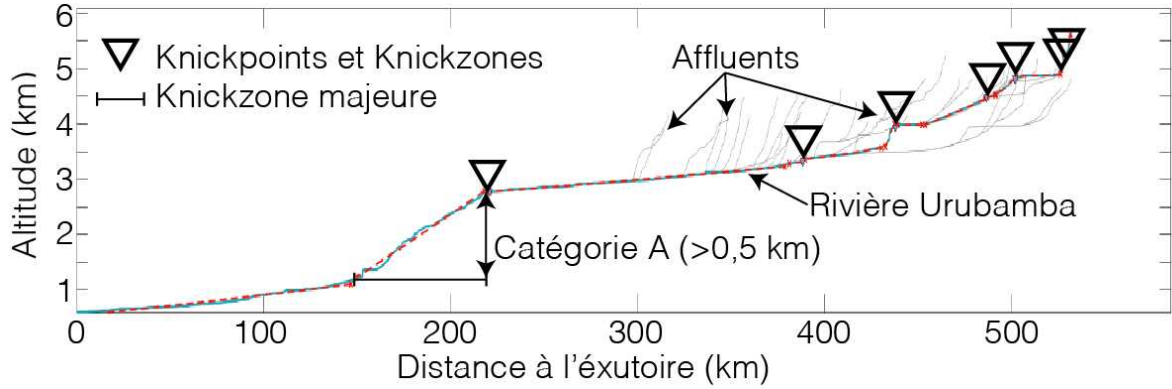


FIGURE 3.9 – Extraction des knickpoints. Exemple de la modalité d'extraction des knickpoints pour la rivière Urubamba (profil longitudinal en bleu et segments inter-knickpoints (lignes pointillées rouges)) avec le module ChiProfiler (Gallen and Wegmann, 2017).

3.1.2.5 Extraction des k_{sn} et des χ

À partir du réseau hydrographique extrait, et suivant la méthode de Schwanghart and Kuhn (2010) via Topotoolbox, j'ai calculé l'index de concavité (θ) ainsi que les valeurs de k_{sn} et des χ pour le réseau hydrographique dans son entièreté pour chaque bassin versant. Ce calcul est rendu possible en fixant une valeur de $\theta = 0,45$ comme référence, valeur moyenne de concavité des rivières (Wobus et al., 2006). J'ai réalisé des tests avec des valeurs de θ de 0,25 ; 0,35 ; 0,45 et 0,55 mais la variabilité de θ n'influence pas les résultats de façon significative dans le cadre de cette analyse. Pour l'extraction des χ et afin de pouvoir interpréter ces données au sens de Willett et al. (2014), j'ai défini deux seuils d'altitude : J'ai découpé les MNT suivant des contours d'iso-altitude à 0,6 et 3,8 km. Le seuil le plus bas (0,6 km) permet de mettre en évidence la réorganisation des bassins versants de l'Apurimac, de l'Urubamba et du Madre de Dios entre eux. Le seuil plus élevé (3,8 km) permet de mettre en évidence les interactions de ces trois derniers bassins versants avec l'Altiplano endoréique. À cette échelle d'observation je m'affranchi des perturbations locales (glissement de terrain, barrages ou digues anthropiques) et les informations extraites révèlent une réalité statistique robuste. Pour les valeurs de χ dans ce contexte, il convient de raisonner en terme de réorganisation passée et potentielle des bassins versants. Je m'intéresse donc particulièrement aux valeurs recueillies au contact des limites de drainage de chaque bassin versant ; il s'agit de comparer les valeurs de χ obtenus de part et d'autre de chaque limite de drainage afin de pouvoir interpréter les directions de migrations de ces frontières de bassins versants. J'ai construit les cartes de χ en suivant le protocole développé par Willett et al. (2014).

3.2 Méthodes thermochronologiques – Contraintes sur l'exhumation et l'évolution du relief au cours du temps

Dans le cadre de ce manuscrit je m'intéresse à l'exploration et à la signification, en terme de dynamique verticale des roches en profondeur, des données thermochronologiques de basses températures : (U-Th-Sm)/He sur apatite (AHe) et traces de fission sur apatite (AFT). En effet Wagner and Reimer (1972) proposent que l'augmentation de l'âge avec l'altitude le long de profils d'échantillonnage verticaux soit liée à la traversée progressive d'une colonne de roche au travers d'isothermes et ainsi permette de quantifier une vitesse et un timing de soulèvement (Fig. 3.10). Les informations quant à l'exhumation qui découle de l'interprétation des âges thermochronologiques permettent de discuter des mécanismes à l'origine des dynamiques verticales des roches en profondeur et de l'évolution du paysage (relief, incision) au cours du temps (Reiners and Shuster, 2009). Cette méthode est complémentaire des analyses géomorphologiques car elle permet d'explorer une gamme temporelle plus longue de l'ordre du million à dizaines de millions d'années. Je développe ci-après les principes physiques et les protocoles d'échantillonnage et de laboratoire à l'origine de ces datations AHe et AFT. Les âges AHe et AFT obtenus comblent la lacune de données de la Déflexion d'Abancay et ouvre les portes à des interprétations et discussions inédites.

D'un point de vue purement méthodologique, je m'attarderai sur des données (U-Th)/He sur zircon (ZHe) obtenues mais non modélisées dans le cadre de cette étude de la Déflexion d'Abancay. En effet ces dernières ne respectent pas le schéma traditionnel attendu et présentent des âges plus jeunes que tout autre système thermochronométrique employé impliquant des températures de fermeture du système très faibles dont l'interprétation ne peut simplement se résoudre à l'aide de modèles simples. J'ai écarté ces données ZHe du processus de modélisation temps-température et thermo-cinématique afin de ne pas biaiser les interprétations. Les données ZHe pourront être utilisées afin de mieux calibrer la cinétique de diffusion de l'Hélium dans les zircons dont la connaissance reste parcellaire (Guenther et al., 2013).

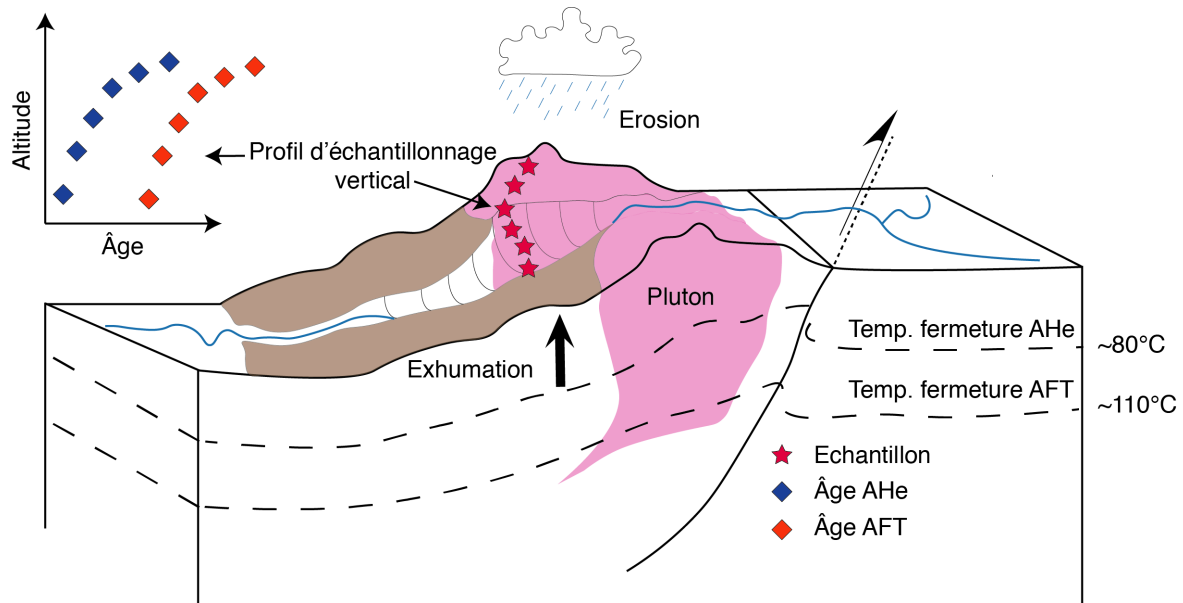


FIGURE 3.10 – Bloc diagramme représentant la dynamique d'exhumation hypothétique d'une colonne de roche. Les âges thermochronologiques enregistrent le timing du passage au travers de gammes d'isothermes spécifiques (lignes pointillées) et donne ainsi accès à la quantification de l'exhumation (dynamique verticale) avec la méthode d'échantillonnage de profils dit « verticaux » résultant de l'excavation de plutons par incision et de l'activité de la faille qui soulève le bloc crustal à gauche.

3.2.1 La thermochronologie basse température (AHe et AFT) – Principes et définitions

La thermochronologie est une méthode permettant de déterminer l'histoire thermique d'une roche, d'un minéral au travers de l'analyse d'un thermochronomètre : un système radio-isotopique régit par les lois de désintégration radioactive (Reiners and Ehlers, 2005). La thermochronologie permet de déterminer l'évolution thermique de la croûte supérieure (< 5 km) avec des températures de fermetures des systèmes thermochronométriques apatite (U-Th-Sm)/He (AHe) et traces de fission (AFT) comprises respectivement entre ~40 et 120°C (Flowers et al., 2009 ; Gautheron et al., 2009 ; Gerin et al., 2017) et ~75 et 125°C (Reiners and Brandon, 2006). Le minéral cible de ces analyses est un phosphate de calcium : l'apatite, minéral accessoire présent dans les roches magmatiques plutoniques et métamorphiques.

3.2.1.1 (U-Th-Sm)/He sur apatite (AHe)

La méthode AHe est basée sur les principes physiques de désintégration radioactive. L' ^{238}U , le ^{235}U , le ^{232}Th et le ^{147}Sm se désintègrent et émettent des particules α (atomes d' ^4He) dont une partie va être piégée dans le système cristallin de l'apatite. Pour des gammes de températures élevées, l'He émis va totalement diffuser à l'extérieur du cristal. Sous un certain seuil de température l'He va rester partiellement à l'intérieur du cristal et le thermochronomètre est activé. Cette sensibilité thermique du système AHe est comprise entre $\sim 40\text{-}120^\circ\text{C}$ (Zone de rétention partielle de l'He ; Fig. 3.10 ; Dodson, 1973 ; Gautheron et al., 2009). La mesure des concentrations des éléments pères (U, Th et Sm) et de l'He fils en intégrant la production et la diffusion d'He pour un chemin temps-température donné et une taille de cristal permet de calculer un âge apparent. La cinétique de la diffusion de l'He dans le minéral est complexe et le coefficient de diffusion de l'He dans l'apatite dépend de la quantité d'endommagement produit par la radioactivité naturelle (Shuster et al., 2006). Différents modèles de production et de cicatrisation des dommages d'irradiation existent (Flowers et al., 2009 ; Gautheron et al., 2009 ; Gerin et al., 2017). Ces modèles sont intégrés dans les programmes d'inversion de données thermochronologiques (QTQt, Gallagher, 2012 ; HeFTy Ketcham, 2005) et permettent la modélisation de ces données de façon robuste (cf. Ault et al. (2019) pour plus de détails).

3.2.1.2 Les traces de fission sur apatite (AFT)

La méthode AFT est basée sur les désintégrations radioactives pour lesquelles les éléments fils issus de fissions nucléaires sont comptés par observation au microscope optique. Les isotopes fissionnés provoquent par recul un désordre dans la maille cristalline des apatites et engendrent des traces nucléaires observables au microscope optique après agrandissement de ces dernières par attaque chimique (Donelick et al., 2005). Ces traces de fission disparaissent ou cicatrisent pour des températures $> \sim 120^\circ\text{C}$ (Gallagher et al., 1998). Ces dernières sont préservées pour des températures inférieures et le thermochronomètre est activé. La température de fermeture du système thermochronométrique AFT est vraisemblablement comprise entre ~ 75 et 125°C (Zone de cicatrisation partielle ; Reiners and Brandon, 2006). À partir des lois de désintégration radioactive des éléments radiogéniques les plus concentrés dans les apatites (^{235}U , ^{238}U et ^{232}Th) et de la température de fermeture du système, il est donc possible de dater le franchissement de la gamme d'isothermes pour un échantillon (Fig. 3.10). Les densités de traces permettent de calculer un âge et les longueurs de traces les paléotempératures. L'âge AFT correspond au rapport entre la densité de traces spontanées et la teneur en ^{238}U . La teneur en ^{238}U est déduite par proxy du comptage des traces induites issues de l'irradiation de l' ^{235}U . L'âge d'un échantillon correspond à la « moyenne » de plusieurs cristaux. Dans le cas d'analyses *in-situ* sur plutons (cette étude), ~ 20 cristaux datés par échantillon sont suffisants pour une robustesse statistique satisfaisante.

3.2.1.3 (U-Th)/He sur zircon (ZHe)

La datation ZHe respecte sensiblement les mêmes principes physiques que la datation AHe avec un minéral cible différent : le zircon. Ce dernier possède des concentrations en U et en Th 10 à 100 fois plus importante que l'apatite. Nous avons réalisé les datations ZHe pour les échantillons du profil vertical du Machu Picchu (Chapitre 5). Les analyses ont été réalisées à l'Université de Dalhousie (Halifax, Canada). La gamme de température théorique de fermeture du système ZHe (T_c) est très variable, à l'instar du système AHe, et dépend de l'endommagement cristallin dû à la radioactivité U-Th. La température de fermeture du système ZHe est comprise entre 140 et 220°C pour des faibles doses de défaut (dose alpha), puis après avoir atteint un niveau de percolation des dommages en dose alpha (Ketcham et al., 2013), la valeur de la T_c chute de 220 à 0°C (Guenthner et al., 2013). En fonction de l'endommagement du zircon daté, la sensibilité thermique sera plus élevée par rapport aux systèmes AHe et AFT, mais pourra être équivalente ou même inférieure (Johnson et al., 2017). De récentes recherches (Anderson et al., 2017 ; Johnson et al., 2017 ; Ginster et al., 2019 ; Gautheron et al., in press) montrent que la diffusivité de l'He dans le zircon est en désaccord avec le modèle de production et cicatrisation des défauts pour le zircon de Guenthner et al. (2013). Ault et al. (2019) résument l'état de l'art et les perspectives pour cette méthode.

À contre-courant de nos attentes, les âges ZHe obtenus dans le cadre de cette thèse sont plus jeunes que tout autre système thermochronométrique (AHe, AFT). Bien que non interprétable par des modèles simples, ces données apportent de nouvelles contraintes pour une meilleure caractérisation du système ZHe (Fig. 3.11). Le tableau de données pour la datation ZHe est disponible au chapitre 8 (Annexe de ce manuscrit). Les âges corrélaient positivement avec la dose alpha, et le taux d'endommagement des zircons est faible (Fig. 3.11). Le modèle le plus récent de diffusion de l'He dans les zircons (Guenthner et al., 2013) a été implémenté dans QTQt. Cependant pour des raisons d'incompatibilité entre les âges ZHe obtenus pour le profil du Machu Picchu et le modèle cinétique de diffusion de l'He de Guenthner et al. (2013), j'ai décidé de ne pas inclure les âges ZHe dans le processus de modélisation présenté ci-après. Ces données seront dans le futur utilisées afin d'affiner le modèle de diffusion de l'He dans le zircon pour des faibles doses de défaut et ouvrir la perspective d'interprétations plus robustes sur l'utilisation des données ZHe.

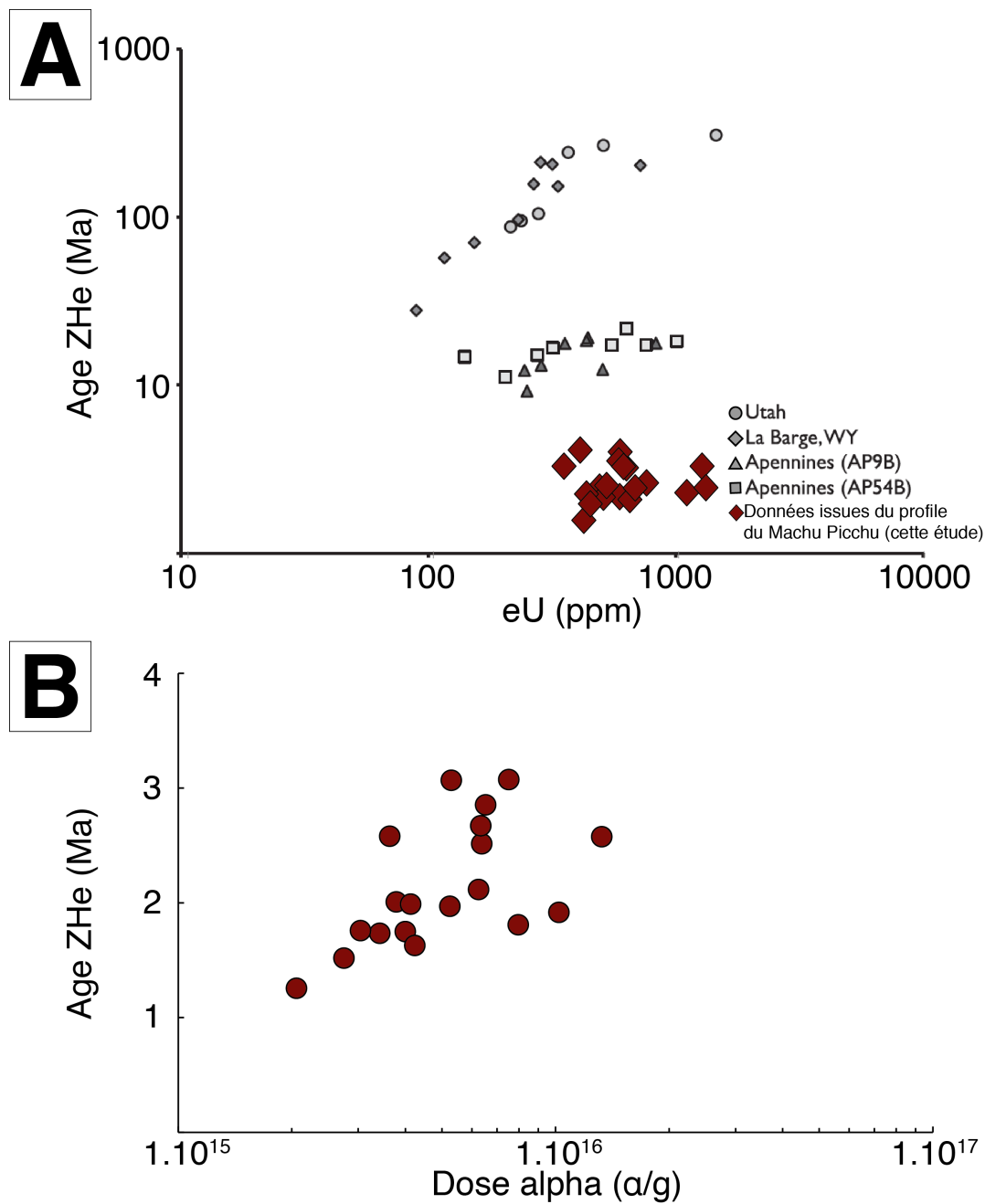


FIGURE 3.11 – Corrélation positive Âge – eU (A) et Âge – dose alpha (B) pour les zircons du profil vertical du Machu Picchu. Les données ZHe obtenus permettront de mieux contraindre les modèles de calcul des âges ZHe. Le graphique A est emprunté à Guenthner et al. (2013).

3.2.2 Stratégie d'échantillonnage, préparation des échantillons et calcul des âges

3.2.2.1 Stratégie d'échantillonnage

Au cours de la mission de terrain d'Avril à Juillet 2017, nous avons procédé à une campagne d'échantillonnage. 69 sites ont été échantillonnés. Parmi ces 69 échantillons, 52 ont été sélectionnés pour l'étape de broyage. J'ai choisis ces 52 échantillons car ces derniers étaient susceptibles d'avoir le meilleur potentiel dans le but de contraindre l'évolution tectono-cinématique de la région en prévision de modélisations. Après concentration densimétrique, 12 d'entre eux se révélèrent trop pauvres en apatites et donc inadaptés pour les datations AHe et AFT. Par conséquent, je présente dans le cadre de ce manuscrit les résultats issus de 40 échantillons récoltés dans le cœur de la Déflexion d'Abancay en vue de datations thermochronologiques (AHe et AFT ; Fig. 3.12). Les informations relatives aux 17 échantillons non broyés, non analysés, et aux 12 échantillons écartés du protocole analytique car trop pauvres en apatites sont répertoriées au chapitre 8 (Annexe de ce manuscrit). La région d'étude reste difficile d'accès en particulier dans la Cordillère Orientale (absence de routes carrossables, checkpoints militaires, insécurité) à l'exception des zones touristiques (Vallée Sacrée, Machu Picchu). Les lithologies échantillonnées sont des roches magmatiques (plutons) qui contiennent les minéraux cibles : les apatites (Fig. 3.12 et 3.13). La masse de roche échantillonnée est comprise entre 5 et 10 kg par échantillon (Fig. 3.13).

L'objectif de l'échantillonnage est dans un premier temps de couvrir la zone d'étude de la façon la plus homogène spatialement (Fig. 3.12) afin d'avoir de nombreux points de contrôle en prévision de modélisations 3D (PECUBE ; Braun, 2003 ; Braun et al., 2012). Dans un second temps, l'échantillonnage le long de profils dit « verticaux » permet d'obtenir une contrainte forte locale sur les dynamiques de refroidissement et donc d'exhumation de la colonne de roche pour la modélisation en 2D (chemins temps-températures ; QTQt ; Gallagher, 2012) et en 3D.

Nous avons échantillonnés 36 sites pour 6 profils verticaux et 4 échantillons individuels. Deux profils verticaux sont localisés dans la région altiplanique de la Déflexion d'Abancay (Abancay et Limatambo ; Fig. 3.12 et 3.14) et quatre sont localisés dans la Cordillère Orientale de la déflexion (Ocobamba, Lucma, Incahuasi et Machu Picchu ; Fig. 3.12 et 3.15). La dénomination des profils correspond à la ville, village ou site remarquable le plus proche de la zone d'échantillonnage. La liste détaillée des échantillons et de leurs analyses est disponible aux chapitres 5 et 6.

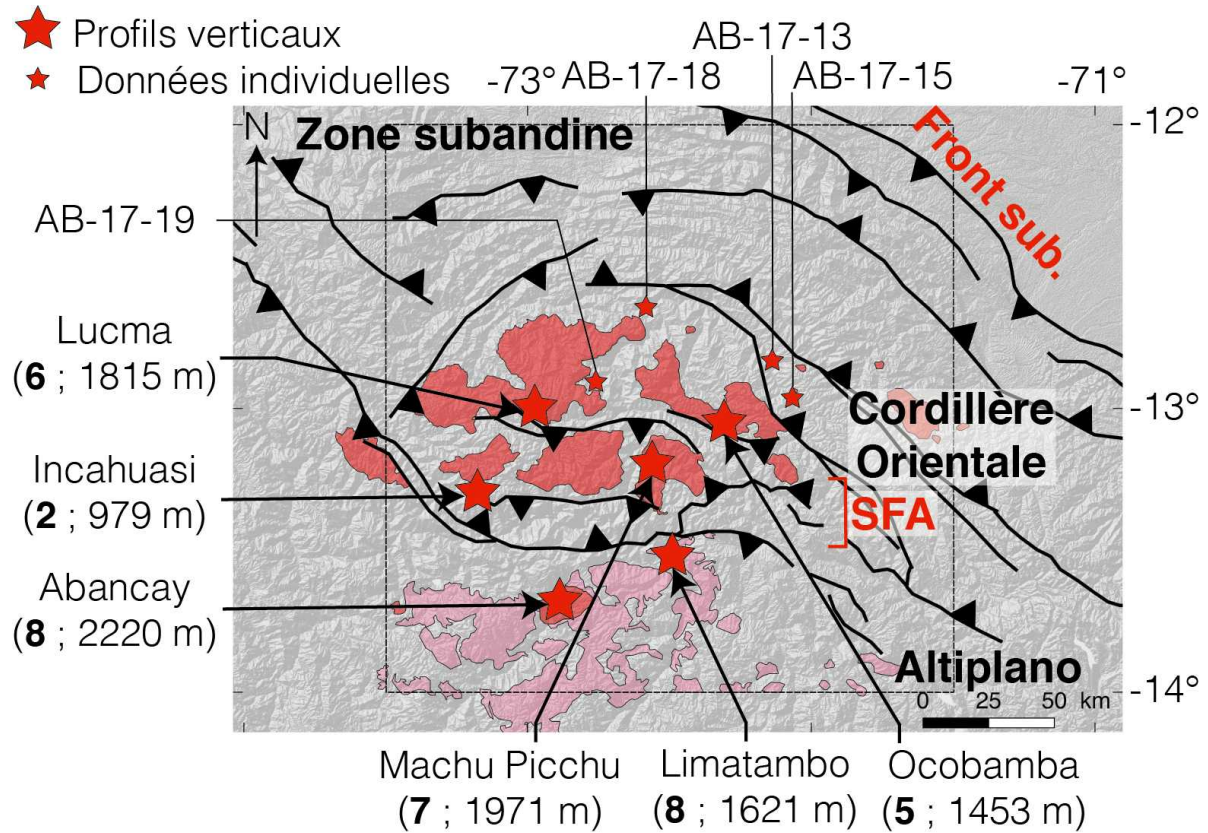


FIGURE 3.12 – Localisation des échantillons pour datations thermochronologiques. La Déflexion d'Abancay est encadré par le carré tireté noir. Sous le nom des profils verticaux, le nombre en gras correspond au nombre d'échantillon du profil et la valeur en mètres est le dénivelé du profil (différence d'altitude entre l'échantillon le plus haut et le plus bas). Les polygones rouges sont les plutons Permo-Triasiques tandis que les roses sont les plutons Éocènes. Liste des abréviations : SFA : système de failles de l'Apurimac ; Front sub. : Front subandin.

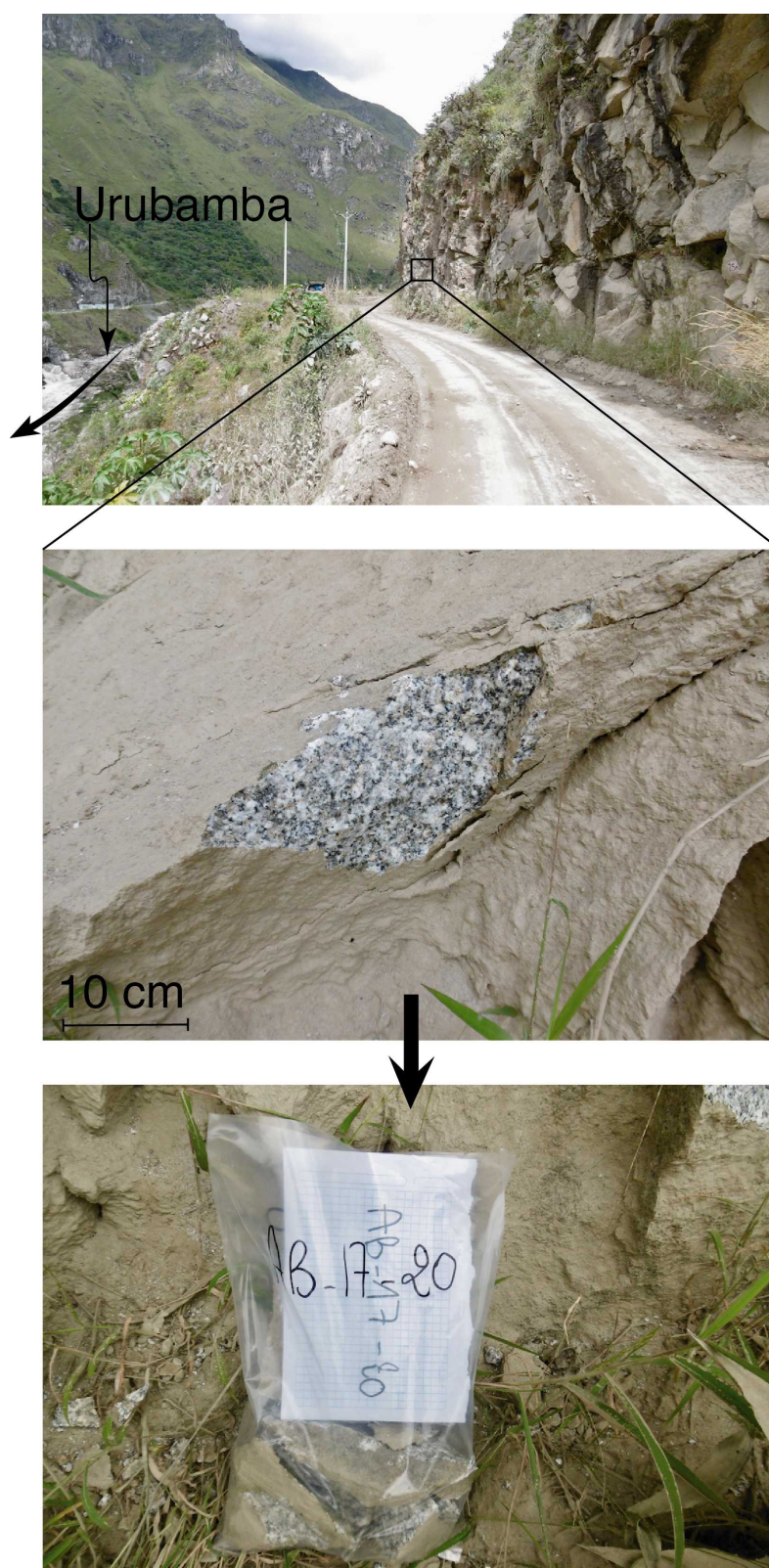


FIGURE 3.13 – Point d'échantillonnage du granite du Machu Picchu (AB-17-20) en aval du site du même nom à proximité du village de Santa Teresa (13,14182°S ; 72.58376°W).

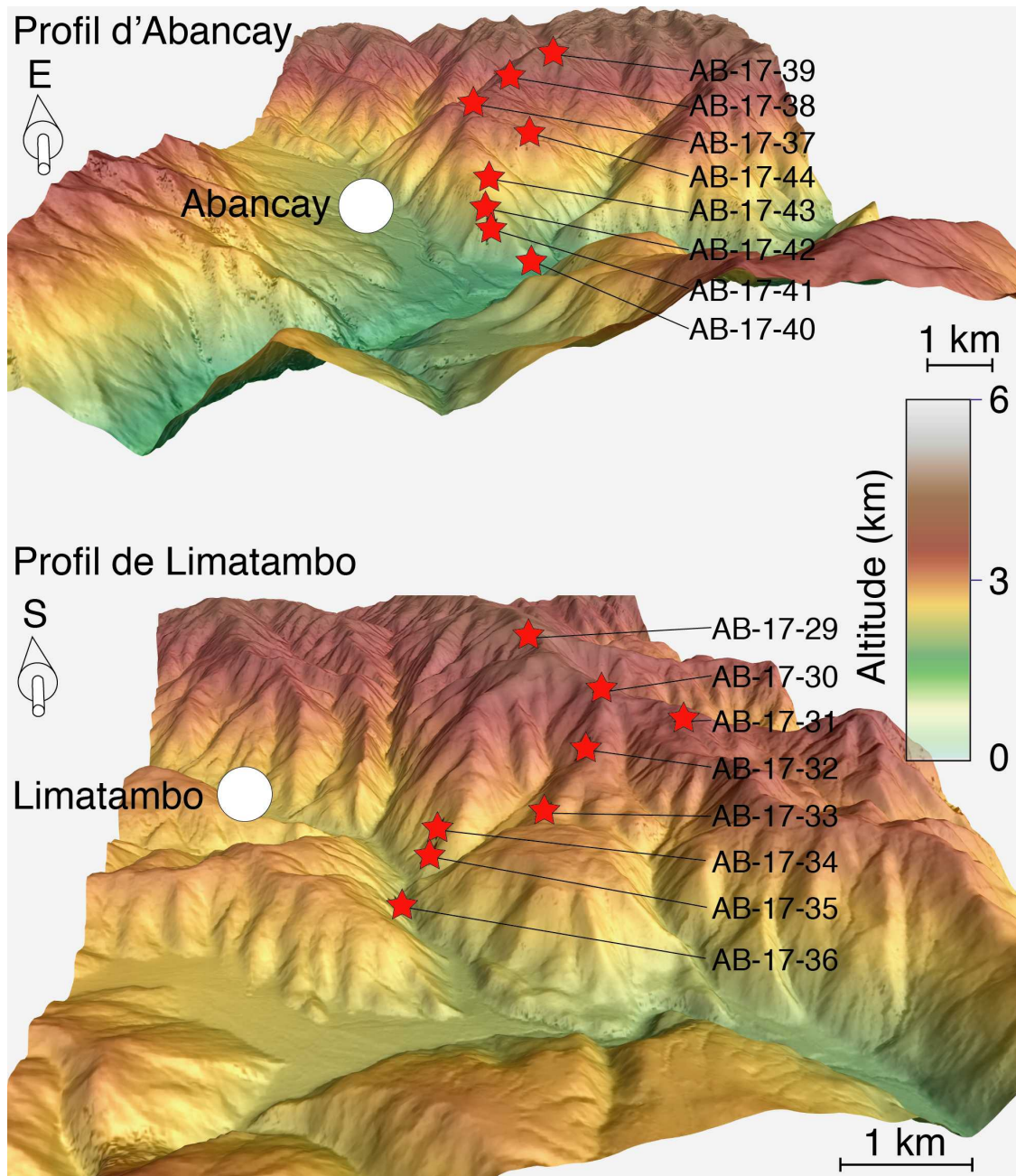
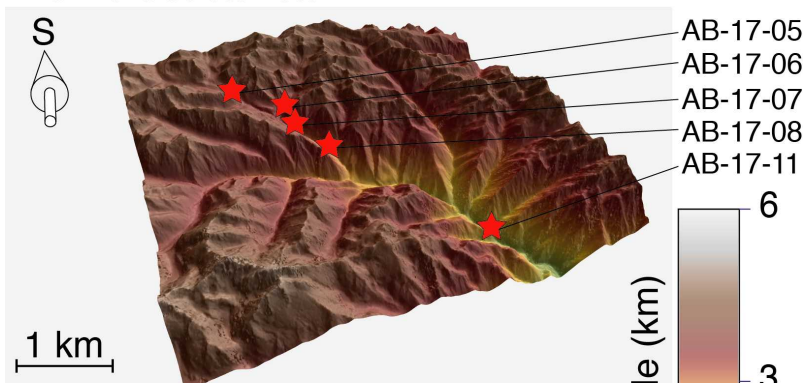
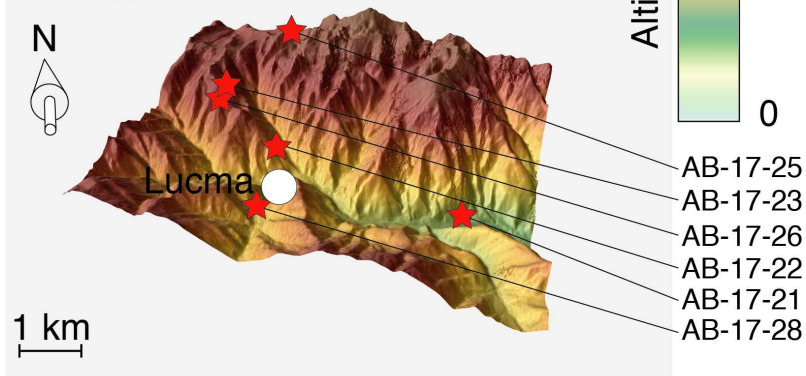


FIGURE 3.14 – Localisation des échantillons des profils verticaux d'Abancay et de Limatambo. Ces deux profils se situent dans la région altiplanique de la Déflexion d'Abancay. Les étoiles rouges sont les sites d'échantillonnage avec leurs codes échantillon respectifs.

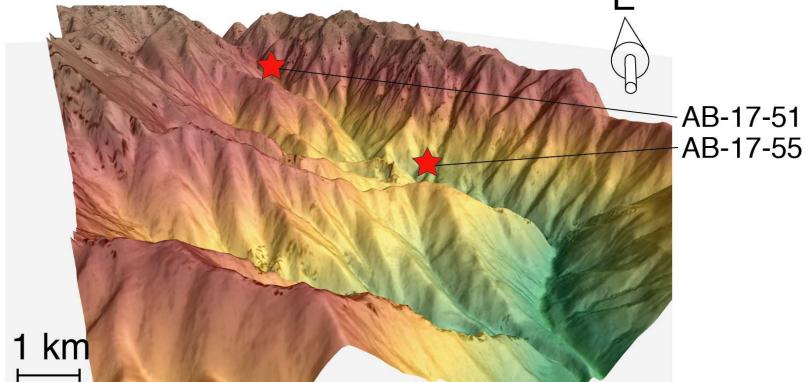
Profil d'Ocobamba



Profil de Lucma



Profil d'Incahuasi



Profil du Machu Picchu

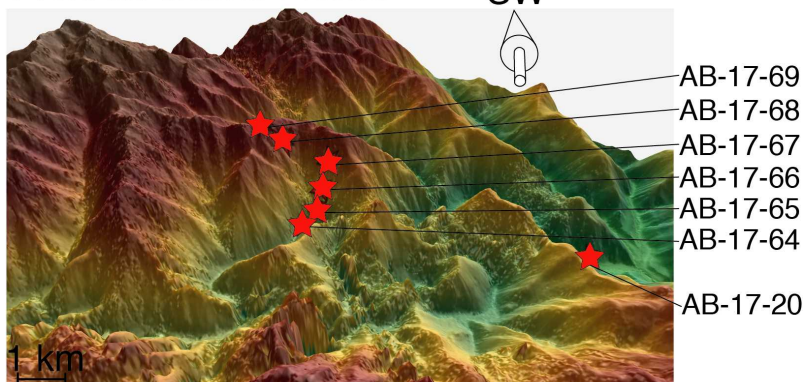


FIGURE 3.15 – Localisation des échantillons des profils verticaux d'Ocobamba, de Lucma, d'Incahuasi et du Machu Picchu. Ces quatre profils se situent dans la Cordillère Orientale de la Déflexion d'Abancay. Les étoiles rouges sont les sites d'échantillonnage avec leurs codes échantillon respectifs.

3.2.2.2 Protocole analytique – Tronc commun AHe et AFT

La première étape consiste à extraire les apatites de la roche. J'ai réalisé le broyage à froid et le tamisage des échantillons au laboratoire Géode de Lyon. Cette étape permet de désolidariser les minéraux et d'isoler les fractions granulométriques. Dans le cadre des analyses AHe et AFT, j'ai utilisé des fractions minéralogiques comprises entre 100 et 160 μm comme il est d'usage pour le bon déroulement des analyses ultérieures. La concentration densimétrique et la séparation magnétique ont été réalisées par les membres de l'équipe GTC (GeoThermoChronology ; ISTerre – Grenoble). J'ai réalisé le tri final des minéraux sous loupe binoculaire afin de concentrer davantage les apatites (Fig. 3.16A).

3.2.2.3 La méthode (U-Th-Sm)/He sur apatite (AHe – Apatite Hélium)

La détermination des âges AHe se décline en trois étapes. Tout d'abord, les apatites sont rigoureusement sélectionnées et mesurées. Le facteur d'éjection et la taille de la sphère équivalente par grain sont calculés. Puis les concentrations d' ^4He sont mesurées par grain. Enfin, les concentrations d'U, de Th et de Sm sont mesurées par grain également. Ces trois étapes ont été réalisées au laboratoire GEOPS (Orsay, France). J'ai rigoureusement sélectionné les apatites individuelles hexagonales automorphes sous loupe binoculaire afin d'identifier les minéraux sans fractures et/ou inclusions. En effet ces éléments faussent l'analyse par adjonction d' ^4He ou par perturbation de la cinétique de diffusion de l'He (Farley, 2002).

Pour chaque échantillon, j'ai encapsulé les apatites individuellement (123 grains au total) dans des tubes de platine ultra-pures pouvant être portés à haute température (Fig. 3.16B). J'ai estimé la géométrie des grains individuels, calculé les facteurs d'éjection (Farley et al., 1996) et la taille de la sphère ayant le même rapport Surface/Volume que l'apatite (Gautheron and Tassan-Got, 2010) des grains avec le programme Qt_FT (Gautheron and Tassan-Got, 2010 ; Ketcham et al., 2011). Chaque apatite est placée dans une pochette de platine et chauffée sous ultravide à haute température ($1050 \pm 50^\circ\text{C}$; diode laser infrarouge) à deux reprises pendant 5 minutes. La fraction d' ^4He a été mélangée avec une quantité connue d' ^3He , purifiée puis analysée avec un spectromètre de masse quadrupolaire de type Prisma. La concentration d' ^4He est déterminée par dilution isotopique. Par la suite, les apatites sont récupérées puis dissoutes dans 100 μL d'une solution de HNO_3 5N contenant une concentration connue d' ^{235}U , ^{230}Th , ^{149}Sm et de ^{42}Ca . La solution est ensuite chauffée à 70°C pendant 3 h. Après un temps de refroidissement, 900 μL d'eau distillée est ajouté. La solution finale est analysée avec l'ELEMENT XR ICP-MS afin de déterminer les concentrations d' ^{238}U , de ^{230}Th et de ^{147}Sm en suivant la méthode proposée par Evans et al. (2005). La masse des apatites a été quantifiée en

utilisant la concentration de Ca mesurée pour chaque grain. Des fragments de cristaux d'apatites de Durango ont été analysés en parallèle pour assurer la qualité des données (Standard). L'erreur 1σ sur chaque âge AHe équivalent à 8% correspond à l'erreur analytique et à l'incertitude du calcul du facteur d'éjection. Plus de détails sont disponibles dans Recanati et al. (2017). Les résultats AHe sont présentés, modélisés et discutés aux chapitres 5 et 6.

3.2.2.4 Les traces de fission sur apatite (AFT – Apatite Fission Track)

Dans le cadre du protocole de datation AFT, j'ai sélectionné et disposé manuellement les apatites (~ 3200 minéraux au total) sur des plots de Téflon® en prévision du coulage de la résine (Fig. 3.16C). Une fois la résine durcie, l'étape de polissage du plot obtenu permet de révéler les cristaux. Les traces de fission spontanées ont été révélées par attaque acide de ces mêmes cristaux (solution de HNO_3 ; 5,5 M) à 21°C pendant 20 s. Les traces de fission induites ont été révélées par irradiation sur un détecteur externe (feuille de mica) au réacteur FRM II (Munich, Allemagne). J'ai par la suite identifié, compté et mesuré les traces de fission à ISTERre sur microscope optique (microscopes Olympus avec platines XY automatisées, FTStage 4.04 et une caméra Olympus pour l'analyse des traces de fission) selon les caractéristiques d'identification défini par Laslett et al. (1984). J'ai utilisé le programme BINOMFIT (Ehlers et al., 2005) pour calculer les âges AFT (âges centraux ; Galbraith and Laslett, 1993). La représentation en figures radiales permettant de visualiser la distribution des âges par échantillon a été réalisée avec RadialPlotter (Galbraith, 1990 ; Vermeesch, 2009). Enfin j'ai mesuré les longueurs de traces confinées en sélectionnant uniquement les TinT (Track in Track) en suivant les recommandations de Barbarand et al. (2003). Les résultats AFT sont présentés, modélisés et discutés aux chapitres 5, 6 et 8.

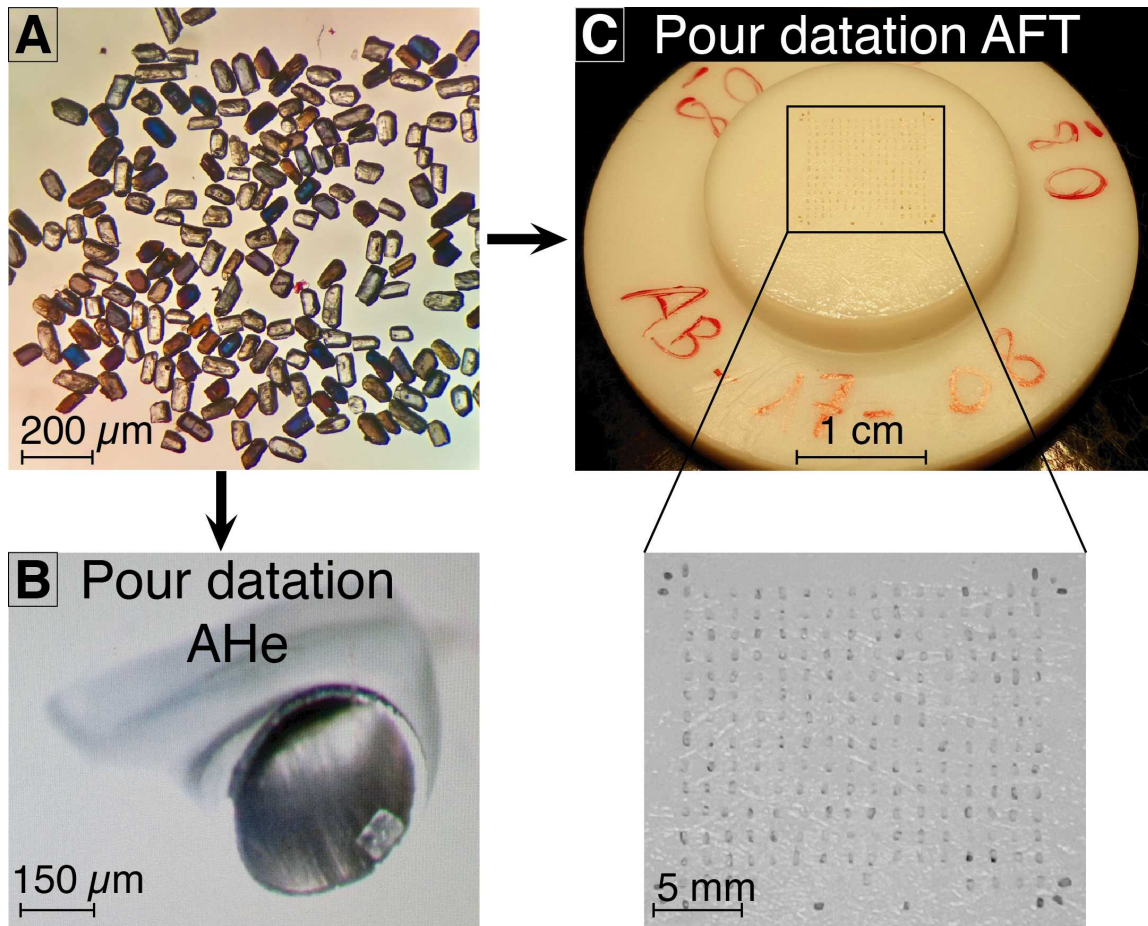


FIGURE 3.16 – Protocole préparatoire en vue de datations thermochronologiques AHe et AFT. A) Minéraux d'apatites avant tri et sélection manuelle. B) Encapsulage d'une apatite dans un cylindre de platine (Pt) pour datation AHe après tri et sélection. C) Disposition d'apatites (grains ordonnés) sur plot en Téflon® en prévision du coulage de la résine et de l'envoi pour irradiation en vue de datation AFT.

3.3 Modélisation des âges thermochronologiques – Taux de refroidissement et d'exhumation

Les âges thermochronologiques (le long de profils verticaux ou les données individuelles) obtenus apportent des informations essentielles quant au timing du passage des roches en profondeur au travers de certains isothermes (Reiners and Ehlers, 2005). Il est difficile de se faire une représentation en trois dimensions de la cinématique (timing, vitesse) d'exhumation et/ou d'enfouissement de la colonne rocheuse. Afin d'intégrer quantitativement ces données brutes dans le cadre de taux d'exhumation et de leurs répartitions spatiales, il convient de modéliser ces données.

Je présente ci-après la méthodologie employée afin de quantifier les taux d'exhumation via les relations âge-altitude pour les profils verticaux (AER ; Glotzbach et al., 2011), puis la quantification des taux de refroidissement par profil vertical et échantillon individuel en deux dimensions (QTQt ; Gallagher, 2012) et enfin j'intègre l'ensemble des données en trois dimensions à l'aide de PECUBE (Braun, 2003 ; Braun et al., 2012). Les modèles AER, QTQt et PECUBE présentent des degrés de complexité croissants. C'est pour cette raison que j'ai réalisé les modèles dans cet ordre afin de dégrossir les observations dans un premier temps (AER ; QTQt) et de proposer un modèle d'évolution tectonomorphologique (PECUBE) pour la Déflexion d'Abancay pour les derniers 40 Ma dans un second temps.

3.3.1 Relation âge-altitude (AER – Age Elevation Relationship)

3.3.1.1 Principes de la méthode

Les relations dites « âge-altitude » sont régulièrement utilisées afin de calculer les taux d'exhumation (*e.g.* Wagner et al., 1977). L'avantage de la méthode de calcul Bayésienne des AER développé par Glotzbach et al. (2011) fonctionnant avec Matlab® est l'exploration du timing des ruptures de pente et du nombre de régression linéaire pour la détermination des taux d'exhumation apparents (Fitzgerald et al., 1995).

Cette modélisation permet au premier ordre de tester le nombre de segments et le timing des ruptures de pente afin de reproduire le plus fidèlement la répartition altitudinale des âges thermochronologiques par minimisation du BIC (Bayesian information Criterion ; Schwarz, 1978 ; Fig. 3.17). Les pentes des segments correspondent aux taux d'exhumation apparents. De le cas des modèles AER les taux d'exhumation calculés sont des taux apparents affranchis de toute considération quant au régime thermique de la croûte, de l'évolution du relief au cours du temps (Mancktelow and Grasemann, 1997) et de l'isostasie en assumant un profil d'échantillonnage parfaitement vertical (Stüwe et al., 1994). Ces éléments constituent les limites des modèles AER et seront prises en compte et corrigées grâce à la modélisation 3D avec PECUBE (Braun, 2003 ; Braun and Robert, 2005).

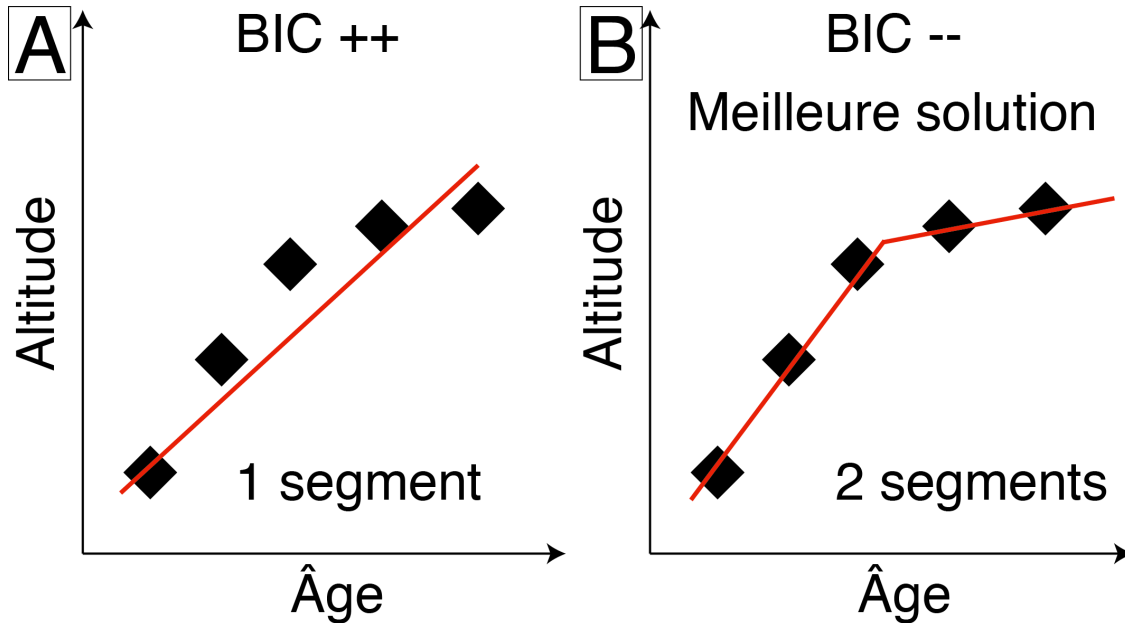


FIGURE 3.17 – Résultat hypothétique de modélisation AER. Les graphiques présentent l'altitude des échantillons en fonction de l'âge thermochronologique obtenu. Les régressions linéaires sont en rouge. A) Unique segment pour reproduire les données. Le BIC (Bayesian Information Criterion ; Schwarz, 1978) n'est pas minimisé. B) Deux segments avec rupture de pente pour reproduire les données. Le BIC est minimisé et la solution présentée au graphe B constitue le modèle le plus probable afin d'expliquer la répartition altitudinale des âges thermochronologiques. Les pentes des régressions linéaires donnent un taux d'exhumation apparent.

3.3.1.2 Données implémentées pour modélisation AER

J'ai implémenté dans le programme de calcul AER les données AHe et AFT et erreurs associées pour les profils verticaux comprenant plus de deux échantillons. Il s'agit des profils d'Ocobamba, de Lucma, de Limatambo, d'Abancay et du Machu Picchu modélisés individuellement. Pour les données AHe, j'ai utilisé les âges par grain d'apatite afin de conserver les informations relatives à la dispersion de ces âges. Pour les données AFT j'ai implémenté les âges centraux. Les résultats AER sont disponibles dans les articles soumis aux chapitres 5 et 6.

3.3.2 Modélisation temps-température 2D : QTQt

QTQt (Gallagher, 2012) est un programme permettant de contraindre les histoires thermiques ou chemins temps-températures des roches en profondeur à partir de données thermochronologiques basse température (Fig. 3.18 ; AHe et AFT dans le cadre de cette thèse). J'ai utilisé la version 5.7.0 de QTQt qui permet notamment la modélisation d'échantillons multiples de façon conjointe pour des profils verticaux (Gallagher et al.,

2005). C'est pour cette raison que j'ai préféré utiliser QTQt pour la modélisation 2D des données thermochronologiques par rapport à HeFTy (Ketcham, 2005). De surcroît, plus la base de données est conséquente et plus QTQt est performant pour la détermination des intervalles de confiance des modèles (Vermeesch and Tian, 2014).

3.3.2.1 Données thermochronologiques implémentées dans QTQt

Les données implémentées dans QTQt sont les âges AHe par minéral d'apatite (123 âges au total pour 33 échantillons) et les âges centraux AFT (32 âges (cette étude) + 2 (Kennan, 2008)). Je me réfère à une modélisation 2D pour QTQt car ce programme prend en compte des échantillons individuels ou bien un groupe d'échantillon (profils verticaux) afin de prédire les trajets temps-températures (2D) des roches en profondeurs (Fig. 3.18). Les données thermochronologiques ont été recalculées à partir des analytiques brutes des systèmes thermochronométriques (concentrations chimiques, densités de traces de fission etc.) avec QTQt en suivant le modèle de cicatrization des apatites de Ketcham et al. (2007) et le modèle de dommage des apatites de Gautheron et al. (2009). Les résultats d'âges obtenus avec QTQt sont fidèles aux données calculées en suivant les protocoles présentés dans la section 3.2 de ce chapitre.

3.3.2.2 Inversions de données avec QTQt

J'ai réalisé des modélisations inverses afin de tester et déterminer les histoires thermiques les plus probables qui reproduisent le plus fidèlement les données implémentées. La méthode utilisée pour les inversions de données est basée sur un schéma Bayésien transdimensionnel avec une méthode d'échantillonnage MCMC (Markov Chain Monte Carlo ; Gallagher, 2012).

Afin de permettre au programme d'explorer les différentes histoires thermiques le plus librement possible je n'ai pas imposé de contraintes de température dans le temps. Les modèles d'histoire thermique interprétés obtenus avec QTQt sont les modèles dit « attendus » ou *expected models*. Il s'agit de modèles moyens pondérés par la probabilité de chaque modèle (Gallagher, 2012). Le modèle attendu est un système intermédiaire entre le modèle dit de « vraisemblance » ou *likelihood model* (plus complexe) et le modèle dit « postérieur » ou *posterior model* (moins complexe). Le modèle attendu présente un intervalle de fiabilité de 95% des meilleures histoires thermiques (Fig. 3.18). QTQt permet donc d'extraire les taux de refroidissement des roches au cours du temps. Afin de calculer les taux d'exhumation à partir des taux de refroidissement obtenus avec QTQt, j'applique un gradient géothermique constant au cours du temps et uniforme spatialement pour la Déflexion d'Abancay ($18 \pm 4^\circ\text{C}/\text{km}$; Henry and Pollack, 1988). Il n'existe aucune preuve de perturbations thermiques pour l'ensemble de la Déflexion d'Abancay postérieures à ~ 40 Ma et l'activité de l'arc magmatique Éocène (Mamani et al., 2010 ; Pour plus de détails, se référer aux chapitres 5 et 6).

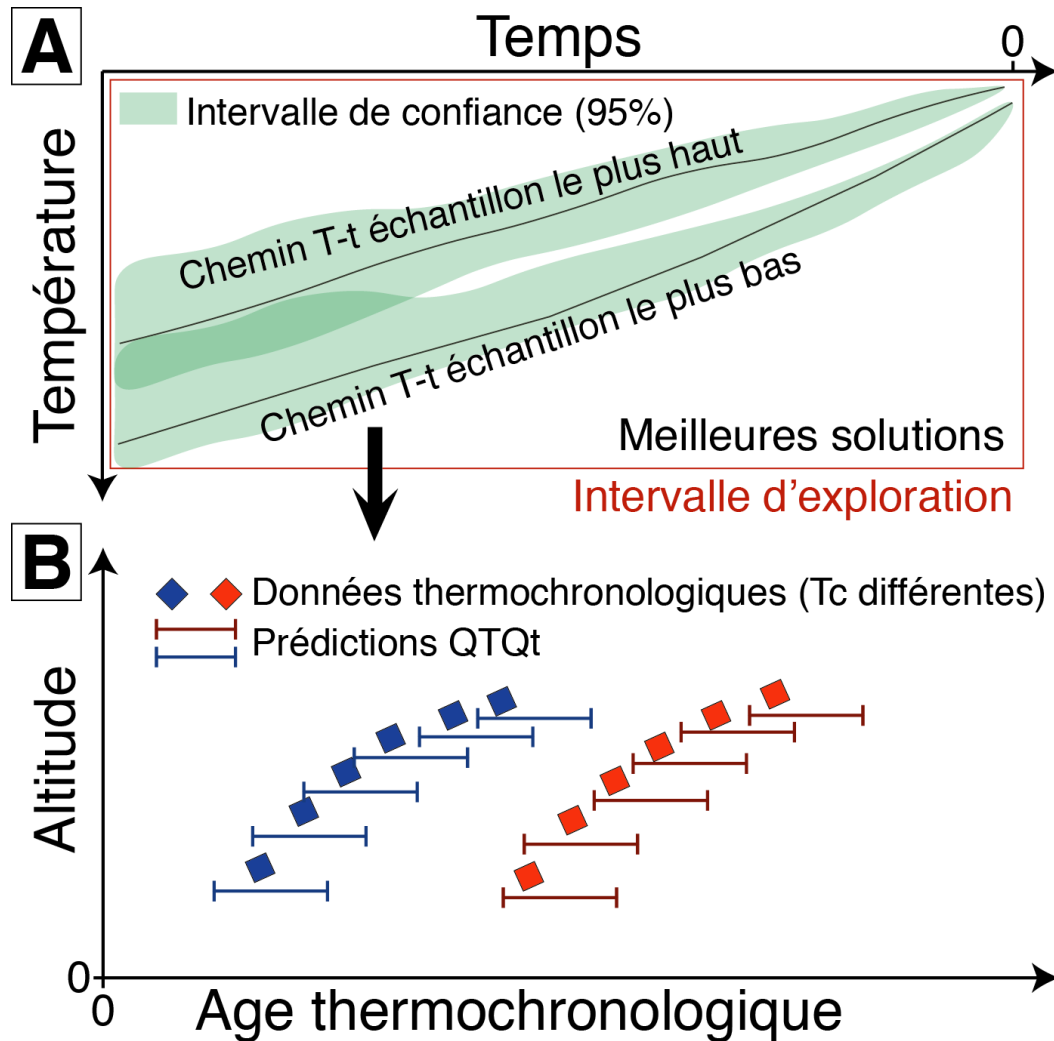


FIGURE 3.18 – Résultat hypothétique de modélisation via QTQt (Gallagher, 2012). A) Chemins temps-température déduits des données thermochronologiques. Sous condition d'appliquer un gradient géothermique, il est possible de calculer des taux d'exhumation à partir des taux de refroidissement. B) Graphique présentant les âges implémentées (âges observées) pour un profil vertical vs. âges prédits par QTQt dérivés des chemins temps-températures du graphique A.

3.3.2.3 Paramétrage de QTQt

Même si la gamme de temps explorée est largement surestimée afin d'éviter d'éventuels biais de modélisation, j'interprète uniquement les résultats de modélisations contraintes par des données thermochronologiques. Les interprétations qui découlent des résultats de modélisations via QTQt sont contraintes par les âges thermochronologiques les plus vieux et les plus jeunes. Les résultats de ces modèles temps-températures pour les données ponctuelles et les profils verticaux sont rapportés aux chapitres 5 et 6. La paramétrisation de QTQt est disponible au Tableau 3.1.

Paramètre exploré	Valeur / Commande	Profil ou donnée ponctuelle concerné	Référence / Justification
Temps (Ma)	0 - 20	Ocobamba	Gamme d'âge comprise dans l'intervalle temporel avec une marge supplémentaire supérieure ou égale au double de l'âge thermochronologique le plus vieux observé afin d'éviter un effet de bord lors de la modélisation.
	0 - 30	AB-17-13	
	0 - 30	AB-17-15	
	0 - 50	AB-17-18	
	0 - 50	AB-17-19	
	0 - 80	Lucma	
	0 - 80	Limatambo	
	0 - 70	Abancay	
	0 - 20	Incahuasi	
	0 - 50	Machu Picchu	
Température (°C)	0 - 140	Tous	Température de fermeture des systèmes AHe et AFT (Reiners and Brandon, 2006; Gautheron et al., 2009)
dT/dt (°C/My)	1000	Tous	et température de surface. Exploration maximale – Pas de contraintes.
Gradient géothermique (°C/km)	25±15	Tous sauf données individuelles (AB-17-xx)	Exploration du gradient géothermique pour des valeurs communes dans les orogènes sans perturbations thermiques particulières.
Température actuelle (°C)	25±10	Tous	N.A.*
Gradient atmosphérique (°C/km)	6±2	Tous	Estimé d'après Gonfiantini et al. (2001) et Klein et al. (1999).
Gradient géothermique variable dans le temps	Oui	Tous	N.A.*

Paramètre exploré	Valeur / Commande	Profil ou donnée ponctuelle concerné	Référence / Justification
Réchauffement (Reheating)	Non	Tous	Pas de preuves de réchauffement (enfouissement ou circulation de fluides) des échantillons. Se référer aux chapitres 5 et 6 pour plus de détails au regard de ce paramètre.
Nombre d'itération	Prior = 100 000 Post = 200 000	Tous	N.A.*
Etchant	5.5 M	Tous	Protocole de préparation des échantillons AFT.
Modèle de cicatrisation (AFT)	N.A.*	Tous	Ketcham et al. (2007)
Modèle de dommages par radiation (AHe)	N.A.*	Tous	Gautheron et al. (2009)
Note : *N.A. = non applicable.			

TABLE 3.1 – Paramètres QTQt pour les inversions de données thermochronologiques

3.3.3 Modélisation thermo-cinématique 3D : PECUBE

Le code thermo-cinématique PECUBE (Braun, 2003 ; Braun et al., 2012) permet d'interpréter des données thermochronologiques (AHe et AFT dans le cadre de cette thèse) par résolution de l'équation de chaleur en 3 dimensions (3D) dans la croûte terrestre au cours du temps. Le transfert de chaleur dans la croûte comprenant les termes conductifs et advectifs est gouverné par l'équation suivante :

$$\rho_c c \left(\frac{\partial T}{\partial t} + \dot{E} \frac{\partial T}{\partial z} \right) = \frac{\partial}{\partial x} k \frac{\partial T}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} k \frac{\partial T}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial T}{\partial z} + \rho_c H \quad (3.7)$$

avec T la température, t le temps, (x, y, z) les coordonnées spatiales, $\dot{E}$ le taux d'exhumation moyen, k la conductivité thermique, H la production de chaleur radiogénique par unité de masse, ρ_c la densité crustale et c la capacité calorifique (Braun, 2003 ; Braun et al., 2012). Les paramètres thermiques (k , H et c) ainsi que la densité crustale ρ_c sont constants au cours du temps et uniformes spatialement par construction des modèles PECUBE.

Les histoires thermiques sont calculées pour les particules de roches en profondeur qui remontent vers la surface. Son parcours s'achève lorsque cette particule atteint la surface topographique. La quantification de l'exhumation d'une région est réalisée en prenant en compte l'évolution du paysage en surface (topographie, relief), le régime thermique de la croûte, le contexte de surrection ou de subsidence tectoniques et l'isostasie (Fig. 3.19). Concrètement, il s'agit de prédire en surface la répartition spatiale des âges thermochronologiques et de les comparer avec les données observées. L'avantage considérable de ce type de modélisations est la prise en compte des histoires thermiques de toutes les données thermochronologiques (profils verticaux et/ou données ponctuelles) et de tester selon différents scénarii tectoniques ou d'incision leurs évolutions conjointes ou non. PECUBE peut donc être utilisé en mode « inverse » afin de déterminer une gamme de valeurs optimales pour les paramètres testés par minimisation d'une fonction « Misfit » que je détaille ci-après. Dans le cadre de cette thèse, j'ai utilisé la version 4.0 de PECUBE disponible au lien suivant : <https://github.com/jeanbraun/Pecube>.

3.3.3.1 Données implémentées dans PECUBE

Les données implémentées dans PECUBE sont : la topographie actuelle, les âges AHe et AFT, les longueurs de traces de fission et les chemins temps-températures issus de QTQt. La topographie est automatiquement extraite depuis la base de donnée d'altitude globale GTOPO30 (https://dds.cr.usgs.gov/srtm/version2_1/SRTM30/srtm30_documentation.pdf).

La base de données thermochronologiques utilisée pour les différentes simulations comprend deux systèmes thermochronométriques différents. Il s'agit de 33 âges AHe (moyenne des âges par grains – cette étude) et de 42 âges AFT (âges centraux). Parmi les 42 données AFT, 32 proviennent de cette étude, 2 sont issus de Kennan (2008) et

8 proviennent de Ruiz et al., (2009). J'ai également implémenté les longueurs de traces moyennes par échantillon lorsqu'elles étaient disponibles.

Enfin j'ai implémenté dans PECUBE les valeurs extrêmes minima et maxima des trajets temps-températures calculés via QTQt et issues du modèle attendu (expected model) dont l'intervalle de fiabilité est de 95%. Les résultats des modèles PECUBE 3D et leur interprétation sont disponibles au chapitre 6.

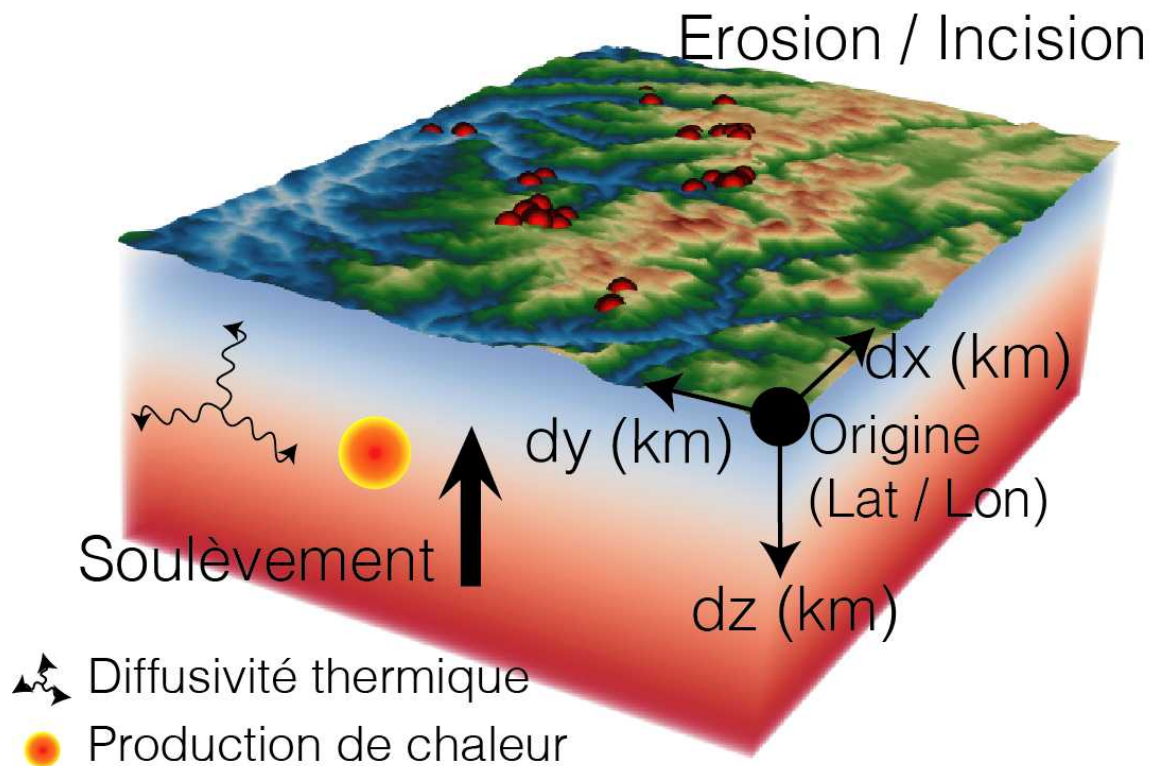


FIGURE 3.19 – Bloc crustal et paramètres définissant les bornes spatiales du modèle PECUBE pour la Cordillère Orientale de la Déflexion d'Abancay. Ici les données thermochronologiques de la Cordillère Orientale sont représentées par les sphères rouges. La prédiction des trajets de particules des roches en profondeur est calculée en prenant en considération le régime thermique crustal, les dynamiques de soulèvement, la cinématique tectonique et les processus de surfaces de dénudation.

3.3.3.2 Définition des bornes spatiales du modèle

Afin d'optimiser les temps de calcul pour les inversions, j'ai découpé la Déflexion d'Abancay en deux zones selon les deux ensembles morpho-tectoniques naturels : L'Altiplano au sud et la Cordillère Orientale au nord. Ce découpage n'affecte pas les résultats de ces inversions et ne biaise pas les interprétations qui en découlent. Ci-après je présente les bornes spatiales du bloc crustal utilisées pour la modélisation de l'Altiplano et de la Cordillère Orientale (Fig. 3.19; Tableau 3.2). Bien évidemment cette répartition spatiale englobe l'entièreté des données implémentées.

Ensemble morpho-tectonique	Latitude* (°S)	Longitude* (°W)	dx (km)	dy (km)	dz (km)
<u>Altiplano</u>	14,10	73,44	200	100	56
<u>Cordillère orientale</u>	13,70	73,44	200	140	56

Note : dx, dy et dz correspondent aux paramètres définissant l'extension spatiale du bloc crustal investigué (Fig. 3.19)

* Les valeurs de latitude et de longitude correspondent au point origine du MNT défini par le coin gauche inférieur.

TABLE 3.2 – Bornes spatiales des modèles PECUBE

3.3.3.3 Définition des bornes temporelles du modèle

Les modèles PECUBE (directs et inverses) débutent à 50 Ma soit 10 Ma plus tôt que les âges AFT les plus anciens (~ 40 Ma – cette étude) afin d'évacuer un potentiel effet de bord temporel (biais de modélisation). J'ai découpé temporellement l'évolution de la région en fonction de l'évolution des paléo-altitudes estimées au cours du temps (Fig 3.20; Sundell et al., 2019). Ces bornes temporelles sont utilisées dans toutes mes simulations.

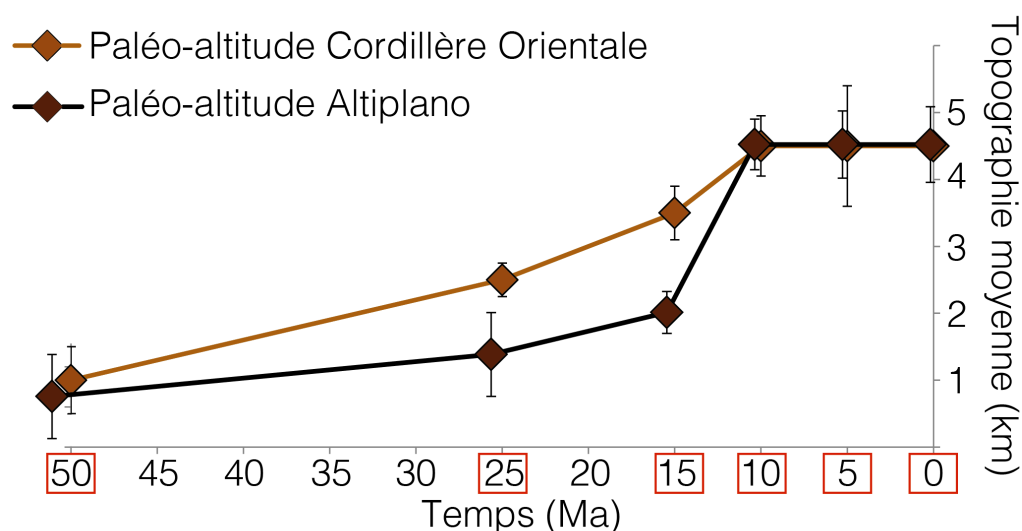


FIGURE 3.20 – Évolution de l'altitude moyenne de la Cordillère Orientale et de l'Altiplano (Déflexion d'Abancay) au cours du temps (Sundell et al., 2019). Les temps encadrés de rouge correspondent aux bornes temporelles des modèles implémentées dans PECUBE.

3.3.3.4 Paramètres thermiques et rhéologiques

À partir des vitesses de refroidissement dérivées des âges thermochronologiques, le calcul des taux d'exhumation nécessite des contraintes sur la structure thermique de la croûte (Valla et al., 2011). Je fais l'hypothèse que ces paramètres sont constants au cours du temps et uniformes spatialement (tableau 3.3). J'ai exploré les valeurs de température à la base du modèle (56 km de profondeur) afin de tester le gradient géothermique implémenté. Le résultat de l'exploration de ce paramètre est présenté au Chapitre 6.

Paramètre	Valeur	Référence
Densité crustale (kg/m ³)	2721±65	Arndt et al. (1997) ; Waples and Waples (2004)
Densité mantellique (kg/m ³)	3095±147	Waples and Waples (2004)
Taux de refroidissement atmosphérique (°C/km)	6±2	Klein et al. (1999) ; Gonfiantini et al. (2001)
Flux de chaleur (mW/m ²)	57±5	Henry and Pollack (1988) ; Davies (2013)
Conductivité thermique (W/m/°C)	2,8±0,2	Henry and Pollack (1988)
Gradient géothermique (°C/km)	18±4	Henry and Pollack (1988)
Production de chaleur (moyenne pour la croûte ; μ W/m ³)	0,9	Springer (1999)
Capacité thermique spécifique (J/kg/K)	900±200	Arndt et al. (1997) ; Waples and Waples (2004)
Diffusivité thermique (km ² /Ma)	40±11	Arndt et al. (1997) ; Whittington et al. (2009)
Production de chaleur au cours du temps (°C/Ma)	6	Cette étude
Température à la base du modèle (°C)	560	Cette étude
Épaisseur de la croûte (profondeur du Moho ; km)	56±7	Mcglashan et al. (2008) ; Lloyd et al. (2010) ; Assumpção et al. (2013) ; Chulick et al. (2013) ; Ma and Clayton (2014) ; Bishop et al. (2017)
Épaisseur élastique (km)	17,5±2,5	Pérez-Gussinyé et al. (2008)
Module d'Young (Pa)	1.10¹¹	Valeur standard
Coefficient de Poisson (sans unité)	0,25	Valeur standard

Note : Les erreurs appliquées à ces paramètres sont calculées en moyennant et en appliquant une déviation standard afin de quantifier la dispersion de ces derniers (données issus de la compilation bibliographique). PECUBE ne prend pas en compte la dispersion de ces paramètres. Les valeurs implémentées dans PECUBE sont les valeurs moyennes de ces paramètres (en gras dans le tableau).

TABLE 3.3 – Paramètres thermiques et rhéologiques implémentés dans PECUBE

3.3.3.5 Évolution de la topographie au cours du temps

Les changements de la topographie et du relief au cours du temps affectent la structure thermique de la croûte et donc les âges thermochronologiques collectés en surface (Braun, 2002). La perturbation thermique causée par la topographie décroît exponentiellement avec la profondeur (Turcotte and Schubert, 1982). L'effet topographique affecte donc particulièrement les thermochronomètres dont la température de fermeture du système est la plus basse (AHe et AFT). Dans PECUBE, l'évolution du relief au cours du temps est défini par deux paramètres : R_i (facteur d'amplification de la topographie, proxy du relief) et h_i (facteur de correction d'altitude). Ces deux paramètres sont liés par l'équation exprimant la topographie $h_i(x, y)$ pour un temps t_i dans le passé :

$$h_i(x, y) = h_0 + R_i \times h_0(x, y) \quad (3.8)$$

avec $h_0(x, y)$: l'altitude moyenne de la zone d'étude actuelle. Si $R_i = 0$, la topographie est plane ; si $R_i < 1$, alors, le relief au temps t_i est moins important qu'à l'actuel ; si $R_i = 1$, alors, le relief au temps t_i est identique au relief actuel (Braun et al., 2012). Bien que les paléo-altitudes soient contraintes (Sundell et al., 2019 ; Fig. 3.20), il n'existe aucune information quant à l'évolution du relief au cours du temps pour la Déflexion d'Abancay (Fig. 3.21A). L'exploration du paramètre R_i (proxy du relief et *in-extenso* de l'incision) au cours du temps est réalisé. En effet, au travers de l'équation 3.8 et en jouant sur les valeurs de paramètres R_i et h_i il est possible, tout en conservant l'altitude moyenne de la région pour un temps donné, de tester les valeurs de R_i . Idéalement, si les modèles convergent pour une valeur de ce paramètre, il est possible de quantifier le pourcentage de relief dans le passé par rapport au relief actuel. Les résultats des inversions au regard de ce paramètre R_i et leur interprétation sont présentés au chapitre 6.

3.3.3.6 Aspects cinématiques de l'exhumation

L'exhumation est gouvernée par les interactions des processus de surfaces dont les paramètres PECUBE ont été décrits précédemment et des phénomènes crustaux (*e.g.* Activité de failles, flux de croûte ductile). PECUBE est un outil pertinent afin de tester l'éventuel effet d'une faille sur l'exhumation d'une région donnée et permet notamment d'explorer sa géométrie en profondeur, sa vitesse de glissement ou encore le timing d'initiation de son activité (Fig. 3.21B). Le forçage tectonique est défini dans PECUBE en implémentant un champ de vitesse de transport des roches dans l'équation de transport de chaleur (Équation 3.7 ; Braun, 2003). Il est ainsi possible de tester deux types de forçages crustaux. Un soulèvement uniforme qui affecte l'ensemble du bloc crustal étudié et/ou un soulèvement limité défini par un champ de vitesse gouverné par la trace en surface d'une faille et sa géométrie en profondeur. Dans le cas de la Déflexion d'Abancay, j'ai testé les paramètres de vitesse d'exhumation des blocs crustaux dans leur entièreté pour l'Altiplano et la Cordillère Orientale. Pour la Cordillère Orientale, j'ai testé les paramètres définissant la cinématique et la géométrie du système de failles de l'Apurimac. Le détail de ces paramètres explorés est disponible au Chapitre 6.

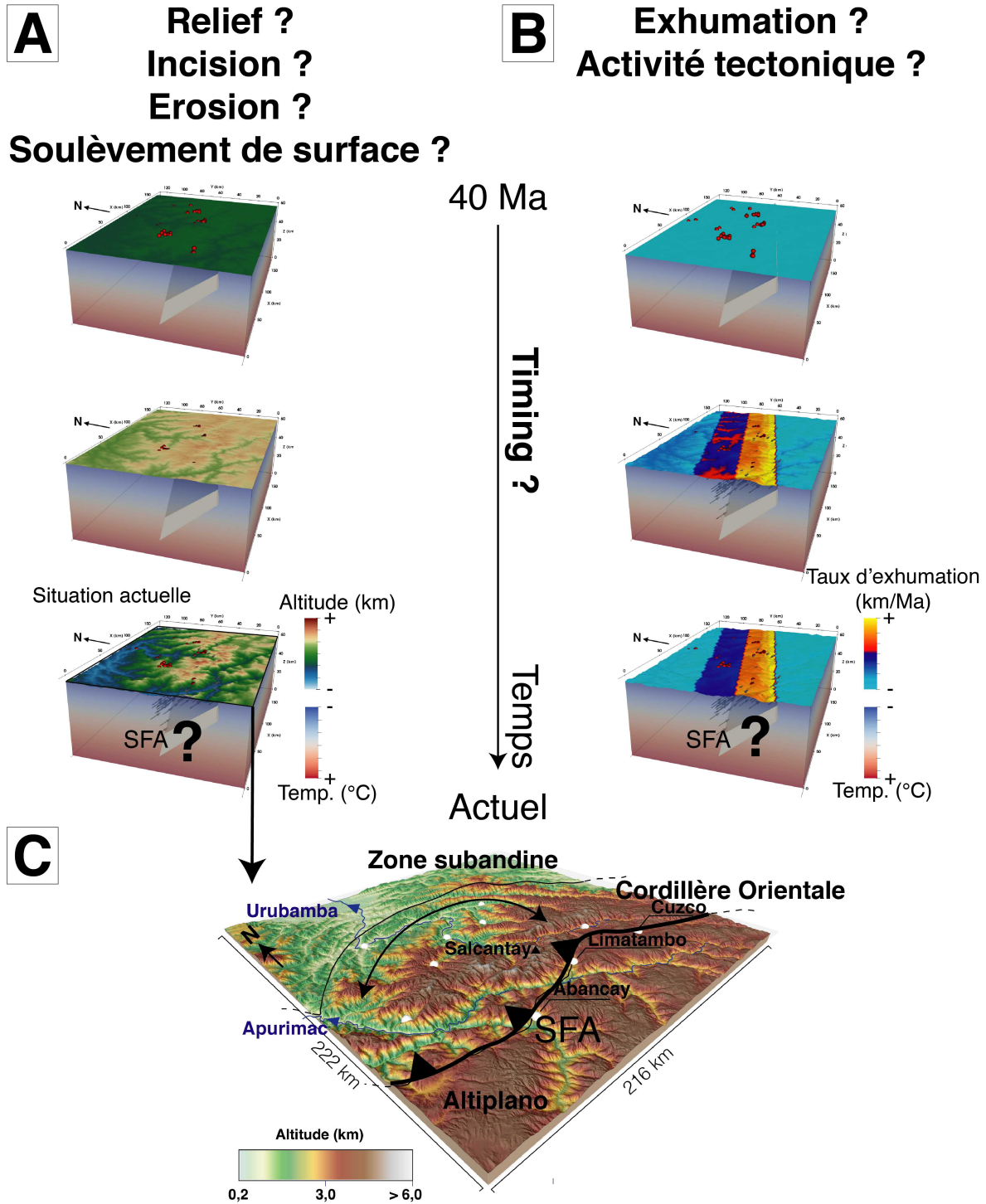


FIGURE 3.21 – Modèles cinématiques hypothétiques de l'évolution et de la structuration de la Cordillère Orientale de la Déflexion d'Abancay depuis 40 Ma. A) Évolution du paysage au cours du temps. B) Évolution de l'exhumation au cours du temps. C) Situation morphologique actuelle de la Déflexion d'Abancay. SFA signifie Système de Failles de l'Apurimac.

3.3.3.7 Modélisation inverse PECUBE

J'ai utilisé PECUBE en mode inverse afin d'explorer et de déterminer les valeurs de paramètres qui permettent de satisfaire au mieux la reproduction des données thermochronologiques brutes implémentées dans le programme et celles prédites par PECUBE. Le mode inverse de PECUBE utilise l'algorithme des plus proches voisins ou Neighborhood Algorithm (NA ; Sambridge (1999b, 1999a)). Cet algorithme permet l'exploration des paramètres de façon aléatoire en exécutant un nombre de modèles directs spécifié par l'utilisateur. À la différence de la technique stochastique MCMC (Monte Carlo Markov Chain), l'algorithme NA permet une convergence rapide vers un ensemble de modèles qui reproduisent au mieux les données.

Pour la première itération, PECUBE génère aléatoirement un ensemble de modèles pour tester les valeurs de paramètres explorés (échantillonnage aléatoire dans l'espace des paramètres). À la fin de chaque itération subséquente, l'algorithme NA construit un diagramme basé sur des cellules de Voronoï autour des points échantillonnés dans l'espace des paramètres explorés correspondant aux modèles issus de l'itération précédente. Par la suite, l'algorithme NA sélectionne un nombre fini (nombre de cellules Voronoï à ré-échantillonner déterminé par l'utilisateur) des meilleures cellules Voronoï (celles pour lesquelles la valeur de misfit est la plus petite) pour ré-échantillonnage dans l'itération suivante et ainsi de suite. Les paramètres d'inversion (nombre d'itérations, nombre de cellules ré-échantillonnées) sont présentés au Chapitre 6.

L'algorithme NA explore l'espace des paramètres par minimisation progressive des valeurs de misfit (M1 et M2). Cette fonction mesure l'écart entre les données implémentées et celles prédites par PECUBE. Plus cette valeur est grande et plus l'écart des données observées vs. prédites est grande et le modèle qui découle de ces paramètres s'éloigne d'une solution qui satisfasse les observations. La fonction misfit est composée de trois parties pour cette étude : la partie âges thermochronologiques (M1 ; Équation 3.9), la partie longueur de traces de fission (Test Kuiper de comparaison des distributions des longueurs de traces de fission observées et prédites) et la partie histoire thermique (M2 ; Équation 3.10).

$$M1 = \sqrt{\sum \frac{(A_o - A_p)^{2/dA^2}}{N1}} \quad (3.9)$$

$$M2 = \sqrt{\sum \frac{(T_o - T_p)^{2/dT^2}}{N2}} \quad (3.10)$$

avec A_o , l'âge des données thermochronologiques implémentées, dA , l'erreur analytique de ces données, A_p les âges prédits par PECUBE et $N1$ le nombre total des âges implémentés (Équation 3.9). Pour le calcul du misfit de l'histoire thermique, T_o est la température implémentée issue de QTQt, dT est l'erreur sur ces températures (95% de fiabilité), T_p est la température prédite par PECUBE et $N2$ est le nombre total d'étapes défini par l'histoire thermique (Équation 3.10).

Enfin, afin d'extraire les valeurs pour chaque paramètre exploré, j'ai utilisé le programme NAB développé par Sambridge (1999b, 1999a) qui m'a permis d'extraire les densités de probabilité par paramètre dont les valeurs présentées au Chapitre 6 reflètent la déviation standard 2σ .

Les paramètres explorés avec PECUBE concernent la température à la base du modèle (proxy du gradient géothermique), les taux d'exhumation des blocs crustaux, les facteurs d'amplification de la topographie au cours du temps (proxy du relief), La géométrie, le timing d'initiation et la vitesse de glissement sur le système de failles de l'Apurimac. Le détail des paramètres explorés et les modèles associés sont disponibles au chapitre 6.

3.4 Bibliographie Chapitre 3

Anderson, A.J., Hodges, K. V., and van Soest, M.C., 2017, Empirical constraints on the effects of radiation damage on helium diffusion in zircon : *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 218, p. 308–322,
doi :10.1016/j.gca.2017.09.006.

Arndt, J., Bartel, T., Scheuber, E., and Schilling, F., 1997, Thermal and rheological properties of granodioritic rocks from the Central Andes, North Chile : *Tectonophysics*, v. 271, p. 75–88,
doi :10.1016/S0040-1951(96)00218-1.

Assumpção, M., Feng, M., Tassara, A., and Julià, J., 2013, Models of crustal thickness for South America from seismic refraction, receiver functions and surface wave tomography : *Tectonophysics*, v. 609, p. 82–96,
doi :10.1016/j.tecto.2012.11.014.

Ault, A.K., Gautheron, C., and King, G.E., 2019, Innovations in (U-Th)/He, fission-track, and trapped-charge thermochronometry with applications to earthquakes, weathering, surface-mantle connections, and the growth and decay of mountains : *Tectonics*,
doi :10.1029/2018tc005312.

Barbarand, J., Hurford, T., and Carter, A., 2003, Variation in apatite fission-track length measurement : Implications for thermal history modelling : v. 198, 77–106 p.,
doi :10.1016/S0009-2541(02)00423-0.

Bauer, B.O., and Bull, W.B., 2006, *Geomorphic Responses to Climatic Change* : *Geographical Review*,
doi :10.2307/215397.

Bishop, B.T., Beck, S.L., Zandt, G., Wagner, L., Long, M., Antonijevic, S.K., Kumar, A., and Tavera, H., 2017, Causes and consequences of flat-slab subduction in southern Peru : *Geosphere*, v. 13, p. 1392–1407,
doi :10.1130/GES01440.1.

Braun, J., 2003, Pecube : A new finite-element code to solve the 3D heat transport equation including the effects of a time-varying, finite amplitude surface topography : *Computers and Geosciences*, v. 29, p. 787–794,
doi :10.1016/S0098-3004(03)00052-9.

Braun, J., 2002, Quantifying the effect of recent relief changes on age-elevation relationships : *Earth and Planetary Science Letters*, v. 200, p. 331–343,
doi :10.1016/S0012-821X(02)00638-6.

Braun, J., van der Beek, P., Valla, P., Robert, X., Herman, F., Glotzbach, C., Pedersen, V., Perry, C., Simon-Labric, T., and Prigent, C., 2012, Quantifying rates of landscape evolution and tectonic processes by thermochronology and numerical modeling of crustal heat transport using PECUBE : *Tectonophysics*, v. 524–525, p. 1–28,
doi :10.1016/j.tecto.2011.12.035.

Braun, J., and Robert, X., 2005, Constraints on the rate of post-orogenic erosional decay from low-temperature thermochronological data : Application to the Dabie Shan, China : *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 30, p. 1203–1225, doi :10.1002/esp.1271.

Burbank, D.W., and Anderson, R.S., 2012, *Tectonic Geomorphology : Second Edition* (Wiley-Blackwell, Ed.) : 454 p., doi :10.1002/9781444345063.

Chulick, G.S., Detweiler, S., and Mooney, W.D., 2013, Seismic structure of the crust and uppermost mantle of South America and surrounding oceanic basins : *Journal of South American Earth Sciences*, v. 42, p. 260–276, doi :10.1016/j.jsames.2012.06.002.

Cook, K.L., Whipple, K.X., Heimsath, A., and Hanks, T., 2009, Rapid incision of the Colorado River in Glen Canyon – insights from channel profiles, local incision rates, and modeling of lithologic controls : *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 34, p. 994–1010, doi :10.1002/esp.

Crosby, B.T., and Whipple, K.X., 2006, Knickpoint initiation and distribution within fluvial networks : 236 waterfalls in the Waipaoa River, North Island, New Zealand : *Geomorphology*, v. 82, p. 16–38, doi :10.1016/j.geomorph.2005.08.023.

Davies, J.H., 2013, Global map of solid Earth surface heat flow : *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 14, p. 4608–4622, doi :10.1002/ggge.20271.

Dodson, M.H., 1973, Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems : *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 40, p. 259–274, doi :10.1007/BF00373790.

Donelick, R.A., O’Sullivan, P.B., and Ketcham, R.A., 2005, Apatite Fission-Track Analysis : *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 58, p. 49–94, doi :10.2138/rmg.2005.58.3.

Ehlers, T.A., Chaudhri, T., Kumar, S., Fuller, C.W., Willett, S.D., Ketcham, R.A., and Brandon, M.T., 2005, Computational Tools for Low-Temperature Thermochronometer Interpretation : *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 58, p. 589–622, doi :10.2138/rmg.2005.58.22.

England, P., and Molnar, P., 1990, Surface uplift, uplift of rocks, and exhumation of rocks : *Geology*, v. 18, p. 1173–1177, doi :10.1130/0091-7613(1990)018<1173.

Evans, N.J., Byrne, J.P., Keegan, J.T., and Dotter, L.E., 2005, Determination of Uranium and Thorium in Zircon, Apatite, and Fluorite : Application to Laser (U–Th)/He Thermochronology : *Journal of Analytical Chemistry*, v. 60, p. 1159–1165. Farley, K.A., 2002, (U–Th)/He Dating : Techniques, Calibrations, and Applications : *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 47, p. 819–844, doi :10.2138/rmg.2002.47.18.

Farley, K.A., Wolf, R.A., and Silver, L.T., 1996, The effects of long alpha-stopping distances on (U–Th)/He ages : *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 60, p. 4223–4229, doi :10.1016/S0016-7037(96)00193-7.

Fitzgerald, P.G., Sorkhabi, B., Redfield, F., and Stump, E., 1995, Uplift and denudation of the central Alaska Range : A case study in the use of apatite fission track thermochronology to determine absolute uplift parameters : *Journal of Geophysical Research*, v. 100, p. 175–191.

Flowers, R.M., Ketcham, R.A., Shuster, D.L., and Farley, K.A., 2009, Apatite (U–Th)/He thermochronometry using a radiation damage accumulation and annealing model : *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 73, p. 2347–2365, doi :10.1016/j.gca.2009.01.015.

Galbraith, R.F., 1990, The Radial plot : Graphical assessment of spread in ages : *Nuclear Tracks Radiation Measurement*, v. 17, p. 207–214.

Galbraith, R.F., and Laslett, G.M., 1993, Statistical models for mixed fission track ages : *International Journal of Radiation Applications and Instrumentation. Part*, v. 21, p. 459–470, doi :10.1016/1359-0189(93)90185-C.

Gallagher, K., 2012, Transdimensional inverse thermal history modeling for quantitative thermochronology : *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, v. 117, p. 1–16, doi :10.1029/2011JB008825.

Gallagher, K., Brown, R., and Johnson, C., 1998, Fission track analysis and its applications to geological problems : *Annual Reviews of Earth Plane Sciences*, v. 26, p. 519–572, doi :10.1146/annurev.earth.26.1.519.

Gallagher, K., Charvin, K., Nielsen, S., Sambridge, M., and 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*, v. 26, p. 525–535, doi :10.1016/j.marpetgeo.2009.01.003.

Gallagher, K., Stephenson, J., Brown, R., Holmes, C., and Fitzgerald, P., 2005, Low temperature thermochronology and modeling strategies for multiple samples 1 : Vertical profiles : *Earth and Planetary Science Letters*, v. 237, p. 193–208, doi :10.1016/j.epsl.2005.06.025.

Gallen, S.F., and Wegmann, K.W., 2017, River profile response to normal fault growth and linkage : An example from the Hellenic forearc of south-central Crete, Greece : *Earth Surface Dynamics*, v. 5, p. 161–186, doi :10.5194/esurf-5-161-2017.

Gardner, T.W., 1983, Experimental study of knickpoint and longitudinal profile evolution in cohesive, homogeneous material : *Geological Society of America Bulletin*, v. 94, p. 664–672, doi :10.1130/0016-7606(1984)95<122 :esokal>2.0.co ;2.

Gautheron, C., Djimbi, D.M., Roques, J., Balout, H., Ketcham, R.A., Simoni, E., Pik, R., Seydoux-Guillaume, A.M., and Tassan-Got, L., 2019, A multi-method, multi-scale theoretical study of He and Ne diffusion in zircon :

Gautheron, C., and Tassan-Got, L., 2010, A Monte Carlo approach to diffusion applied to noble gas/helium thermochronology : *Chemical Geology*, v. 273, p. 212–224, doi :10.1016/j.chemgeo.2010.02.023.

Gautheron, C., Tassan-Got, L., Barbarand, J., and Pagel, M., 2009, Effect of alpha-damage annealing on apatite (U-Th)/He thermochronology : *Chemical Geology*, v. 266, p. 166–179, doi :10.1016/j.chemgeo.2009.06.001.

Gerin, C., Gautheron, C., Oliviero, E., Bachelet, C., Mbongo Djimbi, D., Seydoux-Guillaume, A.M., Tassan-Got, L., Sarda, P., Roques, J., and Garrido, F., 2017, Influence of vacancy damage on He diffusion in apatite, investigated at atomic to mineralogical scales : *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 197, p. 87–103, doi :10.1016/j.gca.2016.10.018.

Ginster, U., Reiners, P.W., Nasdala, L., and Chanmuang N., C., 2019, Annealing kinetics of radiation damage in zircon : *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 249, p. 225–246, doi :10.1016/j.gca.2019.01.033.

Glotzbach, C., van der Beek, P.A., and Spiegel, C., 2011, Episodic exhumation and relief growth in the Mont Blanc massif, Western Alps from numerical modelling of thermochronology data : *Earth and Planetary Science Letters*, v. 304, p. 417–430, doi :10.1016/j.epsl.2011.02.020.

Gonfiantini, R., Roche, M.-A., Olivry, J.-C., Fontes, J.-C., and Zuppi, G.M., 2001, The altitude effect on the isotopic composition of tropical rains : *Chemical Geology*, p. 147–167.

Guenther, W.R., Reiners, P.W., Ketcham, R.A., Nasdala, L., and Giester, G., 2013, Helium diffusion in natural zircon : radiation damage, anisotropy, and the interpretation of zircon (U-TH)/He thermochronology : *American Journal of Science*, v. 313, p. 145–198, doi :10.2475/03.2013.01.

Harkins, N., Kirby, E., Heimsath, A., Robinson, R., and Reiser, U., 2007, Transient fluvial incision in the headwaters of the Yellow River, northeastern Tibet, China : *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, v. 112, p. 1–21, doi :10.1029/2006JF000570.

Henry, S.G., and Pollack, H.N., 1988, Terrestrial heat flow above the Andean Subduction Zone in Bolivia and Peru : *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, v. 93, p. 15153–15162, doi :10.1029/jb093ib12p15153.

Howard, A.D., Dietrich, W.E., and Seidl, M.A., 1994, Modeling fluvial erosion on regional to continental scales : *Journal of Geophysical Research*, v. 99, p. 971–986.

Imbrie, J., Hays, J.D., Martinson, D.G., McIntyre, A., Mix, A.C., Morley, J.J., Pisias, N.G., Prell, W.L., and Shackleton, N.J., 1984, The orbital theory of Pleistocene climate : Support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record : *Milankovitch and Climate : Understanding the Response to Astronomical Forcing*, p. 269–305.

Jasra, A., Stephens, D.A., Gallagher, K., and Holmes, C.C., 2006, Bayesian mixture modelling in geochronology via Markov chain Monte Carlo : *Mathematical Geology*, v. 38, p. 269–300, doi :10.1007/s11004-005-9019-3.

Johnson, J.E., Flowers, R.M., Baird, G.B., and Mahan, K.H., 2017, “Inverted” zircon and apatite (U–Th)/He dates from the Front Range, Colorado : High-damage zircon as a low-temperature ($<50^{\circ}\text{C}$) thermochronometer : *Earth and Planetary Science Letters*, v. 466, p. 80–90, doi :10.1016/j.epsl.2017.03.002.

Kennan, L., 2008, Fission track ages and sedimentary provenance studies in Peru, and their implications for andean paleogeographic evolution, stratigraphy and hydrocarbon systems : VI INGEPET, <http://www.agu.org/pubs/crossref/1988/JB093iB12p15153.shtml>.

Ketcham, R.A., 2005, Forward and inverse modeling of low-temperature thermochronometry data : *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 58, p. 275–314, doi :10.2138/rmg.2005.58.11.

Ketcham, R.A., Carter, A., Donelick, R.A., Barbarand, J., and Hurford, A.J., 2007, Improved modeling of fission-track annealing in apatite : *American Mineralogist*, v. 92, p. 799–810, doi :10.2138/am.2007.2281.

Ketcham, R.A., Gautheron, C., and Tassan-Got, L., 2011, Accounting for long alpha-particle stopping distances in (U–Th–Sm)/He geochronology : Refinement of the baseline case : *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 75, p. 7779–7791, doi :10.1016/j.gca.2011.10.011.

Ketcham, R.A., Guenthner, W.R., and Reiners, P.W., 2013, Geometric analysis of radiation damage connectivity in zircon, and its implications for helium diffusion : *American Mineralogist*, v. 98, p. 350–360, doi :10.2138/am.2013.4249.

Kirby, E., and Whipple, K.X., 2012, Expression of active tectonics in erosional landscapes : *Journal of Structural Geology*, v. 44, p. 54–75, doi :10.1016/j.jsg.2012.07.009.

Kirby, E., and Whipple, K., 2001, Quantifying rockuplift rates via stream profile analysis : *Geology*, v. 29, p. 415–418, doi :10.1130/0091-7613(2001)029<0415 :QDRURV>2.0.CO ;2.

Kirby, E., Whipple, K.X., Tang, W., and Chen, Z., 2003, Distribution of active rock uplift along the eastern margin of the Tibetan Plateau : Inferences from bedrock channel longitudinal profiles : *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, v. 108, doi :10.1029/2001jb000861.

Klein, A.G., Seltzer, G.O., and Isacks, B.L., 1999, Modern and last local glacial maximum snowlines in the Central Andes of Peru, Bolivia, and Northern Chile : *Quaternary Science Reviews*, v. 18, p. 63–84, doi :10.1016/S0277-3791(98)00095-X.

Laslett, G.M., Gleadow, A.J., and Duddy, I.R., 1984, The relationship between fission track length and density in apatite : *Nuclear Tracks*, v. 9, p. 29–38.

Lindsay, J.B., 2016, Whitebox GAT : A case study in geomorphometric analysis : *Computers and Geosciences*, v. 95, p. 75–84, doi :10.1016/j.cageo.2016.07.003.

Lindsay, J.B., Cockburn, J.M.H., and Russell, H.A.J., 2015, An integral image approach to performing multi-scale topographic position analysis : *Geomorphology*, v. 245, p. 51–61, doi :10.1016/j.geomorph.2015.05.025.

Lloyd, S., Van Der Lee, S., França, G.S., Assumpção, M., and Feng, M., 2010, Moho map of South America from receiver functions and surface waves : *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, v. 115, p. 1–12, doi :10.1029/2009JB006829.

Ma, Y., and Clayton, R.W., 2014, The crust and uppermost mantle structure of Southern Peru from ambient noise and earthquake surface wave analysis : *Earth and Planetary Science Letters*, v. 395, p. 61–70, doi :10.1016/j.epsl.2014.03.013.

Mamani, M., Wörner, G., and Sempere, T., 2010, Geochemical variations in igneous rocks of the Central Andean orocline (13°S to 18°S) : Tracing crustal thickening and magma generation through time and space : *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 122, p. 162–182, doi :10.1130/B26538.1.

Mancktelow, N.S., and Grasemann, B., 1997, Time-dependent effects of heat advection and topography on cooling histories during erosion : *Tectonophysics*, v. 270, p. 167–195,
doi :10.1016/S0040-1951(96)00279-X.

Mcglashan, N., Brown, L., and Kay, S., 2008, Crustal thickness in the central Andes from teleseismically recorded depth phase precursors : *Geophysical Journal International*, v. 175, p. 1013–1022,
doi :10.1111/j.1365-246X.2008.03897.x.

Mudd, S.M., Attal, M., Milodowski, D.T., Grieve, S.W.D., and Valters, D.A., 2014, A statistical framework to quantify spatial variation in channel gradients using the integral method of channel profile analysis : *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, v. 119, p. 138–152,
doi :10.1002/2013JF002981.

Ouimet, W.B., Whipple, K.X., Royden, L.H., Sun, Z., and Chen, Z., 2007, The influence of large landslides on river incision in a transient landscape : Eastern margin of the Tibetan Plateau (Sichuan, China) : *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 119, p. 1462–1476,
doi :10.1130/B26136.1.

Pérez-Gussinyé, M., Lowry, A.R., Phipps Morgan, J., and Tassara, A., 2008, Effective elastic thickness variations along the andean margin and their relationship to subduction geometry : *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 9,
doi :10.1029/2007GC001786.

Perron, J.T., and Royden, L., 2013, An integral approach to bedrock river profile analysis : *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 38, p. 570–576,
doi :10.1002/esp.3302.

Purinton, B., and Bookhagen, B., 2017, Validation of digital elevation models (DEMs) and comparison of geomorphic metrics on the southern Central Andean Plateau : *Earth Surface Dynamics*, v. 5, p. 211–237,
doi :10.5194/esurf-5-211-2017.

Recanati, A. et al., 2017, Helium trapping in apatite damage : Insights from (U-Th-Sm)/He dating of different granitoid lithologies : *Chemical Geology*, v. 470, p. 116–131,
doi :10.1016/j.chemgeo.2017.09.002.

Reiners, P.W., and Brandon, M.T., 2006, Using Thermochronology To Understand Orogenic Erosion : *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 34, p. 419–466,
doi :10.1146/annurev.earth.34.031405.125202.

Reiners, P.W., and Ehlers, T.A., 2005, Low-Temperature Thermochronology : Techniques, Interpretations, and Applications : v. 58, 622 p.

Reiners, P.W., and 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*, v. 188, p. 413–420,
doi :10.1016/S0012-821X(01)00341-7.

Reiners, P.W., and Shuster, D.L., 2009, Thermochronology and landscape evolution : *Physics Today*, p. 31–36.

Reuter, H.I., Nelson, A., and Jarvis, A., 2007, An evaluation of void-filling interpolation methods for SRTM data : *International Journal of Geographical Information Science*, v. 21, p. 983–1008, doi :10.1080/13658810601169899.

Rizzoli, P. et al., 2017, Generation and performance assessment of the global TanDEM-X digital elevation model : *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, v. 132, p. 119–139, doi :10.1016/j.isprsjprs.2017.08.008.

Royden, L., and Taylor Perron, J., 2013, Solutions of the stream power equation and application to the evolution of river longitudinal profiles : *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, v. 118, p. 497–518, doi :10.1002/jgrf.20031.

Ruiz, G.M.H., Carlotto, V., Van Heiningen, P. V., and Andriessen, P.A.M., 2009, Steady-state exhumation pattern in the Central Andes – SE Peru : *Geological Society, London, Special Publications*, v. 324, p. 307–316, doi :10.1144/SP324.20.

Sambridge, M., 1999a, Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm - I. Searching a parameter space : *Geophysical Journal International*, v. 138, p. 479–494, doi :10.1046/j.1365-246X.1999.00876.x.

Sambridge, M., 1999b, Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm –II. Appraising the ensemble : *Geophys. J. Int.*, v. 138, p. 727–746.

Sambridge, M., Gallagher, K., Jackson, A., and Rickwood, P., 2006, Trans-dimensional inverse problems, model comparison and the evidence : *Geophysical Journal International*, v. 167, p. 528–542, doi :10.1111/j.1365-246X.2006.03155.x.

Schwanghart, W., and Kuhn, N.J., 2010, TopoToolbox : A set of Matlab functions for topographic analysis : *Environmental Modelling and Software*, v. 25, p. 770–781, doi :10.1016/j.envsoft.2009.12.002.

Schwarz, G.E., 1978, Estimating the dimension of a model : *Annu. Stat.*, v. 6, p. 461–464.

Seidl, M.A., Dietrich, W.E., and Kirchner, J.W., 1994, Longitudinal Profile Development into Bedrock : An Analysis of Hawaiian Channels : *The Journal of Geology*, v. 102, p. 457–474, doi :10.1086/629686.

Shuster, D.L., Flowers, R.M., and Farley, K.A., 2006, The influence of natural radiation damage on helium diffusion kinetics in apatite : *Earth and Planetary Science Letters*, v. 249, p. 148–161, doi :10.1016/j.epsl.2006.07.028.

Snyder, N.P., Whipple, K.X., Tucker, G.E., and Merritts, D.J., 2000, Stream profiles in the Mendocino triple junction region, northern California : *GSA Bulletin*, v. 112, p. 1250–1263,
doi :10.1130/0016-7606(2000)112<1250 :lrrtfd>2.3.co;2.

Springer, M., 1999, Interpretation of heat-flow density in the Central Andes, in *Tectonophysics*, v. 306, p. 377–395,
doi :10.1016/S0040-1951(99)00067-0.

Struth, L., Garcia-Castellanos, D., Viaplana-Muzas, M., and Vergés, J., 2019, Drainage network dynamics and knickpoint evolution in the Ebro and Duero basins : From endorheism to exorheism : *Geomorphology*, v. 327, p. 554–571,
doi :10.1016/j.geomorph.2018.11.033.

Stüwe, K., White, L., and Brown, R., 1994, The influence of eroding topography on steady-state isotherms. Application to fission track analysis : *Earth and Planetary Science Letters*, v. 124, p. 63–74.

Sundell, K.E., Saylor, J.E., Lapen, T.J., and Horton, B.K., 2019, Implications of variable late Cenozoic surface uplift across the Peruvian central Andes : *Scientific Reports*, v. 9, p. 1–12,
doi :10.1038/s41598-019-41257-3.

Turcotte, D.L., and Schubert, G., 1982, *Geodynamics : Applications of Continuum Physics to Geological Problems* (J. W. and Sons, Ed.) : New York.

Valla, P.G., van der Beek, P.A., and Braun, J., 2011, Rethinking low-temperature thermochronology data sampling strategies for quantification of denudation and relief histories : A case study in the French western Alps : *Earth and Planetary Science Letters*, v. 307, p. 309–322,
doi :10.1016/j.epsl.2011.05.003.

Vandevoort, D.S., Jordan, T.E., Zeitler, P.K., and Alonso, R.N., 1995, Chronology of internal drainage development and uplift, southern Puna plateau, Argentine central Andes : *Geology*, v. 23, p. 145–148,
doi :10.1130/0091-7613(1995)023<0145 :COIDDA>2.3.CO;2.

Vermeesch, P., 2009, RadialPlotter : A Java application for fission track, luminescence and other radial plots : *Radiation Measurements*, v. 44, p. 409–410,
doi :10.1016/j.radmeas.2009.05.003.

Vermeesch, P., and Tian, Y., 2014, Thermal history modelling : HeFTy vs. QTQt : *Earth-Science Reviews*, v. 139, p. 279–290,
doi :10.1016/j.earscirev.2014.09.010.

Wagner, G., and Reimer, G., 1972, Fission track tectonics : the tectonic interpretation of fission track apatite ages : *Earth and Planetary Science Letters*, v. 14, p. 263–268.

Wagner, G., Reimer, G., and Jäger, E., 1977, Cooling ages derived by apatite fission track, mica Rb-Sr and K-Ar dating : the uplift and cooling history of the central Alps : *Mem.Sci. Geol.*, v. Padova 30, p. 1–27.

Waples, D.W., and Waples, J.S., 2004, A review and evaluation of specific heat capacities of rocks, minerals, and subsurface fluids. Part 2 : Fluids and porous rocks : *Natural Resources Research*, v. 13, p. 123–130,
doi :10.1023/B :NARR.0000032648.15016.49.

Whipple, K.X., 2001, Fluvial landscape response time : how plausible is steady-state denudation ? *American Journal of Science*, v. 301, p. 313–325.

Whipple, K.X., Forte, A.M., DiBiase, R.A., Gasparini, N.M., and Ouimet, W.B., 2017, Timescales of landscape response to divide migration and drainage capture : Implications for the role of divide mobility in landscape evolution : *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, v. 122, p. 248–273,
doi :10.1002/2016JF003973.

Whipple, K.X., and Tucker, G.E., 1999, Dynamics of the stream-power river incision model : Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs : *Journal of Geophysical Research*, v. 104, p. 661–674.

Whipple, K.X., and Tucker, G.E., 2002, Implications of sediment-flux-dependent river incision models for landscape evolution : *Journal of Geophysical Research*, v. 107, p. 1–20,
doi :10.1029/2000jb000044.

Whittaker, A.C., Cowie, P.A., Attal, M., Tucker, G.E., and Roberts, G.P., 2007, Bedrock channel adjustment to tectonic forcing : Implications for predicting river incision rates : *Geology*, v. 35, p. 103–106,
doi :10.1130/G23106A.1.

Whittington, A.G., Hofmeister, A.M., and Nabelek, P.I., 2009, Temperature-dependent thermal diffusivity of the Earth's crust and implications for magmatism : *Nature*, v. 458, p. 319–321,
doi :10.1038/nature07818.

Willett, S.D., McCoy, S.W., Taylor Perron, J., Goren, L., and Chen, C.Y., 2014, Dynamic reorganization of River Basins : *Science*, v. 343,
doi :10.1126/science.1248765.

Wobus, C.W., Hodges, K., and Whipple, K., 2003, Has focused denudation at the Himalayan topographic front sustained active thrusting near the Main Central Thrust ? *Geology*, v. 31, p. 861–864,
doi :10.1130/G19730.1.

Wobus, C., Whipple, K.X., Kirby, E., Snyder, N., Johnson, J., Spyropolou, K., Crosby, B., and Sheehan, D., 2006, Tectonics from topography : Procedures, promise, and pitfalls : *Geological Society of America*, v. Special Pa, p. 55–74,
doi :10.1130/2006.2398(04).

Chapitre 4

GÉOMORPHOLOGIE QUANTITATIVE DE LA DÉFLEXION D'ABANCAY

Ci-après je développe les résultats, discussions et interprétations relatives à l'étude géomorphologique de la Déflexion d'Abancay. Occupant la partie septentrionale de l'Altiplano péruvien au sud et la Cordillère Orientale au nord, la Déflexion d'Abancay est caractérisée par des anomalies positives de topographie, de reliefs et de pentes. Ces anomalies affectent particulièrement la région de la Cordillère Orientale au nord du système de failles de l'Apurimac. Actuellement la région est drainée par les rivières Apurimac et Urubamba en direction de l'Amazonie. En revanche, aucune étude ne traite de l'évolution du paysage de cette région pour les derniers Ma. Grâce à une analyse géomorphologique ciblée et inédite de la région d'Abancay, je discute de la paléogéographie et des potentielles implications tectoniques affectant la zone d'étude.

Hereafter, I present results, discussions and interpretations under geomorphological consideration for the Abancay Deflection. Located over the northern part of the Peruvian Altiplano to the south and the Eastern Cordillera northward, the Abancay Deflection displays positive anomalies of topography, reliefs and slopes. These anomalies particularly affect the Eastern Cordillera framed southward by the Apurimac fault system. Nowadays the Apurimac and Urubamba Rivers drain this region toward the Amazonia. However, there are no studies dealing about the landscape evolution for this area for the last m.y. Thanks to targeted and focused geomorphological analysis, I discuss the paleogeography and potential tectonic implications affecting the studied area.

Sommaire

4.1	La géomorphologie quantitative – Quantification des dés-équilibres de surface	126
4.2	Résultats	130
4.2.1	Topographie, reliefs et pentes	130
4.2.2	Bassins versants et réseaux hydrographiques	137
4.2.3	Ruptures de pente du réseau hydrographique (knickpoints et knickzones)	142
4.2.4	Résultats de l'analyse k_{sn}	145
4.2.5	Résultats de l'analyse χ	148
4.3	Discussions et interprétations	151
4.3.1	Discussion sur les limites des méthodes employées	151
4.3.2	Interprétations des données géomorphologiques	153
4.3.2.1	La répartition spatiale et altitudinale des knickpoints	153
4.3.2.2	L'analyse des k_{sn} : des profils de rivières déséquilibrés	154
4.3.2.3	L'analyse des χ : des limites de drainages en déséquilibre fort	158
4.3.3	Intégration des données géomorphologiques pour l'étude de la Déflexion d'Abancay	159
4.3.3.1	Paléogéographie du sud Pérou ($\sim 5\text{Ma}$) - Extension spatiale du paléo-Altiplano	159
4.3.3.2	Capture du paléo-Altiplano – Causes et timing	161
4.4	Conclusion	166
4.5	Bibliographie Chapitre 4	175
4.6	Résumé / Overview	181

4.1 La géomorphologie quantitative – Quantification des déséquilibres de surface

Comme présentée dans le chapitre introductif, la Déflexion d'Abancay est partagée entre deux ensembles géologiques avec la Cordillère Orientale au nord et la région altiplanique au sud. Ces ensembles sont délimités par le système de failles de l'Apurimac.

L'Altiplano est un plateau remarquable de haute altitude dont la morphologie singulière est documentée très tôt (Moon, 1939). Les origines de sa formation dans ce contexte de convergence sans collision continentale restent débattues (*e.g.* Isacks, 1988 ; Lamb and Hoke, 1997 ; Allmendinger et al., 1997). Il est drainé de façon interne (endoréisme) entre ~ 14 et ~ 23 °S. Dans sa partie sud (Bolivie, Argentine), l'établissement de l'endoréisme s'est initié entre ~ 24 et ~ 14 Ma dans un contexte de soulèvement régional (Vandevoort et al., 1995). Lorsque je fais référence à l'Altiplano ci-après, je considère cette région au sens morphologique, c'est à dire : un plateau de haute altitude > 3.8 km (Isacks, 1988).

La région de la Déflexion d'Abancay marque la transition morphologique entre les Andes étroites au nord Pérou (~ 250 km ; profils AB et CD ; Fig. 4.1) et les Andes larges de l'Altiplano au sud (~ 400 km ; profils GH et IJ ; Fig. 4.1). La zone d'étude se caractérise par une portion d'orogène large et un relief important (Cordillère Orientale ; profil EF ; Fig. 4.1). Dans la région d'Abancay, l'Altiplano est entaillé sur sa bordure septentrionale par un réseau hydrographique s'écoulant en direction de l'Amazonie (Fig. 4.2 ; rivières Apurimac et Urubamba). Il s'agit de l'unique région à l'échelle nord altiplanique où le réseau hydrographique s'écoulant vers le bassin amazonien parvient à franchir la Cordillère Orientale et incursionne l'Altiplano (Fig. 4.2). Plus de détails à ce sujet sont apportés ci-après.

Dans ce contexte de topographie métastable, la géomorphologie quantitative est l'un des outils idéal afin de comprendre l'évolution du paysage au cours du temps. Dans ce chapitre, je présente la Déflexion d'Abancay du point de vue de la géomorphologie en prenant en compte la topographie, le relief et les pentes de la zone d'étude. Je réalise également une description détaillée des bassins versants et du réseau hydrographique qui drainent la région vers le bassin amazonien au travers des bassins versants de l'Apurimac, de l'Urubamba et du Madre de Dios. Enfin, afin de connaître l'état d'équilibre hydromorphologique de la Déflexion d'Abancay, je présente l'analyse des ruptures de pente des rivières (knickpoints et/ou knickzones ; Gardner, 1983 ; Kirby and Whipple, 2012), des k_{sn} (Kirby and Whipple, 2012) et des χ (Perron and Royden, 2013 ; Willett et al., 2014) au travers de ces bassins versants. Ces différents paramètres associés aux profils de rivières apportent des informations et une quantification au regard des perturbations tectoniques et/ou climatiques et/ou de chute du niveau de base des rivières (Whipple and Tucker, 2002 ; Kirby and Whipple, 2012) pour des échelles de temps courtes < 3 Ma considérant le temps de réponse des réseaux hydrographiques estimé par Whipple (2001). Bien que ce type d'investigation de quantification géomorphologique soit commun pour le système Himalaya-Tibet (*e.g.* Seeber and Gornitz, 1983 ; Ouimet et al., 2007 ; Luirei et al., 2015) ou bien sur le flanc ouest des Andes Centrales (Cordillère Occidentale ; Hoke

et al., 2007; Trauerstein et al., 2013; Carretier et al., 2015; plaine côtière; Evenstar et al., 2017), il n'a jamais été réalisé dans cette partie défléchie des Andes Centrales (Altiplano, Cordillère Orientale) qui pourtant présente des similitudes morphologiques avec la bordure sud-est Tibétaine : réseau hydrographique resserré et capturé le long de failles hérités (actives ?) ainsi que la capture via érosion régressive d'un plateau de haute altitude (Tibet vs. Altiplano; Clark et al., 2004).

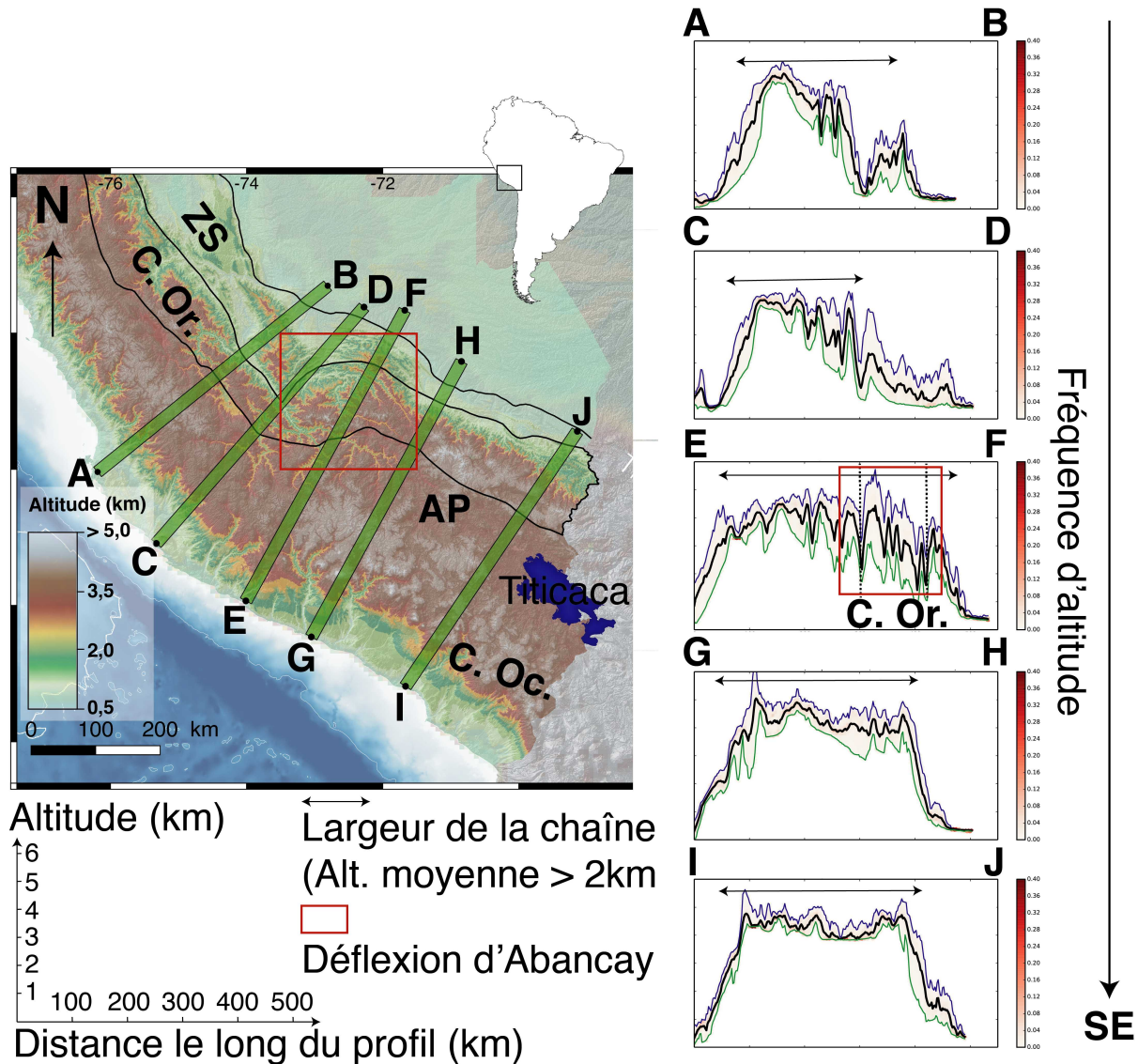


FIGURE 4.1 – Éléments de topographie pour les Andes du sud Pérou. Le continent sud américain (blanc) et le carré noir localisent la carte topographique. La carte topographique présente la localisation et l'extension spatiale des différents profils topographiques swath extraits (rectangles verts; largeur : 20 km; pas d'échantillonnage : 2 km). Les graphiques sur la droite présentent les profils d'altitudes maximales (courbes bleues), moyennes (courbes noires) et minimales (courbes vertes) pour les segments AB, CD, EF, GH et IJ. Les échelles horizontales et verticales sont identiques pour tous les graphiques. Les segments d'extraction de la topographie sont perpendiculaires à l'axe d'elongation de la chaîne. Du nord-ouest vers le sud-est, nous observons l'élargissement de l'orogène. Le profil EF traverse la Déflexion d'Abancay et dénote de par l'amplitude importante du relief en particulier dans sa partie nord (Cordillère Orientale). ZS : Zone Subandine; C. Or. : Cordillère Orientale; AP : Altiplano; C. Oc. : Cordillère Occidentale.

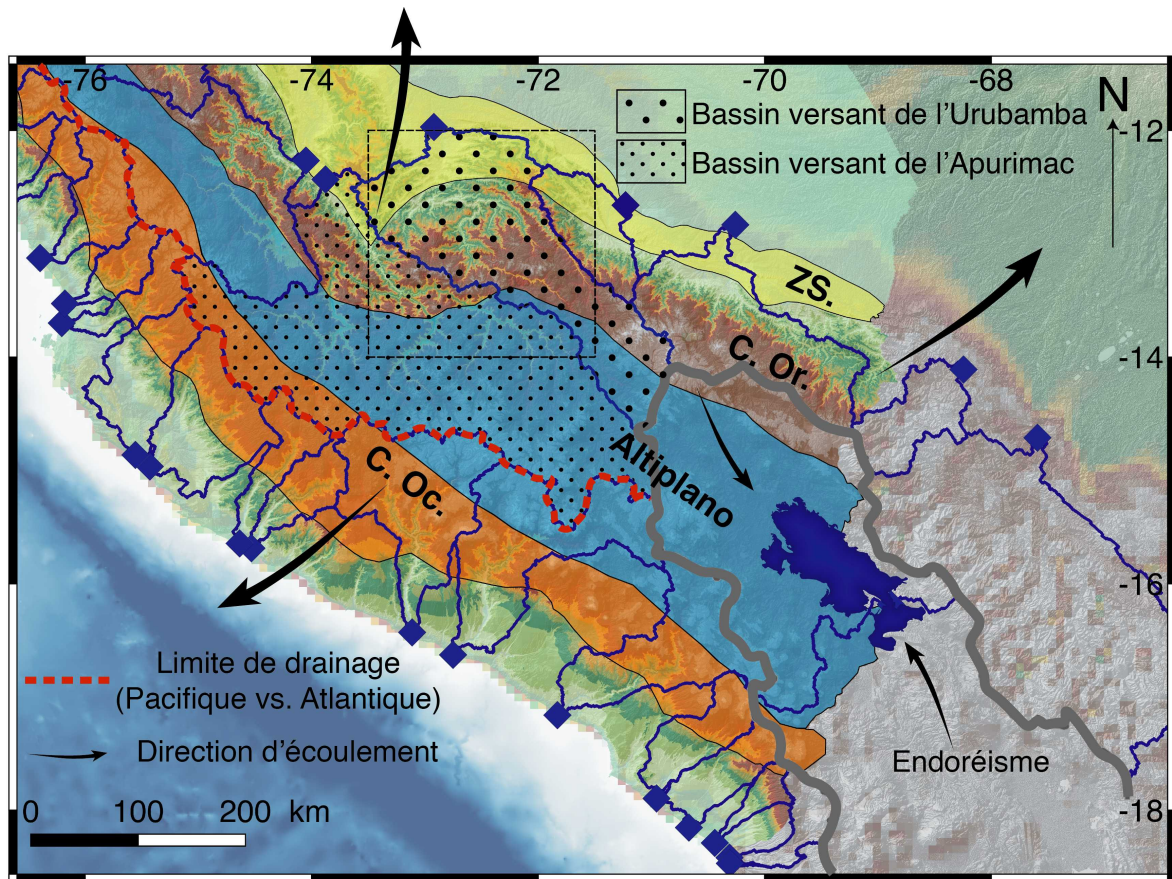


FIGURE 4.2 – Carte des bassins versants principaux du sud Pérou. La Déflexion d'Abancay est encadré par le carré pointillé noir. Les limites de bassins (lignes bleues) sont définies par leurs exutoires respectifs (losanges bleus). Les réseaux hydrographiques des rivières Apurimac et Urubamba (bassins versants oblongues et obliques par rapport à l'élongation de cette partie des Andes larges) sont les seuls à véritablement pénétrer à l'intérieur de l'orogène jusqu'à son cœur : l'Altiplano. Les limites de l'Altiplano endoréique sont marquées par la courbe grise. Liste des abréviations : C. Oc. : Cordillère Occidentale; C. Or : Cordillère Orientale; ZS : Zone subandine.

4.2 Résultats

4.2.1 Topographie, reliefs et pentes

La zone altiplanique s'étend au sud des villes d'Andahuaylas, Abancay, Limatambo et Cuzco et la Cordillère Orientale au nord de ces dernières (Fig. 4.3). Au sud, la région altiplanique présente des altitudes comprises entre $\sim 1,0$ et $\sim 5,4$ km d'altitude avec un relief croissant du sud vers le nord en direction de l'Apurimac. Le relief passe de ~ 1 km à $\sim 4,5$ km (Fig. 4.4). Les pentes permettent de mettre en évidence deux ensembles morphologiques pour la zone altiplanique :

1. Des surfaces perchées au delà de 3,8 km d'altitude avec des pentes faibles $< 10^\circ$ (Fig. 4.4 et 4.5).
2. Une zone de pentes fortes associées à un relief croissant et une topographie moyenne décroissante organisée le long du réseau hydrographique de l'Apurimac (Figs. 4.4 et 4.5).

Au nord de la vallée de l'Apurimac, la Cordillère Orientale se décline en une succession de chaînons montagneux dont les directions d'élongations changent d'est en ouest (NNW-SSE à E-W) donnant l'impression d'un déflexissement à l'origine de la déflexion de la Déflection d'Abancay (Fig. 4.3; Marocco, 1971; Dalmayrac et al., 1980). Nous trouvons du sud-ouest au nord-est, la cordillère Vilcabamba, la Cordillère Urubamba, l'extension septentrionale de la cordillère Vilcanota et enfin la cordillère Paucartambo au plus proche de la zone subandine (Fig. 4.3). Les altitudes maximales sont sensiblement plus élevées en comparaison avec la région altiplanique avec des sommets > 6 km d'altitude (*e.g.* Nevado Salcantay – 6271 m d'altitude). Le relief y est important et plus homogène que la zone altiplanique ($\sim 3-4$ km; Fig. 4.4). Les pentes y sont très fortes ($> 30^\circ$ dans sa quasi totalité; Figs. 4.5A et 4.5B) à l'exception de quelques surfaces perchées à des altitudes variables (Figs. 4.5A et 4.5C). Cette zone de fortes pentes homogènes qui affectent de façon spectaculaire la Cordillère Orientale de la Déflection d'Abancay ne semble pas organisée le long du réseau hydrographique de l'Urubamba à l'exception de sa partie amont. La limite géologique entre l'Altiplano et la Cordillère Orientale (système de failles de l'Apurimac) circonscrit les valeurs de pentes importantes réparties de façon homogène dans la Cordillère Orientale. Vers le nord les valeurs de pentes diminuent progressivement vers la zone subandine avant d'atteindre des valeurs $< 10^\circ$ au delà de 12°S dans le domaine subandin et dans le bassin amazonien (Fig. 4.5A et 4.5E). Au même titre que les pentes, les valeurs de relief les plus importantes se concentrent le long du réseau hydrographique de l'Apurimac et dans la Cordillère Orientale, en particulier le long du système de failles de l'Apurimac (Fig. 4.6).

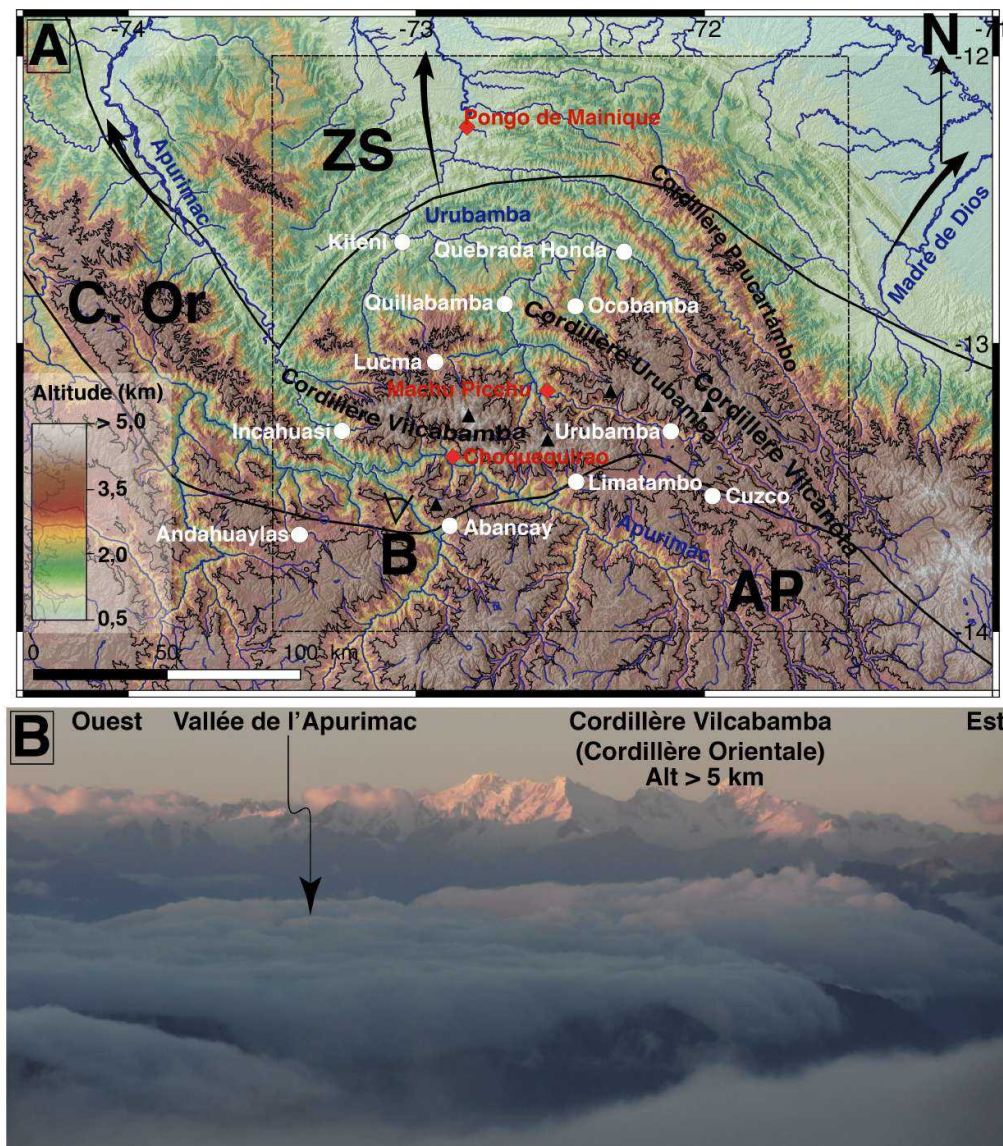


FIGURE 4.3 – Topographie de la Déflexion d'Abancay. A) Carte topographique de la Déflexion d'Abancay (zone d'étude - carré noir tireté). Les cercles pleins blancs sont les villes principales, les losanges rouges correspondent à des sites archéologiques ou naturels remarquables et les triangles noirs sont les localisations des sommets les plus importants de la région ($> 5,2$ km d'altitude). Les courbes noires sont les iso-contours 3,8 km d'altitude et délimitent l'Altiplano topographique. Les courbes bleues représentent le réseau hydrographique des trois rivières principales qui drainent la région vers le nord (flèches noires) : l'Apurimac, l'Urubamba et le Madre de Dios. Liste des abréviations : AP : Altiplano; C. Or : Cordillère Orientale; ZS : Zone subandine. B) Photo prise depuis les hauteurs d'Andahuaylas en direction du nord. La mer de nuage correspond approximativement à l'altitude moyenne de l'Altiplano. La cordillère Vilcabamba en arrière plan exprime l'anomalie positive de topographie que représente la Cordillère Orientale en comparaison avec la région altiplanique plus au sud.

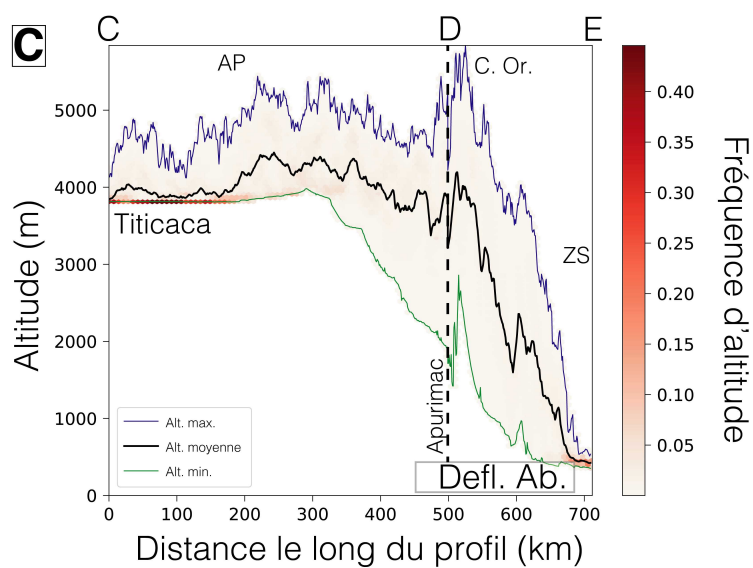
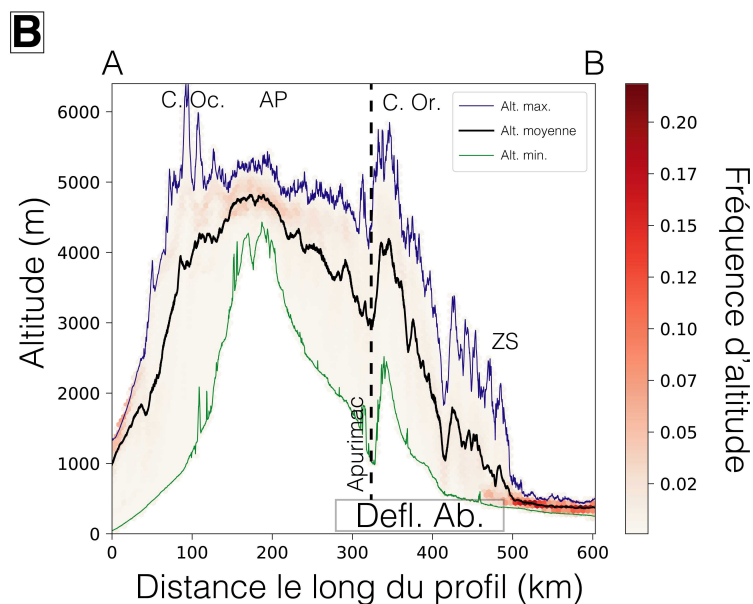
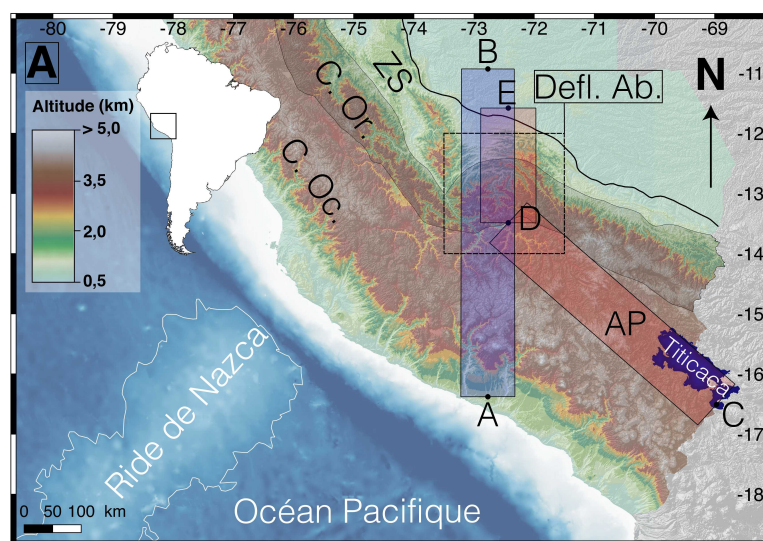


FIGURE 4.4 – Profils topographiques swath. A) Localisation des profils topographiques (cadre noir sur le continent sud américain en blanc) intégrés sur une zone rectangulaire de 100 km de large AB (bleu) et CDE (rouge) au sud du Pérou recoupant la Déflexion d'Abancay (carré noir pointillé) perpendiculairement aux failles est-ouest majeures. Le pas d'échantillonnage est de 100 m. B) Swath topographique pour le profil AB. C) Swath topographique pour le profile coudé CDE. Il est important de remarquer le changement abrupt de morphologie au travers de l'Apurimac entre l'Altiplano (AP) relativement plat et la Cordillère Orientale (C. Or. ; bande grisée) sensiblement plus élevée et plus incisée au travers de la Déflexion d'Abancay (Defl. Ab. ; carré noir tireté). La ligne verticale noire pointillée marque la localisation de l'Apurimac et la limite entre l'Altiplano et la Cordillère Orientale. C. Oc. : Cordillère Occidentale ; ZS : Zone Subandine.

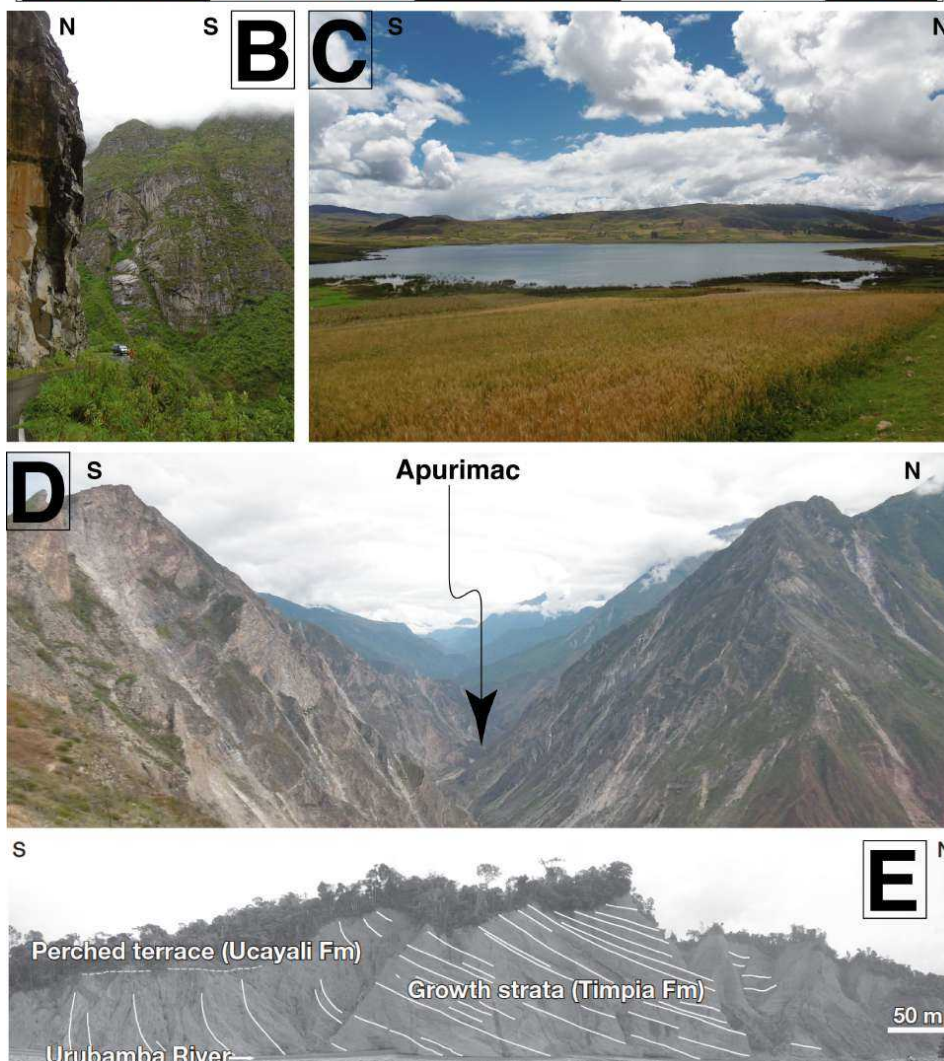
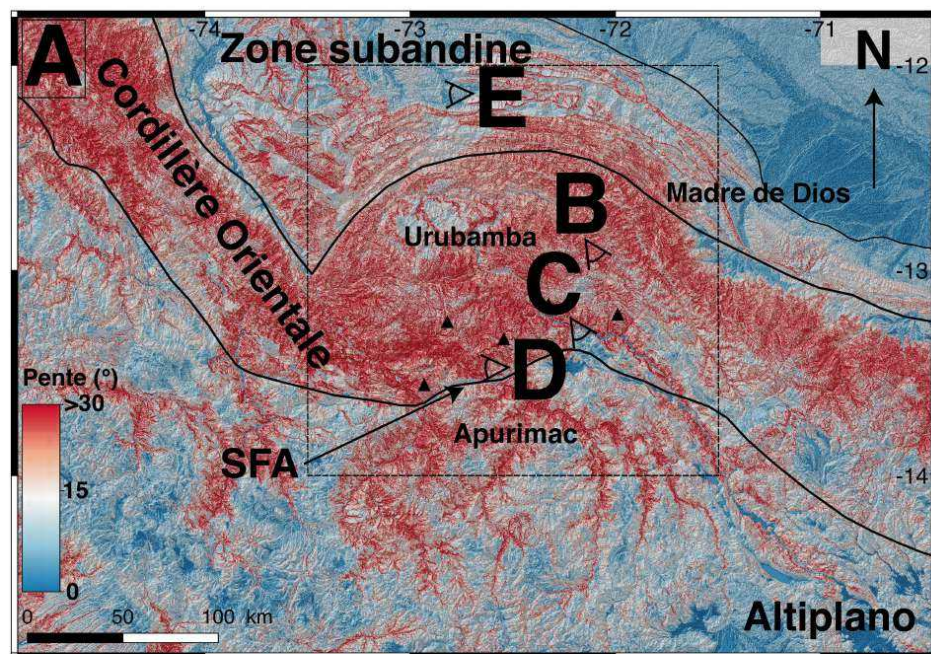


FIGURE 4.5 – Pentes de la Déflexion d’Abancay. A) Carte des valeurs des pentes de la zone d’étude. Le carré tireté noir encadre la Déflexion d’Abancay. Les triangles arrondis montrent la localisation approximative des prises de vue des photos B, C, D et E. La Cordillère Orientale est marquée par des valeurs $> 30^\circ$ en particulier le long de la limite Altiplano – Cordillère Orientale (SFA, système de failles de l’Apurimac). La région altiplanique est sensiblement plus plane ($0-15^\circ$) à l’exception des affluents de l’Apurimac et de l’Apurimac lui même avec des valeurs $> 30^\circ$. B) Photo prise dans la vallée de Quebrada Honda témoignant des pentes importantes relevés dans cette zone (falaises – 90°). C) Photo prise à 15 km au nord-ouest de Cuzco (lac Huaypo). Il s’agit d’une surface perchée à $\sim 3,5$ km d’altitude légèrement vallonnée (faibles pentes $< 10^\circ$). D) Incision de l’Apurimac formant un canyon ($> 45^\circ$). Photo prise au belvédère de Curahuasi. E) Photo prise dans la zone subandine (Espurt et al., 2011) le long de la rivière Urubamba. Cette région s’ouvre sur le bassin amazonien et présente des pentes assez faibles ($< 15^\circ$).

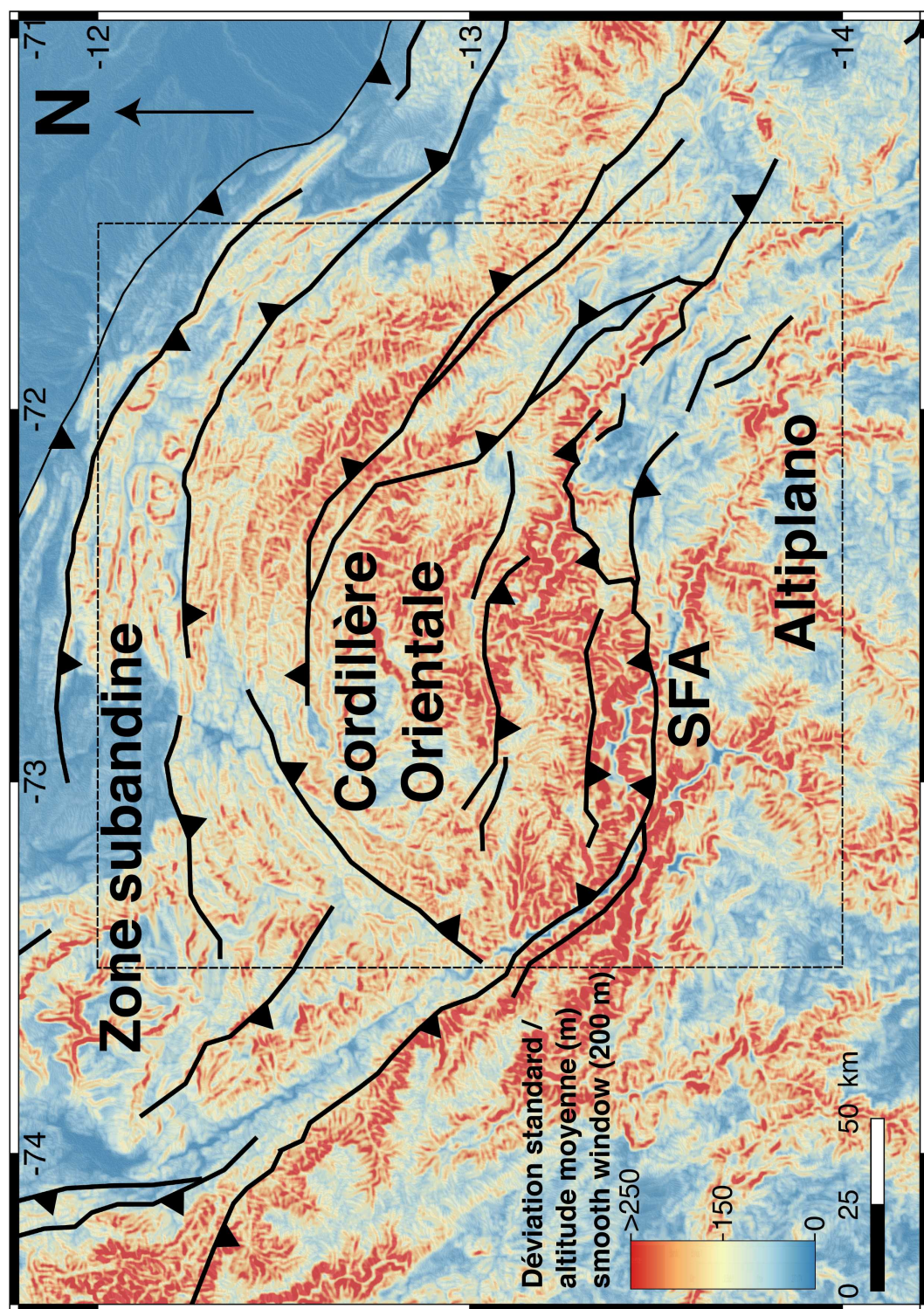


FIGURE 4.6 – Carte des déviations d'altitude par rapport à l'altitude moyenne (proxy du relief). Les valeurs les plus importantes du relief (déviations standard > 250 m ; rouge) se concentrent au nord du système de faille de l'Apurímac (SFA) dans la Cordillera Orientale.

4.2.2 Bassins versants et réseaux hydrographiques

La Déflexion d'Abancay est drainée par trois rivières principales. Il s'agit du sud vers le nord de l'Apurimac, de l'Urubamba et du Madre de Dios (Fig. 4.7). Les bassins versants associés aux rivières citées précédemment occupent une surface de ~ 65000 , ~ 33000 et ~ 7500 km² respectivement. À titre comparatif, le bassin versant de l'Urubamba couvre une surface semblable à celle du bassin versant de l'Hudson River (État de New-York, Etats-Unis d'Amérique). Les bassins versants de l'Apurimac et de l'Urubamba sont bordés au sud-est par l'Altiplano endoréique et au nord-ouest par le bassin versant du Mantaro. Particularité remarquable de cette région, le niveau de base du bassin endoréique de l'Altiplano est le lac Titicaca situé à $\sim 3,8$ km d'altitude.

Le sens de drainage global de la région d'étude est du sud vers le nord-est, vers le bassin amazonien (Fig. 4.7). Ces trois rivières sont toutes des affluents indirects de l'Amazone et leur niveau de base ultime est l'océan Atlantique. Les bassins versants de l'Apurimac et de l'Urubamba présentent une forme oblongue s'étirant le long d'un axe SE-NW. Les rivières principales s'étirent et se resserrent le long et autour de la limite Altiplano-Cordillère Orientale. Cette morphologie de bassin est remarquable en comparaison avec le bassin versant du Madre de Dios et les autres bassins versants qui drainent la Cordillère Orientale plus au sud (Bolivie) dont les directions d'écoulement sont perpendiculaires à l'élongation de l'orogène et ne parviennent pas à traverser la Cordillère Orientale (Figs. 4.2 et 4.7).

La rivière principale Apurimac s'écoule du sud vers le nord dans sa partie amont (Altiplano) avant de suivre la limite Altiplano – Cordillère Orientale en aval selon une direction SE-NW puis recoupe cette limite avant de rejoindre le bassin amazonien (Figs. 4.7 et 4.8). Le bassin de l'Apurimac présente une forte asymétrie le long de l'axe que représente la rivière principale avec des affluents bien plus développés rive gauche (vers le sud) que rive droite (vers le nord ; Figs. 4.7 et 4.8). Les affluents rive droite, au contact de la limite Altiplano - Cordillère Orientale (système de failles de l'Apurimac) sont de plus, bien plus raides (pentes très importantes) que les affluents rive gauche (Fig. 4.8A). Le réseau hydrographique de ce même bassin est affecté par des changements de directions abrupts et d'ampleur formant des coudes parfois à plus de 90° (Figs. 4.7 et 4.8). La partie amont du système Apurimac ($> \sim 2000$ m d'altitude) présente de nombreux knickpoints suggérant des déséquilibres morphologiques (Fig. 4.8A). Ces knickpoints sont détaillés plus loin dans ce chapitre.

L'Urubamba s'écoule de façon chaotique vers le nord depuis l'Altiplano vers le bassin amazonien et traverse la Cordillère Orientale avec de nombreux changement de directions en formant des coudes prononcés à l'instar de l'Apurimac (Figs. 4.7 et 4.9). La partie amont du système Urubamba ($> \sim 3000$ m d'altitude) présente de nombreux knickpoints suggérant des déséquilibres morphologiques (Fig. 4.9A). Ces knickpoints sont détaillés plus loin dans ce chapitre.

Enfin le Madre de Dios s'écoule uniquement dans la Cordillère Orientale d'ouest en est vers le bassin amazonien (Fig. 4.7). Le réseau hydrographique du bassin versant du

Madre de Dios ne présente pas de perturbations particulières (absence de knickpoints importants ; Fig. 4.10).

La présence dans ces bassins versants de points triples dans le réseau d'affluents avec des morphologies singulières marquées par des convergences dans le réseau hydrographique en forme de croix est à noter (Fig. 4.7).

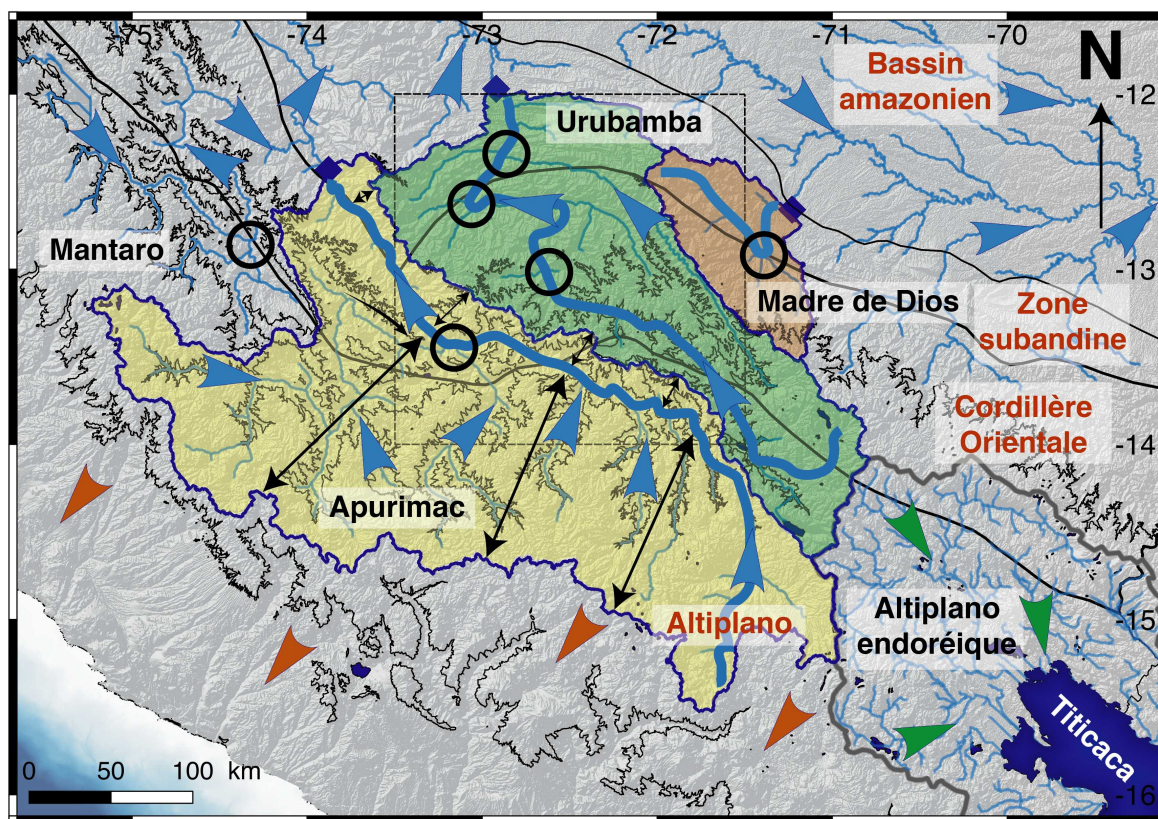


FIGURE 4.7 – Réseau hydrographique de la Déflection d'Abancay (carré noir tireté) et zones adjacentes. Les lignes bleues fines représentent le réseau hydrographique. Les lignes bleues épaisses sont les rivières principales. Les flèches à base arrondies témoignent du sens d'écoulement. Les flèches bleues correspondent à un niveau de base Atlantique, les flèches orange pour l'océan Pacifique et les flèches vertes en direction du lac Titicaca (3,2 km d'altitude). Les doubles flèches noires montrent l'asymétrie de développement du réseau hydrographique pour l'Apurimac. Les contours bleu foncés sont les limites de bassins versants avec leurs exutoires associés (losanges bleu foncés). Les bassins versants de l'Apurimac, de l'Urubamba et du Madre de Dios sont respectivement en jaune, vert et orange. La limite de l'Altiplano endoréique est représentée par le contour gris. Les lignes noires sont les contours d'iso-altitude à 3,8 km qui marquent l'Altiplano et son extension nord avec les hauts plateaux péruviens. Les cercles noirs localisent les points triples du réseau hydrographique.

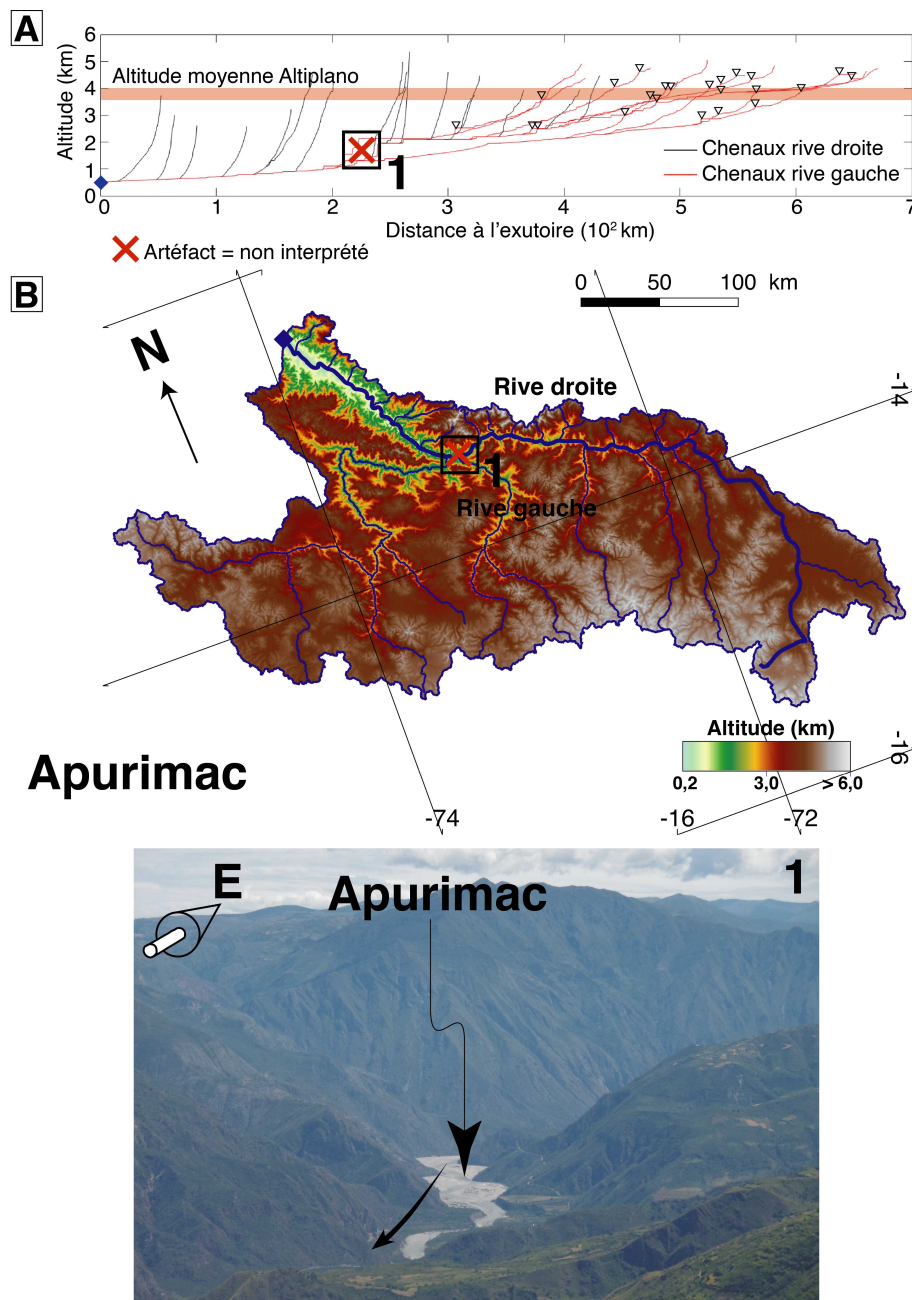


FIGURE 4.8 – Profils en long de quelques rivières choisies du bassin versant de l'Apurimac. A) Profils longitudinaux des rivières principales du bassin versant de l'Apurimac (Altitude en fonction de la distance à l'exutoire). Les triangles noirs représentent des knickpoints. B) Topographie et localisation des chenaux du graphique « A » pour le bassin versant de l'Apurimac. La courbe bleue la plus large est la rivière principale (Apurimac). La croix rouge représente une zone mal contrainte par les MNT (artéfact car vallée trop encaissée) qui a été éliminée pour les analyses ultérieures (k_{sn} ; χ). La photo 1 est une vue de cette zone en particulier. Sur cette section de l'Apurimac, la rivière dépose des sédiments dans un système alluvial en tresses méandriforme. Il ne s'agit pas d'une knickzone (1 km d'amplitude) comme le montre le graphe A.

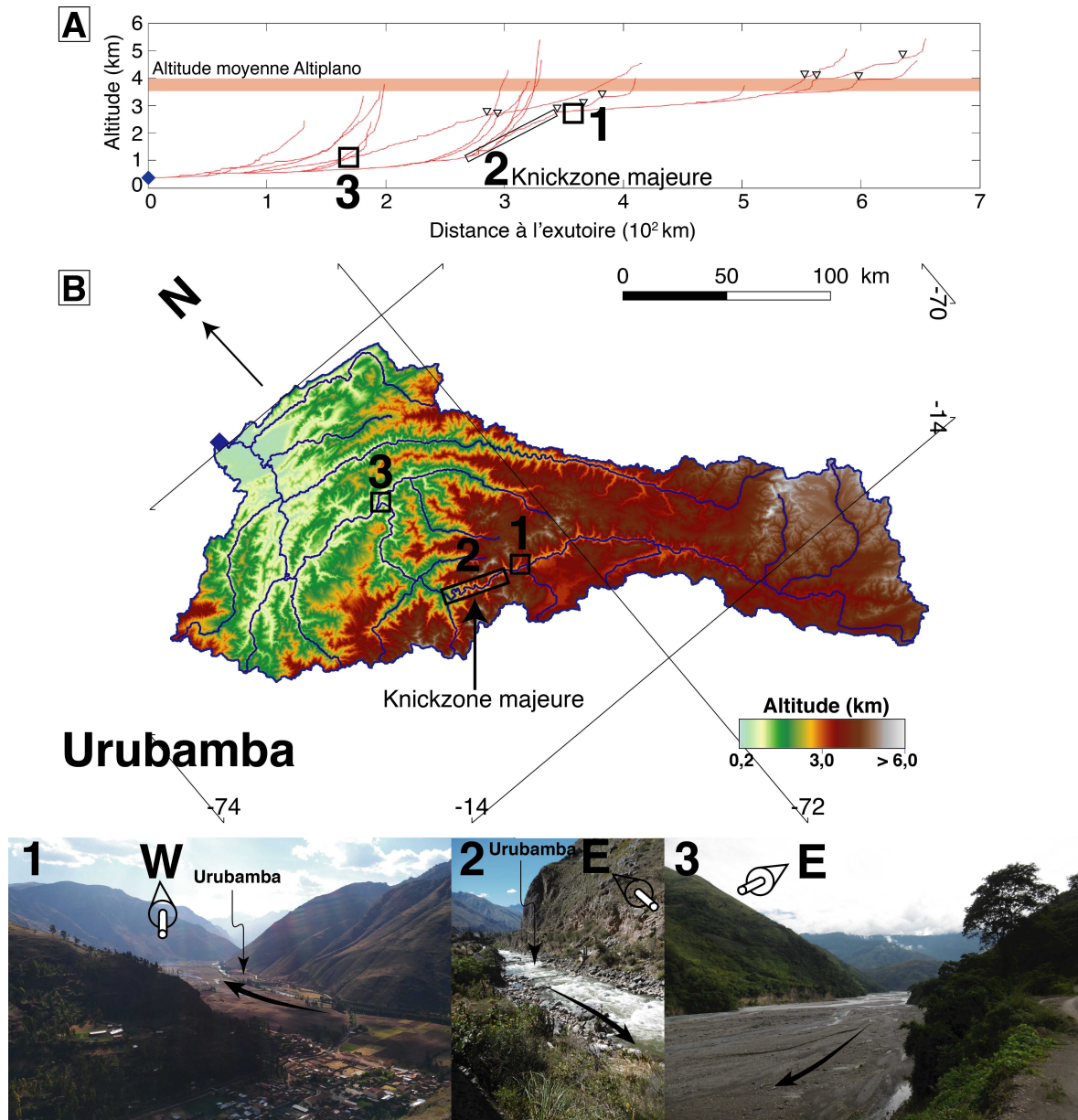


FIGURE 4.9 – Profils en long de quelques rivières choisies du bassin versant de l'Urubamba. A) Profils longitudinaux des rivières principales du bassin versant de l'Urubamba (Altitude en fonction de la distance à l'exutoire). Les triangles noirs représentent des knickpoints. B) Topographie et localisation des chenaux du graphique « A » pour le bassin versant de l'Urubamba. Les photos 1, 2 et 3 sont des prises de vue témoignant du comportement alluvial (dépôt de sédiments; Photos 1 et 3) et du comportement en incision au sein d'une knickzone (Photo 2) pour les chenaux du bassin versant de l'Urubamba.

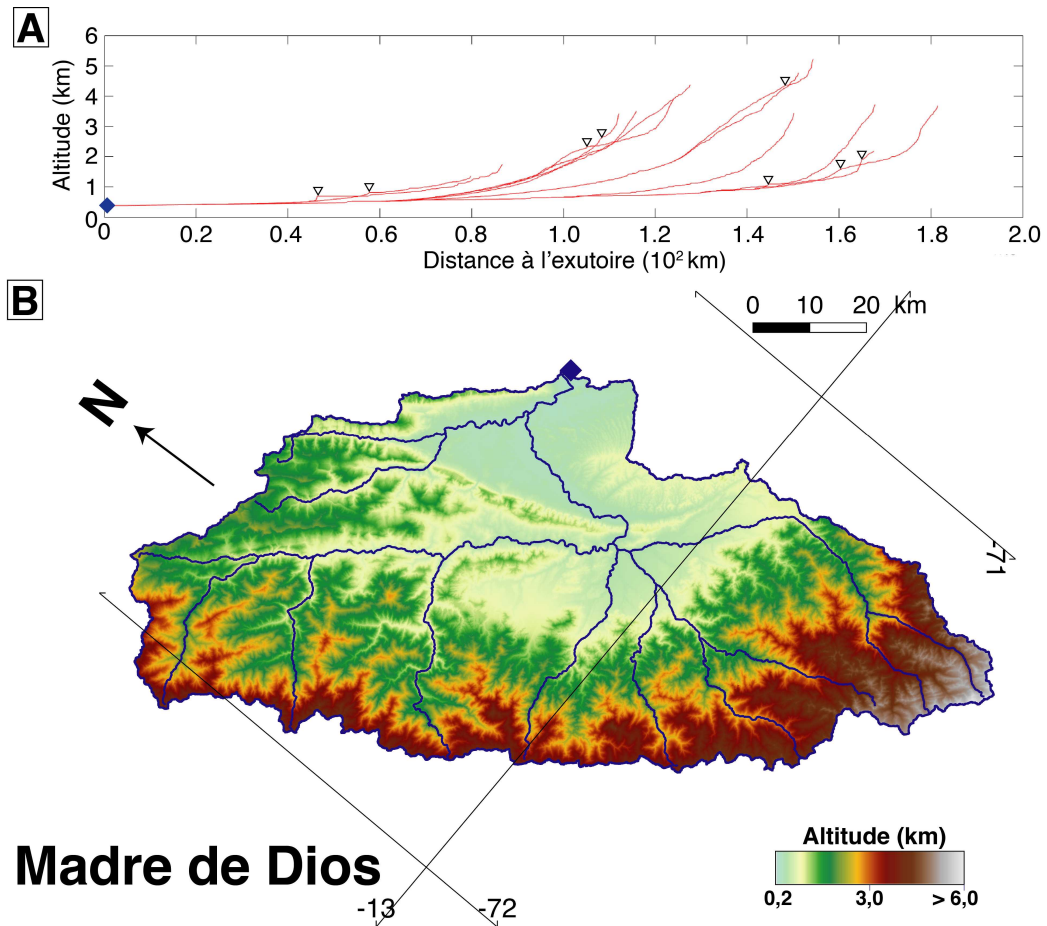


FIGURE 4.10 – Profils en long de quelques rivières choisies du bassin versant du Madre de Dios. A) Profils longitudinaux des rivières principales du bassin versant du Madre de Dios (Altitude en fonction de la distance à l'exutoire). Les triangles noirs représentent des knickpoints. B) Topographie et localisation des chenaux du graphique « A » pour le bassin versant du Madre de Dios.

4.2.3 Ruptures de pente du réseau hydrographique (knickpoints et knickzones)

L'extraction des ruptures de pente à partir du réseau hydrographique permet de mettre en évidence la présence de knickpoints glaciaires (moraines et verrous glaciaires ; Fig. 4.11) dont l'amplitude verticale n'excède que très rarement les 250 m (Tableau 4.1). Ces knickpoints sont répartis de façons hétérogènes et occupent plus densément et assez logiquement les zones de hautes altitudes au pourtour des têtes de bassins versants de l'Apurimac et de l'Urubamba. Ils sont absents pour des altitudes inférieures à 3,6 km et le bassin versant du Madre de Dios en est dépourvu (Figs. 4.11 et 4.12). Il est important de noter la présence d'un nombre important de ces knickpoints glaciaires dans la Cordillère Orientale répartis selon une direction E-W et occupant majoritairement les flancs nords parallèles à la limite Altiplano – Cordillère Orientale (Figs. 4.11 et 4.12). D'autre part, des knickpoints majeurs dont l'amplitude verticale est supérieure à 0,5 km sont présents et comportent en amont des zones planes dont les pentes moyennes n'excèdent pas les 15° (Fig. 4.11). Ces knickpoints d'ampleurs présents dans les bassins versants de l'Apurimac et de l'Urubamba se répartissent à des altitudes proches comprises entre 3.6 et 4 km entre 14,5° et 13,0° de latitude sud avant de plonger à des altitudes comprises entre 3 et 1 km vers le nord, vers la zone subandine (Fig. 4.12). Les données des knickpoints analysés sont présentées dans le tableau 4.1 à la fin de ce chapitre.

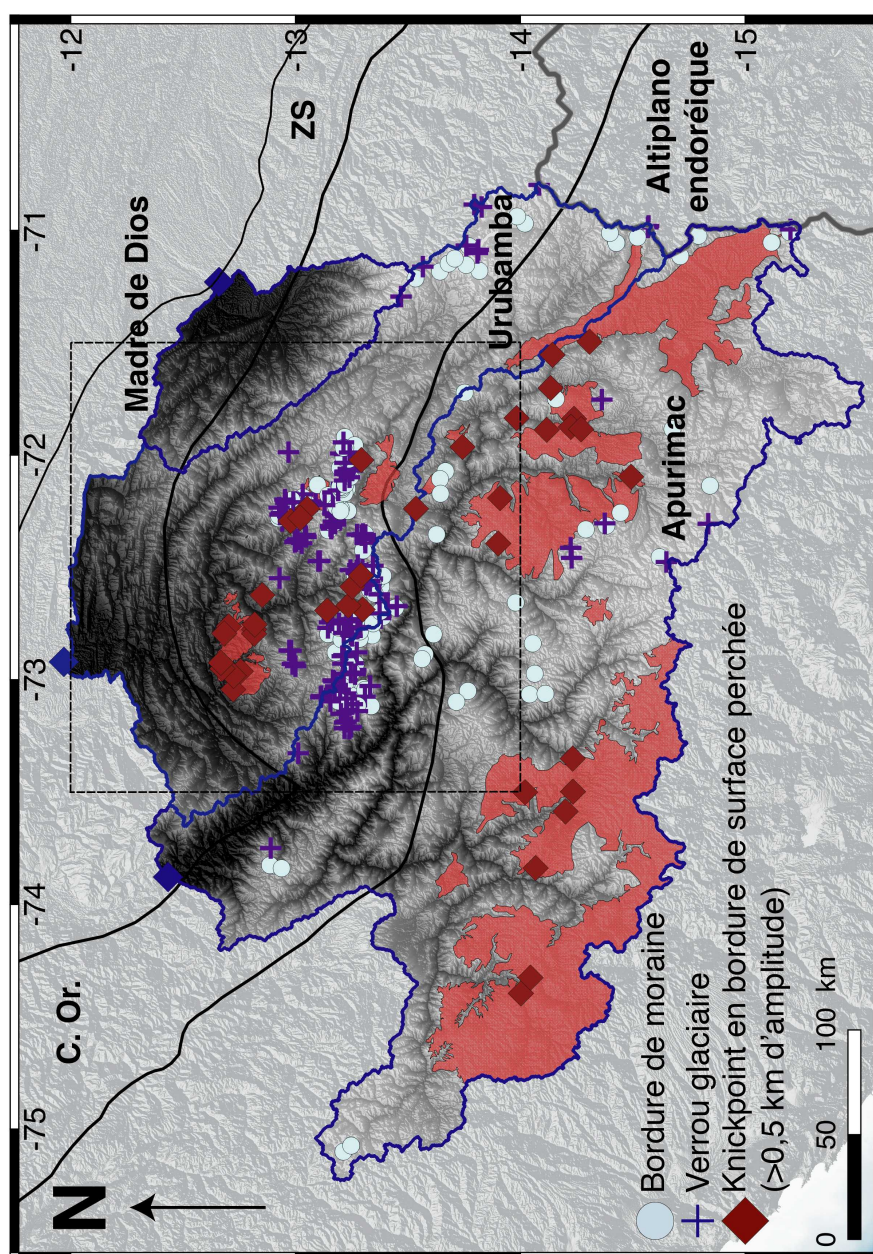


FIGURE 4.11 – Localisation des knickpoints pour les bassins versants de l'Apurimac, de l'Urubamba et du Madre de Dios. Les contours bleu foncés sont les limites de bassins versants définis par leurs exutoires respectifs. La zone endoréique est entourée par la ligne grise. Le carré tiré marque la localisation de la Déflexion d'Abancay. Parmi les knickpoints représentés, les cercles pleins bleu clair sont ceux associés aux moraines, les croix violettes aux verrous glaciaires et les losanges rouges sont les knickpoints majeurs dont l'amplitude est supérieure à 0,5 km associés à des surfaces perchées en amont (pentes $< 15^\circ$; surfaces rouges).

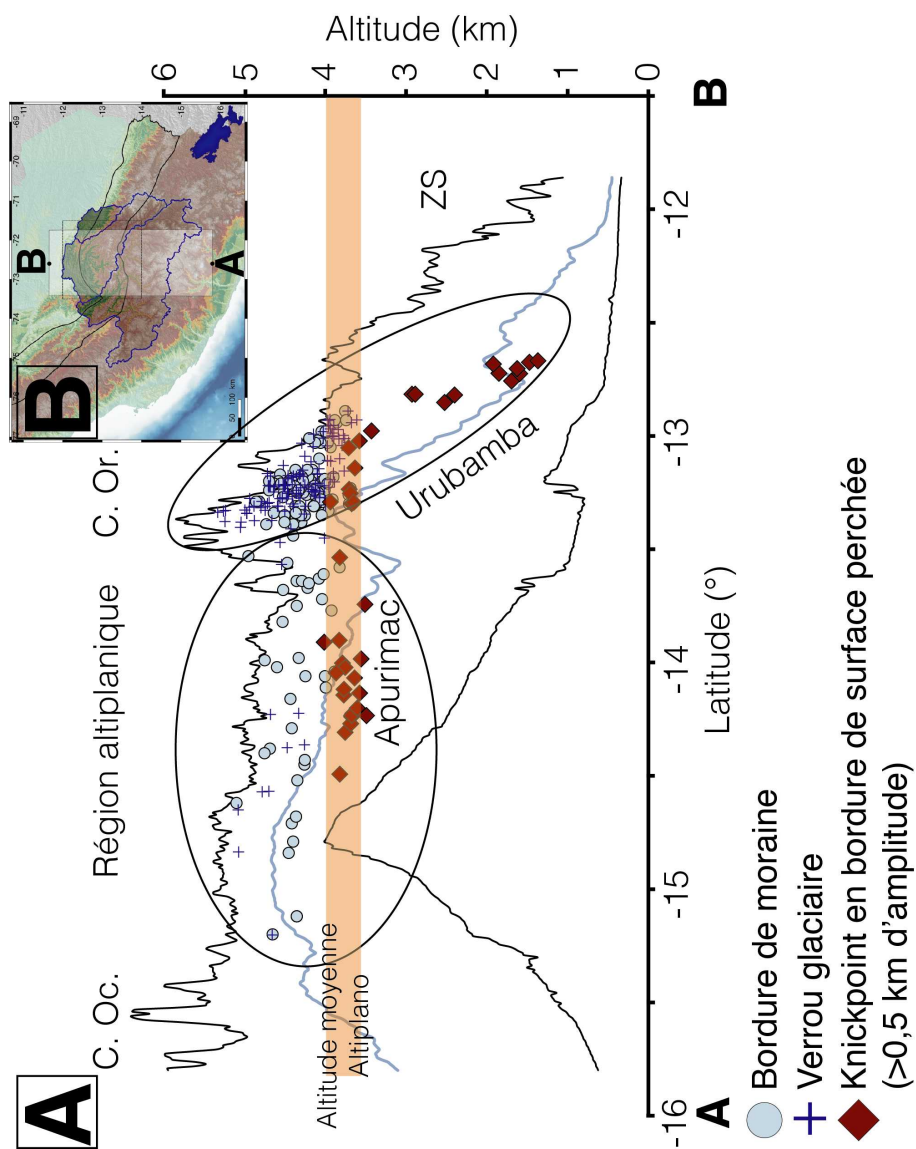


FIGURE 4.12 – Répartition altitudinale en latitudinale des knickpoints extraits pour la région de la Déflection d'Abancay. A) Localisation des knickpoints au travers des Andes le long d'un profil topographique AB inscrit dans une bande rectangulaire S-N de 180 km de large. Les courbes noires sont les valeurs extrêmes (minimum – maximum) d'altitude et la courbe bleue est l'altitude moyenne. Les ovoïdes noirs correspondent aux bassins versants de l'Apurímac et de l'Urubamba. B) localisation du profil AB à l'échelle du sud Pérou.

4.2.4 Résultats de l'analyse k_{sn}

Les réseaux hydrographiques de l'Apurimac et de l'Urubamba sont partagés entre incision du substratum et portions alluviales (Figs. 4.8 et 4.9) impliquant des comportements différents au regard des dynamiques érosives et/ou de dépôts sédimentaires pour les chenaux étudiés (Whipple and Tucker, 2002). Les zones d'incision sur substratum correspondent aux portions de rivières à fort k_{sn} et les portions alluviales présentent de faibles valeurs de k_{sn} (Figs. 4.9 et 4.13). Pour le bassin versant de l'Apurimac, les valeurs élevées de k_{sn} s'organisent le long de l'Apurimac et de ses affluents principaux formant une géométrie fractale de valeurs de k_{sn} importantes (cadre A ; Fig. 4.14 ; 2.10^1 à 5.10^1). En dehors de ces zones, les valeurs de k_{sn} sont plus faibles en particulier pour la tête du bassin versant de l'Apurimac (1.10^{-2} à 1.10^1 ; cadre B ; Fig. 4.14). Pour le bassin versant de l'Urubamba, les valeurs de k_{sn} élevées, les plus fortes de la région, se concentrent le long d'une bande SW-NE avec des valeurs $> 1.10^3$. Cette bande est orthogonale à l'axe d'élongation du bassin versant de l'Urubamba (cadre C ; Fig. 4.14). Pour le bassin du Madre de Dios, les forts k_{sn} occupent la tête du bassin proche de la limite de drainage avec le bassin versant de l'Urubamba. Cependant ces valeurs sont bien inférieures à celles enregistrées pour l'Apurimac et l'Urubamba.

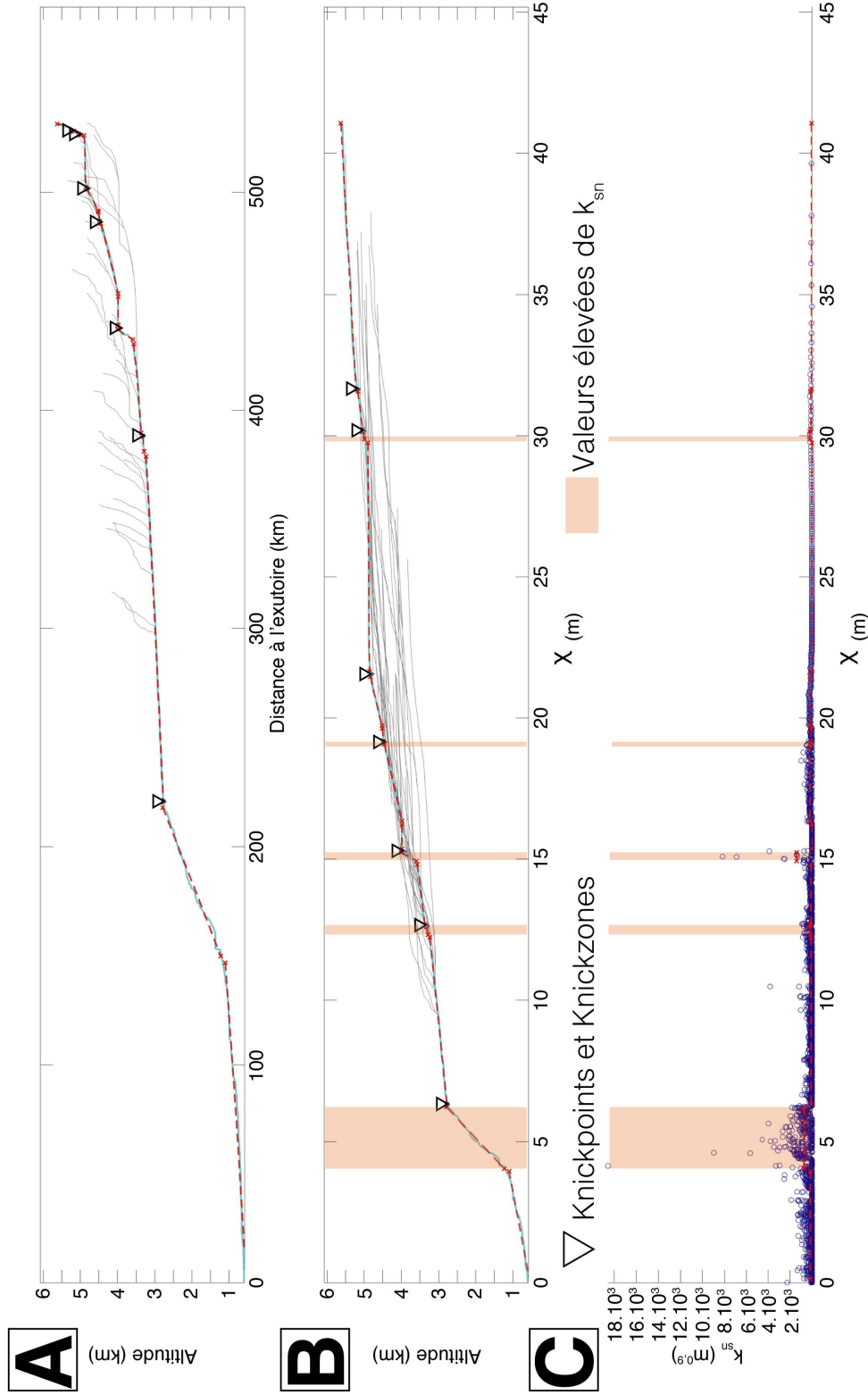


FIGURE 4.13 – Valeurs de k_{sn} et de χ extraites à partir des profils de rivière. Les données présentées sont issues du profil longitudinal de l'Urubamba (rivière principale du bassin versant du même nom). A) Profil en long et knickpoints de l'Urubamba. Les segments rouges pointillés correspondent aux segments définis manuellement par l'utilisateur correspondant aux portions de rivières aux caractéristiques de pentes semblables. B) Graphique présentant les valeurs d'altitude en fonction des χ . C) Graphique présentant les valeurs de k_{sn} en fonction des χ .

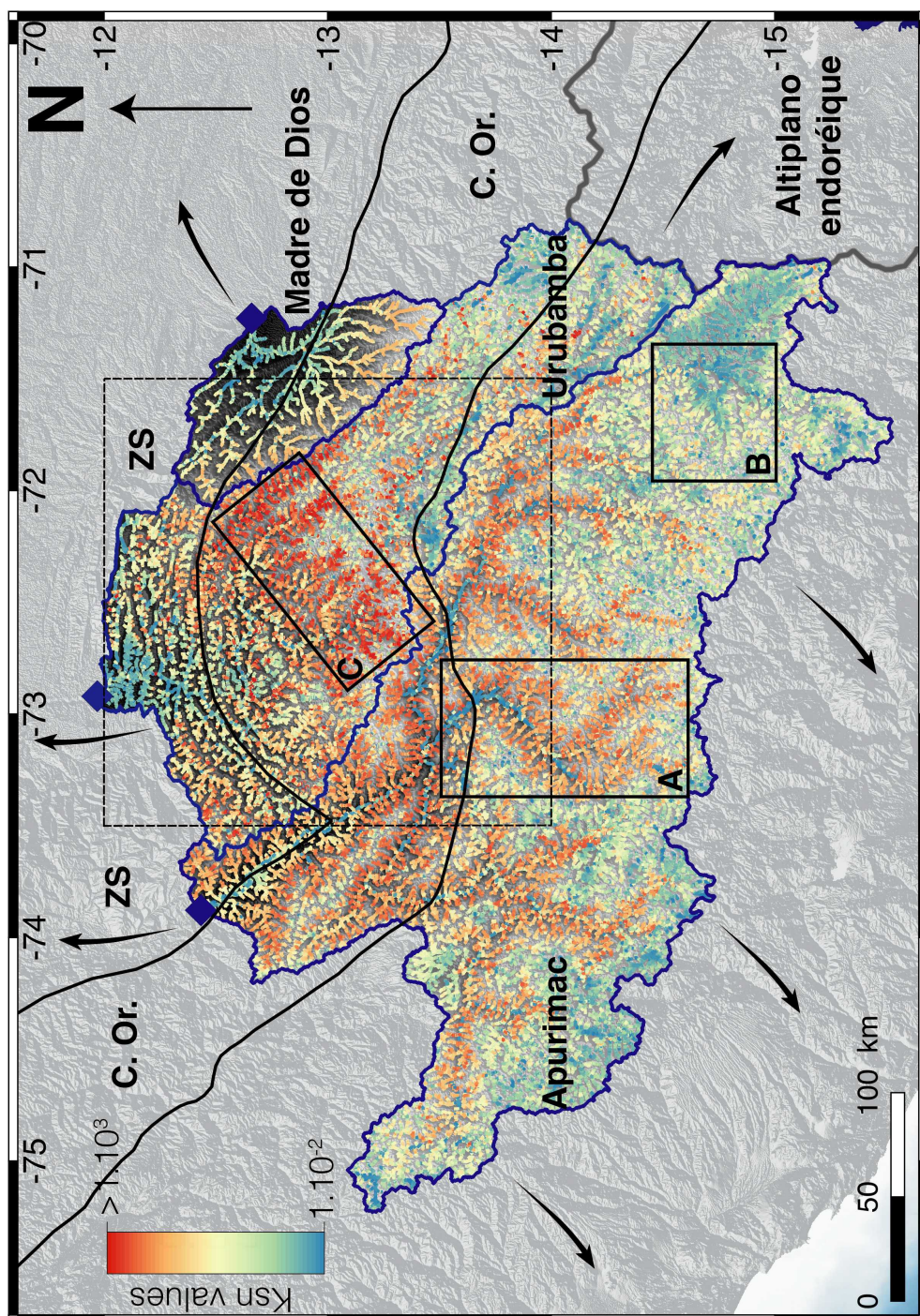


FIGURE 4.14 – Carte des k_{sn} pour les bassins versants de l'Apurimac, de l'Urubamba et du Madre de Dios. Les flèches noires correspondent aux directions d'écoulement. La zone d'étude est entourée du carré tireté noir. Les cadres noirs A, B et C font référence aux valeurs de k_{sn} (se référer au texte pour plus de détails). C.Or. : Cordillère Orientale; ZS : zone subandine.

4.2.5 Résultats de l'analyse χ

Pour les valeurs de χ , il convient de résonner en terme de réorganisation potentielle des bassins versants et donc je m'intéresse particulièrement aux valeurs recueillies au contact des limites de drainage de chaque bassin versant.

La limite de drainage entre les bassins versants qui drainent en direction du Pacifique et le bassin versant de l'Apurimac montre un contraste fort avec des valeurs de χ supérieur côté Apurimac par rapport aux bassins versant drainant vers le Pacifique (cadre A ; Fig. 4.15). La limite de drainage entre le bassin versant de l'Apurimac et de l'Urubamba montre en moyenne des valeurs de χ plus élevés du côté de l'Urubamba par rapport à l'Apurimac (cadre B ; Fig. 4.15) à l'exception de la tête de ces bassins pour lesquels les valeurs de χ sont semblables. Enfin pour la limite entre les bassins versants de l'Urubamba et du Madre de Dios, les valeurs les plus importantes de χ se concentrent du côté de l'Urubamba également (cadre C ; Fig. 4.15). Concernant l'Altiplano endoréique, les valeurs de χ sont toutes supérieures à l'intérieur de ce dernier en comparaison avec les bassins versants qui le jouxte (Fig. 4.16).

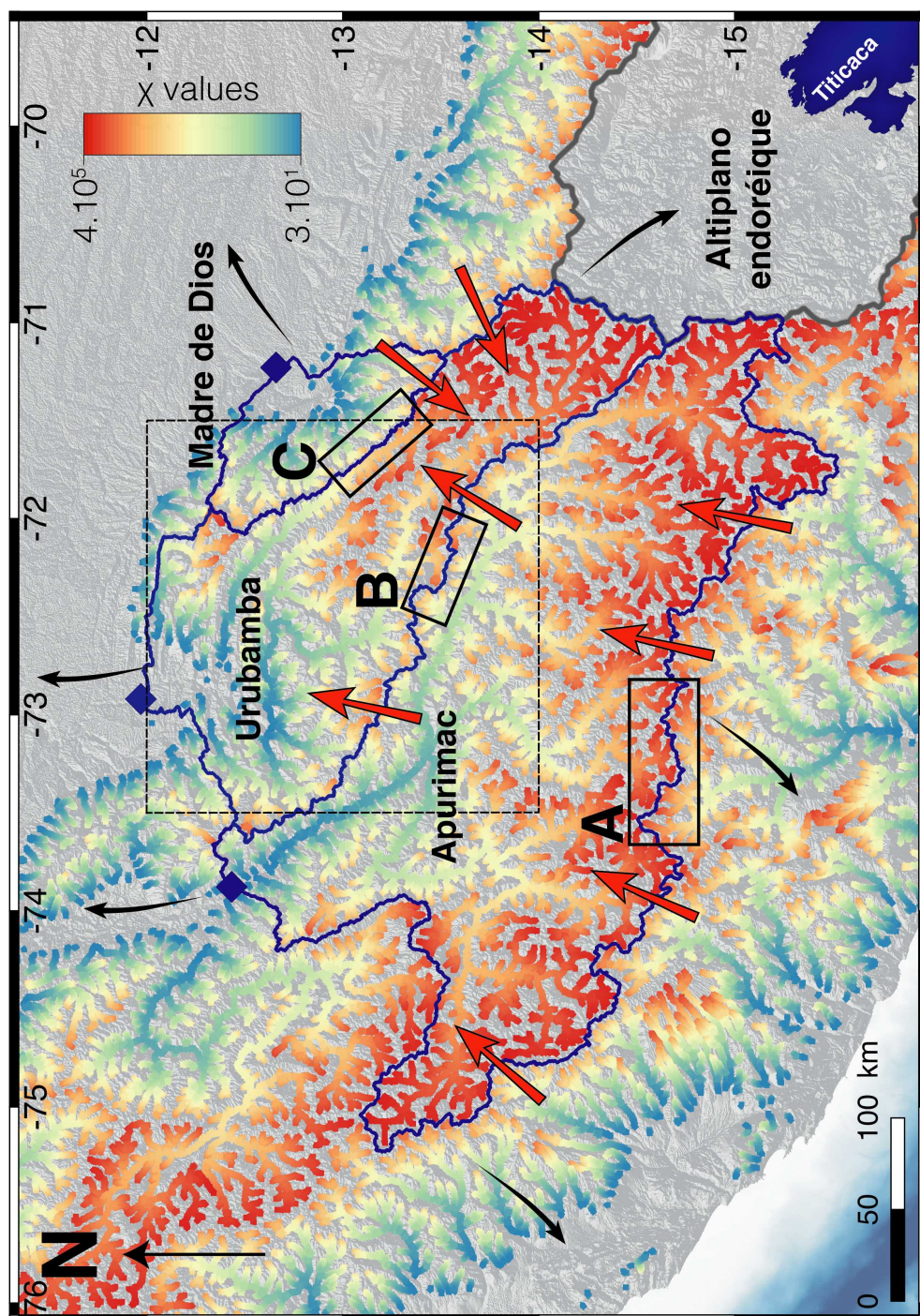


FIGURE 4.15 – Carte des χ extraits au sens de Willett et al. (2014) pour les bassins versants de l'Apurimac, de l'Urubamba et du Madre de Dios. La Déflexion d'Abancay est contournée par le carré tireté noir. L'exutoire des bassins est défini à 600 m d'altitude. Les flèches noires correspondent aux sens d'écoulements. Les flèches rouges correspondent aux directions de migration des limites de bassins versants. Les cadres A, B et C sont discutés dans le texte.

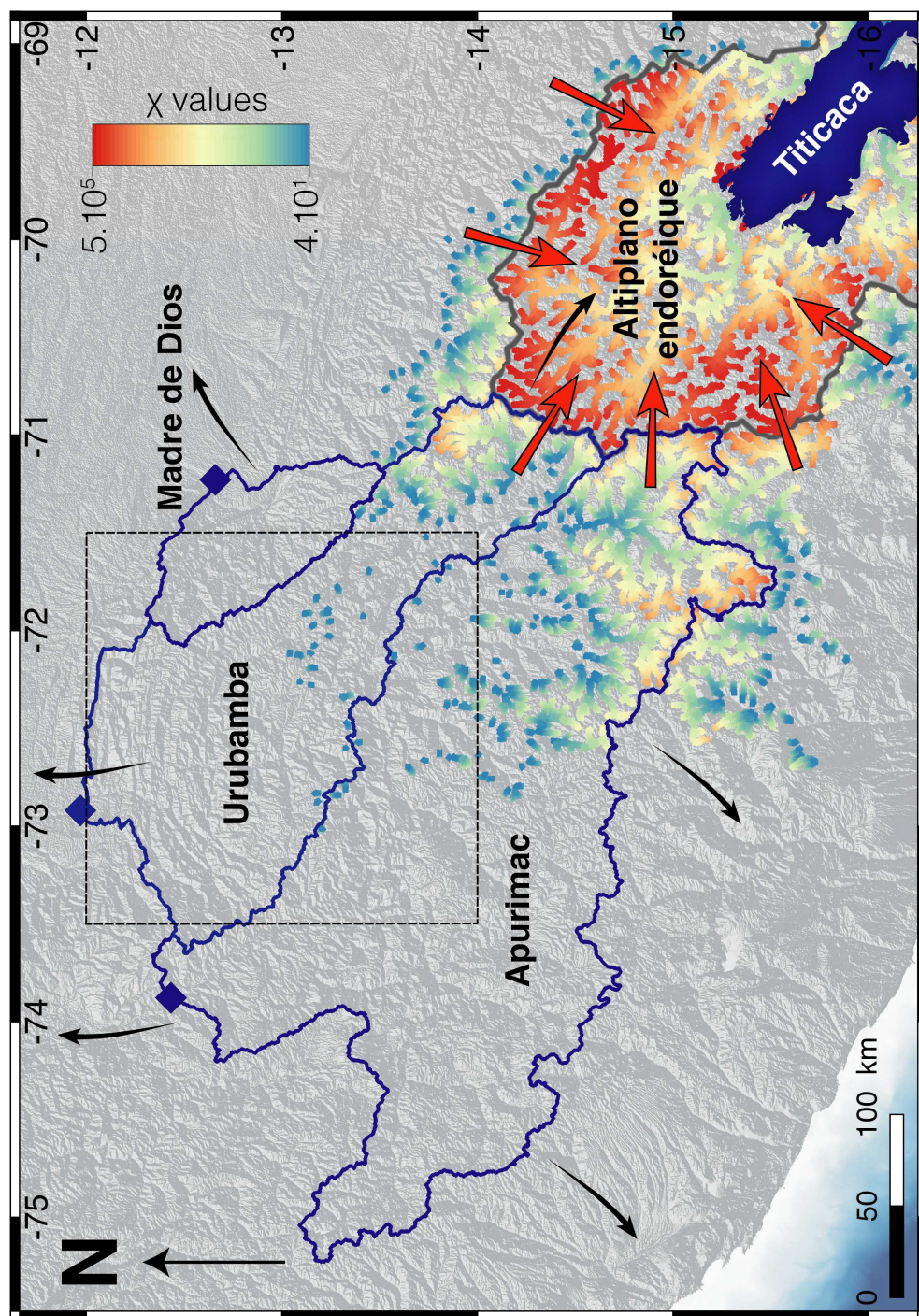


FIGURE 4.16 – Carte des χ extraits au sens de Willett et al. (2014) pour les bassins versants de l'Altiplano endoréique et les bassins adjacents. La Déflexion d'Abancay est contourée par le carré tireté noir. L'exutoire des bassins est défini à 3800 m d'altitude. Les flèches noires correspondent aux sens d'écoulements. Les flèches rouges correspondent aux directions de migration des limites de bassins versants.

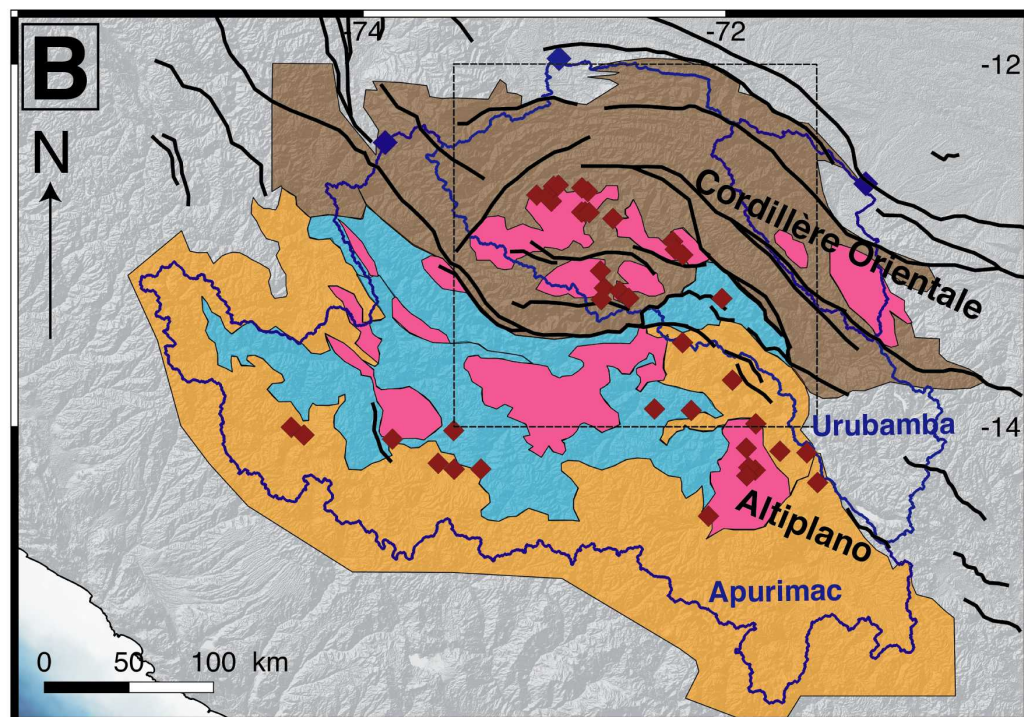
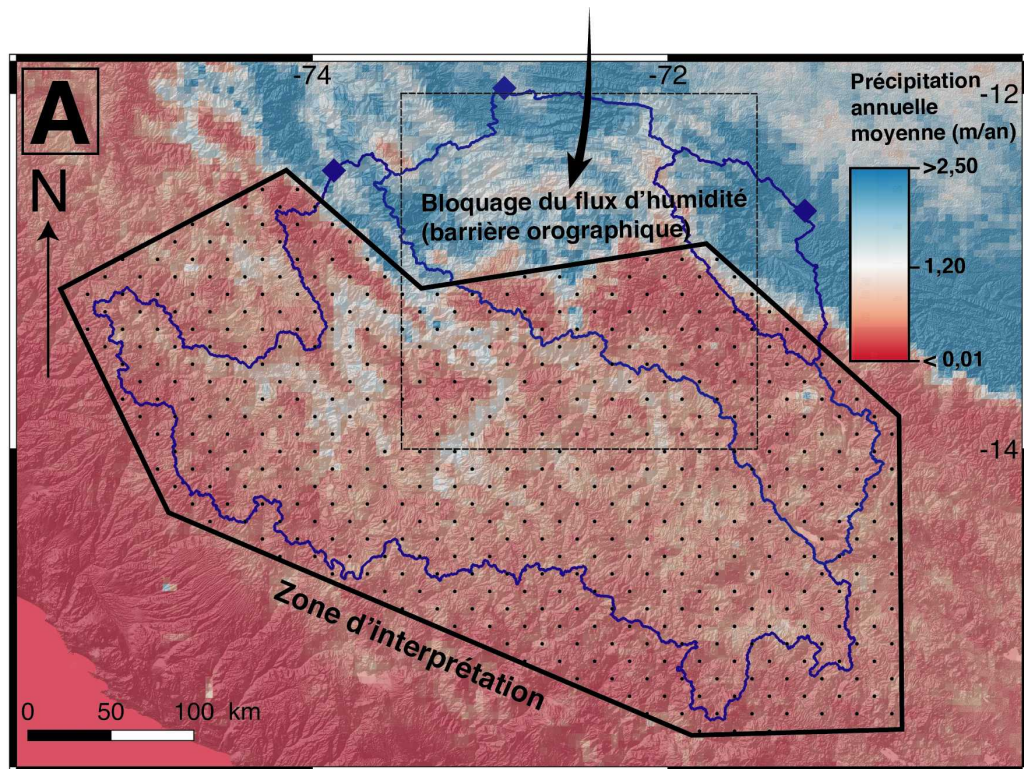
4.3 Discussions et interprétations

4.3.1 Discussion sur les limites des méthodes employées

Les dimensions importantes des réseaux hydrographiques et des bassins versants explorés et donc la forte variabilité spatiale de paramètres tels que la lithologie, le soulèvement de surface (tectonique ou non), les taux de précipitation, les taux d'érosion (glaciaires ou fluviaux) ne permettent pas de quantifier avec précision des paramètres tels que le soulèvement régional comme cela a pu être réalisé pour des zones dont l'extension spatiale est restreinte et pour lesquelles certains des paramètres cités précédemment sont quantifiés et/ou uniformes (*e.g.* Kirby and Whipple, 2001). Les paramètres géomorphologiques extraits (knickpoints, k_{sn} et χ) me permettent cependant d'analyser qualitativement les déséquilibres et les réorganisations potentiels des bassins versants de la région.

Le gradient latitudinal de précipitations observé pour la région de la Déflexion d'Abancay est important (Bookhagen and Strecker, 2008) avec des taux de précipitation de plus de ~ 3 m/an au nord de la Cordillère Orientale et inférieur à ~ 1 m/an au sud de celle-ci (Fig. 4.17A). Cette répartition latitudinale contemporaine de précipitations s'est vraisemblablement mise en place à la fin du Miocène (flux d'humidité amazonien bloqué par l'orographie (Cordillère Orientale); Poulsen et al., 2010; Insel et al., 2010) et semble pérenne (Servant and Servant-Vildary, 2003). Au regard de la localisation des données géomorphologiques extraites, je fais l'hypothèse que cette répartition spatiale des précipitations est stable au cours du temps et uniforme spatialement pour l'interprétation de ces données (Fig. 4.17A).

Par contraste d'érodabilité, la lithologie est susceptible d'influencer les équilibres des profils de rivières (localisation des knickpoints et valeurs de k_{sn} ; Duvall et al., 2004). Après vérification minutieuse sur le terrain lorsque c'était possible, sur cartes géologiques (base de données INGEMMET 1/50 000 et 1/100 000) et sur Google Earth ® il apparaît que les knickpoints majeurs présentés (Fig. 4.17B) et les fortes valeurs de k_{sn} ne sont pas contrôlés par les contrastes de lithologie même si ces derniers sont portés parfois par des roches magmatiques dont l'érodabilité est faible (*e.g.* bassin versant de l'Urubamba; Fig. 4.17B). De plus, il est difficile d'imaginer d'un point de vue statistique que ces knickpoints majeurs dont l'amplitude verticale est supérieure à 0,5 km, soient contrôlés par des contrastes lithologiques tout en occupant une même gamme d'altitude ($\sim 3,6$ à 4,0 km; Fig. 4.12) dans ce contexte orogénique tectonisé. Pour le bassin versant de l'Apurimac les knickpoints sont souvent représentés à la limite entre les séries volcano-sédimentaires Éocènes et les séries sédimentaires Mésozoïques. Ces séries sédimentaires ne présentent pas de variabilité particulière d'érodabilité susceptible de provoquer des ruptures de pentes de plus d' $\frac{1}{2}$ km. La présence des knickpoints sur cette limite représente davantage la bordure de la fenêtre d'érosion de l'Apurimac (Fig. 4.17B).



- Volcano-sédimentaire (Cénozoïque)
- Sédiments marins / continentaux (Mésozoïque)
- Métasédiments (Paléozoïque)
- Pluton (Eocène / Paléozoïque)
- Knickpoints (>0,5 km)

FIGURE 4.17 – Pluviométrie contemporaine et géologie simplifiée de la région d’Abancay en fonction des données géomorphologiques obtenues. La Déflexion d’Abancay est encadrée de noir. Les polygones bleus représentent l’extension géographique des bassins versants et leurs exutoires respectifs (losanges bleus). A) Carte représentant les taux de précipitation moyen annuels pour le sud Pérou entre 1998 et 2009. Les données de pluviométrie sont issues de la Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) de la NASA. Sur la zone d’interprétation des données, les taux de précipitations sont relativement homogènes spatialement. B) Carte géologique simplifiée et localisation des knickpoints majeurs ($>0,5$ km) pour les bassins versants étudiés. Les courbes noires sont les chevauchements principaux.

4.3.2 Interprétations des données géomorphologiques

La région de la Déflexion d’Abancay, entaillée par les rivières Apurimac et Urubamba (Figs 4.7 ; 4.8 et 4.9), est caractérisée par une anomalie positive de topographie et de relief ainsi que de fortes pentes s’exprimant en particulier dans la Cordillère Orientale (Figs 4.1 ; 4.3B ; 4.4 ; 4.5 et 4.6). Cet ensemble de paramètres renforce les différences morphologiques entre l’Altiplano plat et la Cordillère Orientale plus haute et plus incisée, tout deux séparés par le système de failles de l’Apurimac. Le réseau hydrographique du bassin versant du Madre de Dios au nord-est présente quelques perturbations morphologiques (knickpoints ; Figs 4.10). Cependant, ces perturbations sont mineures au regard de celles qui affectent les bassins de l’Apurimac et de l’Urubamba (Figs. 4.8 et 4.9). En conséquence, le bassin versant du Madre de Dios et son réseau hydrographique ne fera pas l’objet de discussion ci-après afin de focaliser les interprétations sur les déséquilibres majeurs qui affectent la Déflexion d’Abancay.

4.3.2.1 La répartition spatiale et altitudinale des knickpoints

La répartition des knickpoints glaciaires permet de mettre en évidence l’extension maximale des glaciers de la région d’Abancay (absents pour des altitudes inférieures à 3,6 km ; Fig. 4.12). La répartition spatiale de ces derniers renforce l’observation de l’anomalie positive de topographie de la Cordillère Orientale au contact du système de failles de l’Apurimac (densité importante de marqueurs glaciaires ; Fig. 4.11). Les glaciations favorisent l’érosion et l’incision. Par rétroaction positive (rebond isostatique postglaciaire) ces phénomènes accélèrent le soulèvement de surface (Valla et al., 2011). Ces observations sont particulièrement vraies pour des zones totalement englacées au cours du Quaternaire telles que les Alpes (Valla et al., 2011) ou la Cordillère Blanche au nord Pérou (Margirier et al., 2016). Cependant, à notre échelle d’observation et dans ce contexte intertropical, les zones englacées restent négligeables en terme de volume et ne seront pas prises en compte pour l’interprétation géomorphologique de la Déflexion d’Abancay. Dans le cadre de cette portion d’orogène large, active tectoniquement, le signal de soulèvement associé à un rebond postglaciaire est dilué dans les valeurs de soulèvements induits par les mécanismes d’exhumation crustaux (cf. Chapitre 2 – État de l’art). Les knickpoints glaciaires

ne seront pas investigués davantage dans le cadre de ce manuscrit mais pourront à l'avenir permettre d'identifier et de dater les marqueurs des dynamiques des glaciers afin de mieux contraindre les fluctuations climatiques Quaternaires pour cette région intertropicale dominée par des vents dominants amazoniens (Fox and Bloom, 1994 ; Clapperton et al., 1997 ; Licciardi et al., 2009). Ces derniers pourront être utilisés également afin de déterminer précisément l'extension spatiale des zones englacées et d'analyser et modéliser plus finement l'évolution du paysage au cours du temps pour les zones de haute altitude.

Concernant les knickpoints majeurs (amplitude verticale supérieure à 0,5 km ; Fig. 4.11 ; catégorie A ; Tableau 4.1), je supprime de l'interprétation les knickpoints situés le plus au nord dans le bassin de l'Urubamba car ces derniers appartiennent à une zone climatique différente caractérisée par d'importantes précipitations (Fig. 4.17A). Les knickpoints majeurs restant sont distribués dans les bassins versants de l'Apurimac et de l'Urubamba à des altitudes similaires comprises entre 3,6 et 4,0 km (Fig. 4.12). Compte tenu de cette répartition altitudinale commune qui reflète l'altitude moyenne de l'Altiplano, je fais l'hypothèse que ces knickpoints marquent les limites de l'Altiplano morphologique. De plus, ces derniers sont systématiquement accompagnés en amont de surfaces perchées d'étendues variables (Fig. 4.11) déjà observées dans la Cordillère Orientale bolivienne plus au sud (Kennan et al., 1997 ; Barke and Lamb, 2006). Ces surfaces perchées appartiennent à l'Altiplano au sens morphologique (altitude, pentes, reliefs semblables). Ces mêmes surfaces sont entaillées par l'Apurimac et l'Urubamba et leurs affluents respectifs. J'interprète les knickpoints majeurs en bordure de ces surfaces perchées comme les témoins de la chute du niveau de base du système hydrographique de l'Apurimac et de l'Urubamba subséquent à la capture d'un plateau (paléo-Altiplano) via érosion régressive, conséquence de la traversée de la barrière physique que constitue la Cordillère Orientale par les systèmes hydrographiques de l'Apurimac et de l'Urubamba. Les surfaces perchées en amont des knickpoints sont les reliques d'un paléo-plateau qui s'étendait davantage vers le nord (paléo-Altiplano ; Fig. 4.18).

4.3.2.2 L'analyse des k_{sn} : des profils de rivières déséquilibrés

Pour le bassin de l'Apurimac, la répartition fractale des valeurs de k_{sn} élevées organisées le long du réseau hydrographique en aval des knickpoints majeurs (Fig. 4.18A) met en évidence le fait que les déséquilibres morphologiques observés pour le bassin versant de l'Apurimac sont associés au processus d'érosion régressive et non perturbés tectoniquement (Fig. 4.18B). Dans le cas contraire, nous aurions observé une répartition spatiale de knickpoints et de k_{sn} élevés plus ou moins rectiligne suivant les accidents tectoniques actifs (Wobus et al., 2006 ; Kirby and Whipple, 2012).

Pour le bassin versant de l'Urubamba, la situation est différente avec des valeurs k_{sn} très importantes localisées le long d'une bande rectiligne perpendiculaire à l'axe d'élongation du bassin versant (Figs. 4.14 ; 4.18) où le relief et les pentes sont les plus forts et l'anomalie positive de topographie la plus importante (Figs. 4.1 ; 4.3 ; 4.4 ; 4.5 ; 4.6) suggérant un déséquilibre tectonique (Whipple et al., 1999 ; Kirby and Whipple, 2012). Cette bande recoupe les accidents tectoniques du cœur de la Cordillère Orientale mais semble

s'organiser le long du système de failles de l'Apurimac marquant la limite Altiplano - Cordillère Orientale (Fig. 4.19). Au vu de la répartition spatiale et altitudinale des knick-points majeurs de l'Urubamba et de la répartition des valeurs de k_{sn} élevées, il apparaît que le bassin de l'Urubamba enregistre une histoire mixte et complexe ponctuée par la capture du paléo-Altiplano et un soulèvement tectonique (Wobus et al., 2003, 2006). Au travers du système de failles de l'Apurimac, l'Altiplano et la Cordillère Orientale sont découplés tectoniquement avec un soulèvement plus important affectant la Cordillère Orientale (Fig. 4.18 ; bassin versant de l'Urubamba).

Deux candidats sont susceptibles d'expliquer ce soulèvement différentiel. Une rampe connectée au chevauchement actif subandin vers le nord (Fig 4.19A ; Gotberg et al., 2010 ; Espurt et al., 2011 ; Gautheron et al., 2013) ou bien l'activité d'un rétrochevauchement (Fig 4.19B ; système de failles de l'Apurimac). Compte tenu de l'orientation de la zone de valeurs de k_{sn} élevées, quasiment orthogonale à la trace en surface du front de chevauchement andin, il apparaît difficile géométriquement de connecter le déséquilibre morphologique de la Cordillère Orientale avec une rampe crustale sans impliquer une torsion du chevauchement en profondeur. En revanche le système de failles de l'Apurimac semble géométriquement être le candidat idéal quant à sa position (Fig 4.19B et C) pour expliquer le soulèvement préférentiel de la Cordillère Orientale.

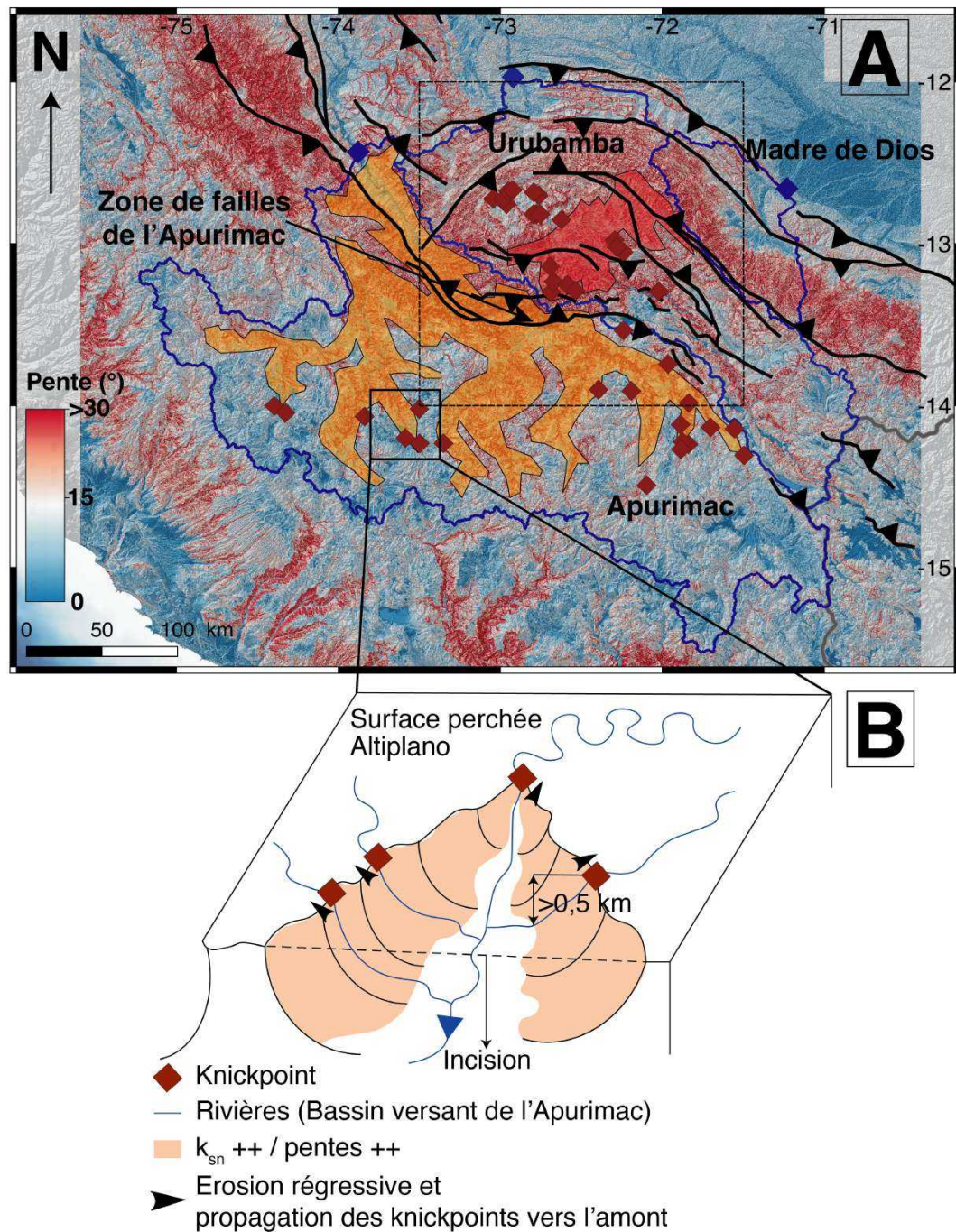


FIGURE 4.18 – Compilation des données géomorphologiques (cette étude). A) Carte des pentes de la région de la Déflection d'Abancay (carré noir tireté). Les chevauchements sont en noirs. Les lignes et losanges bleus sont respectivement les limites de bassin versants et leurs exutoires respectifs. Le polygone orange montre la répartition spatiale des valeurs de k_{sn} élevée pour le bassin versant de l'Apurimac. Le polygone rouge montre la répartition spatiale des valeurs de k_{sn} très élevée pour le bassin versant de l'Urubamba. Les zones de pentes faibles (bleu) suggèrent les localisations des surfaces perchées. B) Bloc diagramme représentant l'attaque de l'Altiplano par érosion régressive par un affluent de l'Apurimac.

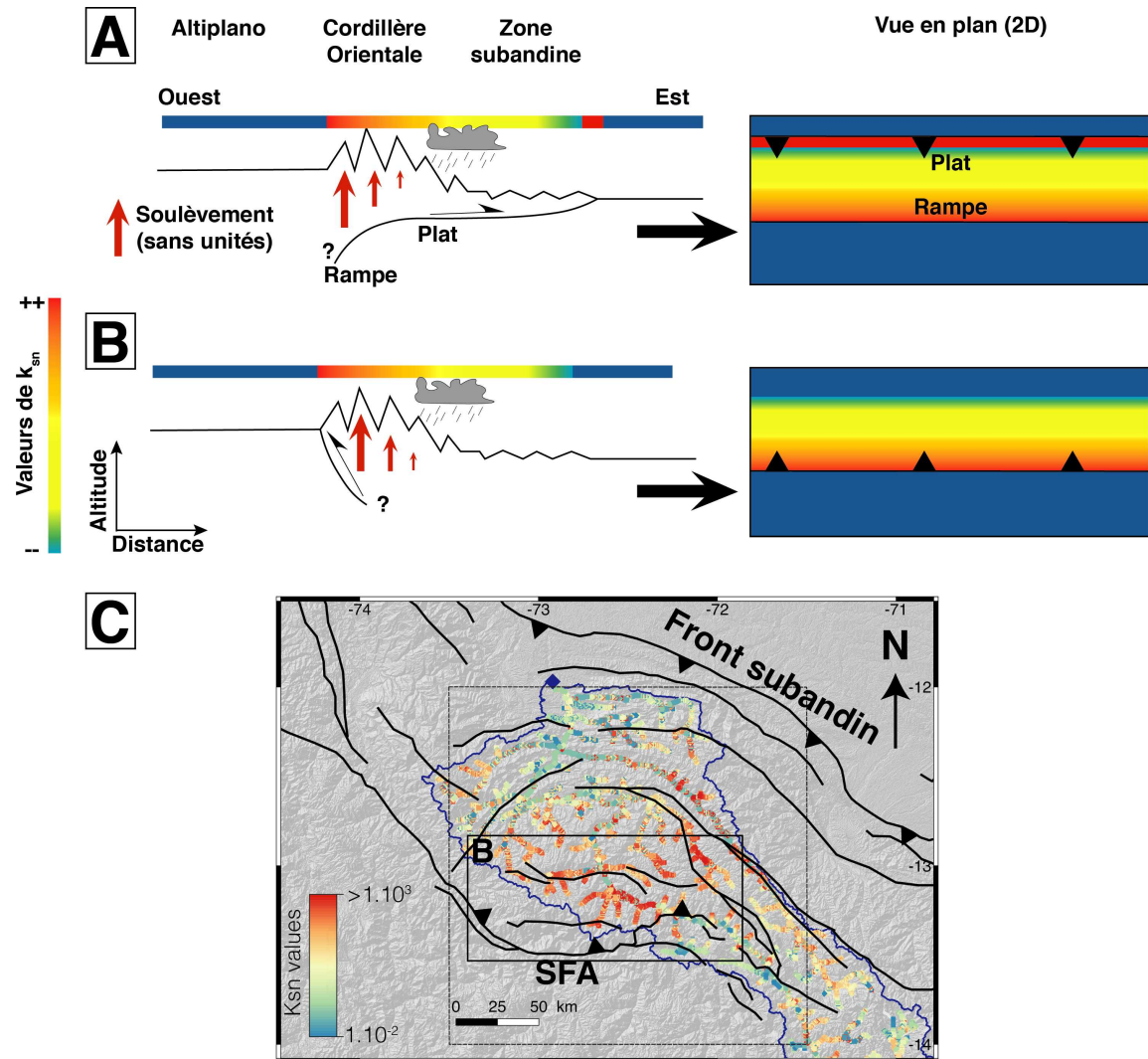


FIGURE 4.19 – Schéma interprétatif de la localisation spatiale des valeurs de k_{sn} en fonction du modèle tectonique de soulèvement de la Cordillère Orientale. A) Cas d’une rampe connectée au front subandin située sous la Cordillère Orientale à l’origine du soulèvement (Gotberg et al., 2010). B) Cas d’un rétrochevauchement à la limite Altiplano-Cordillère Orientale à l’origine du soulèvement (Perez et al., 2016). C) Répartition spatiale des valeurs de k_{sn} pour la Déflexion d’Abancay (carré tireté noir). SFA signifie système de failles de l’Apurimac.

4.3.2.3 L'analyse des χ : des limites de drainages en déséquilibre fort

Les valeurs de χ mettent en évidence les réorganisations et migrations des limites de drainage des bassins versants entre eux (Willett et al., 2014; Whipple et al., 2017). L'analyse de ces valeurs montre au sud de la zone d'étude la migration généralisée des limites de drainage des bassins versants drainant en direction de l'océan Pacifique vers le nord et l'intérieur de l'orogène au détriment du bassin versant de l'Apurimac (Figs. 4.15; 4.20). Le bassin versant de l'Urubamba voit sa surface s'amenuiser au profit du bassin de l'Apurimac au sud et du bassin du Madre de Dios au nord (Figs. 4.15; 4.20). Enfin l'Altiplano endoréique est le seul bassin versant attaqué par érosion régressive par la totalité de ses voisins (Figs. 4.16; 4.20).

Bien que les valeurs de χ sont en faveurs d'une migration du bassin de l'Apurimac aux dépends du bassin versant de l'Urubamba vers le nord (Figs. 4.15; 4.20), le réseau hydrographique de l'Apurimac rive droite peine à se développer davantage en comparaison avec les affluents rive gauche (Fig. 4.8). Le réseau hydrographique rive droite semble tronqué au contact du système de failles de l'Apurimac renforçant davantage la potentielle implication de cet accident tectonique sur le soulèvement préférentiel de la Cordillère Orientale.

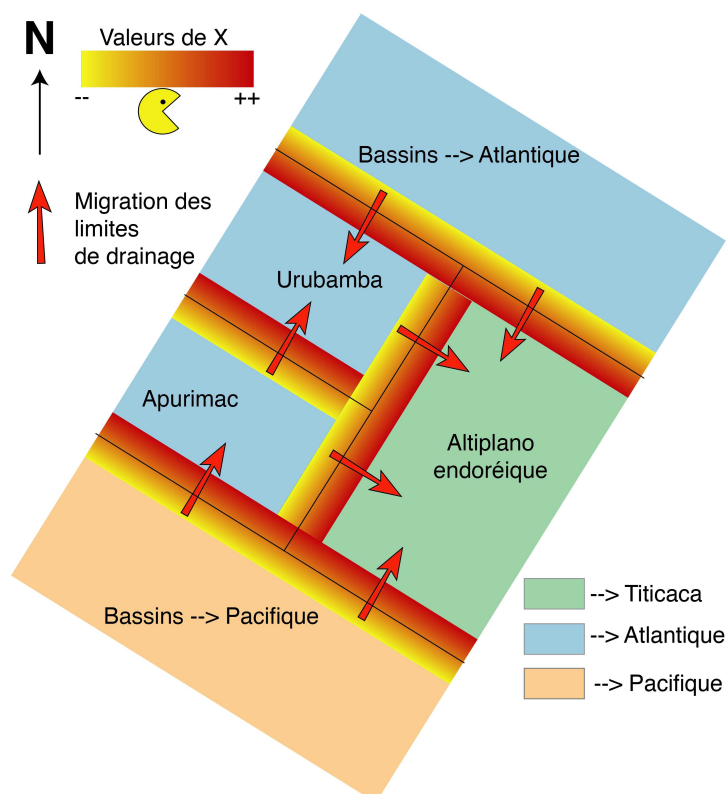


FIGURE 4.20 – Schéma dérivé de l'analyse du χ représentant les migrations des limites de drainage de façon simplifiée entre les différents bassins versants de la zone d'étude. Les lignes noires représentent les limites de drainage. Les plages de couleurs (vert, bleu et orange) indiquent les niveaux de base des bassins versants.

4.3.3 Intégration des données géomorphologiques pour l'étude de la Déflexion d'Abancay

4.3.3.1 Paléogéographie du sud Pérou (~ 5 Ma) - Extension spatiale du paléo-Altiplano

La région d'Abancay est actuellement disséquée par les réseaux hydrographiques des rivières Apurimac et Urubamba (Fig. 4.7 ; exoréiques). Au sud de ces systèmes hydrographiques s'étend l'Altiplano endoréique tandis qu'au nord se trouve le bassin versant exoréique du Mantaro (Fig. 4.7). Cependant, l'enregistrement sédimentaire de bassins intra-montagneux du bassin du Mantaro, indique que la partie amont de la rivière est juvénile (< 2 Ma ; Wise and Noble, 2008). Par érosion régressive, le Mantaro a successivement capturé un à un les bassins intra-montagneux et ouvert le système endoréique afin de le drainer vers le bassin amazonien (Wise and Noble, 2008). La région d'Abancay étant localisée directement au sud (bassins de l'Apurimac et de l'Urubamba), il est légitime de faire le lien entre cette zone endoréique du bassin du Mantaro (pre- 2 Ma) et l'Altiplano endoréique actuel. La répartition spatiale et altitudinale des knickpoints majeurs identifiés pour les bassins versants de l'Apurimac et de l'Urubamba (Figs. 4.11 ; 4.12) reflètent la bordure de l'Altiplano morphologique. Les knickpoints majeurs témoignent d'une vague d'incision générée par les rivières Urubamba et Apurimac. Ces derniers se propagent le long du réseau hydrographique à des altitudes similaires en conséquence de la chute du niveau de base (Wobus et al., 2006).

Par interpolation des localisations et des altitudes de knickpoints et de l'altitude des bassins intra-montagneux du système Mantaro, il est possible d'estimer l'extension spatiale septentrionale du paléo-Altiplano il y ~ 5 Ma (Fig. 4.21) à la fin de la phase de soulèvement Miocène (Kar et al., 2016 ; Sundell et al., 2019). Ce paléo-plateau était la prolongation septentrionale de l'Altiplano actuel qui de fait, était plus étendu vers le nord avant sa capture par les rivières Mantaro, Apurimac et Urubamba (Fig. 4.21). De surcroît, les analyses de provenance des sédiments du bassin de Paruro (Sundell et al., 2018), montrent que le remplissage du bassin se réalisait en partie par des matériaux en provenance de la Cordillère Orientale (~ 9 à 7 Ma) impliquant un drainage vers l'ouest, vers l'Altiplano. Or, actuellement, ce bassin de Paruro est drainé par l'Urubamba en direction du nord-est. Ceci implique que le paléo-Altiplano présentait des directions de drainage opposées à la fin du Miocène impliquant un contexte hydrologique endoréique (Fig. 4.21). L'ouverture du système via la capture du paléo-Altiplano endoréique par la rivière Urubamba a eu lieu postérieurement à 7 Ma (enregistrement sédimentaire du bassin de Paruro ; Sundell et al., 2018).

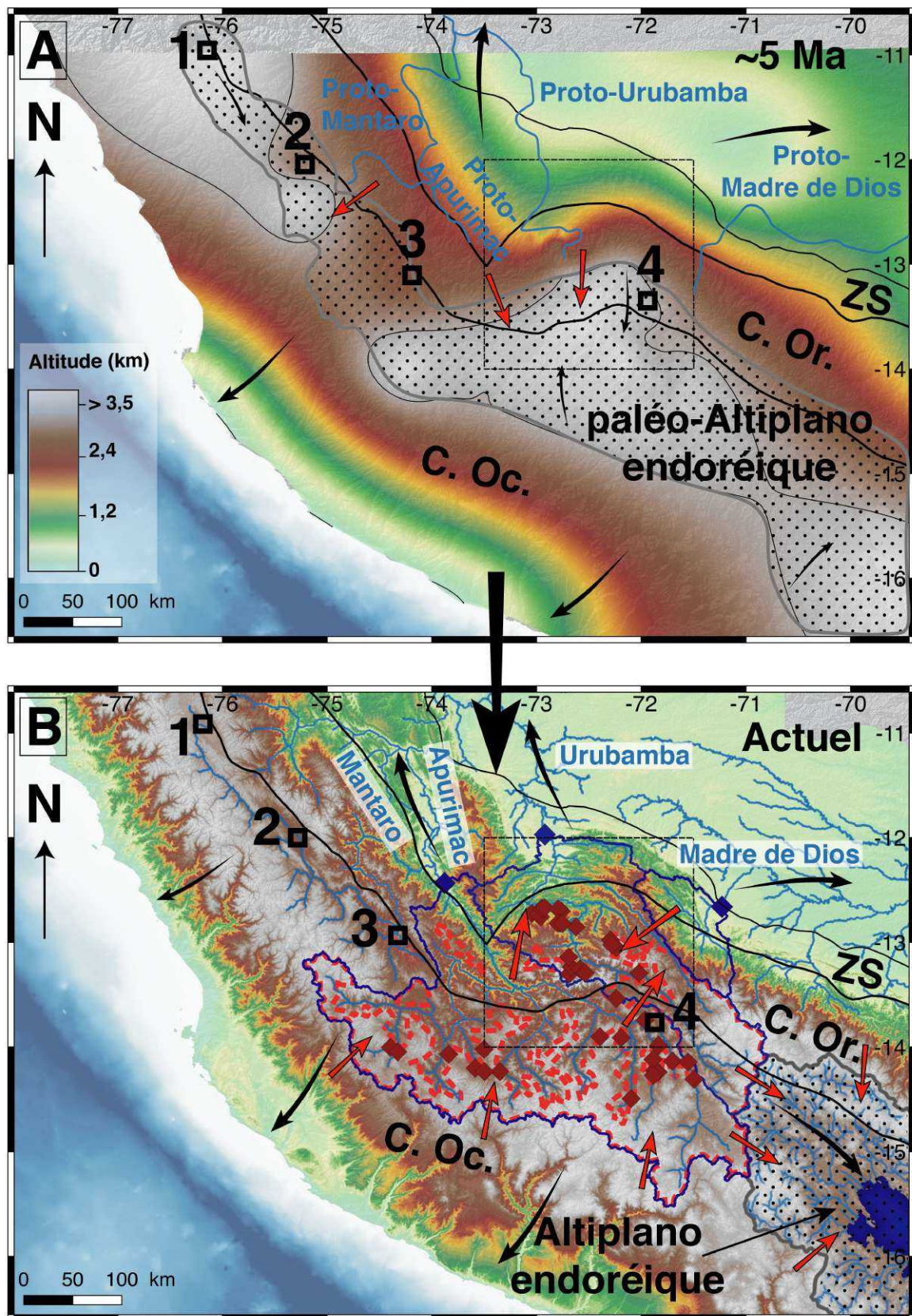


FIGURE 4.21 – Évolution paléogéographique du sud Pérou depuis ~ 5 Ma dans lequel s’inscrit la Déflexion d’Abancay (carré noir tireté). Les rivières principales sont en bleu. Les flèches rouges sont les directions de migration des limites de bassin versants. Les flèches noires courbées représentent les directions d’écoulement. A) Carte des paléo-altitudes du sud Pérou il y a ~ 5 Ma. Cette carte est réalisée par interpolation (Spline bicubique de Tikhonov) des altitudes des knickpoints majeurs (cette étude) et des altitudes de bassins intra-montagneux issues de Wise and Noble (2008) et Sundell et al. (2018). La ligne noire fine est la ligne d’iso-altitude de 3,8 km. Le polygone rempli de points noirs présente l’extension spatiale de l’endoréisme de la région (cette étude ; Wise and Noble, 2008) il y a ~ 5 Ma. B) Carte topographique actuelle de la région sud Pérou. Les carrés 1, 2 et 3 sont les bassins intra-montagneux du bassin versant du Mantaro étudiés par Wise and Noble (2008). Le carré 4 est le bassin de Paruro étudié par Sundell et al. (2018). Les losanges pourpres sont les knickpoints majeurs. Les lignes rouges en tiret englobent les reliques du paléo-Altiplano endoréique pour les bassins versants de l’Apurimac et de l’Urubamba. C. Oc. : Cordillère Occidentale ; C. Or. : Cordillère Orientale ; ZS : Zone subandine.

4.3.3.2 Capture du paléo-Altiplano – Causes et timing

L’ouverture du système altiplanique par érosion régressive et la capture de ce dernier par les rivières Apurimac et Urubamba est à l’origine d’une chute importante du niveau de base passant d’un bassin endoréique (~ 3.8 km d’altitude) à un exutoire ultime océanique. Ce changement drastique implique la génération de knickpoints et la propagation de ces derniers vers l’amont du système hydrographique (dynamique analogue à la capture du bassin endoréique de l’Ebre au nord de l’Espagne ; Struth et al., 2019). Ce phénomène reflète un pulse d’incision comparable aux observations de Crosby and Whipple (2006) pour le bassin versant de la rivière Waipaoa en Nouvelle Zélande et comparable en terme de dynamique à la capture du plateau du Nil bleu (Afrique ; Giachetta and Willett, 2018). De plus les réseaux hydrographiques des bassins de l’Apurimac et de l’Urubamba présentent de nombreux changement de directions brutaux et des points de convergence du réseau hydrographique en forme de croix (Figs. 4.7 ; 4.8 ; 4.9) déjà documentés par Wise and Noble (2008) qui témoignent de la capture de bassins intra-montagneux. Cette capture de l’Altiplano endoréique est toujours en cours comme le suggère les analyses de χ (Figs. 4.16 ; 4.20 et 4.21).

Considérant l’extension spatiale du paléo-Altiplano déduite de l’interpolation des knickpoints et bassins intra-montagneux documentés par cette étude et par Wise and Noble (2008) (Fig. 4.21), il est possible d’approximer par un calcul simple les vitesses moyennes de migration des knickpoints pour le bassin versant de l’Apurimac en considérant que les âges de traces de fission sur apatites (tardi-Miocène) recueillies par van Heiningen et al. (2005) témoignent de la vague d’incision de l’Apurimac. Pour une initiation de l’incision comprise entre 9,3 et 5,1 Ma (âges AFT ; van Heiningen et al., 2005) et compte tenu de la distance des knickpoints majeurs au point triple de l’Apurimac (zone d’échantillonnage de van Heiningen et al. (2005) ; Fig. 4.22), j’estime des vitesses

de régression des knickpoints de $3,8 \pm 1,1$ cm/an pour le tributaire ouest, $2,1 \pm 0,6$ cm/an pour le tributaire sud et de $2,9 \pm 0,9$ m/an pour le tributaire est du système Apurimac (Fig. 4.22). À titre de comparaison, ces valeurs sont 10 fois plus rapides que les vitesses de migration de knickpoint identifiés à Hawaï (Seidl et al., 1994), mais 100 fois plus lentes que les vitesses déterminées en Nouvelle Zélande par Crosby and Whipple (2006). Ces vitesses de migration moyenne des knickpoints du bassin de l'Apurimac approximent la vitesse d'érosion régressive pour ce système hydrographique qu'il conviendra d'analyser plus finement avec des modèles 1D d'évolution des cours d'eau au cours du temps en fonction de perturbations de l'altitude du niveau de base. Le système hydrographique de l'Urubamba étant plus complexe (dualité entre capture du paléo-altiplano et activité tectonique) il y est plus difficile d'estimer les vitesses moyennes de retrait de knickpoints.

D'un point de vu temporel, l'initiation de la capture du paléo-Altiplano s'est réalisée à ~ 2 Ma par le proto-Mantaro (Wise and Noble, 2008). Considérant que les âges AFT obtenus par van Heiningen et al. (2005) correspondent à l'initiation de la capture du plateau par l'Apurimac, cette dernière est intervenue entre ~ 9 et ~ 5 Ma à la fin du Miocène. Enfin pour le système Urubamba la capture du paléo-Altiplano semble s'être réalisée à ~ 5 Ma (cette étude; Chapitre 5 et 6). Ces contraintes temporelles permettent d'émettre des hypothèses quant aux causes à l'origine de ces captures du paléo-Altiplano par les rivières Mantaro, Apurimac et Urubamba.

Les captures ont pu être favorisées par l'intensification du système de mousson sud-américain à la fin du Miocène (Poulsen et al., 2010) impliquant une érosion accrue du flanc est de la Cordillère Orientale et permettant aux rivières de franchir la barrière que constituait cette dernière. Ces phénomènes érosifs ont de surcroît été probablement favorisés par les changements climatiques au Pliocène (Peizhen et al., 2001) qui sont invoqués pour expliquer l'incision des canyons de la Cordillère Orientale sud-péruvienne (Lease and Ehlers, 2013). Cependant il est légitime de se demander pourquoi les rivières drainant la Cordillère Orientale plus au sud (sud Pérou, Bolivie; nord de l'Orocline bolivien; Fig. 4.2) ayant subi les mêmes influences climatiques tardi-Miocène et Pliocène (Uba et al., 2007; Insel et al., 2010; Fedorov et al., 2013; Lease and Ehlers, 2013) ne sont pas parvenues à franchir la Cordillère Orientale et attaquer directement le cœur de l'Altiplano.

La Déflexion d'Abancay de par sa géométrie particulière, oblique à l'élongation des Andes Centrales, peut expliquer en partie par son orientation, une surface plus importante et disponible aux flux atmosphériques amazoniens (Vera et al., 2006) impliquant une érosion plus efficace (Fig. 4.17A). De plus l'analyse géomorphologique permet de mettre en évidence que la zone de failles d'échelle crustale de l'Apurimac joue un rôle dans la structuration récente de la Déflexion d'Abancay (Fig. 4.23A). Cette zone de faiblesse crustale a potentiellement joué un rôle dans la capture du paléo-Altiplano au cours de ces 10 derniers Ma en favorisant l'érosion préférentielle de long de zones broyées (Fig. 4.23). Ce processus est également applicable pour le bassin versant du Mantaro plus au nord et l'activité tectonique de la faille de Huaytapallana (Fig. 4.23; Dorbath et al., 1990).

La présence de la Déflexion d'Abancay joue donc un rôle dans la capture du paléo-Altiplano en favorisant l'érosion régressive pour les systèmes hydrographiques de l'Apurimac et de l'Urubamba ayant empruntés des zones d'érosion préférentielle (système de failles de l'Apurimac). Ce même système de faille étant actif et à l'origine des différences morphologiques observées entre l'Altiplano au sud et la Cordillère Orientale au nord par soulèvement différentiel affectant de façon préférentielle la Cordillère Orientale (Fig. 4.23).

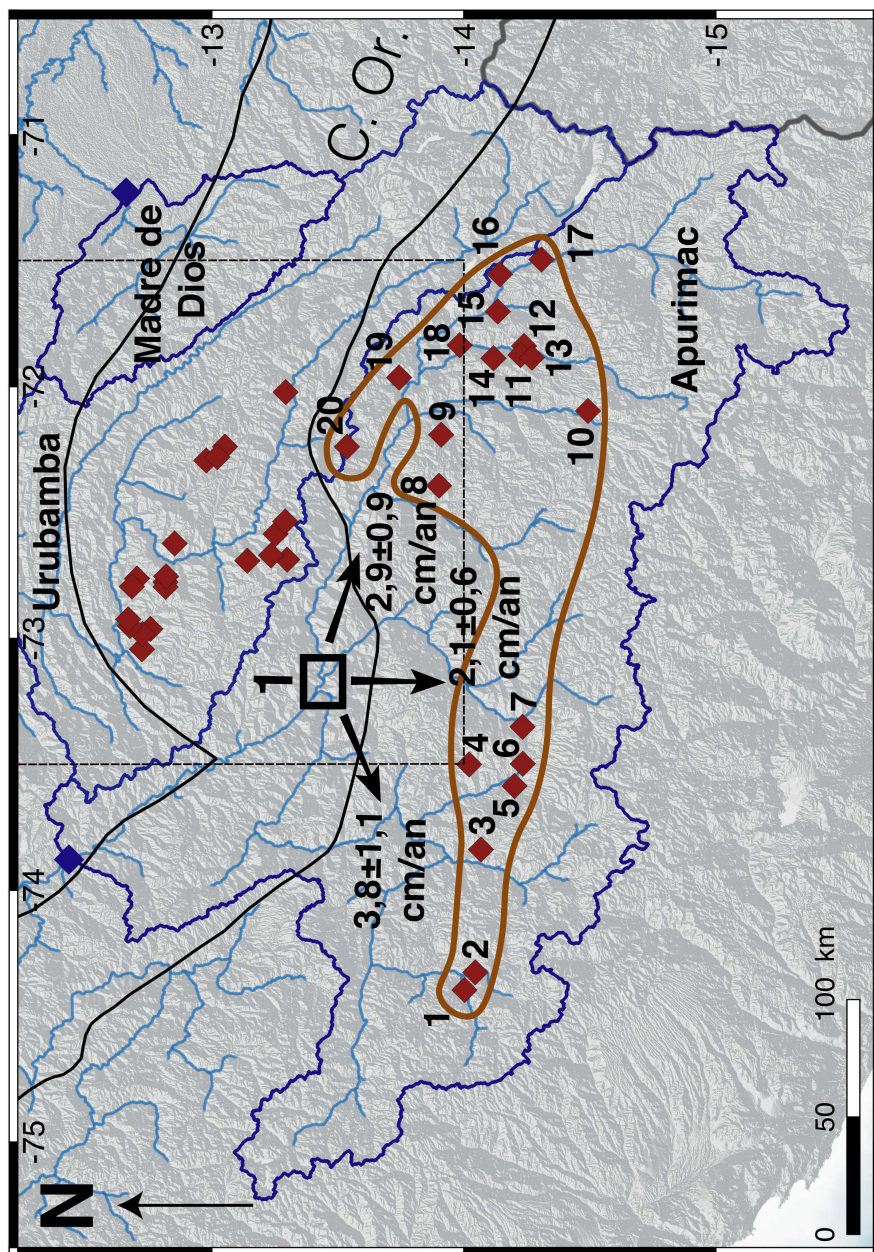


FIGURE 4.22 – Carte de propagation des knickpoints majeurs dans le réseau hydrographique de l'Apurimac. La Déflection d'Abancay est encadrée de noir. Les losanges rouges sont les knickpoints majeurs extraits dans le cadre de cette étude. Le carré noir #1 est le point triple du réseau hydrographique de l'Apurimac où les échantillons à l'origine de l'obtention des âges AFT de van Heiningen et al. (2005) ont été récoltés. Les flèches noires représentent la migration des knickpoints vers l'amont du réseau hydrographique. Les valeurs attenant en gras sont les vitesses de migration des knickpoints. Le polygone marron marque les limites de propagation des knickpoints majeurs pour le bassin versant de l'Apurimac.

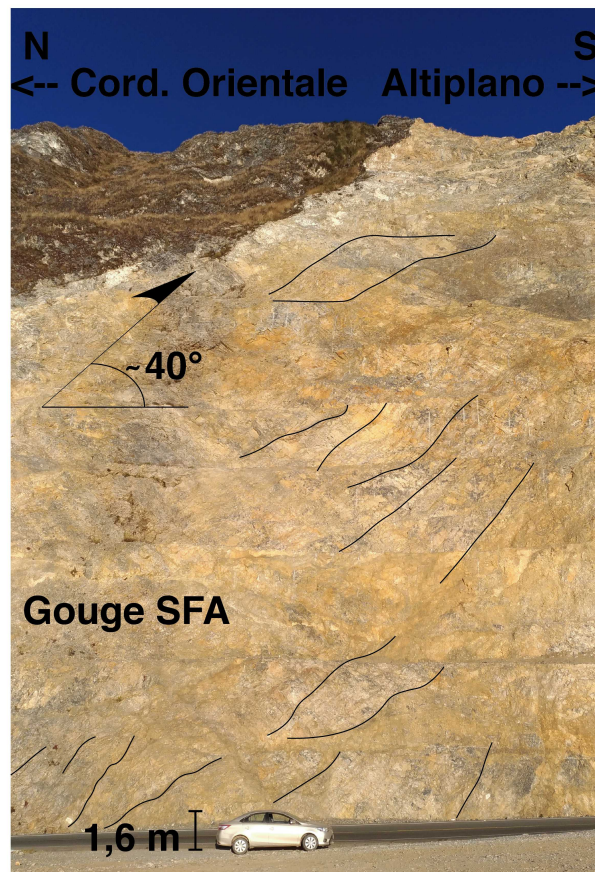
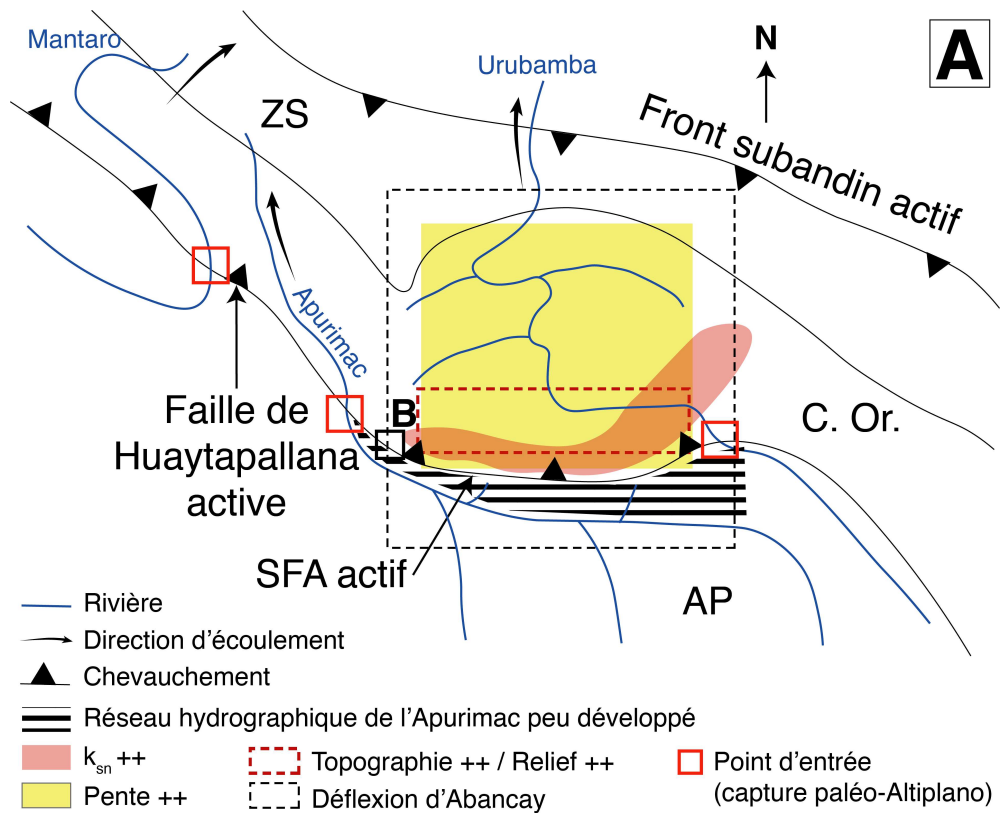


FIGURE 4.23 – Témoins de l'activité du système de failles de l'Apurimac. A) Schéma simplifié présentant les éléments géomorphologiques en faveur de l'activité du système de failles de l'Apurimac. Les carrés rouges sont les points d'entrée supposés des rivières Mantaro, Apurimac en Urubamba pour la capture du paléo-Altiplano. La capture est très probablement favorisée par l'activité tectonique de la faille de Huaytapallana au nord et du système de failles de l'Apurimac plus au sud (B). B) Photo présentant l'un des rares affleurements accessibles du système de failles de l'Apurimac. Il s'agit d'une gouge tectonique du système de failles de l'Apurimac (SFA). Les lignes noires représentent les linéations tectoniques identifiées sur l'affleurement. Photo prise à proximité de la ville d'Uripa (13,5443°S; 73,6405°W). ZS : Zone subandine; C. Or. : Cordillère Orientale; AP : Altiplano.

4.4 Conclusion

L'étude géomorphologique de la Déflexion d'Abancay permet de mettre en évidence trois points fondamentaux :

1. La région d'étude faisait partie intégrante du système altiplanique au sens morphologique pendant le Miocène dans un contexte de soulèvement régional. Ce paléo-environnement était très probablement endoréique (dépôts sédimentaires dans les bassins intra-montagneux).
2. Il y a ~ 5 Ma, la capture par les rivières Apurimac et Urubamba au travers de l'érosion régressive et de l'incision a ouvert le système endoréique créant et propageant une série de knickpoints majeurs dans les bassins versants des rivières citées précédemment. Les analyses du χ et les vitesses de propagation des knickpoints montrent que cette capture est toujours en cours et se propage vers l'Altiplano endoréique actuel.
3. De manière contemporaine, cette capture a probablement été favorisée par l'activité du système de faille de l'Apurimac qui marque la limite entre l'Altiplano et la Cordillère Orientale. L'activité tectonique récente de ce système de faille d'échelle crustale non documentée auparavant, explique les déséquilibres géomorphologiques prononcés observés dans la Cordillère Orientale par basculement de cette dernière provoquant un soulèvement différentiel potentiellement observable dans les dynamiques d'exhumation.

L'incision par les rivières Apurimac et Urubamba est donc l'un des moteurs de l'exhumation de la région. Mais l'implication et le rejet associé à l'activité du système de faille de l'Apurimac doivent également s'observer sur les taux d'exhumation régionaux. Les prochains chapitres traitent de l'exhumation de la Déflexion d'Abancay et vont permettre de valider l'hypothèse de l'activité tectonique du système de failles de l'Apurimac et de mieux identifier les modalités d'exhumation de la région dans le but de définir les moteurs à l'origine de ce soulèvement différentiel.

L'ensemble des données géomorphologiques recueillies pour la Def. d'Ab. (topographie anormalement haute et défléchie, captures et réseau hydrographique resserré, knickpoints majeurs, valeurs de ksn élevés) présente de troublantes similitudes avec les syntaxes tectoniques définies pour les systèmes himalayen (Zeitler et al., 2001) ou alaskien (Falkowski et al., 2014). Ces éléments ouvrent les perspectives d'une comparaison plus poussée en terme de cinématique et géodynamique entre ces différentes régions (Chapitre 7).

Latitude	Longitude	Altitude	Catégorie
(°S)	(°W)	(m)	A, B, C ou D
Moraines			
13,75	71,72	4351	D
15,12	71,05	4352	C
14,79	71,02	4397	C
14,71	71,11	4414	C
14,16	71,75	4429	D
13,24	71,95	4005	D
13,23	71,96	4184	D
13,22	71,92	4208	D
13,26	71,96	4229	D
13,22	71,97	4458	D
13,21	71,97	4640	D
13,64	71,18	4353	D
13,68	71,15	4520	D
13,53	71,21	4949	D
15,12	71,05	4352	B
13,25	75,07	4509	C
13,21	75,1	4608	D
15,2	71,01	4650	D
14,68	71,88	4361	B
14,84	72,14	4452	D
13,67	72,07	4219	D
13,64	72,11	4286	D
14,45	72,26	4256	D
14,29	72,33	4413	D
14,38	72,31	4684	D
14,62	72,45	5097	C
13,65	72,17	4202	D
13,63	72,35	4077	D
13,38	72,58	4295	D
13,36	72,56	4364	D

Latitude	Longitude	Altitude	Catégorie
13,39	72,54	4396	D
13,44	72,68	4396	D
13,39	72,72	4728	D
13,27	72,93	4112	D
13,31	72,79	4345	D
13,24	72,84	4480	D
13,34	72,8	4635	D
13,29	72,82	4818	D
13,29	72,79	4855	A
13,2	73,01	4043	D
13,25	73,06	4089	D
13,3	73,04	4111	D
13,3	73,04	4116	B
13,25	73,07	4270	C
13,23	73,01	4301	D
13,23	72,93	4320	D
13,25	72,97	4345	D
13,31	73,04	4368	D
13,34	73,12	4026	D
13,28	73,12	3908	D
13,98	72,66	4326	D
13,58	72,89	3821	D
14,04	73,06	3883	D
13,77	73,05	3922	D
14,11	73,06	3992	D
14,06	72,97	4002	D
13,61	72,8	4017	D
14,06	72,84	4243	D
13,56	72,91	4466	C
13,72	73,1	4037	D
13,25	75,07	4509	D
12,89	73,83	3752	D
12,94	73,84	3855	D
13,19	73,1	4006	D
13,05	72,22	3932	C
13,03	72,21	3968	D
12,98	72,24	4044	D
13,03	72,19	4055	D
13,02	72,21	4093	D
13,03	72,19	4126	D
13,01	72,21	4198	D
14,43	71,06	4252	D

Latitude	Longitude	Altitude	Catégorie
14,52	71,03	4344	D
13,82	71,18	4528	B
14,02	70,97	4596	D
13,99	70,94	4749	D
14,4	71,01	4751	D
12,93	72,28	3741	D
12,93	72,27	3881	D
12,98	72,2	3994	D
13,1	72,13	4072	C
13,2	72,06	4529	D
13,15	72,33	4369	D
13,18	72,88	3898	C
13,15	72,8	4158	B
13,2	72,82	4424	D
13,33	72,6	3958	B
13,21	72,77	3971	C
13,35	72,62	4043	D
13,28	72,73	4050	D
13,35	72,75	4252	B
13,24	72,79	4374	D
13,19	72,77	4417	D
13,35	72,57	4503	D
13,38	72,7	4504	D
13,27	72,74	4523	D
13,26	72,53	3711	D
13,31	72,51	4146	B
13,31	72,56	4317	D
13,3	72,42	3704	D
13,35	72,51	4298	D
13,34	72,51	4363	D
13,31	72,35	4140	D
13,17	72,31	4559	D
13,23	72,25	3686	B
13,2	72,24	4173	D
13,18	72,21	4208	C
13,15	72,18	4221	D
13,18	72,23	4287	D
13,2	72,25	4578	C
13,2	72,16	4275	D
13,23	72,15	4351	D
13,22	72,17	4383	D
13,21	72,15	4442	D

Latitude	Longitude	Altitude	Catégorie
13,21	72,14	4633	C
13,2	72,14	4693	D
13,22	72,13	4130	D
13,24	72,1	4137	D
13,24	72,07	4693	D
13,24	72,02	4329	C
13,21	72,01	4547	D

Verrous glaciaires

15,202	70,995	4655	D
13,214	71,943	4488	D
13,241	71,989	4806	C
13,567	71,161	4538	C
13,47	71,294	4558	D
14,363	71,753	4257	D
14,836	72,306	5071	D
14,224	72,413	4328	C
14,376	72,304	4470	C
13,342	72,55	4968	D
13,341	72,555	4971	B
13,337	72,551	5329	D
13,403	72,661	5046	D
13,451	72,672	4009	D
13,41	72,678	4426	D
13,38	72,716	5041	D
13,378	72,726	5241	D
13,273	72,878	4069	D
13,257	72,926	4327	D
13,268	72,956	4408	B
13,246	72,968	4067	D
13,265	72,975	4124	D
13,179	73,029	4353	D
13,215	72,974	4407	D
13,332	73,028	4499	D
13,224	73,061	4625	D
13,309	73,076	4592	D
13,276	73,14	3947	A
13,24	73,218	4116	C
13,248	73,21	4140	D
13,229	73,135	4304	D
13,253	73,109	4353	C

Latitude	Longitude	Altitude	Catégorie
14,229	72,458	4676	D
14,65	72,476	5077	D
12,89	73,749	3716	D
13,012	73,327	3757	D
13,155	73,096	3765	D
13,203	73,152	3884	C
13,219	73,19	4012	C
13,225	73,187	4209	D
13,218	73,216	4520	D
13,226	73,084	4995	D
13,199	73,044	5089	D
12,929	72,548	3607	C
12,941	72,293	3674	C
12,997	72,387	3775	B
13,042	72,355	3791	C
13,013	72,272	3828	D
13,003	72,383	3892	D
12,955	72,263	3960	D
13,044	72,36	3970	C
13,01	72,375	4023	D
13,047	72,364	4148	D
12,951	72,261	4153	D
13,09	72,206	4252	D
13,032	72,175	4289	D
12,948	72,258	4298	D
13,005	72,209	4522	D
14,568	70,986	4696	D
14,571	70,98	4780	D
12,931	72,265	3965	D
12,937	72,26	4248	D
12,94	72,257	4492	D
12,953	72,198	3893	D
12,969	71,987	3935	D
12,927	72,234	3940	D
12,99	72,21	4334	D
12,957	72,213	4338	C
13,201	71,993	4830	D
13,028	72,392	3710	C
13,101	72,472	3818	D
13,108	72,471	3972	D
12,981	72,871	4024	D
13,145	72,769	4075	C

Latitude	Longitude	Altitude	Catégorie
13,208	72,895	4091	D
13,167	73,003	4095	D
13,211	72,928	4120	C
13,216	72,891	4252	D
13,171	73,008	4320	D
13	72,94	3914	D
13,112	73,078	3931	D
13,114	73,073	4175	D
13,174	73,045	4457	D
12,972	72,869	3837	D
12,987	72,93	3911	D
12,992	72,93	4144	D
12,995	72,928	4267	D
13,164	72,736	3898	C
13,193	72,749	3938	D
13,226	72,74	3954	D
13,235	72,739	4165	D
13,151	72,745	4277	B
13,246	72,73	4464	B
13,215	72,791	4508	D
13,247	72,799	4639	D
13,373	72,62	4659	B
13,289	72,766	4781	D
13,374	72,705	4877	D
13,276	72,772	4933	B
13,252	72,805	5026	D
13,305	72,558	3994	C
13,271	72,525	4004	C
13,245	72,512	4160	D
13,312	72,535	4395	D
13,278	72,521	4480	D
13,273	72,514	4530	D
13,298	72,506	4714	B
13,328	72,562	4743	B
13,317	72,539	4796	C
13,315	72,578	4937	D
13,327	72,526	4993	D
13,329	72,534	5233	B
13,331	72,56	5259	B
13,33	72,539	5515	B
13,345	72,493	4259	C
13,277	72,489	4560	D

Latitude	Longitude	Altitude	Catégorie
13,311	72,39	4742	D
13,31	72,356	4239	C
13,274	72,353	4311	B
13,3	72,351	4398	B
13,311	72,363	4582	C
13,294	72,357	4694	B
13,31	72,375	4882	D
13,169	72,296	4097	D
13,179	72,272	4270	B
13,177	72,305	4394	B
13,183	72,27	4412	C
13,216	72,27	4575	B
13,177	72,263	4675	D
13,166	72,259	4715	D
13,156	72,316	4824	D
13,158	72,319	5052	D
13,167	72,166	4306	D
13,13	72,223	4518	D
13,19	72,157	4463	D
13,219	72,113	4507	D
13,24	72,099	4354	D
13,253	72,069	4457	D
13,221	72,073	4678	C
13,22	72,085	4688	D
13,219	72,077	4704	C
13,235	72,061	5109	C
13,22	72,035	4499	D
13,218	71,996	4996	D

Knickpoints majeurs (associés à des surfaces perchées en amont)

14,135	14,135	3575	B
14,308	14,308	3752	A
14,143	14,143	3769	A
13,052	13,052	3710	A
12,978	12,978	3427	C
13,022	13,022	3577	B
13,299	13,299	3672	B
13,235	13,235	3702	B
13,141	13,141	3630	A
13,253	13,253	3688	A

Latitude	Longitude	Altitude	Catégorie
13,291	13,291	3935	A
12,852	12,852	2521	A
13,293	13,293	3646	A
14,239	14,239	3672	B
14,225	14,225	3658	A
14,118	14,118	3766	A
13,984	13,984	3556	A
14,27	14,27	3683	A
13,743	13,743	3507	A
13,91	13,91	4011	A
14,493	14,493	3820	A
13,536	13,536	3818	A
13,902	13,902	3827	A
14,233	14,233	3672	A
14,003	14,003	3785	A
14,021	14,021	3753	A
14,046	14,046	3864	A
14,068	14,068	3637	A
14,201	14,201	3602	A
14,234	14,234	3487	A
12,723	12,723	1849	A
12,757	12,757	1692	A
12,725	12,725	1593	A
12,675	12,675	1471	A
12,668	12,668	1365	A
12,703	12,703	1624	A
12,683	12,683	1919	A
12,816	12,816	2925	A
12,816	12,816	2886	A
12,819	12,819	2397	A

Note : Aucun knickpoint glaciaire ou associé à des surfaces en amont n'a été identifié pour le bassin versant du Madre de Dios.

Les catégories A, B, C et D caractérisent l'amplitude verticale des knickpoints.

A >0,5 km ; 0,25 <B <0,5 km ;
0,1 <C <0,25 km ; D <0,1 km.

TABLE 4.1 – Données de knickpoints et knickzones classées par types pour les bassins versants de l'Apurimac et de l'Urubamba

4.5 Bibliographie Chapitre 4

Allmendinger, R.W., Jordan, T.E., Kay, S.M., and Isacks, B.L., 1997, the Evolution of the Altiplano-Puna Plateau of the Central Andes : *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 25, p. 139–174,
doi :10.1146/annurev.earth.25.1.139.

Barke, R., and Lamb, S., 2006, Late Cenozoic uplift of the Eastern Cordillera, Bolivian Andes : *Earth and Planetary Science Letters*, v. 249, p. 350–367,
doi :10.1016/j.epsl.2006.07.012.

Bookhagen, B., and Strecker, M.R., 2008, Orographic barriers, high-resolution TRMM rainfall, and relief variations along the eastern Andes : *Geophysical Research Letters*, v. 35, p. 1–6,
doi :10.1029/2007GL032011.

Carretier, S. et al., 2015, Differences in ^{10}Be concentrations between river sand, gravel and pebbles along the western side of the central Andes : *Quaternary Geochronology*, v. 27, p. 33–51,
doi :10.1016/j.quageo.2014.12.002.

Clapperton, C.M., Clayton, J.D., Benn, D.I., Marden, C.J., and Argollo, J., 1997, Late Quaternary glacier advances and palaeolake highstands in the Bolivian Altiplano : *Quaternary International*, v. 38–39, p. 49–59,
doi :10.1016/s1040-6182(96)00020-1.

Clark, M.K., Schoenbohm, L.M., Royden, L.H., Whipple, K.X., Burchfiel, B.C., Zhang, X., Tang, W., Wang, E., and Chen, L., 2004, Surface uplift, tectonics, and erosion of eastern Tibet from large-scale drainage patterns : *Tectonics*, v. 23, p. 1–21,
doi :10.1029/2002TC001402.

Crosby, B.T., and Whipple, K.X., 2006, Knickpoint initiation and distribution within fluvial networks : 236 waterfalls in the Waipaoa River, North Island, New Zealand : *Geomorphology*, v. 82, p. 16–38,
doi :10.1016/j.geomorph.2005.08.023.

Dalmayrac, B., Laubacher, G., and Marocco, R., 1980, *Géologie des Andes péruviennes* : Paris, 501 p.

Dorbath, C., Dorbath, L., Cisternas, A., Deverchère, J., and Sebrier, M., 1990, Seismicity of the huancayo basin (central Peru) and the huaytapallana fault : *Journal of South American Earth Sciences*, v. 3, p. 21–29,
doi :10.1016/0895-9811(90)90015-S.

Duvall, A., Kirby, E., and Burbank, D.W., 2004, Tectonic and lithologic controls on bedrock channel profiles and processes in coastal California : *Journal of Geophysical Research*, v. 109, p. 1–18,
doi :10.1029/2003jf000086.

Espurt, N., Barbarand, J., Roddaz, M., Brusset, S., Baby, P., Saillard, M., and Hermoza, W., 2011, A scenario for late Neogene Andean shortening transfer in the Camisea Subandean zone (Peru, 12°S) : Implications for growth of the northern Andean Plateau : *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 123, p. 2050–2068, doi :10.1130/B30165.1.

Evenstar, L.A., Mather, A.E., Hartley, A.J., Stuart, F.M., Sparks, R.S.J., and Cooper, F.J., 2017, Geomorphology on geologic timescales : Evolution of the late Cenozoic Pacific paleosurface in Northern Chile and Southern Peru : *Earth-Science Reviews*, v. 171, p. 1–27, doi :10.1016/j.earscirev.2017.04.004.

Falkowski, S., Enkelmann, E., and Ehlers, T.A., 2014, Constraining the area of rapid and deep-seated exhumation at the St. Elias syntaxis, Southeast Alaska, with detrital zircon fission-track analysis : *Tectonics*, v. 33, p. 597–616, doi :10.1002/2013TC003408.

Fedorov, A. V., Brierley, C.M., Lawrence, K.T., Liu, Z., Dekens, P.S., and Ravelo, A.C., 2013, Patterns and mechanisms of early Pliocene warmth : *Nature*, v. 496, p. 43–49, doi :10.1038/nature12003.

Fox, N., and Bloom, A., 1994, Snowline Altitude and Climate in the Peruvian Andes (5–17°S) at Present and during the Latest Pleistocene Glacial Maximum : *Journal of Geography*, v. 103, p. 867–885.

Gardner, T.W., 1983, Experimental study of knickpoint and longitudinal profile evolution in cohesive, homogeneous material : *Geological Society of America Bulletin*, v. 94, p. 664–672, doi :10.1130/0016-7606(1984)95<122 :esokal>2.0.co ;2.

Gautheron, C., Espurt, N., Barbarand, J., Roddaz, M., Baby, P., Brusset, S., Tassan-Got, L., and Douville, E., 2013, Direct dating of thick- and thin-skin thrusts in the Peruvian Subandean zone through apatite (U-Th)/He and fission track thermochronometry : *Basin Research*, v. 25, p. 419–435, doi :10.1111/bre.12012.

Giachetta, E., and Willett, S.D., 2018, Effects of river capture and sediment flux on the evolution of plateaus : Insights from numerical modeling and river profile analysis in the upper blue Nile catchment : *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, v. 123, p. 1187–1217, doi :10.1029/2017JF004252.

Gotberg, N., McQuarrie, N., and Caillaux, V.C., 2010, Comparison of crustal thickening budget and shortening estimates in southern Peru (12–14°S) : Implications for mass balance and rotations in the “Bolivian orocline” : *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 122, p. 727–742, doi :10.1130/B26477.1.

van Heiningen, P.S., Carlotto, V., Zuloaga, A.D., Romero, L., and Andriessen, P.A.M., 2005, Oligocene to Pleistocene exhumation patterns across the Apurimac River drainage basin, southern Peru : 6th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2005, Barcelona), p. 763–766.

Hoke, G.D., Isacks, B.L., Jordan, T.E., Blanco, N., Tomlinson, A.J., and Ramezani, J., 2007, Geomorphic evidence for post-10 Ma uplift of the western flank of the central Andes 18°30' - 22°S : *Tectonics*, v. 26, p. 1–17,
doi :10.1029/2006TC002082.

Insel, N., Poulsen, C.J., and Ehlers, T.A., 2010, Influence of the Andes Mountains on South American moisture transport, convection, and precipitation : *Climate Dynamics*, v. 35, p. 1477–1492,
doi :10.1007/s00382-009-0637-1.

Isacks, B.L., 1988, Uplift of the central Andean Plateau and bending of the Bolivian Orocline. : *Journal of Geophysical Research*, v. 93, p. 3211–3231,
doi :10.1029/JB093iB04p03211.

Kar, N., Garzzone, C.N., Jaramillo, C., Shanahan, T., Carlotto, V., Pullen, A., Moreno, F., Anderson, V., Moreno, E., and Eiler, J., 2016, Rapid regional surface uplift of the northern Altiplano plateau revealed by multiproxy paleoclimate reconstruction : *Earth and Planetary Science Letters*, v. 447, p. 33–47,
doi :10.1016/j.epsl.2016.04.025.

Kennan, L., Lamb, S.H., and Hoke, L., 1997, High-altitude palaeosurfaces in the Bolivian Andes : evidence for late Cenozoic surface uplift : *Palaeosurfaces : recognition, reconstruction and palaeoenvironmental interpretation*, p. 307–323.

Kirby, E., and Whipple, K.X., 2012, Expression of active tectonics in erosional landscapes : *Journal of Structural Geology*, v. 44, p. 54–75,
doi :10.1016/j.jsg.2012.07.009.

Kirby, E., and Whipple, K., 2001, Quantifying rockuplift rates via stream profile analysis : *Geology*, v. 29, p. 415–418,
doi :10.1130/0091-7613(2001)029<0415 :QDRURV>2.0.CO ;2.

Lamb, S., and Hoke, L., 1997, Origin of the high plateau in the Central Andes, Bolivia, South America : *Tectonics*, v. 16, p. 623–649.

Lease, R.O., and Ehlers, T.A., 2013, Incision into the eastern Andean Plateau during Pliocene cooling : *Science*, v. 341, p. 774–776,
doi :10.1126/science.1239132.

Licciardi, J.M., Schaefer, J.M., Taggart, J.R., and Lund, D.C., 2009, Holocene Glacier Fluctuations in the Climate Linkages : *Science*, v. 1677, p. 4–6,
doi :10.1126/science.1175010.

Luirei, K., Bhakuni, S.S., and Kothyari, G.C., 2015, Drainage response to active tectonics and evolution of tectonic geomorphology across the Himalayan Frontal Thrust, Kumaun Himalaya : *Geomorphology*, v. 239, p. 58–72, doi :10.1016/j.geomorph.2015.03.011.

Margirier, A., Audin, L., Robert, X., Herman, F., Ganne, J., and Schwartz, S., 2016, Time and mode of exhumation of the Cordillera Blanca batholith (Peruvian Andes) : *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, v. 121, p. 6235–6249, doi :10.1002/2015JB012608.Received.

Marocco, R., 1971, Etude géologique de la chaîne andine au niveau de la déflexion d'Abancay (Pérou) : *Cah. ORSTOM*, p. 45–58.

Moon, H.P., 1939, The geology and physiography of the Altiplano of Peru and Bolivia : *Transactions of the Linnean Society of London*, v. London, p. 27–43.

Peizhen, Z., Molnar, P., and Downs, W.R., 2001, Increased sedimentation rates and grain sizes 2-4 Ma ago due to the influence of climate change on erosion rates : *Nature*, v. 410, p. 891–897, doi :http://www.nature.com/nature/journal/v410/n6831/supinfo/410891a0_S1.html.

Perron, J.T., and Royden, L., 2013, An integral approach to bedrock river profile analysis : *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 38, p. 570–576, doi :10.1002/esp.3302.

Poulsen, C.J., Ehlers, T.A., and Insel, N., 2010, Onset of Convective Rainfall During Gradual Late Miocene Rise of the Central Andes : *Science*, v. 328, p. 490–494, doi :10.1126/science.1185078.

Seeber, L., and Gornitz, V., 1983, River profiles along the Himalayan arc as indicators of active tectonics : *Tectonophysics*, v. 92, p. 335–367.

Seidl, M.A., Dietrich, W.E., and Kirchner, J.W., 1994, Longitudinal Profile Development into Bedrock : An Analysis of Hawaiian Channels : *The Journal of Geology*, v. 102, p. 457–474, doi :10.1086/629686.

Servant, M., and Servant-Vildary, S., 2003, Holocene precipitation and atmospheric changes inferred from river paleowetlands in the Bolivian Andes, in *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 194, p. 187–206, doi :10.1016/S0031-0182(03)00277-3.

Struth, L., Garcia-Castellanos, D., Viaplana-Muzas, M., and Vergés, J., 2019, Drainage network dynamics and knickpoint evolution in the Ebro and Duero basins : From endorheism to exorheism : *Geomorphology*, v. 327, p. 554–571, doi :10.1016/j.geomorph.2018.11.033.

Sundell, K.E., Saylor, J.E., Lapen, T.J., and Horton, B.K., 2019, Implications of variable late Cenozoic surface uplift across the Peruvian central Andes : *Scientific Reports*, v. 9, p. 1–12,
doi :10.1038/s41598-019-41257-3.

Sundell, K.E., Saylor, J.E., Lapen, T.J., Styron, R.H., Villarreal, D.P., Usnayo, P., and Cárdenas, J., 2018, Peruvian Altiplano Stratigraphy Highlights Along-Strike Variability in Foreland Basin Evolution of the Cenozoic Central Andes : *Tectonics*, v. 37, p. 1876–1904,
doi :10.1029/2017TC004775.

Trauerstein, M., Norton, K.P., Preusser, F., and Schlunegger, F., 2013, Climatic imprint on landscape morphology in the western escarpment of the Andes : *Geomorphology*, v. 194, p. 76–83,
doi :10.1016/j.geomorph.2013.04.015.

Uba, C.E., Strecker, M.R., and Schmitt, A.K., 2007, Increased sediment accumulation rates and climatic forcing in the central Andes during the late Miocene : *Geology*, v. 35, p. 979–982,
doi :10.1130/G224025A.1.

Valla, P.G., Shuster, D.L., and Van Der Beek, P.A., 2011, Significant increase in relief of the European Alps during mid-Pleistocene glaciations : *Nature Geoscience*, v. 4, p. 688–692,
doi :10.1038/ngeo1242.

Vandevoort, D.S., Jordan, T.E., Zeitler, P.K., and Alonso, R.N., 1995, Chronology of internal drainage development and uplift, southern Puna plateau, Argentine central Andes : *Geology*, v. 23, p. 145–148,
doi :10.1130/0091-7613(1995)023<0145 :COIDDA>2.3.CO ;2.

Vera, C. et al., 2006, Toward a unified view of the American monsoon systems : *Journal of Climate*, v. 19, p. 4977–5000,
doi :10.1175/JCLI3896.1.

Whipple, K.X., 2001, Fluvial landscape response time : how plausible is steady-state denudation ? *American Journal of Science*, v. 301, p. 313–325.

Whipple, K.X., Forte, A.M., DiBiase, R.A., Gasparini, N.M., and Ouimet, W.B., 2017, Timescales of landscape response to divide migration and drainage capture : Implications for the role of divide mobility in landscape evolution : *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, v. 122, p. 248–273,
doi :10.1002/2016JF003973.

Whipple, K.X., Kirby, E., and Brocklehurst, S.H., 1999, Geomorphic limits to climate-induced increases in topographic relief : *Nature*, v. 401, p. 39–43,
doi :10.1038/43375.

Whipple, K.X., and Tucker, G.E., 2002, Implications of sediment-flux-dependent river incision models for landscape evolution : *Journal of Geophysical Research*, v. 107, p. 1–20,
doi :10.1029/2000jb000044.

Willett, S.D., McCoy, S.W., Taylor Perron, J., Goren, L., and Chen, C.Y., 2014, Dynamic reorganization of River Basins : *Science*, v. 343, doi :10.1126/science.1248765.

Wise, J.M., and Noble, D.C., 2008, Late Pliocene inception of external drainage and erosion of intermontane basins in the highlands of Central Perú : *Revista de la Sociedad Geologica de Espana*, v. 21, p. 73–91.

Wobus, C.W., Hodges, K., and Whipple, K., 2003, Has focused denudation at the Himalayan topographic front sustained active thrusting near the Main Central Thrust ? *Geology*, v. 31, p. 861–864, doi :10.1130/G19730.1.

Wobus, C., Whipple, K.X., Kirby, E., Snyder, N., Johnson, J., Spyropolou, K., Crosby, B., and Sheehan, D., 2006, Tectonics from topography : Procedures, promise, and pitfalls : *Geological Society of America*, v. Special Pa, p. 55–74, doi :10.1130/2006.2398(04).

Zeitler, P.K. et al., 2001, Erosion, Himalayan Geodynamics, and the Geomorphology of Metamorphism : *GSA Today*, v. 11, p. 4–9.

4.6 Résumé / Overview

L'exploration géomorphologique de la région de la Déflexion d'Abancay m'a permis de discuter de la paléogéographie et du contexte tectonique actif de la région pour les derniers 10 Ma. Je propose dans ce chapitre que la Déflexion d'Abancay faisait partie intégrante d'un paléo-Altiplano endoréique plus étendu vers le nord au cours du Miocène. La capture de ce dernier par les proto-Apurimac et proto-Urubamba autour de ~ 5 Ma et la chute du niveau de base subséquente est à l'origine d'une vague d'incision d'ampleur se propageant vers le sud-est. Cette capture est probablement favorisée et contemporaine à l'initiation de l'activité tectonique du système de failles de l'Apuimac qui apparaît comme étant le seul accident tectonique actif de la région expliquant les anomalies des paramètres géomorphologiques observés dans la Cordillère Orientale. Je mets donc en évidence un différentiel de soulèvement de surface entre l'Altiplano et la Cordillère Orientale. Cependant afin de quantifier les mouvements verticaux des roches en profondeur associés à l'incision et à l'exhumation tectonique et ainsi valider ou invalider les interprétations basées sur la géomorphologie, il est nécessaire d'investiguer la région en terme de cinématique d'exhumation. Les outils idéaux pour ce type d'exploration sont les méthodes de thermochronologie basse-température. Les résultats et modèles de ces données de thermochronologie quantitative sont au cœur des chapitres suivants.

The geomorphological investigation of the Abancay Deflection allows me to discuss the paleo-geographical context and the active tectonic settings of the studied area for the last 10 Ma. In this chapter, I propose that the Abancay Deflection was integrant parts of a northward extend internally drained paleo-Altiplano during the Miocene. At ~ 5 Ma, the base level drop caused by the capture of the paleo-Altiplano by the proto-Apurimac and proto-Urubamba Rivers created an incision wave propagating southward. This capture event was probably favored and enhanced by the initiation of the tectonic activity of the Apurimac fault system. This tectonically active fault system appears to be the only one explaining the geomorphological anomalies lying into the Eastern Cordillera. Thus, I put into relief a differential surface uplift between the Altiplano and the Eastern Cordillera. However, in order to constrain vertical rocks kinetics at depth associated to both incision and tectonic exhumation, and, to validate or invalidate geomorphological interpretation it is necessary to investigate the exhumation kinematics. Ideal tools for this kind of exploration are low-temperature thermochronology methods. I present in the next chapters the results and models derived from quantitative thermochronology.

Chapitre 5

INCISION DU NORD DE L'ALTIPLANO ET UNE POTENTIELLE SYNTAXE ANDINE NAISSANTE (MACHU PICCHU, PÉROU)

L'anomalie de relief et la juvénilité de la topographie de la Déflexion d'Abancay ne sont pas contraintes en terme de dynamique verticale des roches et de timing. Les mécanismes à l'origine de la structuration de la Déflexion d'Abancay restent énigmatiques pour l'ultime phase de construction des Andes Centrales et en particulier pour cette bordure nord de l'Altiplano depuis le Miocène. Grâce à de fructueuses collaborations établies avec les agences d'état péruviennes (INGEMMET, SERNANP, Ministère de la Culture) nous avons obtenu l'unique autorisation pour l'échantillonnage du granite du parc archéologique du Machu Picchu (patrimoine mondial de l'UNESCO). Dans ce chapitre, je présente une étude thermochronologique et géomorphologique focalisée sur les contreforts du site du Machu Picchu au cœur de la Déflexion d'Abancay. Ces données inédites me permettent de discuter des vitesses et mécanismes à l'origine de l'exhumation de cette partie sud de la Cordillère Orientale et d'avancer une hypothèse innovante quant à la définition géologique de la Déflexion d'Abancay. Ce chapitre est un article soumis à la revue *Geology* en août 2019.

The Abancay Deflection, characterized by a pronounced relief anomaly and juvenile topography is free from any consideration according to exhumation and its timing. Structuration mechanisms for the Abancay Deflection remain enigmatic for the ultimate building phase in the Central Andes particularly for the northern edge of the Altiplano since Miocene. Thanks to successful collaborations established with Peruvian state agencies (INGEMMET, SERNANP), we obtained the unique authorization for sampling the Machu Picchu granite into the archeological park (World heritage site, UNESCO, Ministry of Culture). In this chapter, I present a thermochronological and geomorphological study focused over Machu Picchu foothills into the core of the Abancay Deflection. These new data allow me to discuss rates and mechanisms for exhumation in this southern part of the Eastern Cordillera. Thus, I propose an innovative hypothesis for an unprecedented geological definition of the Abancay Deflection. This chapter is a submitted article to *Geology* since august 2019.

Sommaire

5.1	Submitted article	186
5.1.1	Abstract	187
5.1.2	Introduction	187
5.1.3	Geological Setting	189
5.1.4	Methods	189
5.1.5	Results	189
5.1.6	Discussion	191
5.1.6.1	MPB exhumation rates	191
5.1.6.2	Miocene surface uplift of the northern AP without exhumation	192
5.1.6.3	Drivers of Pliocene exhumation	193
5.1.7	Conclusion	196
5.1.8	Acknowledgments	196
5.1.9	References cited	197
5.2	Supplementary Material	201
5.2.1	AHe & AFT dating and time-temperature inverse modeling : Additional information	204
5.2.1.1	Sampling strategy	204
5.2.1.2	Sample preparation and methods	204
5.2.1.3	Apatite (U-Th)/He (AHe) protocol	205
5.2.1.4	Apatite fission track (AFT) protocol	205
5.2.1.5	AFT single-grain data and radial plots for each processed sample	210
5.2.2	Supplementary references cited	220
5.3	Résumé / Overview	223

5. INCISION DU NORD DE L'ALTIPLANO ET UNE POTENTIELLE SYNTAXE ANDINE NAISSANTE (MACHU PICCHU, PÉROU)

5.1 Submitted article

Incision of the northern Altiplano and a potential incipient Andean syntaxis (Machu Picchu, Peru)

**Benjamin Gérard^{1*}, Laurence Audin¹, Xavier Robert¹, Cécile Gautheron²,
Matthias Bernet¹, Carlos Benavente^{3,4}, Fabrizio Delgado^{3,4}, Peter
van der Beek¹ and Fernando Astete⁵**

¹*Univ. Grenoble Alpes, Univ. Savoie Mont Blanc, CNRS, IRD, IFSTTAR,
ISTerre, 38000 Grenoble, France*

²*GEOPS, Univ. Paris-Sud, CNRS, Université Paris-Saclay, 91405 Orsay,
France*

³*INGEMMET, Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico, Lima, Perú*

⁴*Facultad de Ciencias e Ingeniería. Pontificia Universidad Católica del Perú,
Lima, Perú*

⁵*Parque Arqueológico de Machu Picchu, Ministerio de Cultura, Cuzco, Perú*

Benjamin Gérard* : benjamin.gerard@univ-grenoble-alpes.fr

Laurence Audin : laurence.audin@ird.fr

Xavier Robert : xavier.robert@ird.fr

Cécile Gautheron : cecile.gautheron@u-psud.fr

Matthias Bernet : matthias.bernet@univ-grenoble-alpes.fr

Carlos Benavente : cbenavente@ingemmet.gob.pe

Fabrizio Delgado : delgado.f@pucp.edu.pe

Peter van der Beek : peter.van-der-beek@univ-grenoble-alpes.fr

Fernando Astete : fastetemachupicchu@yahoo.es

5.1.1 Abstract

The Abancay deflection, forming the northern edge of the Altiplano in the Peruvian Andes, is a remarkable geomorphologic feature marking the along-strike segmentation of the Andes. Little is known about the timing and spatial distribution of exhumation in this area, characterized by 4 km-high relief and 2 km-deep gorges suggesting significant recent incision. To better constrain the exhumation and incision history of the northern edge of the Altiplano, we present apatite (U-Th)/He and fission-track data from samples collected along an elevation transect in the Machu Picchu Batholith in the core of the Abancay deflection (Urubamba River valley). Time-temperature inversion indicates slow exhumation (0.04 ± 0.01 km/m.y.) between 20 and 4 Ma, followed by much more rapid exhumation (1.2 ± 0.4 km/m.y.) since 4 Ma. Probable capture of the endorheic high-elevation Altiplano drainage by the Urubamba River, connecting it to a low-elevation Amazonian base level, and subsequent incision explains at most 40% of the ~ 5 km exhumation since 4 Ma. Additional exhumation must be tectonic in origin and may be accommodated by the Apurimac fault system. We speculate that the Abancay deflection, with its “bulls-eye” morphology and two order-of-magnitude increase in exhumation rate since 4 Ma, may represent an Andean proto-syntaxis, somewhat similar to the syntaxes described in the Himalaya or Alaska.

5.1.2 Introduction

The Central Andes contain the second highest and widest plateau on Earth : the Altiplano (AP). Andean topography building started during the Cretaceous (~ 120 -110 Ma ; Jaillard and Soler, 1996) and the present-day northern AP acquired its modern elevation during Miocene (Garzzone et al., 2017 ; Barnes and Ehlers, 2009). Tectonic, climatic and erosional interactions affecting the AP and its eastward border, the Eastern Cordillera (EC ; Fig. 5.1), have been extensively studied in the southern Central Andes of Bolivia and Argentina (Strecker et al., 2007). Pliocene canyon incision induced by global climate cooling has been inferred for the southernmost Peruvian EC (Lease and Ehlers, 2013). In contrast, the evolution of the northern edge of the AP in Peru remains poorly documented. This northern edge is formed by the Abancay deflection (AD ; Fig. 5.1 ; Dalmayrac et al., 1980), a major Andean transition zone that separates the wide Bolivian orocline to the south from the lower and narrower northern Peruvian Andes. The AD has slightly higher (~ 0.3 km) average elevation and is much more incised than the neighboring low relief and internally drained AP to the south (Supplementary Material). Paleoaltimetry data (Picard et al., 2008 ; Sundell et al., 2019) and biodiversity records (Hoorn et al., 2010) suggest that the study area acquired a mean elevation of ~ 4 km before 5 Ma. However, exhumation and surface uplift mechanisms for the AD remain enigmatic. At the scale of the Central Andes, potential uplift mechanisms are crustal shortening (Barnes and Ehlers, 2009), lithospheric delamination and crustal flow (Garzzone et al., 2017). Tectonic shortening was transferred from the AP to the Subandes of central Peru at ~ 14 Ma (Espurt et al., 2011). However, the lack of structural and thermochronology data renders the mode and timing of deformation transfer unclear (Gautheron et al., 2013)

INCISION DU NORD DE L'ALTIPLANO ET UNE POTENTIELLE SYNTAXE ANDINE NAISSANTE (MACHU PICCHU, PÉROU)

within the AD punched between the AP and the Subandes. The Machu Picchu Batholith (MPB) has been deeply incised by the Urubamba River in the core of the AD and appears as a prime location to obtain information on the evolution of the AD (Fig. 5.1). Here we present new apatite (U-Th)/He (AHe) and apatite fission-track (AFT) dates from the MPB; we use inverse time-temperature modeling (QTQt; Gallagher, 2012) to determine the Miocene to present thermal and exhumation history of the core of the AD, and discuss potential mechanisms of exhumation.

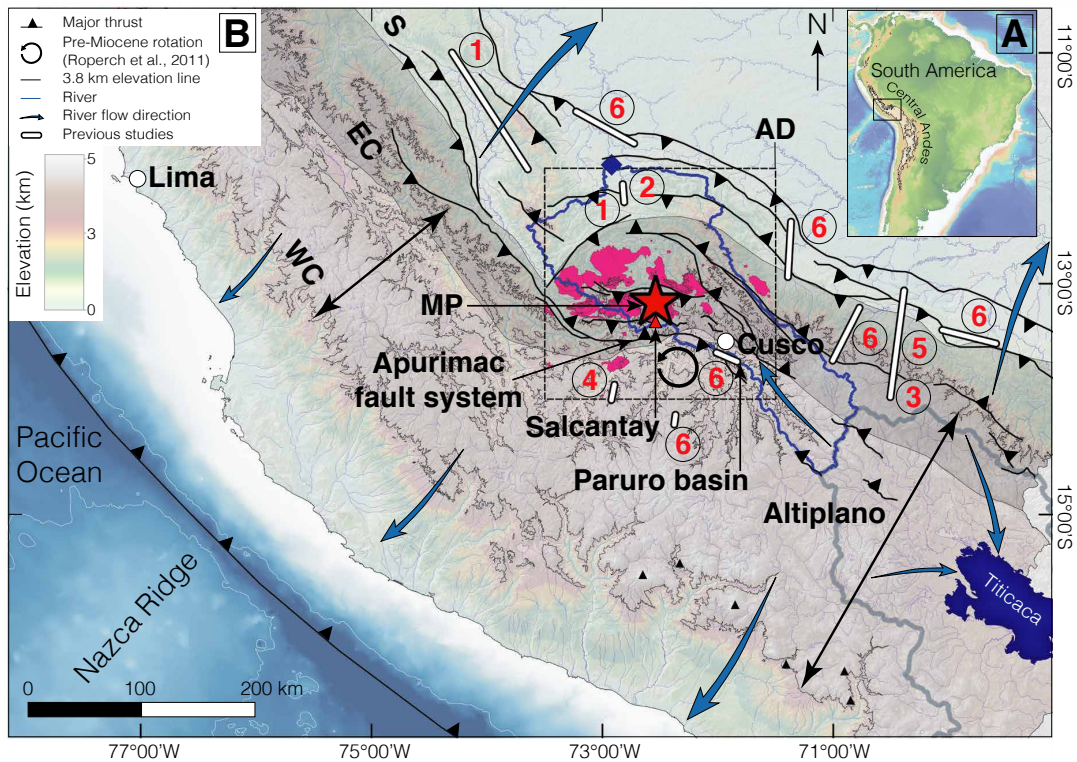


FIGURE 5.1 – Topography of the transition zone between the Altiplano and the northern Peruvian Andes. A) Location within the Central Andes of South America. The black line is the 3.8 km elevation contour outlining the Altiplano in the south. **B)** Study area showing location of our thermochronological age-elevation profile at Machu Picchu (red star; MP) and major cities (white circles). Black triangles indicate active volcanoes and pink areas correspond to Permo-Triassic intrusive rocks, including the sampled Machu Picchu Batholith. Black double arrows indicate the northward-narrowing range width. Grey shading indicates the Eastern Cordillera (EC). The Urubamba watershed is outlined by the dark blue contour and its outlet into the Subandes indicated by the dark blue diamond. The Urubamba River actively captures the endorheic Altiplano drainage (grey contour) by regressive erosion. Red numbers refer to previous thermochronological studies. 1 : Gautheron et al. (2013) ; 2 : Espurt et al. (2011) ; 3 : Lease and Ehlers (2013) ; 4 : Ruiz et al. (2009) ; 5 : Perez et al. (2016) ; 6 : INGEMMET database – unpublished. Other abbreviations : WC : Western Cordillera ; S : Subandes ; AD : Abancay Deflection. Geological features were extracted from 1 :100,000 scale INGEMMET geological maps.

5.1.3 Geological Setting

The AD connects the central and northern Andes like a kneecap, emphasized by the fault pattern, which is deflected $\sim 45^\circ$ from the overall NNW-SSE axis of the range (Fig. 5.1; Marocco, 1971). The AD records up to 65° of Eocene-Early Miocene (~ 40 -20 Ma) counterclockwise rotation and marks the tectonic limit between the Bolivian orocline and the straight northern Andes (Roperch et al., 2011). Morphologically, high elevation and relief characterize the AD; it contains the highest peaks east of the AP (*e.g.* Salcantay – 6.3 km). In the core of the AD, the site of Machu Picchu is built on the Permo-Triassic granitic MPB, emplaced at 222 ± 7 Ma (Carlier et al., 1982). The Apurimac fault system, ~ 15 km south of the MPB, delimits two inherited lithospheric blocks (Carlier et al., 2005) corresponding to the modern location of EC and eastern AP vs. western AP. In contrast to the surrounding regions, the AD is characterized by an absence of recent volcanism (except for sporadic Plio-Quaternary volcanism south of Cusco (Carlier et al., 1996)), as well as either crustal or deep intra-slab seismic activity. The lack of a Mesozoic sedimentary cover suggests that the EC has been a long-lived structural high (Perez et al., 2016). However, preliminary AFT ages of ~ 2 Ma from the MPB suggest rapid Pliocene exhumation (Kennan, 2008). Intriguingly, the AD presents several features of an orogenic syntaxis, including a bulls-eye structural pattern, high relief, and young thermochronological ages implying high exhumation rates (Koons et al., 2013).

5.1.4 Methods

AHe and AFT thermochronology allows recording the thermal evolution of the upper ~ 4 km of the crust given their thermal sensitivity ranges spanning from ~ 40 -120°C (Gautheron et al., 2009) and ~ 75 -125°C (Reiners and Brandon, 2006) respectively. We collected seven samples along a profile spanning 1.9 km of elevation in the vicinity of Machu Picchu (Fig. 5.2A). The data are interpreted using the age-elevation trends as well as inverse time-temperature modeling (QTQt; Gallagher, 2012).

5.1.5 Results

We report 15 single-grain AHe ages for five samples and 5 AFT ages (Supplementary Material). We additionally included two published AFT ages from the same zone (Kennan, 2008) in our models (Fig. 5.2). Single-grain AHe and central AFT ages range from 1.4 ± 0.1 Ma to 7.3 ± 0.6 Ma and from 1.8 ± 0.6 Ma to 20.2 ± 5.1 Ma respectively (Fig. 5.2). We fit single- or multi-tier age-elevation relationships (AER) to the data using a Bayesian approach (Glitzbach et al., 2011) to obtain a first estimate of apparent exhumation rates through time. The AHe ages are best fit by a single AER of $0.9^{+0.9}_{-0.3}$ km/m.y. between ~ 4 and ~ 2 Ma (Fig. 5.2B). In contrast, the AFT ages require a two-tier fit, with the top samples showing an AER of 0.03 ± 0.01 km/m.y. (~ 20 to ~ 4 Ma) and the bottom samples an AER of $0.9^{+3.1}_{-0.4}$ km/m.y. (~ 4 to ~ 2 Ma; Fig. 5.2C), compatible with the AHe ages. Time-temperature inversions reveal slow continuous cooling from ~ 20 to

INCISION DU NORD DE L'ALTIPLANO ET UNE POTENTIELLE SYNTAXE ANDINE NAISSANTE (MACHU PICCHU, PÉROU)

4.0 ± 0.6 Ma at a rate of 0.7 ± 0.2 °C/m.y., increasing to 21 ± 6 °C/m.y. since 4 Ma (Fig. 5.3).

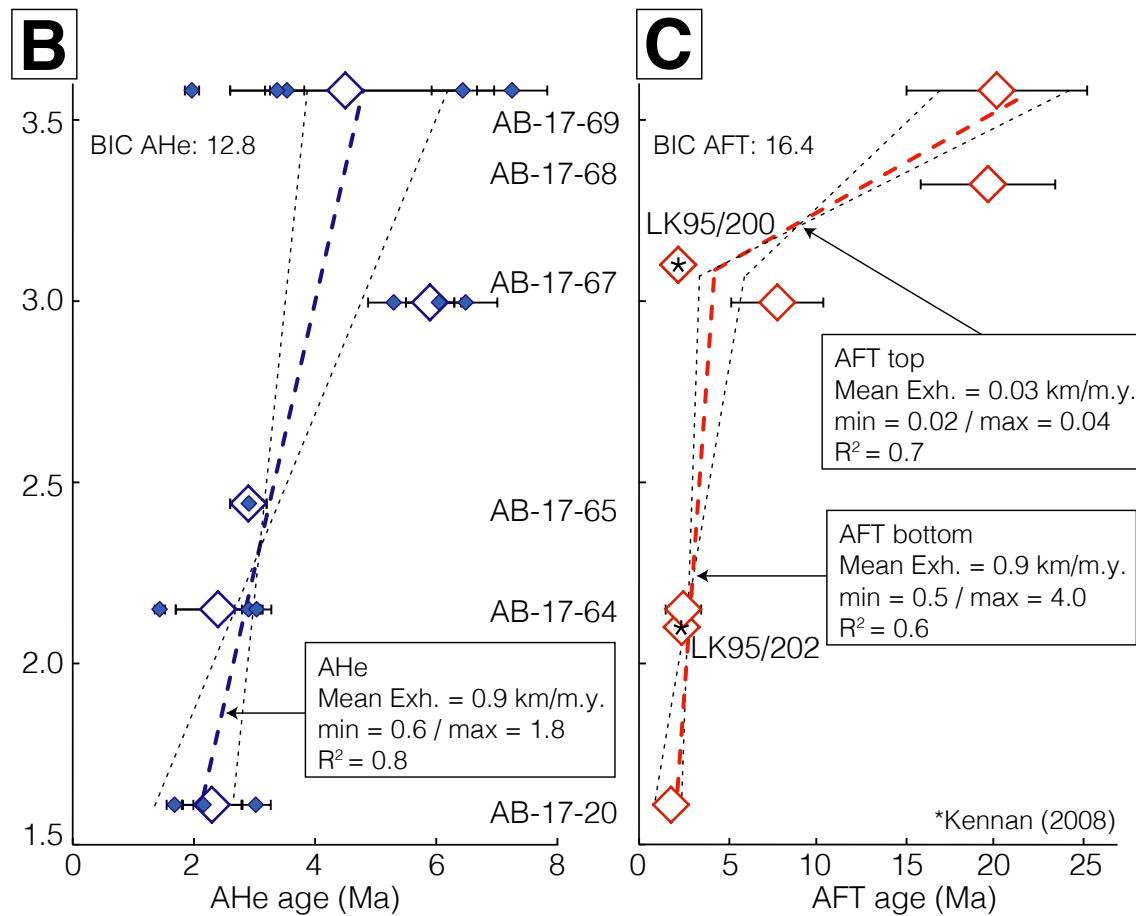
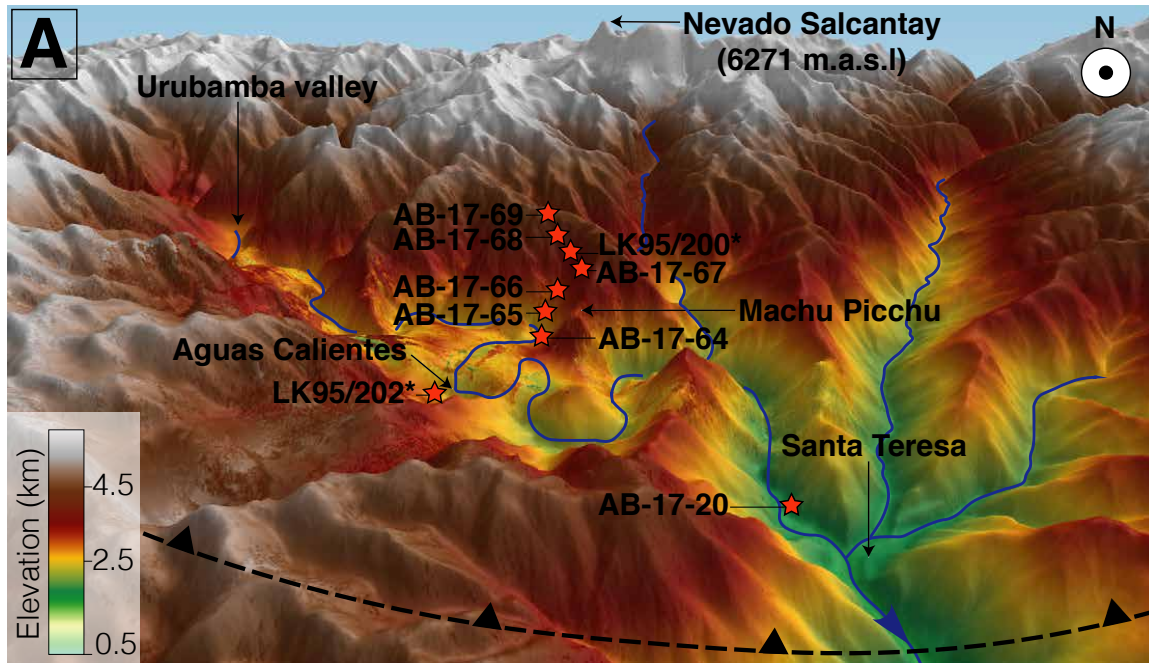


FIGURE 5.2 – Thermochronological data. **A)** Digital Elevation Model from TanDEM-X data (12 m resolution) showing sample locations (red stars) along an elevation profile. The view is southward with the Urubamba River flowing toward the viewer (blue arrow). The Apurimac fault system is located behind the most distal ridgeline toward the south. The black dashed line associated with black triangles represents the inherited thrust in depth for which the surface trace is located 10 km downstream. **B)** AHe age vs. elevation plot; small filled blue diamonds represent single-grain AHe ages, larger open diamonds represent mean AHe ages for each sample. **C)** AFT age vs. elevation plot. Exh. refers to exhumation rates inferred from the Age Elevation Relationship (AER; colored dashed lines) with minimum and maximum values indicated by black dotted lines (2σ confidence intervals). R^2 (correlation coefficient) for each segment and the Bayesian Information Criterion (BIC) are also indicated (see Glotzbach et al. (2011) for detailed explanation of the method).

5.1.6 Discussion

5.1.6.1 MPB exhumation rates

The data for both thermochronometric systems suggest rapid cooling starting at ~ 4 Ma. It is reasonable to assume that the MPB did not experience any reheating event since the Miocene, considering the lack of evidence for hot-fluid circulation, volcanic activity and/or sedimentary burial (Perez et al., 2016). Thus, considering a stable and linear geothermal gradient of $18 \pm 4^\circ\text{C}/\text{km}$ (Henry and Pollack, 1988) for the period from 20 - 0 Ma, we can translate the cooling rates from the time-temperature inversions to exhumation rates of 0.04 ± 0.01 km/m.y. between ~ 20 and ~ 4 Ma and 1.2 ± 0.4 km/m.y. since 4 Ma. These values are consistent with those inferred from the AER analysis (Fig. 5.2). In order to explore the potential perturbation of the geotherm by advective heat transport influenced by rapid exhumation since 4 Ma, we quantified the Péclet number (Pe; Braun et al., 2006). We estimated the closure temperatures and depths directly from the thermochronological ages using the approach of Schildgen et al. (2018) for the 4 to 0 Ma period (Supplementary Material). Inferred exhumation rates ranges from 0.6 to 1.6 km/m.y. for this period, leading to a Péclet number $\text{Pe} = 1.7 \pm 0.6$ since 4 Ma. This calculation implies once more the consistency of the exhumation rates derived from QTQt and consequently a moderate influence of heat advection on the estimation of exhumation rates. The relief could also lead to inaccurate estimates of exhumation rates from age-elevation profiles (Schildgen et al., 2018). However, the relief wavelength $\lambda = 25 \pm 8$ km for amplitude > 1 km (Supplementary Material) lead to only minor deflections of the $60\text{--}100^\circ\text{C}$ isotherms (Braun, 2002) that does not affect significantly the exhumation rate results.

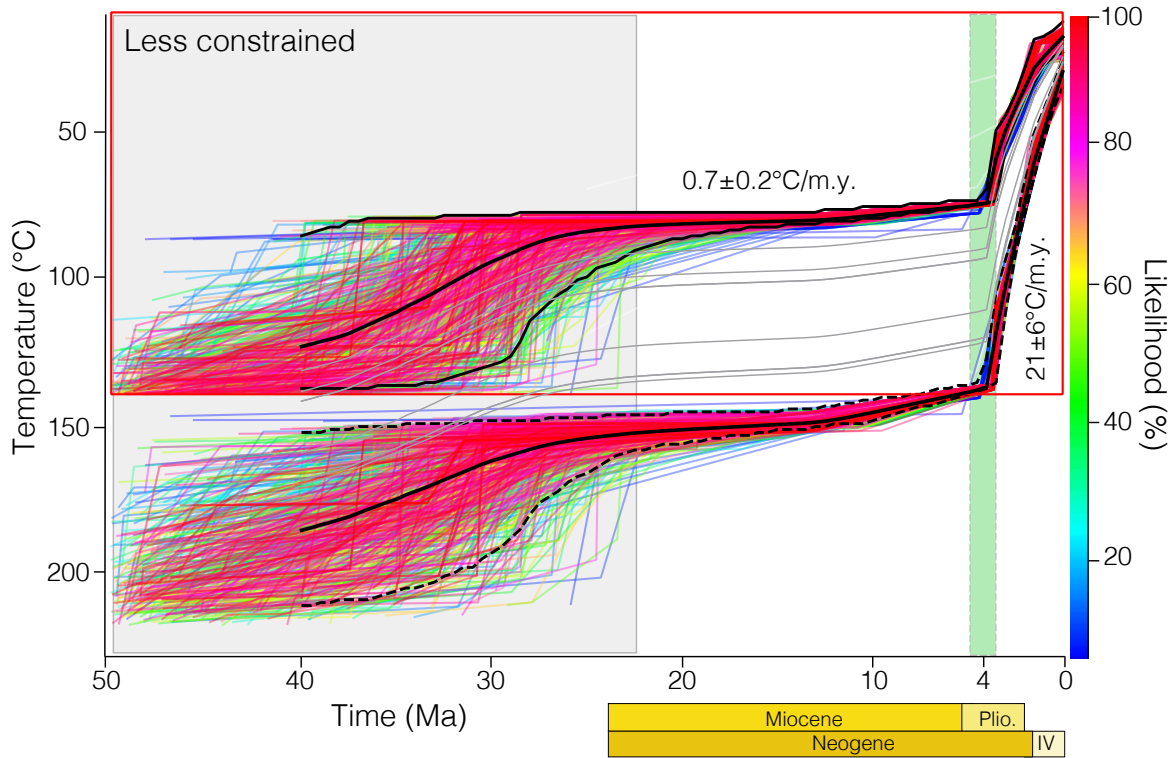


FIGURE 5.3 – **Time-temperature paths obtained by inversion of AHe and AFT thermochronology data from the Machu Picchu age-elevation profile using QTQt.** The red square shows the explored time and temperature range for inversion. The colored lines show the T-t paths for the top and the bottom samples with their respective likelihood (see color scale on right). The solid and dashed black lines show the expected model and its 95% reliable interval for the thermal histories of the top and bottom samples, respectively. The grey lines in between represent the expected cooling paths for the intermediate samples. The green vertical band indicates the well-constrained acceleration of cooling at 4.0 ± 0.6 Ma. Cooling rates derived from QTQt are indicated on the graph. A graph of observed vs. predicted data is shown in the Supplementary Material.

5.1.6.2 Miocene surface uplift of the northern AP without exhumation

Our data display slow exhumation between 20 and 4 Ma (~ 0.6 km in ~ 16 Ma), which is consistent with the record from the AP to the south (Ruiz et al., 2009). In contrast, the EC record to the southeast suggests significant Miocene exhumation (Perez et al., 2016). Several independent paleo-elevation estimates (*e.g.* Sundell et al., 2019) indicate that the elevation of both the EC and the neighboring AP grew by ~ 2 to ~ 4 km between 20 and 5 Ma; the AD must have reached close to its present-day elevation before 5 Ma. Thus, slow exhumation of the core of the AD during the Miocene is coeval with surface uplift of the northern Altiplano. There are two potential explanations for the lack of Miocene denudation within this rising orogen; (1) establishment of aridity due to the development of an orographic barrier (Strecker et al., 2007), and/or (2) a high-elevation

endorheic local base level. Provenance studies in the Paruro basin, south of Cuzco, show that at least late-Miocene (~ 9 to ~ 7 Ma) AP basin sediments were derived from the EC and the MPB area and were transported westward (Sundell et al., 2018), implying drainage reversal since that time. The AD (including the MPB) was probably part of a slowly eroding endorheic environment, uplifting through Miocene time but associated with a high-elevation local base level comparable to the present day endorheic AP.

5.1.6.3 Drivers of Pliocene exhumation

Exhumation increased dramatically at 4 Ma; given our inferred exhumation rates of 1.2 ± 0.4 km/m.y., total exhumation since that time amounts to 4.8 ± 1.6 km. The exhumation rate is twice that obtained in the EC further south for the same period (~ 0.6 km/m.y.; Lease and Ehlers, 2013). The modern AD is externally drained and has anomalously high topography, high relief and outcropping basement batholiths, in contrast to the neighboring flat Altiplano basin (Supplementary Material). The Urubamba River draining the AD is one of the most distant tributaries of the Amazon. From its source in the AP, it flows parallel to the Andean range for ~ 150 km before it intersects the MPB in a >1 km-deep canyon, associated with a major knickzone (Fig. 5.4). Fitting equilibrium profiles to the Urubamba River stretches above and below the knickzone (Kirby and Whipple, 2012) allows deriving a minimum incision of 1.4 ± 0.1 km (Fig. 5.4). We suggest that the Urubamba River captured the Miocene endorheic drainage of the AP by regressive erosion, initiating canyon carving at ~ 4 Ma. This pattern is comparable to endorheic basin opening recorded northward in the Mantaro River (Wise and Noble, 2008). The present day knickzone can be interpreted as recording the major base-level drop from ~ 3.8 km elevation (Paleo-AP) to a low-elevation external (Amazon) base level. Incision could also have been amplified by either climatic or tectonic changes. Two major but diachronous climatic events affected the Central Andes since the Miocene, which can potentially explain emplacement and/or intensification of the South American monsoon leading to climate-driven incision of the EC. The first is the well-documented Pliocene cooling between 4 and 2 Ma (Peizhen et al., 2001). This Pliocene cooling is interpreted as the remote driver for incision of canyons cutting perpendicularly through the EC in southern Peru and Bolivia (Lease and Ehlers, 2013). The second, older, and regional climatic event involves moisture intensification and possibly related intensified erosion due to surface uplift of the Central Andes during the Late Miocene (~ 10 to 6 Ma; Poulsen et al., 2010; Uba et al., 2007)). If increased incision results from this event, the lag time between Late-Miocene convective moisture emplacement and Pliocene incision must be explained. Whether incision was climatically amplified or not, a first-order observation from our data is that the reconstructed amount of canyon incision (1.4 ± 0.1 km) is significantly smaller than the total exhumation at river level since 4 Ma (4.8 ± 1.6 km; Fig. 5.4). The isostatic response to river incision potentially leads to an additional maximum deflection of ~ 0.2 km (Zeilinger and Schlunegger, 2007) for an elastic thickness of 17.5 ± 2.5 km (Pérez-Gussinyé et al., 2008), i.e. a negligible amount. The remaining exhumation since 4 Ma (at least 3.2 ± 1.4 km) has to be tectonic in origin. Knowledge of the (active?) tectonics of the AD remains limited because of its complex structural setting, high relief,

dense vegetation and difficult access. Initiation of compressive tectonic activity in the Subandean fold-and-thrust belt to the northeast of the AD at ~ 14 Ma is associated with thick-skinned tectonics (Espurt et al., 2011) that potentially could affect the basement of the AD. However, the diachronous acceleration of exhumation in the AD, starting at ~ 4 Ma, suggests that it is tectonically decoupled from its surroundings. We propose a contribution of the Apurimac fault system to explain the post-Miocene exhumation. The structure of the AD developed by horizontal strike-slip with a limited vertical component during the Miocene (~ 20 to 4 Ma; Dalmayrac et al., 1980; Roperch et al., 2011; this study). The tectonic regime changed at 4 Ma, leading to vertical exhumation of the AD along the Apurimac fault system. Our current data do not allow establishing a cause and effect relationship between tectonic activity of the Apurimac fault system and incision of the Urubamba River. However, the similarity in structural and geomorphic setting between the AD and Himalayan syntaxes (Zeitler et al., 2001) leads us to speculate that the AD may reflect an Andean incipient syntax, where capture of internal drainage and ensuing rapid incision of the plateau edge led to focused exhumation, and tectonic uplift along a deflected fault pattern.

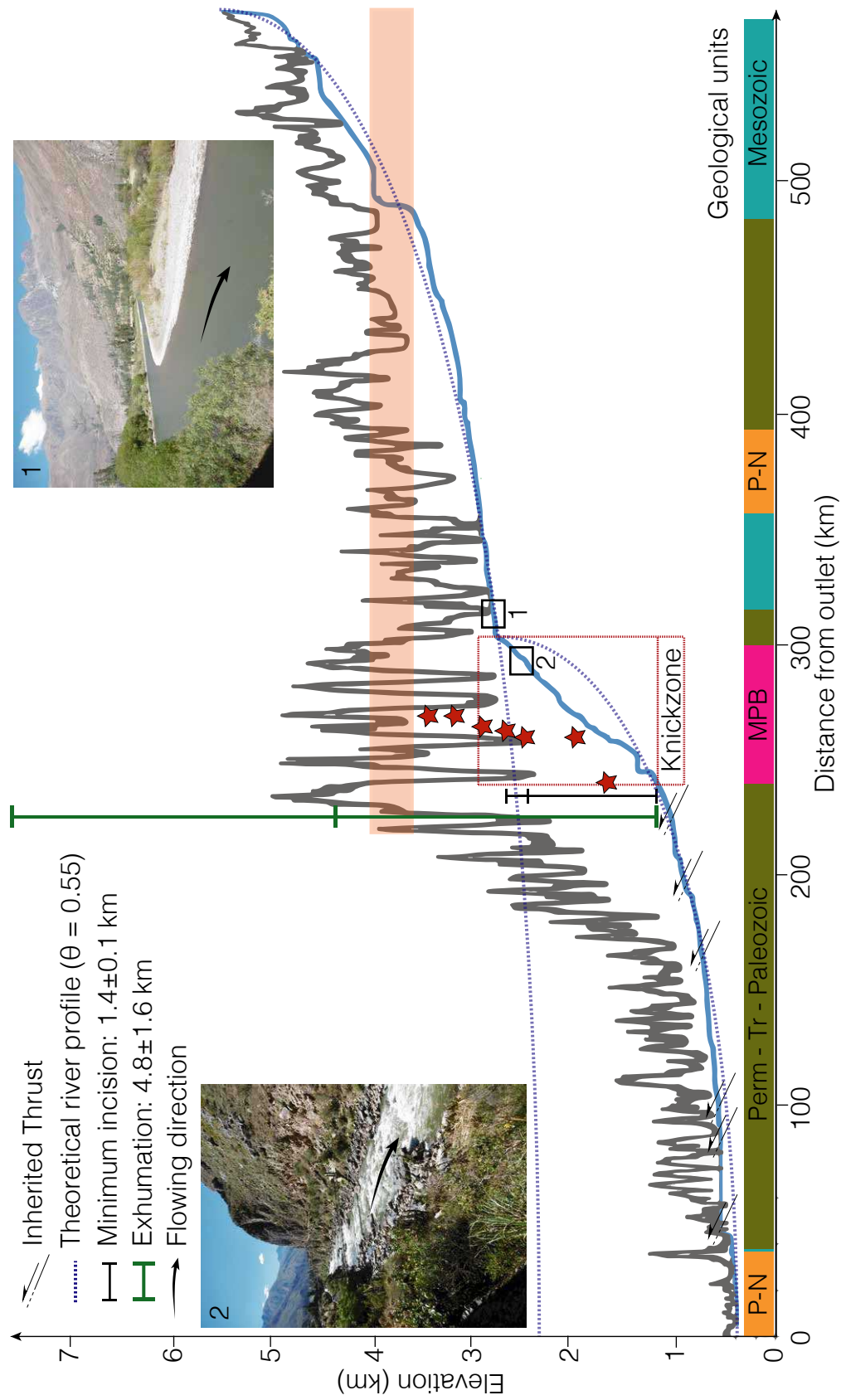


FIGURE 5.4 – **Urubamba river profile (blue) crossing the Machu Picchu batholith (MPB).** Red stars correspond to the samples collected along the Inca trail. The orange rectangle shows the mean elevation of the Altiplano (calculated from a swath profile in the neighboring Altiplano) and the dark grey line is the mean topography in a 5-km swath following the Urubamba River. The black and green vertical lines show the minimum incision of the Urubamba River and the estimated total exhumation since 4 Ma, respectively. Total exhumation is calculated taking into account minimum and maximum values for exhumation rates and timing of acceleration. The error on the incision estimate is propagated from a 10% uncertainty in the concavity value (θ) derived from river-profile fitting (Kirby and Whipple, 2012). Inset photos 1 and 2 show the morphological change of the Urubamba River from meandering in a wide valley upstream (1) to rapids in a canyon in the knickzone (2).

5.1.7 Conclusion

Our new thermochronology data and modeling from the MPB in the core of the AD reveal slow exhumation during the Miocene, despite evidence for both surface uplift and tectonic shortening of the northern AP. We link this lack of exhumation to endoreism of the northern AP during this time, as indicated by provenance data. The area acquired its modern high relief during the last 4 m.y. due to capture of the endorheic drainage system, ensuing base-level drop and rapid canyon incision. However, the amount of exhumation is larger than the maximum allowable amount of incision, implying additional tectonic uplift possibly along the Apurimac fault system. Considering this geomorphic and structural setting, the rapid and focused exhumation, indicated by young cooling ages, in a region of anomalously high relief and topography, we speculate that the AD may represent an Andean incipient syntaxis.

5.1.8 Acknowledgments

This work was supported by the IRD (Institut de Recherche pour le Développement), ISTERre, the INSU (Institut National des Sciences de l'Univers), and the ANR-12-NS06-0005-01 project for the AHe analysis. We are grateful to the SERNANP, the INGEMMET (Cusco-PATA convenio 006-2016-Fondecyt) and the National Archaeological Park of Machu Picchu, for allowing us to work along the Inca trail and for the provided facilities. We thank P.H. Leloup and G. Mahéo (Géode laboratory, Lyon) and the GTC platform (F. Coeur and F. Sénebier, ISTERre, Grenoble) for sample processing, as well as M. Balvay, R. Pinna-Jamme and F. Haurine for assistance during AFT and AHe dating.

5.1.9 References cited

Barnes, J.B., and Ehlers, T.A., 2009, End member models for Andean Plateau uplift : *Earth-Science Reviews*, v. 97, p. 105–132, doi :10.1016/j.earscirev.2009.08.003.

Braun, J., 2002, Quantifying the effect of recent relief changes on age-elevation relationships : *Earth and Planetary Science Letters*, v. 200, p. 331–343, doi :10.1016/j.proeng.2017.06.170.

Braun, J., van der Beek, P., and Batt, G., 2006, *Quantitative Thermochronology : Numerical Methods for the Interpretation of Thermochronological Data* : Cambridge, Cambridge Univ. Press.

Carlier, G., Grandin, G., Laubacher, G., Marocco, R., and Mégard, F., 1982, Present knowledge of the magmatic evolution of the Eastern Cordillera of Peru : *Earth Science Reviews*, v. 18, p. 253–283, doi :10.1016/0012-8252(82)90040-X.

Carlier, G., Lorand, J.P., Bonhomme, M., and Carlotto, V., 1996, A reappraisal of the cenozoic inner arc magmatism in southern Peru : consequences for the evolution of the central Andes for the past 50 Ma : *Third ISAG*, p. 551–554.

Carlier, G., Lorand, J.P., Liégeois, J.P., Fornari, M., Soler, P., Carlotto, V., and Cárdenas, J., 2005, Potassic-ultrapotassic mafic rocks delineate two lithospheric mantle blocks beneath the southern Peruvian Altiplano : *Geology*, v. 33, p. 601–604, doi :10.1130/G21643.1.

Dalmayrac, B., Laubacher, G., and Marocco, R., 1980, *Géologie des Andes péruviennes* : Paris, 501 p.

Espurt, N., Barbarand, J., Roddaz, M., Brusset, S., Baby, P., Saillard, M., and Hermoza, W., 2011, A scenario for late Neogene Andean shortening transfer in the Camisea Subandean zone (Peru, 12°S) : Implications for growth of the northern Andean Plateau : *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 123, p. 2050–2068, doi :10.1130/B30165.1.

Gallagher, K., 2012, Transdimensional inverse thermal history modeling for quantitative thermochronology : *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, v. 117, p. 1–16, doi :10.1029/2011JB008825.

Garzione, C.N. et al., 2017, Tectonic Evolution of the Central Andean Plateau and Implications for the Growth of Plateaus : *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 45, p. 529–559, doi :10.1146/annurev-earth-063016-020612.

Gautheron, C., Espurt, N., Barbarand, J., Roddaz, M., Baby, P., Brusset, S., Tassan-Got, L., and Douville, E., 2013, Direct dating of thick- and thin-skin thrusts in the Peruvian Subandean zone through apatite (U-Th)/He and fission track thermochronometry : *Basin Research*, v. 25, p. 419–435, doi :10.1111/bre.12012.

Gautheron, C., Tassan-Got, L., Barbarand, J., and Pagel, M., 2009, Effect of alpha-damage annealing on apatite (U-Th)/He thermochronology : *Chemical Geology*, v. 266, p. 166–179,
doi :10.1016/j.chemgeo.2009.06.001.

Glotzbach, C., van der Beek, P.A., and Spiegel, C., 2011, Episodic exhumation and relief growth in the Mont Blanc massif, Western Alps from numerical modelling of thermochronology data : *Earth and Planetary Science Letters*, v. 304, p. 417–430,
doi :10.1016/j.epsl.2011.02.020.

Henry, S., and Pollack, H., 1988, Terrestrial Heat Flow Above the Andean Subduction Zone in Bolivia and Peru : *Journal of Geophysical Research*, v. 93, p. 153–162,
doi :10.1029/JB093iB12p15153.

Hoorn, C. et al., 2010, Amazonia through time : Andean uplift, climate change, landscape evolution, and biodiversity : *Science*, v. 330, p. 927–931,
doi :10.1126/science.1194585.

Jaillard, E., and Soler, P., 1996, Cretaceous to early Paleogene tectonic evolution of the northern Central Andes (0-18 degrees S) and its relations to geodynamics : *Tectonophysics*, v. 259, p. 41–53,
doi :10.1016/0040-1951(95)00107-7.

Kennan, L., 2008, Fission track ages and sedimentary provenance studies in Peru, and their implications for andean paleogeographic evolution, stratigraphy and hydrocarbon systems : VI INGEPET, <http://www.agu.org/pubs/crossref/1988/JB093iB12p15153.shtml>.

Kirby, E., and Whipple, K.X., 2012, Expression of active tectonics in erosional landscapes : *Journal of Structural Geology*, v. 44, p. 54–75, doi :10.1016/j.jsg.2012.07.009.

Koons, P.O., Zeitler, P.K., and Hallet, B., 2013, Tectonic Aneurysms and Mountain Building, in *Treatise on Geomorphology*, v. 5, p. 318–349,
doi :10.1016/B978-0-12-374739-6.00094-4.

Lease, R.O., and Ehlers, T.A., 2013, Incision into the eastern Andean Plateau during Pliocene cooling : *Science*, v. 341, p. 774–776,
doi :10.1126/science.1239132.

Marocco, R., 1971, Etude géologique de la chaîne andine au niveau de la déflexion d'Abancay (Pérou) : *Cah. ORSTOM*, p. 45–58.

Peizhen, Z., Molnar, P., and Downs, W.R., 2001, Increased sedimentation rates and grain sizes 2-4 Ma ago due to the influence of climate change on erosion rates : *Nature*, v. 410, p. 891–897,
doi :http://www.nature.com/nature/journal/v410/n6831/supinfo/410891a0_S1.html.

Pérez-Gussinyé, M., Lowry, A.R., Phipps Morgan, J., and Tassara, A., 2008, Effective elastic thickness variations along the andean margin and their relationship to subduction geometry : *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 9, doi :10.1029/2007GC001786.

Perez, N.D., Horton, B.K., McQuarrie, N., Stübner, K., and Ehlers, T.A., 2016, Andean shortening, inversion and exhumation associated with thin- and thick-skinned deformation in southern Peru : *Geological Magazine*, v. 153, p. 1013–1041, doi :10.1017/S0016756816000121.

Picard, D., Sempere, T., and Plantard, O., 2008, Direction and timing of uplift propagation in the Peruvian Andes deduced from molecular phylogenetics of highland biotaxa : *Earth and Planetary Science Letters*, v. 271, p. 326–336, doi :10.1016/j.epsl.2008.04.024.

Poulsen, C.J., Ehlers, T.A., and Insel, N., 2010, Onset of Convective Rainfall During Gradual Late Miocene Rise of the Central Andes : *Science*, v. 328, p. 490–494, doi :10.1126/science.1185078.

Reiners, P.W., and Brandon, M.T., 2006, Using Thermochronology to Understand orogenic Erosion : *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 34, p. 419–466, doi :10.1146/annurev.earth.34.031405.125202.

Roperch, P., Carlotto, V., Ruffet, G., and Fornari, M., 2011, Tectonic rotations and transcurrent deformation south of the Abancay deflection in the Andes of southern Peru : *Tectonics*, v. 30, doi :10.1029/2010TC002725.

Ruiz, G.M.H., Carlotto, V., Van Heiningen, P. V., and Andriessen, P.A.M., 2009, Steady-state exhumation pattern in the Central Andes – SE Peru : *Geological Society, London, Special Publications*, v. 324, p. 307–316, doi :10.1144/SP324.20.

Schildgen, T.F., van der Beek, P.A., Sinclair, H.D., and Thiede, R.C., 2018, Spatial correlation bias in late-Cenozoic erosion histories derived from thermochronology : *Nature*, v. 559, p. 89–93, doi :10.1038/s41586-018-0260-6.

Strecker, M.R., Alonso, R.N., Bookhagen, B., Carrapa, B., Hilley, G.E., Sobel, E.R., and Trauth, M.H., 2007, Tectonics and Climate of the Southern Central Andes : *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 35, p. 747–787, doi :10.1146/annurev.earth.35.031306.140158.

Sundell, K.E., Saylor, J.E., Lapen, T.J., and Horton, B.K., 2019, Implications of variable late Cenozoic surface uplift across the Peruvian central Andes : *Scientific Reports*, v. 9, p. 1–12, doi :10.1038/s41598-019-41257-3.

Sundell, K.E., Saylor, J.E., Lapen, T.J., Styron, R.H., Villarreal, D.P., Usnayo, P., and Cárdenas, J., 2018, Peruvian Altiplano Stratigraphy Highlights Along-Strike Variability in Foreland Basin Evolution of the Cenozoic Central Andes : *Tectonics*, v. 37, p. 1876–1904,
doi :10.1029/2017TC004775.

Uba, C.E., Strecker, M.R., and Schmitt, A.K., 2007, Increased sediment accumulation rates and climatic forcing in the central Andes during the late Miocene : *Geology*, v. 35, p. 979–982,
doi :10.1130/G224025A.1.

Wise, J.M., and Noble, D.C., 2008, Late Pliocene inception of external drainage and erosion of intermontane basins in the highlands of Central Perú : *Revista de la Sociedad Geologica de Espana*, v. 21, p. 73–91.

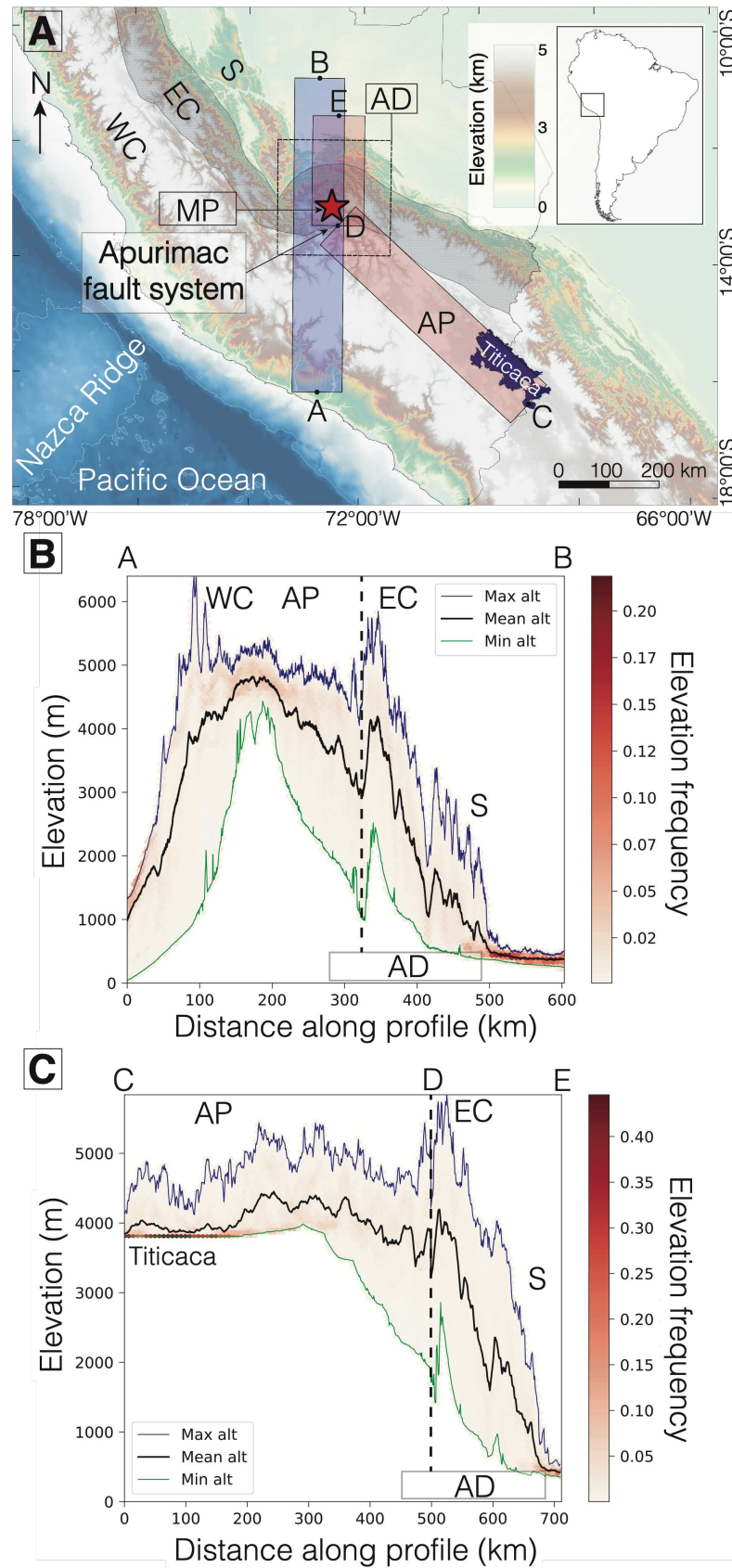
Zeilinger, G., and Schlunegger, F., 2007, Possible flexural accommodation on the eastern edge of the Altiplano in relation to focussed erosion in the Rio La Paz drainage system : *Terra Nova*, v. 19, p. 373–380,
doi :10.1111/j.1365-3121.2007.00762.x.

Zeitler, P.K. et al., 2001, Erosion, Himalayan Geodynamics, and the Geomorphology of Metamorphism : *GSA Today*, v. 11, p. 4–9.

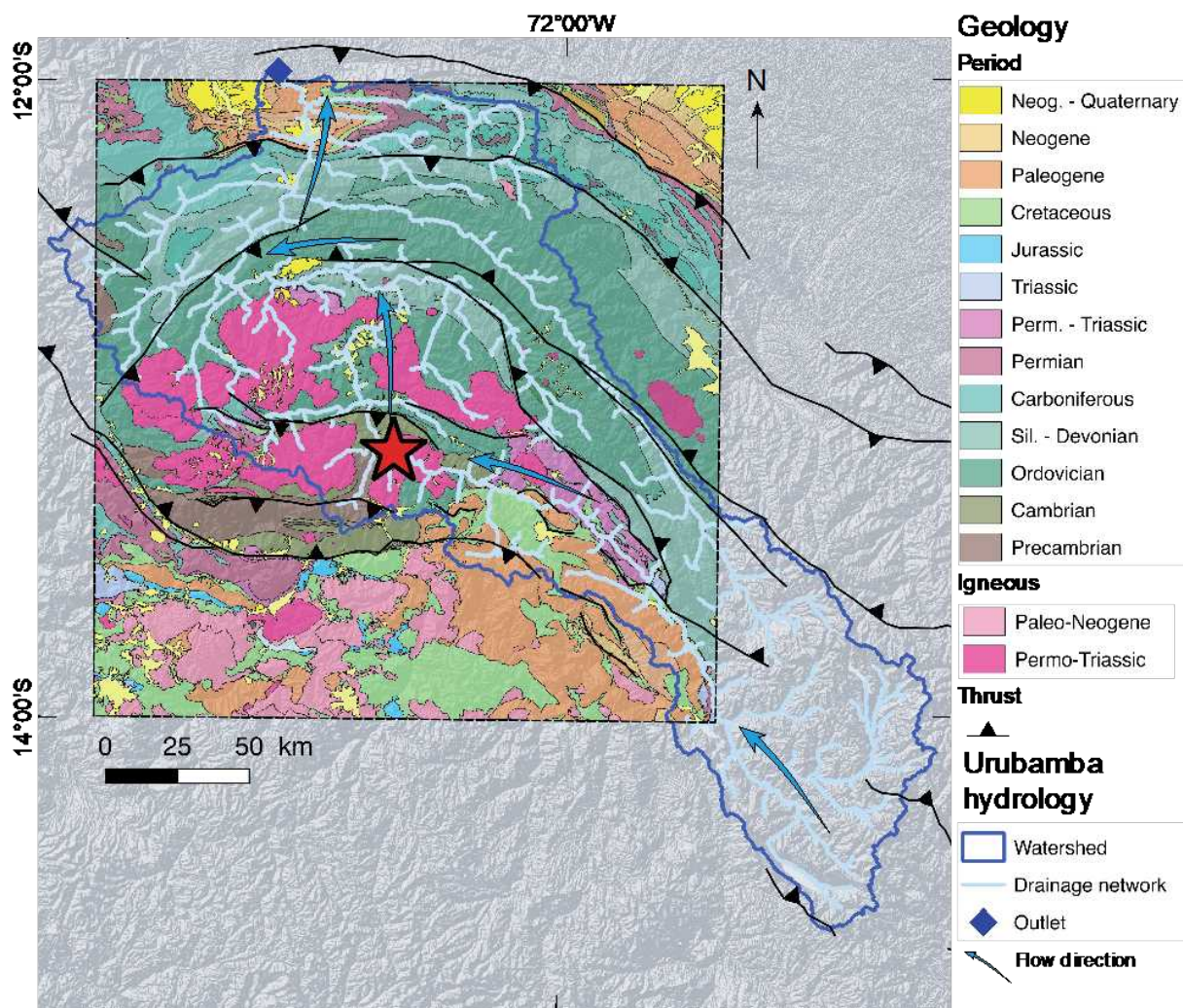
5.2 Supplementary Material

- Supplementary Figures 1-3;
- AHe and AFT dating and time-temperature inverse modeling : additional information ;
- Supplementary Table 1 : Sample locations and lithologies ;
- Supplementary Table 2 : Apatite (U-Th-Sm)/He data ;
- Supplementary Table 3. Apatite (U-Th-Sm)/He data – Durango standard ;
- Supplementary Table 4 : Apatite fission-track data ;
- AFT single-grain data and radial plots for each processed sample :
 - AB-17-20
 - AB-17-64
 - AB-17-67
 - AB-17-68
 - AB-17-69
- Supplementary Table 5 : track-length measurements for AB-17-69 ;
- Supplementary Table 6 : QTQt parameters for data inversion ;
- Supplementary Table 7 : Estimation of closure temperature and depth using Schildgen et al. (2018) method ;
- Supplementary Figures 4-6 ;
- Supplementary References cited.

INCISION DU NORD DE L'ALTIPLANO ET UNE POTENTIELLE SYNTAXE ANDINE NAISSANTE (MACHU PICCHU, PÉROU)



SUPPLEMENTARY FIGURE 1. A) Location of 100 km-wide swath profiles AB (blue) and CDE (red) in southern Peru crossing the Abancay deflection perpendicular to major E-W faults. B) Topographic plot for the AB profile. C) Topographic plot for the kinked CDE profile. Note the abrupt morphological transition when crossing the Apurimac fault system (black dashed lines) between the high and relatively flat Altiplano (AP) and the higher and much more incised Eastern Cordillera (EC, grey band) through the Abancay deflection (AD). Other figure abbreviations : WC : Western Cordillera; S : Subandes; MP : Machu Picchu (red star). Swath profiles were constructed using the Python code available at <https://github.com/robertxa/pyswath>

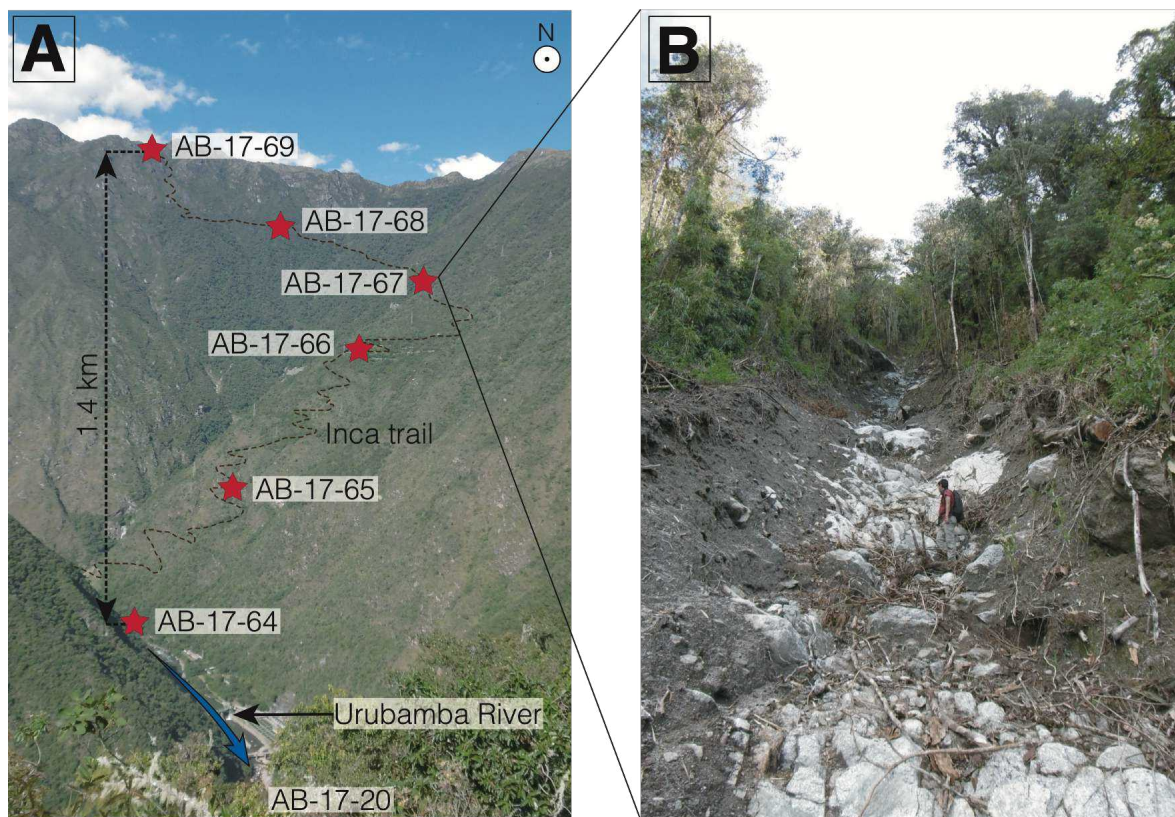


SUPPLEMENTARY FIGURE 2. Geological map of the Abancay deflection (black dashed square) occupied by the northward-flowing Urubamba river watershed (dark blue outline). Note the abrupt change in drainage direction downstream of Machu Picchu (red star) in the core of the deflection. Geological map was compiled from 1 :100,000 INGEMMET maps available at <http://geocatmin.ingemmet.gob.pe/geocatmin> and personal field observations.

5.2.1 AHe & AFT dating and time-temperature inverse modeling : Additional information

5.2.1.1 Sampling strategy

All samples were collected from the Machu Picchu batholith along the Inca trail from the town of Santa Teresa (1600 m.a.s.l) to the Phuyupatamarca Inca site (3581 m.a.s.l). We sampled the freshest possible in-situ outcrops encountered close to anthropic denudation features, or in areas recently scoured by debris flows (Suppl. Fig. 3).



SUPPLEMENTARY FIGURE 3. Thermochronological sampling. A) Sample locations (red stars) along an elevation profile along the Inca trail. The photo is taken from the Puerta del Sol entrance to the Machu Picchu site with the Urubamba River flowing toward the viewer (blue arrow). B) Location of sampling site AB-17-67 below an active debris-flow corridor, allowing sampling fresh bedrock.

5.2.1.2 Sample preparation and methods

Granite samples were crushed and sieved at the Géode laboratory (Lyon, France) to extract the 100-160 μm fractions. Apatite crystals were concentrated using standard magnetic and heavy-liquid techniques at the ISTerre GTC (GeoThermoChronology) platform (Grenoble, France).

5.2.1.3 Apatite (U-Th)/He (AHe) protocol

Age determination for AHe follows three steps. First, crystals are selected and the ejection factor is calculated. Second, the ^4He concentration is analyzed. Finally, the U, Th and Sm concentrations are analyzed. These three stages were realized at GEOPS (Orsay, France). Single automorphic hexagonal apatite crystals were carefully selected under a binocular microscope to identify minerals without fractures and/or inclusions that would skew the AHe age (additional ^4He sources and/or diffusion artifacts). For each sample, we encapsulated individual apatites into platinum tubes allowing apatite heating and displacement. We estimated the individual grain geometry and calculated the ejection factor using the Qt_FT program (Gautheron and Tassan-Got, 2010; Ketcham et al., 2011). Each apatite in its platinum pocket was heated under ultra-vacuum conditions at high temperature ($1050 \pm 50^\circ\text{C}$ using an infrared diode laser) twice for 5 minutes. The ^4He fraction was mixed with a known amount of ^3He , purified and the gas was analyzed using a Prisma Quadrupole. The ^4He content was determined by isotopic dilution. Subsequently, apatite crystals were dissolved in $100\mu\text{l}$ of HNO_3 5N solution containing known amount of ^{235}U , ^{230}Th , ^{149}Sm and ^{42}Ca . The solution was heated at 70°C during 3h and after a cooling time, $900\mu\text{l}$ of distilled water was added. The final solution was analyzed using an ELEMENT XR ICP-MS and the ^{238}U , ^{230}Th and ^{147}Sm concentrations and apatite weight (using the Ca content) were determined following the methodology proposed by Evans et al. (2005). Durango apatite crystals were also analyzed during the same period to ensure the data quality. The one-sigma error on each AHe age amounts to 8%, reflecting the analytical error and the uncertainty on the ejection factor FT correction. More details can be found in Recanati et al. (2017).

5.2.1.4 Apatite fission track (AFT) protocol

For AFT, apatites were manually selected, mounted on resin pads and polished at the GTC platform (ISTerre, Grenoble, France). Spontaneous fission tracks were revealed by etching using a HNO_3 solution (5.5 M) at 21°C for 20 seconds. Induced tracks were implanted in an external mica sheet detector by irradiation at the FRM II reactor (Munich, Germany). Tracks were counted and lengths measured at ISTerre. We used the BINOMFIT program of Ehlers et al. (2005) to calculate the AFT ages. AFT ages present a notable dispersion due to the small number of spontaneous fission tracks in the crystals but pass the χ^2 test. Very few MTL were measured due to the young AFT ages. Only the upper sample provided an MTL of $11.9\mu\text{m}$. Dpar values range between 0.97 and $1.46\mu\text{m}$, suggesting that the analyzed apatites are fluorapatites characterized by rapid annealing (Donelick et al., 2005).

Sample number	Latitude (°S)	Longitude (°W)	Elevation (m)	Lithology	Geologic unit	Age
AB-17-20	13.14182	72.58376	1610	Granite	Machu Picchu pluton	Triassic
AB-17-64	13.18747	72.52931	2149	Granite	Machu Picchu pluton	Triassic
AB-17-65	13.18833	72.53428	2441	Granite	Machu Picchu pluton	Triassic
AB-17-66	13.19034	72.5369	2719	Granite	Machu Picchu pluton	Triassic
AB-17-67	13.19288	72.54157	2996	Granite	Machu Picchu pluton	Triassic
AB-17-68	13.2029	72.53497	3322	Granite	Machu Picchu pluton	Triassic
AB-17-69	13.20652	72.53204	3581	Granite	Machu Picchu pluton	Triassic

Note : There are no thermochronological data for sample AB-17-66 since apatites were not suitable for AHe and AFT dating.

SUPPLEMENTARY TABLE 1. Sample locations and lithologies

Sample number	Morphology	Length (μm)	Width (μm)	Thickness (μm)	R_s (μm)	Weight (μg)	F_T	^4He (nccSTP /g)	^{238}U (ppm)	^{232}Th (ppm)	^{147}Sm (ppm)	Th/U	eU (ppm)	Age (Ma)	Corrected age (Ma)	$\pm 1 \sigma$
AB-17-20A	2b	156.3	114.7	107.4	74	4.3	0.81	15283	47.4	193.0	59.0	4.1	94.0	1.4	1.7	0.1
AB-17-20B	1b + 1py	259.3	100.7	94.2	60	4.8	0.77	17371	39.6	94.6	59.8	2.4	62.6	2.3	3.0	0.2
AB-17-20C	2b	126.4	119.9	99.3	69	3.1	0.80	16046	76.4	3.3	58.1	0.0	77.5	1.7	2.2	0.2
AB-17-20*	N.A.†	N.A.†	N.A.†	N.A.†	N.A.†	N.A.†	N.A.†	N.A.†	N.A.†	N.A.†	N.A.†	N.A.†	N.A.†	N.A.†	2.3*	0.5*
AB-17-64D	1b + 1py	209.3	112.6	89.3	57	3.7	0.75	9015	21.3	53.5	80.2	2.5	35.0	2.2	2.9	0.2
AB-17-64E	1b + 1py	178.6	95.6	90.2	56	2.9	0.75	9430	23.7	44.4	54.1	1.9	35.0	2.3	3.0	0.2
AB-17-64H	2b	101.7	117.7	139.0	70	3.6	0.80	5789	28.4	54.3	62.0	1.9	41.5	1.1	1.4	0.1
AB-17-64*	N.A.†	N.A.†	N.A.†	N.A.†	N.A.†	N.A.†	N.A.†	N.A.†	N.A.†	N.A.†	N.A.†	N.A.†	N.A.†	N.A.†	2.4*	0.7*
AB-17-65D	2b	205.0	151.2	140.9	97	9.6	0.85	3491	7.4	17.7	46.2	2.4	11.9	2.5	2.9	0.2
AB-17-65*	N.A.†	N.A.†	N.A.†	N.A.†	N.A.†	N.A.†	N.A.†	N.A.†	N.A.†	N.A.†	N.A.†	N.A.†	N.A.†	N.A.†	2.9*	0.2*
AB-17-67C	2b	154.2	107.6	83.8	58	2.8	0.76	14056	17.5	48.1	53.8	2.7	29.3	4.0	5.3	0.4
AB-17-67D	1b + 1py	153.5	95.9	96.7	57	2.6	0.75	16427	16.1	48.8	71.2	3.0	28.2	4.9	6.5	0.5
AB-17-67F	2b	104.3	111.7	71.5	72	3.6	0.80	45191	69.1	33.5	19.3	0.5	77.2	4.8	6.0	0.4
AB-17-67*	N.A.†	N.A.†	N.A.†	N.A.†	N.A.†	N.A.†	N.A.†	N.A.†	N.A.†	N.A.†	N.A.†	N.A.†	N.A.†	N.A.†	5.9*	0.4*
AB-17-69B	1b + 1py	201.7	104.3	96.8	61	3.8	0.77	18879	35.6	92.6	32.8	2.6	58.0	2.7	3.5	0.3
AB-17-69D	1b + 1py	211.6	91.6	66.4	43	2.2	0.68	17806	16.6	55.8	82.4	3.4	30.4	4.9	7.3	0.6
AB-17-69E	1b + 1py	116.3	74.5	79.8	45	1.2	0.69	9998	11.1	31.5	47.1	2.8	18.9	4.4	6.4	0.5
AB-17-69I	2b	108.6	121.6	126.3	75	3.6	0.81	8191	14.2	42.2	74.1	3.0	24.4	2.7	3.4	0.2
AB-17-69J	2b	125.4	128.3	136.4	85	5.0	0.83	5001	13.9	45.1	78.1	3.2	24.8	1.6	2.0	0.1
AB-17-69*	N.A.†	N.A.†	N.A.†	N.A.†	N.A.†	N.A.†	N.A.†	N.A.†	N.A.†	N.A.†	N.A.†	N.A.†	N.A.†	N.A.†	4.5*	1.9*

Note : Morphology refers to the apatite geometry. 2b : 2 broken faces; 1b + 1py : 1 broken face & 1 hexagonal pyramid. F_T is the ejection correction factor and R_s is the sphere equivalent radius of hexagonal crystal (Gautheron et al., 2012 ; Ketcham et al., 2011).

*AHe arithmetic mean value calculated for plotting (Fig. 5.2 of the manuscript) with associated error (standard deviation).

†N.A. = not applicable

SUPPLEMENTARY TABLE 2. Apatite (U-Th-Sm)/He data

Standard sample number	Associated sample	^4He (nccSTP/g)	^{238}U (ppm)	^{232}Th (ppm)	^{147}Sm (ppm)	Th/U	eU (ppm)	Corrected age (Ma)	$\pm 1 \sigma$
DURMT20	AB-17-20	300252	12.9	277.1	33.3	21.5	80	31.7	2.5
DURPT3	AB-17-64	385719	15.1	312.9	36.6	20.7	90	35.8	2.9
D19P1Ub	AB-17-64	448701	21.9	441.6	50.1	20.1	127.9	29.3	1.8
DUR325	AB-17-65	364303	16.3	319.8	31.3	19.6	93.2	32.8	2.6
D19P1Vb	AB-17-67	47214	2.3	47.1	5.8	20.4	13.6	29.0	1.7
DURFA30	AB-17-67	137300	7.3	118.4	12.9	16.3	35.8	32.2	2.6
DURFA32	AB-17-69	133150	6.2	123.8	13.1	19.8	36.0	31.0	2.5
D19P2Bb	AB-17-69	437762	19.8	404.7	48.3	20.4	117.0	31.3	1.9

SUPPLEMENTARY TABLE 3. Apatite (U-Th-Sm)/He data – durango standard

Sample number	n	ρ_s (10^5 cm^{-2})	N_s	ρ_i (10^5 cm^{-2})	N_i	ρ_d (10^5 cm^{-2})	P (χ_2)	Dispersion (%)	Central age (Ma)	$\pm 2 \sigma$	U (ppm)	$\pm 1 \sigma$	n Dpar	MDpar (μm)	n TL	MTL (μm)
AB-17-20	21	0.49	(51)	50.3	(5297)	13.8	87.5	0.4	1.8	0.6	55	2	67	1.16	N.D.*	N.D.*
AB-17-64	25	0.25	(31)	19.6	(2451)	14.2	99.8	0.2	2.5	1.0	21	1	76	1.21	N.D.*	N.D.*
AB-17-67	23	0.57	(41)	14.3	(1029)	14.3	93.5	0.6	7.8	2.6	15	1	89	1.35	N.D.*	N.D.*
AB-17-68	13	5.46	(154)	54.7	(1541)	14.3	76.8	0.2	19.7	3.8	57	3	74	1.46	N.D.*	N.D.*
AB-17-69	20	1.32	(78)	12.9	(763)	14.4	74.9	0.3	20.2	5.1	14	1	42	0.97	3	11.92
LK95/200†	30	N.R.§	N.R.§	N.R.§	N.R.§	N.R.§	46.5	N.R.§	2.2	0.5	N.R.§	N.R.§	N.R.§	N.R.§	N.R.§	N.R.§
LK95/202†	30	N.R.§	N.R.§	N.R.§	N.R.§	N.R.§	97.0	N.R.§	2.4	0.5	N.R.§	N.R.§	N.R.§	N.R.§	N.R.§	N.R.§

Note : Fission-track age is given as Central Age (Galbraith and Laslett, 1993).

Samples were counted dry with a BX51 Olympus microscope at 1250x magnification.

Ages were calculated with the BINOMFIT program (Ehlers et al., 2005), using a zeta value of 275.18 ± 11.53 and the IRMM 540 uranium glass standard (15 ppm U).

MDpar = mean Dpar value, MTL = mean track lengths of horizontally confined tracks.

*N.D. = no data

†Previous data (Kennan, 2008). For samples LK95/200 and LK95/202, elevations are respectively 3.1 and 2.1 km.

§N.R. = not reported

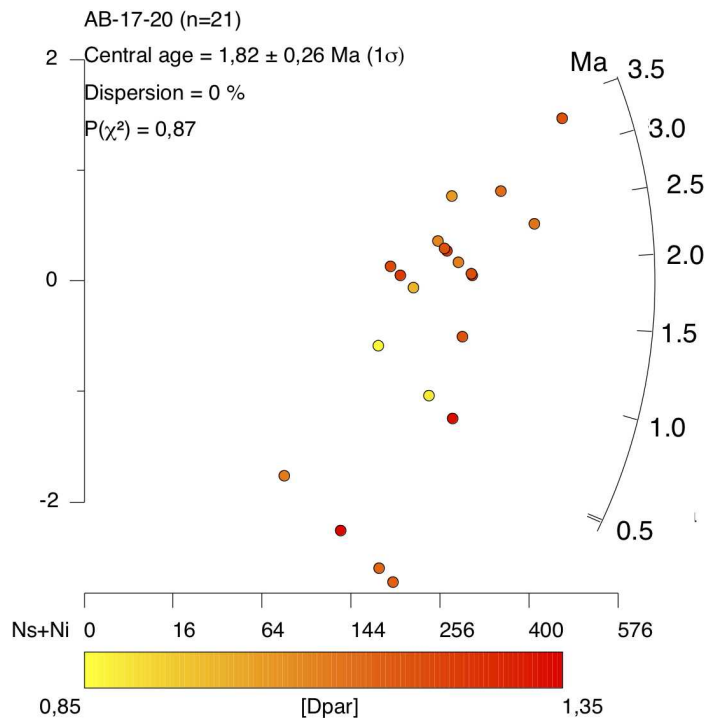
SUPPLEMENTARY TABLE 4. Apatite fission-track data

INCISION DU NORD DE L'ALTIPLANO ET UNE POTENTIELLE SYNTAXE ANDINE NAISSANTE (MACHU PICCHU, PÉROU)

5.2.1.5 AFT single-grain data and radial plots for each processed sample

list of processed samples : AB-17-20 / AB-17-64 / AB-17-67 / AB-17-68 / AB-17-69
AB-17-20

NEW PARAMETERS - ZETA METHOD										
EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR (tracks/cm ²): 1,38E+06										
RELATIVE ERROR (%): 1,44										
EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR (ppm): 15,00										
ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR (yr cm ²): 275,18 11,53										
SIZE OF COUNTER SQUARE (cm ²): 6,39E-07										
GRAIN AGES IN ORIGINAL ORDER										
Grain no.	RhoS (cm ⁻²)	(Ns)	RhoI (cm ⁻²)	(Ni)	Squares	U+/-2s	Grain Age (Ma)			
							Age	--95%	CI--	
1	1,25E+05	(8)	7,10E+06	(454)	100	78 8	3.4	1.4	6.6	
2	6,26E+04	(4)	4,23E+06	(270)	100	46 6	2.9	0.8	7.3	
3	1,56E+04	(1)	3,76E+06	(240)	100	41 5	0.9	0.0	4.4	
4	0,00E+00	(0)	4,30E+06	(176)	64	47 7	0.7	0.0	4.0	
5	5,22E+04	(2)	5,66E+06	(217)	60	62 9	1.9	0.2	6.4	
6	1,56E+04	(1)	4,29E+06	(274)	100	47 6	0.8	0.0	3.9	
7	3,13E+04	(2)	2,94E+06	(188)	100	32 5	2.2	0.2	7.4	
8	1,96E+04	(1)	3,40E+06	(174)	80	37 6	1.2	0.0	6.1	
9	3,13E+04	(2)	4,51E+06	(288)	100	49 6	1.4	0.2	4.8	
10	6,26E+04	(2)	6,26E+06	(200)	50	68 10	2.0	0.2	6.9	
11	4,69E+04	(3)	4,40E+06	(281)	100	48 6	2.1	0.4	6.0	
12	7,45E+04	(3)	6,56E+06	(264)	63	72 9	2.3	0.4	6.4	
13	6,71E+04	(3)	6,75E+06	(302)	70	74 9	2.0	0.4	5.5	
14	4,69E+04	(3)	3,91E+06	(250)	100	43 6	2.4	0.5	6.7	
15	7,82E+04	(5)	5,43E+06	(347)	100	59 7	2.8	0.9	6.4	
16	0,00E+00	(0)	5,20E+06	(133)	40	57 10	1.0	0.0	5.3	
17	1,56E+05	(5)	1,27E+07	(405)	50	138 14	2.4	0.8	5.5	
18	4,69E+04	(3)	4,69E+06	(300)	100	51 6	2.0	0.4	5.6	
19	7,82E+04	(3)	6,78E+06	(260)	60	74 9	2.3	0.4	6.5	
20	0,00E+00	(0)	2,11E+06	(81)	60	23 5	1.6	0.1	8.8	
21	0,00E+00	(0)	6,04E+06	(193)	50	66 10	0.7	0.0	3.7	
POOLED	4,85E+04	(51)	5,03E+06	(5297)	1647	55 2	1.8	1.4	2.4	
CHI ² PROBABILITY (%): 87.5										
>>> Beware: possible upward bias in Chi ² probability due to low counts <<<										
POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 1.8, 1.6 -- 2.1 (-0.2 +0.3)										
95% CONF. INTERVAL(Ma): 1.4 -- 2.4 (-0.5 +0.6)										
CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 1.8, 1.6 -- 2.1 (-0.2 +0.3)										
95% CONF. INTERVAL(Ma): 1.4 -- 2.4 (-0.5 +0.6)										
AGE DISPERSION (%): 0.4										



AB-17-64

NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

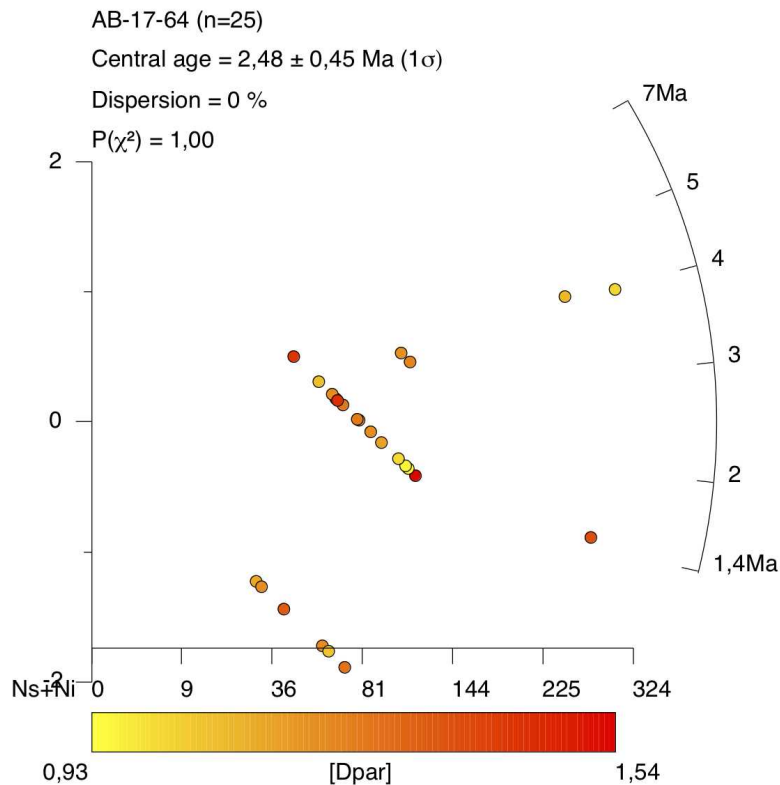
EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR (tracks/cm²): 1,42E+06
RELATIVE ERROR (%): 1,27
EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR (ppm): 15,00
ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR (yr cm²): 275,18 11,53
SIZE OF COUNTER SQUARE (cm²): 6,39E-07

GRAIN AGES IN ORIGINAL ORDER

Grain no.	RhoS (cm ⁻²)	(Ns)	RhoI (cm ⁻²)	(Ni)	Squares	U+/-2s	Grain Age (Ma)	Age	--95% CI--
1	0,00E+00	(0)	1,83E+06	(41)	35	19 6	3.3	0.1	18.4
2	3,13E+04	(2)	1,63E+06	(104)	100	17 3	4.1	0.5	13.9
3	1,96E+04	(1)	1,35E+06	(69)	80	14 3	3.2	0.1	16.3
4	3,13E+04	(1)	1,75E+06	(56)	50	18 5	4.0	0.1	20.3
5	2,45E+04	(1)	1,91E+06	(78)	64	20 5	2.9	0.1	14.4
6	1,56E+04	(1)	1,21E+06	(77)	100	13 3	2.9	0.1	14.6
7	1,56E+04	(1)	1,02E+06	(65)	100	11 3	3.4	0.1	17.4
8	0,00E+00	(0)	1,54E+06	(59)	60	16 4	2.3	0.1	12.6
9	1,56E+04	(1)	1,80E+06	(115)	100	19 4	2.0	0.0	9.7
10	3,13E+04	(1)	2,66E+06	(85)	50	28 6	2.6	0.1	13.2
11	1,56E+04	(1)	1,72E+06	(110)	100	18 3	2.0	0.0	10.1
12	0,00E+00	(0)	4,69E+05	(30)	100	5 2	4.6	0.2	25.6
13	3,13E+04	(2)	4,27E+06	(273)	100	45 6	1.5	0.2	5.2
14	0,00E+00	(0)	2,27E+06	(71)	49	24 6	1.9	0.1	10.4
15	3,13E+04	(1)	1,97E+06	(63)	50	21 5	3.6	0.1	18.0
16	3,13E+04	(2)	1,72E+06	(110)	100	18 3	3.8	0.4	13.2
17	7,82E+04	(5)	3,79E+06	(242)	100	40 5	4.2	1.3	9.6
18	0,00E+00	(0)	1,00E+06	(32)	50	11 4	4.3	0.2	23.9
19	1,56E+04	(1)	1,44E+06	(92)	100	15 3	2.4	0.1	12.2
20	1,56E+04	(1)	1,69E+06	(108)	100	18 3	2.1	0.0	10.3
21	1,56E+04	(1)	1,61E+06	(103)	100	17 3	2.2	0.0	10.8
22	3,13E+04	(1)	1,38E+06	(44)	50	15 4	5.1	0.1	26.1
23	9,39E+04	(6)	4,63E+06	(296)	100	49 6	4.1	1.4	8.7
24	3,13E+04	(1)	2,07E+06	(66)	50	22 5	3.4	0.1	17.1
25	0,00E+00	(0)	1,39E+06	(62)	70	15 4	2.2	0.1	12.0
POOLED 2,48E+04(31) 1,96E+06(2451) 1958 21 1 2.5 1.7 3.5									

CHI² PROBABILITY (%): 99.8
>>> Beware: possible upward bias in Chi² probability due to low counts <<<

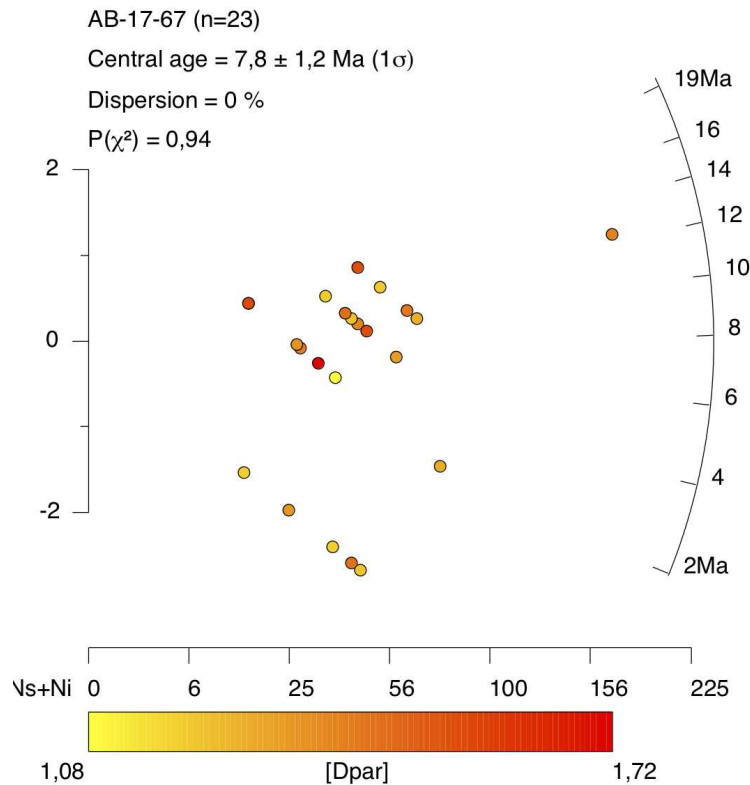
POOLED AGE W/	68% CONF. INTERVAL(Ma):	2.5,	2.0 --	3.0 (-0.5 +0.5)
	95% CONF. INTERVAL(Ma):		1.7 --	3.5 (-0.8 +1.0)
CENTRAL AGE W/	68% CONF. INTERVAL(Ma):	2.5,	2.1 --	3.0 (-0.4 +0.5)
	95% CONF. INTERVAL(Ma):		1.7 --	3.6 (-0.8 +1.1)
	AGE DISPERSION (%) :	0.2		



INCISION DU NORD DE L'ALTIPLANO ET UNE POTENTIELLE SYNTAXE ANDINE NAISSANTE (MACHU PICCHU, PÉROU)

AB-17-67

NEW PARAMETERS - ZETA METHOD									
EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR (tracks/cm^2):						1,43E+06			
RELATIVE ERROR (%):						1,36			
EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR (ppm):						15,00			
ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR (yr cm^2):						275,18		11,53	
SIZE OF COUNTER SQUARE (cm^2):						6,39E-07			
GRAIN AGES IN ORIGINAL ORDER									
Grain no.	RhoS (cm^-2)	(Ns)	RhoI (cm^-2)	(Ni)	Squares	U+/-2s	Grain Age (Ma)		
							Age	--95% CI--	
1	4,47E+04	(2)	7,38E+05	(33)	70	8 3	12.8	1.4	46.5
2	9,39E+04	(3)	1,31E+06	(42)	50	14 4	14.7	2.8	43.8
3	3,91E+05	(10)	6,26E+06	(160)	40	66 11	12.5	5.8	23.2
4	0,00E+00	(0)	6,52E+05	(25)	60	7 3	5.5	0.2	31.2
5	0,00E+00	(0)	5,87E+05	(15)	40	6 3	9.3	0.3	54.6
6	5,22E+04	(2)	1,12E+06	(43)	60	12 4	9.8	1.1	35.0
7	4,47E+04	(2)	9,17E+05	(41)	70	10 3	10.3	1.1	36.8
8	0,00E+00	(0)	1,68E+06	(43)	40	18 5	3.2	0.1	17.6
9	3,91E+04	(1)	1,25E+06	(32)	40	13 5	7.0	0.2	36.7
10	1,56E+04	(1)	1,19E+06	(76)	100	12 3	3.0	0.1	14.8
11	0,00E+00	(0)	2,06E+06	(46)	35	22 6	3.0	0.1	16.4
12	7,82E+04	(2)	1,53E+06	(39)	40	16 5	10.8	1.2	38.9
13	6,52E+04	(2)	1,86E+06	(57)	48	20 5	7.4	0.8	26.1
14	0,00E+00	(0)	1,38E+06	(37)	42	14 5	3.7	0.1	20.6
15	7,82E+04	(3)	1,67E+06	(64)	60	18 4	9.7	1.9	28.1
16	5,22E+04	(1)	1,93E+06	(37)	30	20 7	6.1	0.1	31.4
17	6,26E+04	(1)	1,69E+06	(27)	25	18 7	8.3	0.2	44.1
18	6,39E+04	(2)	1,47E+06	(46)	49	15 5	9.2	1.0	32.6
19	6,26E+04	(1)	9,39E+05	(15)	25	10 5	14.9	0.3	84.7
20	7,82E+04	(3)	1,56E+06	(60)	60	16 4	10.3	2.0	30.1
21	4,47E+04	(1)	1,16E+06	(26)	35	12 5	8.6	0.2	45.9
22	6,26E+04	(1)	9,39E+05	(15)	25	10 5	14.9	0.3	84.7
23	5,87E+04	(3)	9,78E+05	(50)	80	10 3	12.4	2.4	36.4
POOLED 5,71E+04		(41)	1,43E+06	(1029)	1124	15 1	7.9	5.6	10.7
CHI^2 PROBABILITY (%): 93.5									
>>> Beware: possible upward bias in Chi^2 probability due to low counts <<<									
POOLED AGE W/		68% CONF. INTERVAL(Ma):			7.9,	6.6 --	9.3 (-1.3 +1.4)		
		95% CONF. INTERVAL(Ma):				5.6 --	10.7 (-2.3 +2.8)		
CENTRAL AGE W/		68% CONF. INTERVAL(Ma):			7.8,	6.6 --	9.2 (-1.2 +1.4)		
		95% CONF. INTERVAL(Ma):				5.7 --	10.8 (-2.2 +3.0)		
		AGE DISPERSION (%):			0.6				



AB-17-68

NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR (tracks/cm²): 1,43E+06
 RELATIVE ERROR (%): 1,41
 EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR (ppm): 15,00
 ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR (yr cm²): 275,18 11,53
 SIZE OF COUNTER SQUARE (cm²): 6,39E-07

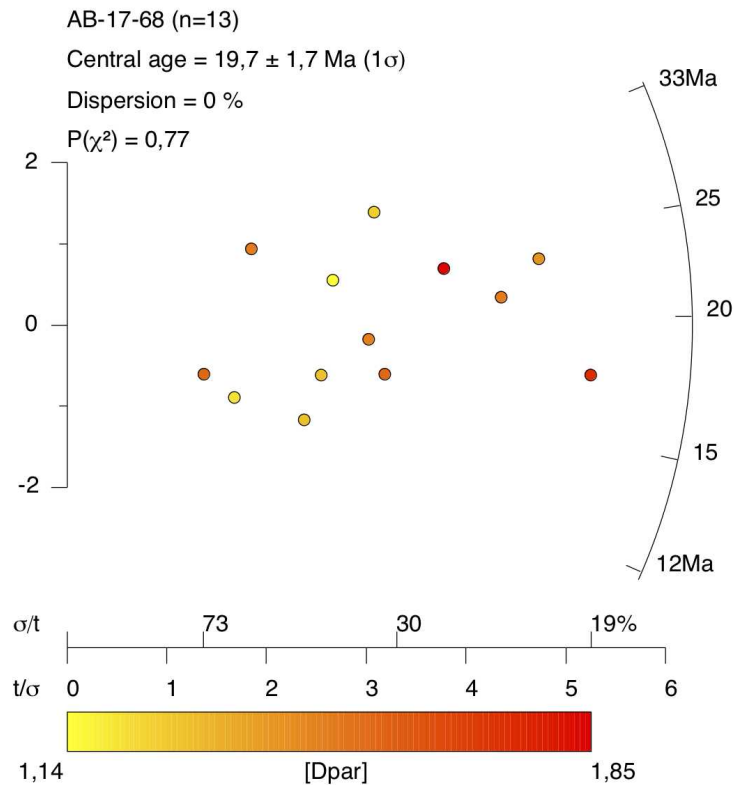
GRAIN AGES IN ORIGINAL ORDER

Grain no.	RhoS (cm ⁻²)	(Ns)	RhoI (cm ⁻²)	(Ni)	Squares	U+/-2s	Grain Age (Ma)		
							Age	--95% CI--	
1	6,89E+05	(11)	4,38E+06	(70)	25	46 11	31.3	14.8	58.6
2	5,01E+05	(8)	4,07E+06	(65)	25	43 11	24.6	10.0	50.5
3	1,56E+06	(25)	1,31E+07	(210)	25	138 19	23.6	14.8	35.5
4	4,69E+05	(30)	5,27E+06	(337)	100	55 6	17.6	11.6	25.5
5	1,31E+06	(21)	1,21E+07	(194)	25	127 19	21.4	12.9	33.5
6	3,65E+05	(7)	4,64E+06	(89)	30	49 10	15.8	6.1	33.2
7	6,89E+05	(11)	8,33E+06	(133)	25	87 15	16.5	7.9	30.1
8	1,88E+05	(3)	3,19E+06	(51)	25	33 9	12.2	2.3	35.8
9	3,13E+05	(10)	3,32E+06	(106)	50	35 7	18.8	8.7	35.5
10	2,61E+05	(6)	4,26E+06	(98)	36	45 9	12.4	4.3	27.2
11	1,00E+06	(16)	8,33E+06	(133)	25	87 15	23.9	13.1	39.9
12	1,25E+05	(2)	1,94E+06	(31)	25	20 7	13.6	1.5	49.8
13	2,50E+05	(4)	1,50E+06	(24)	25	16 6	33.8	8.3	94.9
POOLED	5,46E+05	(154)	5,47E+06	(1541)	441	57 3	19.7	16.3	23.7

CHI² PROBABILITY (%): 76.8

>>> Beware: possible upward bias in Chi² probability due to low counts <<<

POOLED AGE W/	68% CONF. INTERVAL(Ma):	19.7,	17.9 --	21.6 (-1.8 +2.0)
	95% CONF. INTERVAL(Ma):		16.3 --	23.7 (-3.3 +4.0)
CENTRAL AGE W/	68% CONF. INTERVAL(Ma):	19.7,	17.9 --	21.6 (-1.8 +2.0)
	95% CONF. INTERVAL(Ma):		16.3 --	23.7 (-3.3 +4.0)
	AGE DISPERSION (%):	0.2		



INCISION DU NORD DE L'ALTIPLANO ET UNE POTENTIELLE SYNTAXE ANDINE NAISSANTE (MACHU PICCHU, PÉROU)

AB-17-69

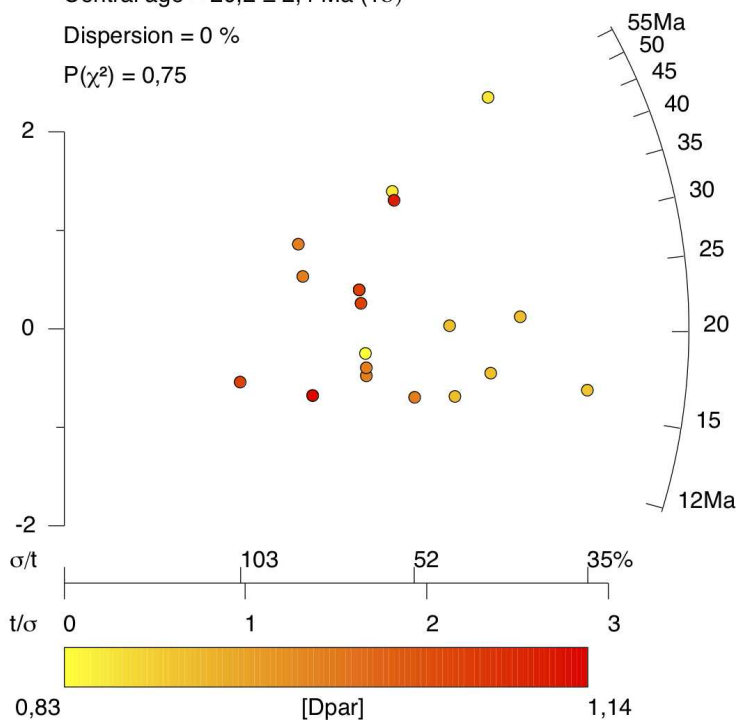
NEW PARAMETERS - ZETA METHOD									
EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR (tracks/cm ²): 1,44E+06									
RELATIVE ERROR (%): 1,46									
EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR (ppm): 15,00									
ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR (yr cm ²): 275,18 11,53									
SIZE OF COUNTER SQUARE (cm ²): 6,39E-07									
GRAIN AGES IN ORIGINAL ORDER									
Grain no.	RhoS (cm ⁻²)	(Ns)	RhoI (cm ⁻²)	(Ni)	Squares	U+/-2s	Grain Age (Ma)		
							Age	--95% CI--	
1	2,19E+05	(7)	2,03E+06	(65)	50	21 5	21.7	8.2	46.2
2	1,25E+05	(2)	2,00E+06	(32)	25	21 7	13.2	1.4	48.2
3	1,04E+05	(4)	4,69E+05	(18)	60	5 2	45.1	10.8	131.9
4	6,26E+04	(2)	4,07E+05	(13)	50	4 2	32.3	3.3	132.9
5	5,22E+04	(2)	8,35E+05	(32)	60	9 3	13.2	1.4	48.2
6	8,94E+04	(4)	1,25E+06	(56)	70	13 4	14.6	3.7	38.1
7	1,41E+05	(9)	1,71E+06	(109)	100	18 3	16.6	7.3	32.1
8	9,39E+04	(3)	7,82E+05	(25)	50	8 3	24.7	4.6	77.2
9	1,88E+05	(3)	1,44E+06	(23)	25	15 6	26.9	4.9	84.7
10	1,17E+05	(3)	1,53E+06	(39)	40	16 5	15.9	3.0	47.6
11	1,83E+05	(7)	6,52E+05	(25)	60	7 3	56.0	20.2	130.2
12	1,04E+05	(2)	5,22E+05	(10)	30	5 3	41.8	4.2	182.8
13	1,49E+05	(6)	1,76E+06	(71)	63	18 4	17.1	5.9	38.1
14	2,09E+05	(4)	9,91E+05	(19)	30	10 5	42.7	10.3	124.0
15	1,96E+05	(5)	1,88E+06	(48)	40	20 6	21.1	6.4	51.2
16	1,56E+05	(3)	1,77E+06	(34)	30	19 6	18.2	3.4	55.2
17	1,30E+05	(5)	1,75E+06	(67)	60	18 4	15.2	4.6	36.1
18	6,26E+04	(1)	1,06E+06	(17)	25	11 5	13.2	0.3	73.7
19	1,88E+05	(3)	1,44E+06	(23)	25	15 6	26.9	4.9	84.7
20	1,56E+05	(3)	1,93E+06	(37)	30	20 7	16.8	3.2	50.4
POOLED 1,32E+05(78) 1,29E+06(763) 923 14 1 20.2 15.7 25.8									
CHI ² PROBABILITY (%): 74.9									
>>> Beware: possible upward bias in Chi ² probability due to low counts <<<									
POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 20.2, 17.8 -- 22.9 (-2.4 +2.7)									
95% CONF. INTERVAL(Ma): 15.7 -- 25.8 (-4.4 +5.7)									
CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 20.2, 17.8 -- 22.9 (-2.4 +2.7)									
95% CONF. INTERVAL(Ma): 15.7 -- 25.8 (-4.4 +5.7)									
AGE DISPERSION (%): 0.3									

AB-17-69 (n=20)

Central age = 20,2 ± 2,4 Ma (1σ)

Dispersion = 0 %

P(χ²) = 0,75



Grain number	Track length (μm)	Dpar (μm)	Deviation angle from C axis ($^\circ$)
1	11.22	1.49	87
1	11.73	1.49	6
17	12.82	1.01	40

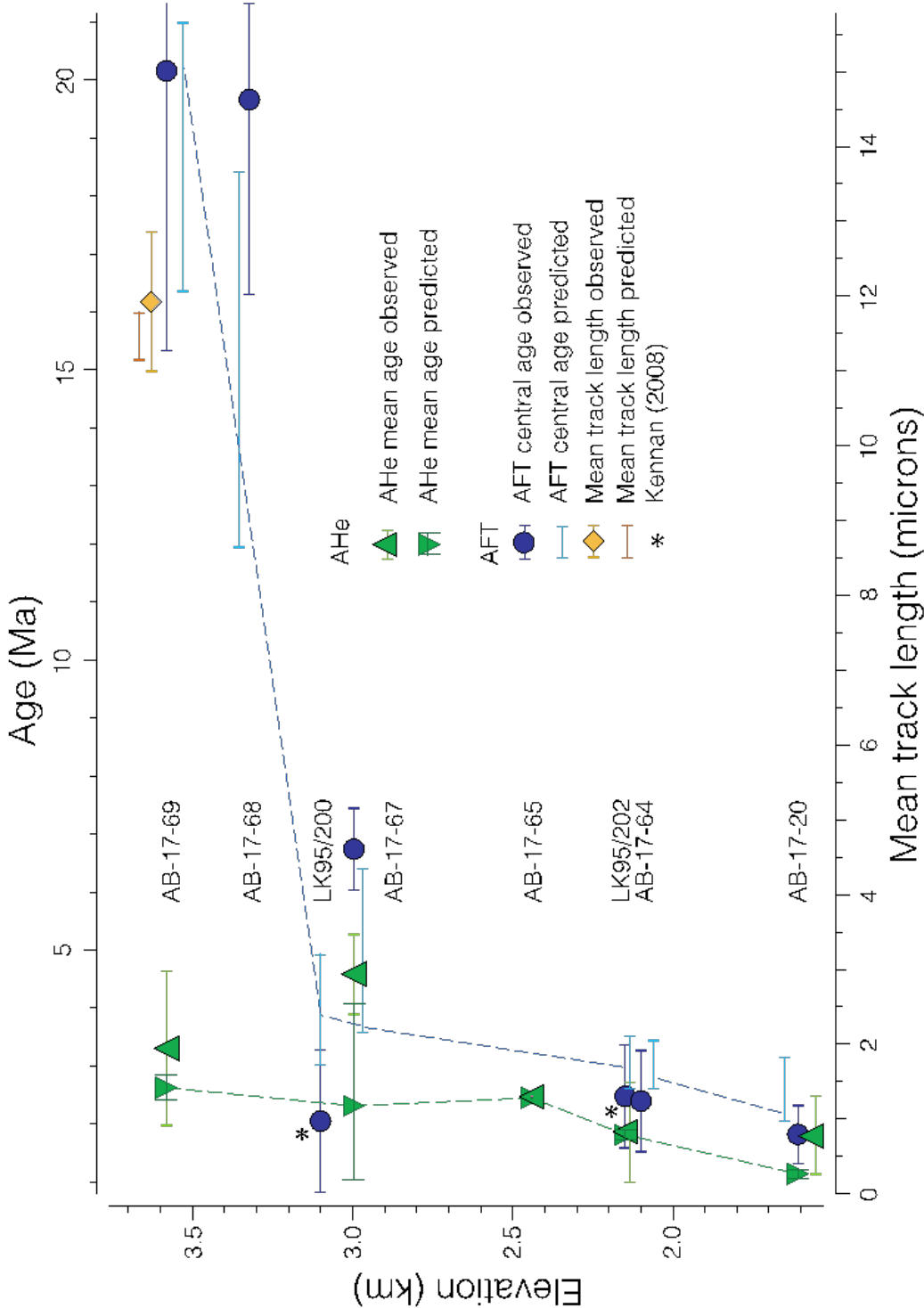
SUPPLEMENTARY TABLE 5. Track-length measurements for AB-17-69

Parameters	Values / Flags	References / Justifications
Exploring time (Ma)	0 to 50	AHe and AFT Data range
Exploring temperature ($^\circ\text{C}$)	0 to 140	AHe and AFT closure temperature
Exploring $\delta T/\delta t$ ($^\circ\text{C}/\text{My}$)	1000	Maximum exploration – no constraints
Geothermal gradient ($^\circ\text{C}/\text{km}$)	25 $\pm$ 15	Broad exploration of the thermal regime of the crust even if the geothermal gradient use for exhumation rates calculation is 18 $\pm$ 4 $^\circ\text{C}/\text{km}$ (Henry and Pollack, 1988 ; Springer and Förster, 1998 ; Davies, 2013)
Present day temperature ($^\circ\text{C}$)	25 $\pm$ 10	N.A.*
Lapse rate ($^\circ\text{C}/\text{km}$) and Klein et al. (1999)	6 $\pm$ 2	Estimated from Gonfiantini et al. (2001)
Allow geothermal gradient to vary over time	Yes	Inversion output consistent with our geothermal gradient assumption
Reheating	No	No evidence for reheating event considering the time period explored
Number of iterations	300000	N.A.*
Etchant	5.5 M	Sample preparation protocol
AFT annealing model	N.A.*	Ketcham et al. (2007)
AHe radiation damage model	N.A.*	Gautheron et al. (2009)

Note :

*N.A. = not applicable.

SUPPLEMENTARY TABLE 6. QTQt parameters for data inversion



SUPPLEMENTARY FIGURE 4. Fit of best-fit model predictions to the data (QTQt).

Thermo- chronometric system	Sample number	Initial T_c extracted from QTQt ($^{\circ}\text{C}$)	Corrected T_c ($^{\circ}\text{C}$)	Corrected D_c (km)	Corrected exhumation rates (km/m.y.)
AHe	AB-17-20	60	82	2.4	1.1
AHe	AB-17-64	60	82	2.5	1.1
AHe	AB-17-65	60	82	2.9	1.0
AHe	AB-17-67	60	77	3.0	0.6
AHe	AB-17-69	60	82	2.5	1.0
AFT	AB-17-20	120	131	3.1	1.6
AFT	AB-17-64	120	129	3.3	1.4
AFT	LK95/200*	120	130	3.2	1.5
AFT	LK95/202*	120	130	3.3	1.4

Note : Parameters used for the correction are :

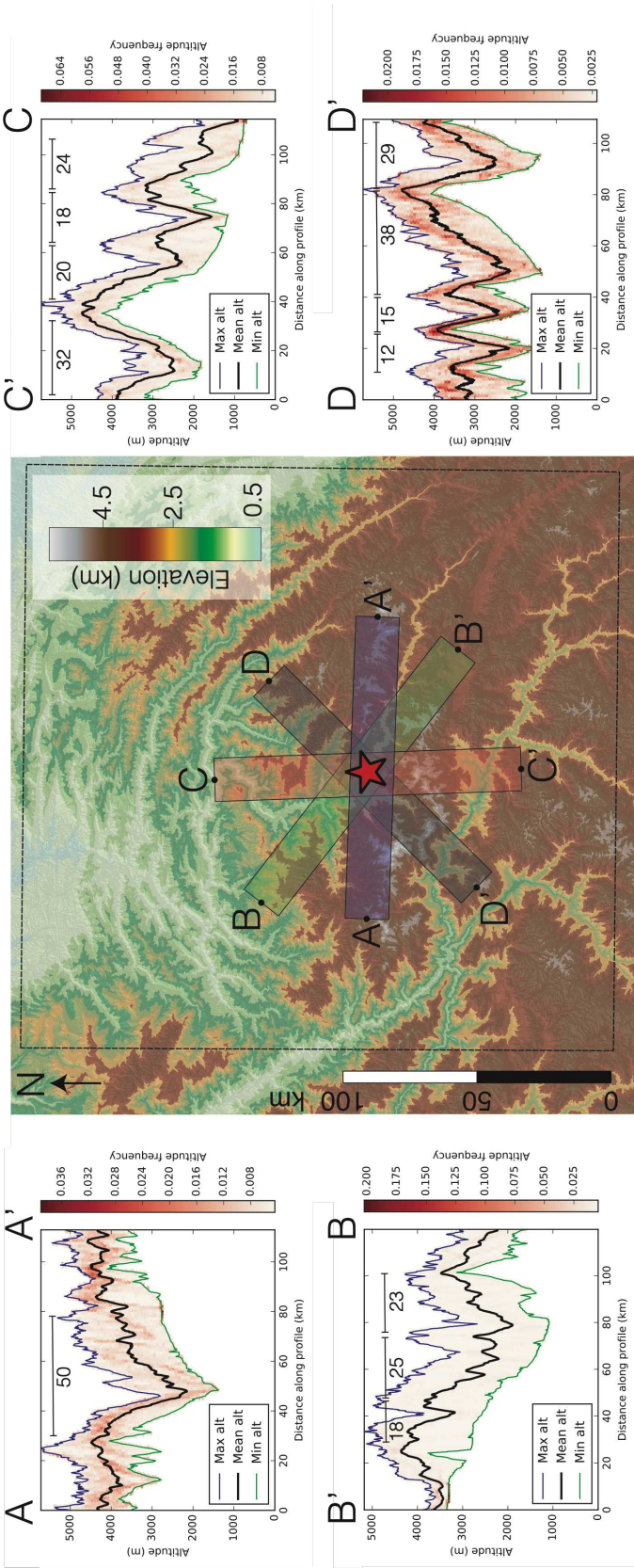
1. Present-day geothermal gradient = $17.5 \pm 3.7^{\circ}\text{C}/\text{km}$ (Henry and Pollack, 1988).
2. Moho depth = 56 ± 7 km (Lloyd et al., 2010; Ma and Clayton, 2014; Assumpção et al., 2013; Mcglashan et al., 2008).
3. Thermal diffusivity = $40 \pm 11 \text{ km}^2/\text{m.y.}$ (Arndt et al., 1997; Whittington et al., 2009).

T_c is the closure temperature and D_c is the estimated closing depth.

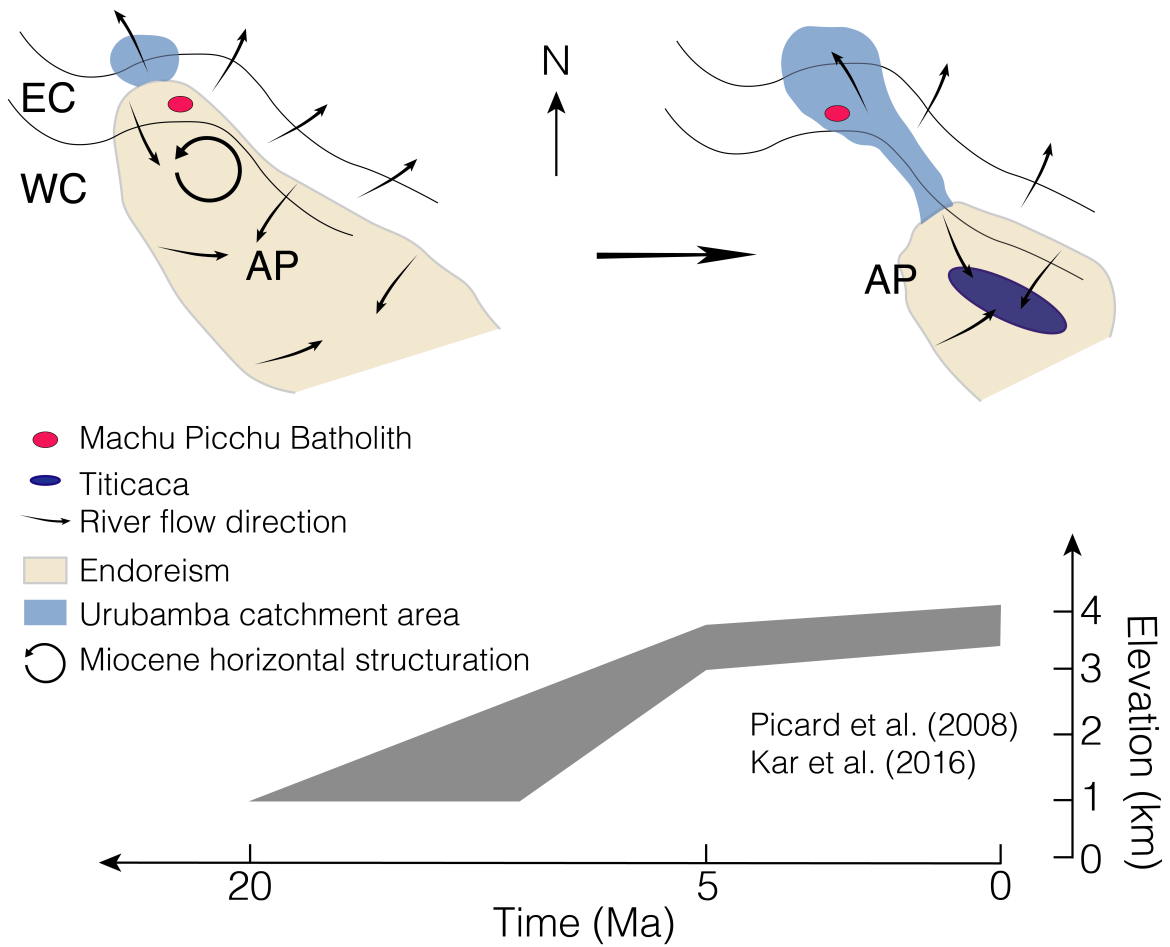
Peclet number = 1.7 ± 0.6 . Calculated from Schildgen et al. (2018).

* Previous data (Kennan, 2008).

SUPPLEMENTARY TABLE 7. Estimation of closure temperature and depth using Schildgen et al. (2018) method



SUPPLEMENTARY FIGURE 5. Swath profiles around Machu Picchu to estimate the relief wavelength (λ) for relief amplitude > 1 km. Boxwidth is ~ 15 km and sampling is every 100m from a SRTM DEM (90 m resolution). The red star corresponds to the vertical profile location. Numbers on topographic plots are the local wavelength between two topographic tops. Mean $\lambda = 25 \pm 8$ km. Swath profile acquisition was done using the Python code available at <https://github.com/robertxa/pyswath>.



SUPPLEMENTARY FIGURE 6. Simplified model (aerial view) showing suggested paleodrainage evolution associated to paleo-elevation data (Picard et al., 2008; Kar et al., 2016).

5.2.2 Supplementary references cited

Arndt, J., Bartel, T., Scheuber, E., and Schilling, F., 1997, Thermal and rheological properties of granodioritic rocks from the Central Andes, North Chile : Tectonophysics, v. 271, p. 75–88,
doi :10.1016/S0040-1951(96)00218-1.

Assumpção, M., Feng, M., Tassara, A., and Julià, J., 2013, Models of crustal thickness for South America from seismic refraction, receiver functions and surface wave tomography : Tectonophysics, v. 609, p. 82–96,
doi :10.1016/j.tecto.2012.11.014.

Davies, J.H., 2013, Global map of solid Earth surface heat flow : Geochemistry, Geophysics, Geosystems, v. 14, p. 4608–4622,
doi :10.1002/ggge.20271.

Donelick, R.A., Sullivan, P.B.O., and Ketcham, R.A., 2005, Apatite Fission-Track Analysis : Reviews in Mineralogy and Geochemistry, v. 58, p. 49–94,
doi :10.2138/rmg.2005.58.3.

Ehlers, T.A., Chaudhri, T., Kumar, S., Fuller, C.W., Willett, S.D., Ketcham, R.A., and Brandon, M.T., 2005, Computational Tools for Low-Temperature Thermochronometer Interpretation : Reviews in Mineralogy and Geochemistry, v. 58, p. 589–622,
doi :10.2138/rmg.2005.58.22.

Evans, N.J., Byrne, J.P., Keegan, J.T., and Dotter, L.E., 2005, Determination of Uranium and Thorium in Zircon, Apatite, and Fluorite : Application to Laser (U–Th)/He Thermochronology : Journal of Analytical Chemistry, v. 60, p. 1159–1165.

Galbraith, R.F., and Laslett, G.M., 1993, Statistical models for mixed fission track ages : International Journal of Radiation Applications and Instrumentation. Part, v. 21, p. 459–470,
doi :10.1016/1359-0189(93)90185-C.

Gautheron, C., and Tassan-Got, L., 2010, A Monte Carlo approach to diffusion applied to noble gas/helium thermochronology : Chemical Geology, v. 273, p. 212–224,
doi :10.1016/j.chemgeo.2010.02.023.

Gautheron, C., Tassan-Got, L., Barbarand, J., and Pagel, M., 2009, Effect of alpha-damage annealing on apatite (U–Th)/He thermochronology : Chemical Geology, v. 266, p. 166–179,
doi :10.1016/j.chemgeo.2009.06.001.

Gautheron, C., Tassan-Got, L., Ketcham, R.A., and Dobson, K.J., 2012, Accounting for long alpha-particle stopping distances in (U–Th–Sm)/He geochronology : 3D modeling of diffusion, zoning, implantation, and abrasion : Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 96, p. 44–56,
doi :10.1016/j.gca.2012.08.016.

Gonfiantini, R., Roche, M.-A., Olivry, J.-C., Fontes, J.-C., and Zuppi, G.M., 2001, The altitude effect on the isotopic composition of tropical rains : *Chemical Geology*, p. 147–167.

Henry, S.G., and Pollack, H.N., 1988, Terrestrial heat flow above the Andean Subduction Zone in Bolivia and Peru : *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, v. 93, p. 15153–15162,
doi :10.1029/jb093ib12p15153.

Kar, N., Garzzone, C.N., Jaramillo, C., Shanahan, T., Carlotto, V., Pullen, A., Moreno, F., Anderson, V., Moreno, E., and Eiler, J., 2016, Rapid regional surface uplift of the northern Altiplano plateau revealed by multiproxy paleoclimate reconstruction : *Earth and Planetary Science Letters*, v. 447, p. 33–47,
doi :10.1016/j.epsl.2016.04.025.

Ketcham, R.A., Carter, A., Donelick, R.A., Barbarand, J., and Hurford, A.J., 2007, Improved modeling of fission-track annealing in apatite : *American Mineralogist*, v. 92, p. 799–810,
doi :10.2138/am.2007.2281.

Ketcham, R.A., Gautheron, C., and Tassan-Got, L., 2011, Accounting for long alpha-particle stopping distances in (U-Th-Sm)/He geochronology : Refinement of the baseline case : *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 75, p. 7779–7791,
doi :10.1016/j.gca.2011.10.011.

Klein, A.G., Seltzer, G.O., and Isacks, B.L., 1999, Modern and last local glacial maximum snowlines in the Central Andes of Peru, Bolivia, and Northern Chile : *Quaternary Science Reviews*, v. 18, p. 63–84,
doi :10.1016/S0277-3791(98)00095-X.

Lloyd, S., Van Der Lee, S., França, G.S., Assumpção, M., and Feng, M., 2010, Moho map of South America from receiver functions and surface waves : *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, v. 115, p. 1–12,
doi :10.1029/2009JB006829.

Ma, Y., and Clayton, R.W., 2014, The crust and uppermost mantle structure of Southern Peru from ambient noise and earthquake surface wave analysis : *Earth and Planetary Science Letters*, v. 395, p. 61–70,
doi :10.1016/j.epsl.2014.03.013.

Mcglashan, N., Brown, L., and Kay, S., 2008, Crustal thickness in the central Andes from teleseismically recorded depth phase precursors : *Geophysical Journal International*, v. 175, p. 1013–1022,
doi :10.1111/j.1365-246X.2008.03897.x.

Picard, D., Sempere, T., and Plantard, O., 2008, Direction and timing of uplift propagation in the Peruvian Andes deduced from molecular phylogenetics of highland biotaxa : *Earth and Planetary Science Letters*, v. 271, p. 326–336,
doi :10.1016/j.epsl.2008.04.024.

Recanati, A. et al., 2017, Helium trapping in apatite damage : Insights from (U-Th-Sm)/He dating of different granitoid lithologies : *Chemical Geology*, v. 470, p. 116–131, doi :10.1016/j.chemgeo.2017.09.002.

Schildgen, T.F., van der Beek, P.A., Sinclair, H.D., and Thiede, R.C., 2018, Spatial correlation bias in late-Cenozoic erosion histories derived from thermochronology : *Nature*, v. 559, p. 89–93, doi :10.1038/s41586-018-0260-6.

Springer, M., and Förster, A., 1998, Heat-flow density across the central Andean subduction zone : *Tectonophysics*, v. 291, p. 123–139, doi :10.1016/S0040-1951(98)00035-3.

Whittington, A.G., Hofmeister, A.M., and Nabelek, P.I., 2009, Temperature-dependent thermal diffusivity of the Earth's crust and implications for magmatism : *Nature*, v. 458, p. 319–321, doi :10.1038/nature07818.

5.3 Résumé / Overview

L'exploration thermochronologique du profil vertical du Machu Picchu et l'étude du réseau hydrographique m'ont permis de discuter de la cinématique d'exhumation du cœur de la Déflexion d'Abancay (Cordillère Orientale) depuis 20 Ma. Je propose dans ce chapitre que la région d'Abancay enregistre une exhumation modérée et constante au cours du Miocène de façon contemporaine au soulèvement de l'Altiplano et de la Cordillère Orientale. Le drainage s'effectuait de la Cordillère Orientale vers l'Altiplano (inverse de la situation actuelle) dans un environnement où l'érosion était faible (partiellement ou totalement endoréique). L'accélération des taux d'exhumation post ~ 4 Ma est le résultat de la capture et de l'incision de la région par le proto-Urubamba et d'un soulèvement tectonique (système de failles de l'Apurimac) mettant en exergue le différentiel d'exhumation entre l'Altiplano au sud et la Cordillère Orientale au nord. L'occurrence de cette capture par le réseau hydrographique et du soulèvement tectonique dans ce contexte de portion d'orogène défléchi favorise l'hypothèse que la Déflexion d'Abancay est comparable aux systèmes de syntaxes tectoniques définies dans l'Himalaya ou en Alaska. Cependant afin de valider ces discussions dérivées d'une étude ponctuelle du cœur de la déflexion, il est nécessaire d'étendre l'étude spatialement et de modéliser l'évolution cinématique régionale afin de contraindre davantage la répartition de l'exhumation et les mécanismes tectoniques à l'origine de ce soulèvement. Ces perspectives sont au cœur du chapitre suivant.

Thermochronological exploration of the Machu Picchu high-altitudinal profile and the drainage network analysis allow me to discuss the exhumation kinematic of the core of the Abancay Deflection (Eastern Cordillera) since 20 Ma. I propose that the Abancay Deflection registered a moderate and steady exhumation during Miocene coeval with Altiplano and Eastern Cordillera surface uplift. Drainage direction at that time was reverse from the present-day one in a poorly eroding environment (partially or totally internally drained). Exhumation rates increase since ~ 4 Ma results from the capture and incision of the study area by the proto-Urubamba and a tectonic uplift (Apurimac fault system) which enhanced differential exhumation between the Altiplano to the south and the Eastern Cordillera northward. In this deflected orogen context, the Altiplano capture through the elongated channel network and the tectonic uplift favors the assumption that the Abancay Deflection is comparable to tectonic syntaxis described into the Himalaya or Alaska orogenic systems. However, in order to validate these discussions derived from a punctual study in the core of the deflection, we have to extend our dataset spatially and model the regional kinematic evolution to better constrain the exhumation pattern and tectonic mechanisms. These perspectives are at the heart of the next chapter.

Chapitre 6

EXHUMATION DIFFÉRENTIELLE DE LA CORDILLÈRE ORIENTALE AU TRAVERS D'UN RÉTRO-CHEVAUCHEMENT À VERGENCE SUD (DÉFLEXION D'ABANCAY, PÉROU)

L'étude thermochronologique ponctuelle réalisée à proximité du site du Machu Picchu dans la partie sud de la Cordillère Orientale (Déflexion d'Abancay ; Chapitre 5) m'a permis de mettre en évidence un différentiel d'exhumation entre l'Altiplano au sud et la Cordillère Orientale au nord initié il y a ~ 4 Ma. Au delà des phénomènes d'incision qui participent au processus d'exhumation associé à la capture de la région par le proto-Urubamba, je suspecte l'implication du système de failles de l'Apurimac comme étant à l'origine du renforcement des mouvements verticaux par soulèvement tectonique de cette partie sud de la Cordillère Orientale. Fort de ces interprétations ponctuelles au cœur de la Déflexion d'Abancay, des données thermochronologiques supplémentaires plus étendues spatialement et la modélisation en 2D et 3D de ces dernières sont cruciales afin de mettre en évidence l'évolution tectonique long-terme de cette région et de mieux contraindre le timing d'accélération de l'exhumation de la Cordillère Orientale (Chapitre 5).

Dans ce chapitre, je présente une étude thermochronologique au travers de profils verticaux et de données ponctuelles étendue spatialement autour du site du Machu Picchu. L'interprétation de ces données et des modèles 2D et 3D issus des résultats thermochronologiques me permettent de construire un scénario évolutif prenant en compte les taux d'exhumation et les mécanismes de soulèvement pour la Déflexion d'Abancay depuis 40 Ma. Les données brutes du comptage et de la mesure des longueurs des traces de fission sur apatite sont répertoriées au chapitre 8 (Annexe de ce manuscrit). Ce chapitre est un article en cours d'écriture pour le soumettre à la revue *Tectonics*.

The punctual thermochronological investigation performed close to the Machu Picchu site in the southern Eastern Cordillera (Abancay Deflection ; Chapter 5) reveals a differential exhumation pattern initiated at ~ 4 Ma between the Altiplano southward and the Eastern Cordillera to the north. Beyond incisional processes, responsible for exhumation, driven by the capture of the study area through the Proto-Urubamba River, I suspect the implication of the Apurimac fault system that will tectonically exhumes this southern part of the Eastern Cordillera. Integrating these punctual interpretations into the core of the Abancay Deflection, additional spatially-extended thermochronological data and 2D/3D modeling are crucial to unravel the long-term tectonic evolution of this region and to better constrain the exhumation acceleration timing for the Eastern Cordillera (Chapter 5).

In this chapter, I present a thermochronological investigation through vertical profiles and punctual data spatially extended around the Machu Picchu site. 2D and 3D modeling of these data give insights to build the evolving scenario taking into account exhumation rates and mechanisms for the Abancay Deflection uplift since 40 Ma. I report raw data (counting, track length measure) for AFT dating in the Chapter 8 (Manuscript appendices). This chapter is an article that I am writing to submit it *Tectonics* journal.

Sommaire

6.1	Article in preparation for <i>Tectonics</i>	228
6.1.1	Abstract	229
6.1.2	Introduction	230
6.1.3	Geological settings	231
6.1.4	Methods	234
6.1.4.1	Low-temperature thermochronology – Data acquisition	234
6.1.4.2	Age-Elevation Relationships (AER)	235
6.1.4.3	Time-temperature modeling (QTQt)	235
6.1.4.4	Thermo-kinematic modeling (PECUBE)	235
6.1.4.4.1	PECUBE	235
6.1.4.4.2	Input data and fixed parameters	236
6.1.4.4.3	NA inversions and explored parameters	236
6.1.5	Results	247
6.1.5.1	New thermochronological ages	247
6.1.5.2	AER trends	247
6.1.5.3	Time-temperature paths	247
6.1.5.4	Thermo-kinematics inversion results (PECUBE)	247
6.1.6	Discussion	258
6.1.6.1	Exhumation rates computation and validation	258
6.1.6.2	Relief amplification – Incision proxy	260
6.1.6.3	Exhumation of the Abancay Deflection between 40 and ~5 Ma	260
6.1.6.4	The particular case of the southern Eastern Cordillera – Increased exhumation since ~5 Ma	261
6.1.6.5	Drivers for the Apurimac fault system re-activation as a thrust	261
6.1.7	Conclusion	264
6.1.8	Acknowledgements	264
6.1.9	Reference cited	265
6.2	Supplementary Material	274
6.3	Résumé / Overview	291

6. EXHUMATION DIFFÉRENTIELLE DE LA CORDILLÈRE ORIENTALE AU TRAVERS D'UN RÉTRO-CHEVAUCHEMENT À VERGENCE SUD (DÉFLEXION D'ABANCAY, PÉROU)

6.1 Article in preparation for *Tectonics*

Differential exhumation of the Eastern Cordillera through south-verging backthrusting (Abancay Deflection, Peru)

Benjamin Gérard^{1*}, Xavier Robert¹, Laurence Audin¹, Pierre Valla¹,
Matthias Bernet¹, Cécile Gautheron²

¹Univ. Grenoble Alpes, Univ. Savoie Mont Blanc, CNRS, IRD, IFSTTAR, ISTERre, 38000 Grenoble, France

²GEOPS, Univ. Paris-Sud, CNRS, Université Paris-Saclay, 91405 Orsay, France

Benjamin Gérard* : benjamin.gerard@univ-grenoble-alpes.fr

Xavier Robert : xavier.robert@ird.fr

Laurence Audin : laurence.audin@ird.fr

Pierre Valla : pierre.valla@univ-grenoble-alpes.fr

Matthias Bernet : matthias.bernet@univ-grenoble-alpes.fr

Cécile Gautheron : cecile.gautheron@u-psud.fr

6.1.1 Abstract

Located at the northern tip of the Peruvian Altiplano, the Abancay Deflection marks abruptly the latitudinal segmentation of the Central Andes spreading over the Altiplano to the south and the Eastern Cordillera northward. Here, the striking contrast in terms of morphology and geology between the flat Altiplano and the high-jagged Eastern Cordillera make this area a privileged place to unravel the timing and spatial distribution of uplift and incision. Indeed, the strategic position of the Abancay Deflection make this region a key area to unravel the ultimate phase of structuration of the Central Andes and to discuss potential uplift mechanisms through time. To determine the exhumation and uplift pattern of the Abancay Deflection since 40 Ma, we present new apatite (U-Th)/He and fission-track data from 33 samples trough five high-altitudinal profile and 4 punctual samples. Age-Elevation Relationship (AER) and 2D Time-temperature modeling promotes that the Abancay Deflection experienced a moderate, spatially-uniform and steady exhumation of 0.2 ± 0.1 km/m.y. between 40 Ma to ~ 5 Ma implying a large-scale common mechanism for exhumation compatible with steady crustal shortening and/or crustal flow. From ~ 5 Ma, while the northern part of the Eastern Cordillera and the Altiplano registered the same exhumation trends (0.2 ± 0.1 km/m.y), the southern part of the Eastern Cordillera experienced an order-of-magnitude acceleration of exhumation rates (1.2 ± 0.4 km/m.y). This differential exhumation since ~ 5 Ma implies river capture, incision and tectonic activity for the southern Eastern Cordillera. 3D thermo-kinematics modeling favors the hypothesis of a tectonic decoupling between the Altiplano and the Eastern Cordillera through the south-verging backthrusting activity of the inherited crustal-scale Apurimac fault system tilting the southern part of the Eastern Cordillera.

Keywords : Central Andes, Abancay Deflection, Thermochronology, Differential exhumation, Tectonic decoupling, Apurimac fault system

Key Points :

- New thermochronological data reveal the tectonic settings of the southern Peruvian Andes (Abancay Deflection)
- We modeled the thermo-kinematic evolution of the Altiplano and the Eastern Cordillera
- We highlighted the long-lived steady and uniform exhumation of the Abancay Deflection between 40 and 5 Ma followed by differential exhumation driven by the backthrusting activity of the crustal-scale Apurimac fault system that tilts the Eastern Cordillera since 5 Ma.

6.1.2 Introduction

The interactions and retroactions between tectonics, climate and erosion in the world remain a first-rate investigative motivation (Raymo and Ruddiman, 1992; Schildgen et al., 2018). This issue has been widely studied in the southern Central Andes (Bolivia, Argentina; Strecker et al., 2007). The northern edge of the Altiplano in southern Peru, the Abancay Deflection (Marocco, 1971; Dalmayrac et al., 1980; Gérard et al., submitted), however, is poorly documented. This spectacularly deflected and incised region occupies a part of the Altiplano to the south and the Eastern Cordillera northward (Fig. 6.1). The Abancay Deflection is then framed northward by the Subandes, tectonically active since ~ 14 Ma (Espurt et al., 2011).

Morphologically the Altiplano and the Eastern Cordillera acquired their respective modern mean elevation of ~ 4 km and ~ 4.5 km before 5 Ma (Sundell et al., 2019). In terms of vertical rock kinetics, the northern flat-high Altiplano presents a steady exhumation of ~ 0.2 km/m.y. between 38 and 14 Ma (Thermochronological record; Ruiz et al., 2009). The limited data pre-14 Ma and the lack of post-14 Ma period data for this area, however, does not allow comparing and/or speculating between surface uplift scenarii such as slow and continuous associated to crustal deformation and/or flow of the lower crust since 40 Ma (Husson and Sempere, 2003; Barnes and Ehlers, 2009; Ouimet and Cook, 2010) versus uplift acceleration during Miocene potentially ruled by multiple lithospheric delamination events (Garzione et al., 2017). The high-relief Eastern Cordillera seems to register a more recent and complex exhumation history (< 5 Ma) with both incisional and tectonic signals (Lease and Ehlers, 2013; Gérard et al. submitted).

Mechanisms for tectonic exhumation of the Bolivian and southern Peru Eastern Cordillera are debated and implies either ramp exhumation with east-verging thrust connected to the subandean zone (Gotberg et al., 2010; Rak et al., 2017) or reactivation of inherited faults as west-verging backthrusting (Perez et al., 2016). In Bolivia, the Eastern Cordillera registered tectonic exhumation between 50 and 15 Ma with a tectonic deformation transfer to the Subandean zone starting at ~ 15 Ma (Barnes et al., 2012). Regarding the climate imprint over the Eastern Cordillera, the canyon carving is imputed to the Pliocene global climate cooling (Lease and Ehlers, 2013). The climate evolution via orographic precipitation intensification in such rising orogen context (Insel et al., 2010), however, could explain also the intensification of incision earlier than the Pliocene (Poulsen et al., 2010). Even though uplift, exhumation mechanisms and timing are debated, there is a clear contrast and decoupling in terms of vertical motion between the Altiplano, the Eastern Cordillera and the Subandes. The aim of this paper is to unravel the mechanisms responsible for the Abancay Deflection structuration and uplift since 40 Ma.

The deeply incised Abancay Deflection, allowing sampling the bedrock, appears as the ideal target to unravel the long-term evolution of the northern edge of the Altiplano (Fig. 6.1). Here we present new apatite (U-Th)/He (AHe) and apatite fission-track (AFT) dates from plutons. We processed these ages into Age-Elevation Relationship (AER; Glotzbach et al., 2011), 2D time-temperature (QTQt; Gallagher, 2012) and 3D thermo-kinematics modeling (PECUBE; Braun, 2003; Braun et al., 2012) to determine the late-Eocene to present exhumation history of the Abancay Deflection and discuss exhumation mechanisms.

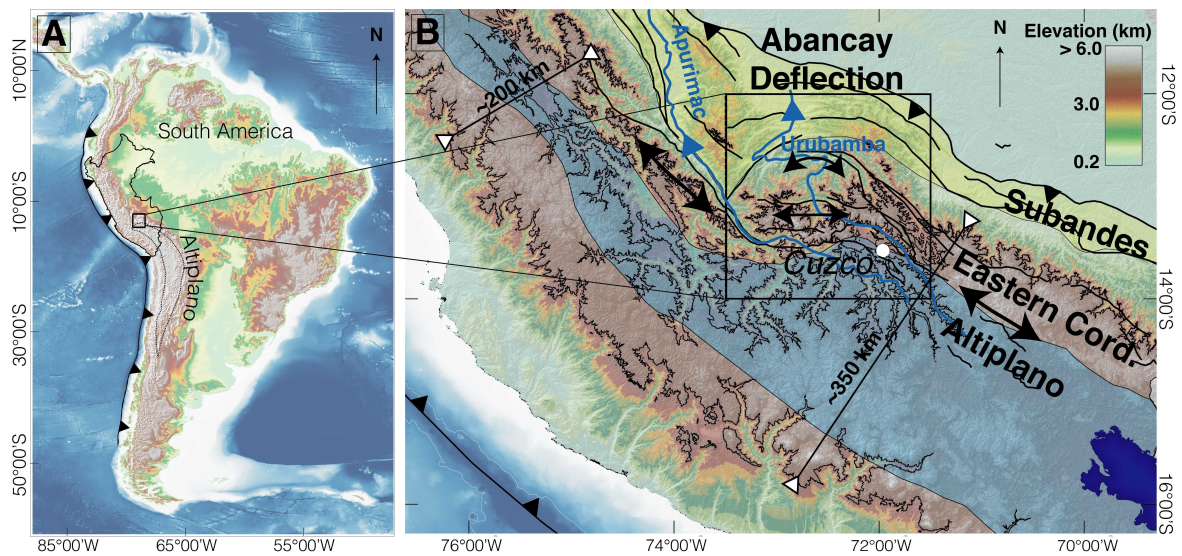


FIGURE 6.1 – Abancay Deflection location. A) Location of the studied area at the northern tip of the Altiplano in Peru at the scale of South America. B) Focus over the Abancay Deflection area (black square). Double black arrows signal the topography elongation axis. Note the pronounced incision of the studied area through the iso-elevation lines (black) at 3.8 km elevation via the Urubamba and Apurimac rivers (blue) carving.

6.1.3 Geological settings

The Abancay Deflection occupies the morpho-tectonic regions of the Altiplano to the south and the Eastern Cordillera to the north separated by the crustal-scale Apurimac fault system (Fig. 6.2). This fault system seems to structure the area of the Abancay Deflection since the Permian at least (Transform fault in extensional context; Sempere et al., 2002). Eocene plutons emplaced (~ 50 to ~ 30 Ma; Mamani et al., 2010) into Meso-Cenozoic sediments (Carlier et al., 1996) outcrop in the Altiplano whereas Permo-Triassic batholiths constitute the major volume of the Eastern Cordillera into Paleozoic rocks (Fig. 6.2; Mišković et al., 2009). Thermal perturbation linked to magmatic arc activity ceased after ~ 30 Ma and the ultimate volcanic events (~ 7 Ma to 0.5 Ma; Bonhomme et al., 1988) focused along the Apurimac fault system. Inherited deflected faults, arched captured rivers characterize the Abancay Deflection to the northern edge

EXHUMATION DIFFÉRENTIELLE DE LA CORDILLÈRE ORIENTALE AU TRAVERS D'UN RÉTRO-CHEVAUCHEMENT À VERGENCE SUD (DÉFLEXION D'ABANCAY, PÉROU)

of the Altiplano that registers the higher magnitude of counterclockwise tectonic rotation since 40 Ma (Roperch et al., 2006) in a Bolivian Orocline bending context (Müller et al., 2002).

Only the Subandean front is documented as active (Espurt et al., 2011 ; Gautheron et al., 2013). The Apurimac fault system, however, presents nowadays a non-negligible low-magnitude crustal seismicity (Fig. 6.3). Preliminary thermochronological investigation close to Machu Picchu into the core of the Eastern Cordillera of the Abancay Deflection favors a post ~ 4 Ma acceleration of exhumation ruled by incision and tectonic uplift (Gérard et al. Submitted). Though, the pattern knowledge of exhumation and the whole studied area structuration remain unknown.

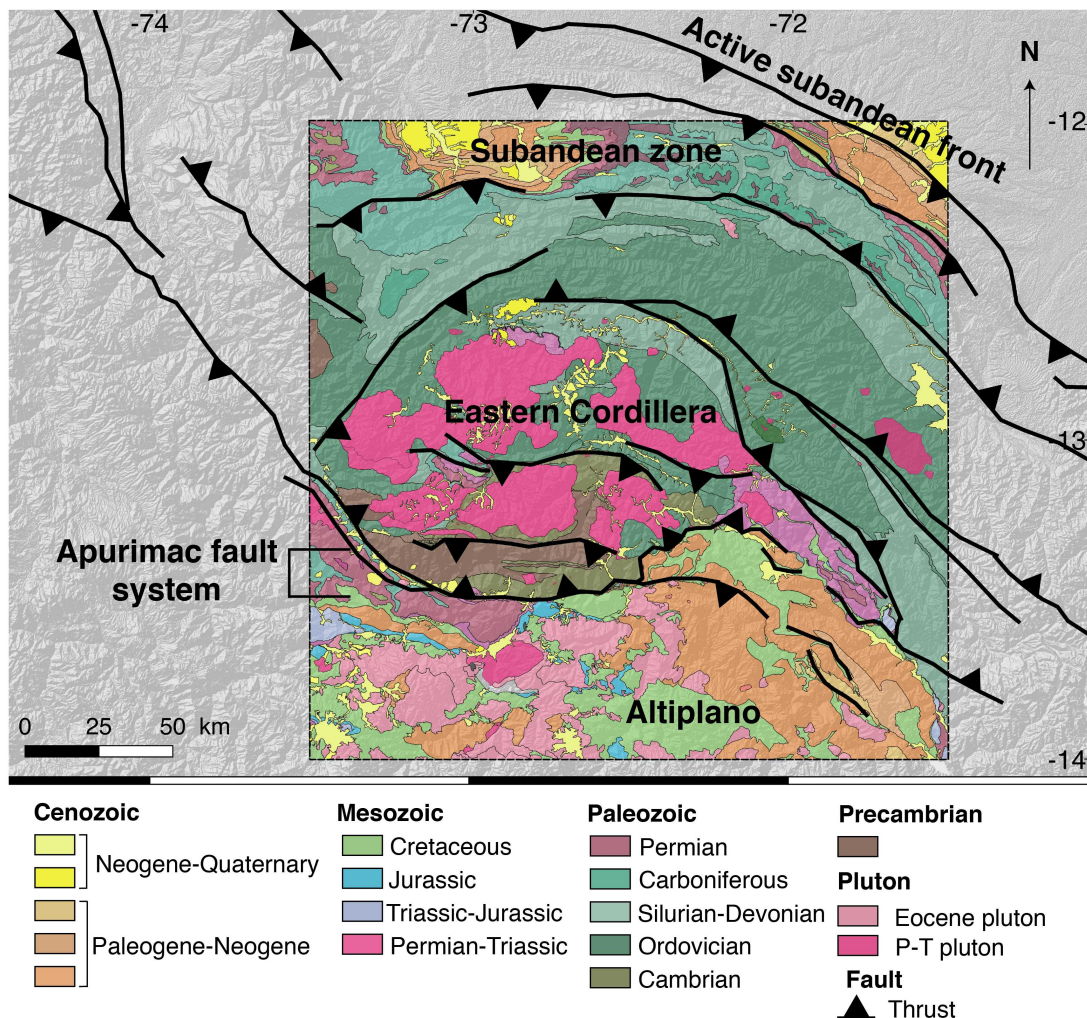


FIGURE 6.2 – Geology of the Abancay Deflection. The crustal scale Apurimac fault system marks the tectonic limit between the Altiplano and the Eastern Cordillera. (IN-GEMMET geological map database - 1 :100,000).

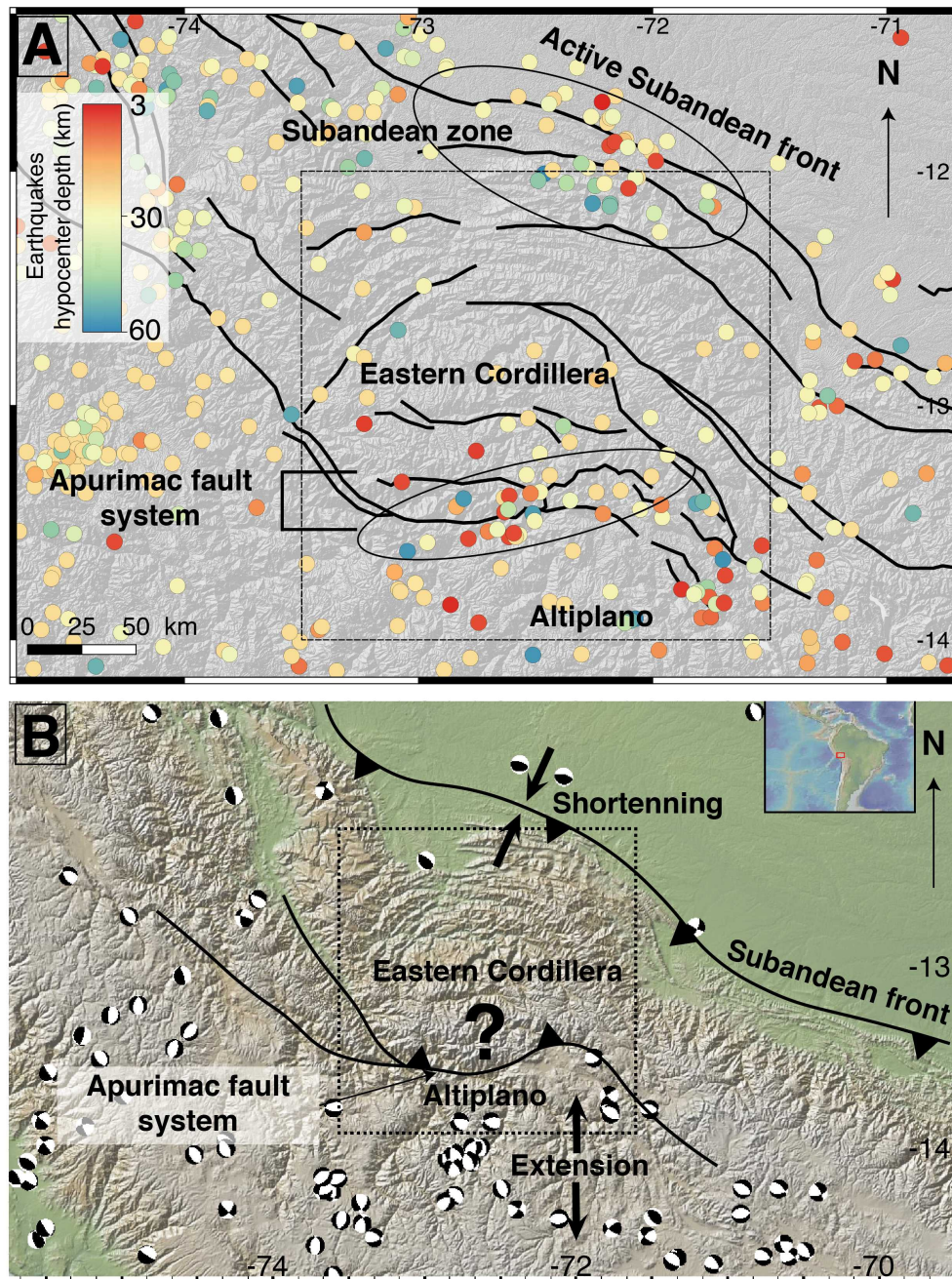


FIGURE 6.3 – Crustal seismic map of the Abancay Deflection (Dashed squares; hypocenters < 60 km; $M_w > 2$). A) Displayed earthquakes come from the USGS, IGP and ISC database. Regions included into black ovoid show positive anomalous cluster of seismicity. Black lines represent the major thrusts of the studied area. B) Moment tensors (CMT) for earthquakes (1976-2019) for the Abancay Deflection region (Dziewonski et al., 1981; Ekström et al., 2012). There are no CMT data for earthquakes associated to $M_w < 5.5$. Tectonic shortening characterizes the Subandean front while extensional mechanisms affect the Altiplano. Although the Apurimac fault system is seismically active, there are no CMT available.

6.1.4 Methods

Low-temperature thermochronology records the thermal evolution of the upper crust (< 5 km) and is a key to discuss exhumation mechanisms through potential tectonic uplift and landscape evolution through time (Reiners and Shuster, 2009). 2D and 3D modeling of these ages are primary tools to determine exhumation rates and to unravel the Abancay Deflection structuration.

6.1.4.1 Low-temperature thermochronology – Data acquisition

Based on U-series radioactive disintegration laws, AHe and AFT thermochronology record the thermal evolution of the upper crust given their thermal sensitivity ranges spanning from ~ 40 - 120°C (Gautheron et al., 2009) and ~ 75 - 125°C (Reiners and Brandon, 2006) respectively. We collected 33 samples into magmatic rocks to get targeted apatites through five high-altitudinal profiles (Ocobamba, Lucma, Incahuasi, Abancay and Limatambo) and 4 punctual samples spreading all over the Abancay Deflection (Fig. 6.4; Table 6.1). Granite samples were crushed and sieved at the Géode laboratory (Lyon, France) to extract the 100 - $160\ \mu\text{m}$ fractions. Apatite crystals were concentrated using standard magnetic and heavy-liquid techniques at the ISTERRE GTC (GeoThermo-Chronology) platform (Grenoble, France).

Age determination for AHe follows three steps. First, crystals are selected and the ejection factor is calculated. Second, the ^4He concentration is analyzed. Finally, the U, Th and Sm concentrations are analyzed. We realized these three stages at GEOPS (Orsay, France). Single automorphic hexagonal apatite crystals were carefully selected under a binocular microscope to identify minerals without fractures and/or inclusions that would skew the AHe age (additional ^4He sources and/or diffusion artifacts; Farley, 2002). For each sample, we encapsulated individual apatites into platinum tubes allowing apatite heating and displacement. We estimated the individual grain geometry and calculated the ejection factor using the Qt_FT program (Gautheron and Tassan-Got, 2010; Ketchum et al., 2011). Each apatite in its platinum tube was heated under ultra-vacuum conditions at high temperature ($1050 \pm 50^{\circ}\text{C}$ using an infrared diode laser) twice for 5 min. The ^4He fraction was mixed with a known amount of ^3He , purified and the gas was analyzed using a Prisma Quadrupole. The ^4He content was determined by isotopic dilution. Subsequently, apatite crystals were dissolved in $100\ \mu\text{l}$ of HNO_3 5N solution containing known amount of ^{235}U , ^{230}Th , ^{149}Sm and ^{42}Ca . The solution was heated at 70°C during 3 h and after a cooling time, $900\ \mu\text{l}$ of distilled water was added. The final solution was analyzed using an ELEMENT XR ICP-MS and the ^{238}U , ^{230}Th and ^{147}Sm concentrations and apatite weight (using the Ca content) were determined following the methodology proposed by Evans et al. (2005). Durango apatite crystals were also analyzed during the same period to ensure the data quality. The one-sigma error on each AHe age amounts to 8%, reflecting the analytical error and the uncertainty on the ejection factor FT correction. More details can be found in Recanati et al. (2017).

For AFT, apatites were manually selected, mounted on resin pads and polished at the GTC platform (ISTerre, Grenoble, France). Spontaneous fission tracks were revealed by etching using a HNO_3 solution (5.5 M) at 21°C for 20 s. Induced tracks were implanted in an external mica sheet detector by irradiation at the FRM II reactor (Munich, Germany). Tracks were counted and lengths measured at ISTerre. We used the BINOMFIT program (Ehlers et al., 2005) to calculate the AFT central ages.

To derive exhumation rates through these raw data, we processed them into three modeling methods with increasing degrees of complexity. Thus, data are interpreted using the age-elevation trends (AER; Glotzbach et al., 2011), inverse time-temperature modeling (2D; QTQt; Gallagher, 2012) and 3D thermo-kinematic modeling (PECUBE; Braun, 2003; Braun et al., 2012) to unravel the exhumation pattern of the Abancay Deflection since ~ 40 Ma.

6.1.4.2 Age-Elevation Relationships (AER)

For AER modeling, we fit single- or multi-tier age-elevation relationships (AER) to the data from vertical profiles data using a Bayesian approach (Glotzbach et al., 2011) to obtain a first estimate of apparent exhumation rates and potential break-in-slope through time by minimization of the Bayesian Information Criterion (BIC; Schwarz, 1978). These apparent exhumation rates are freed from considerations regarding the thermal regime of the crust, the relief evolution and the isostasy assuming sampling profile perfectly vertical (Stüwe et al., 1994). These modeling biases will be corrected with 3D modeling described hereafter.

6.1.4.3 Time-temperature modeling (QTQt)

Time-temperature modeling with QTQt (Bayesian transdimensional; MCMC sampling; Gallagher, 2012) gives strong constraints regarding thermal histories for individual samples and also processing multi-samples into high-altitudinal profiles. We interpret cooling rates derived from QTQt expected models as exhumation rates implying an assumed constant in time and uniform spatially geothermal gradient of $18 \pm 4^\circ\text{C}/\text{km}$ (Henry and Pollack, 1988). Indeed, the magmatic arc activity of the Abancay Deflection and its potential thermal perturbation ceased after ~ 30 Ma (Mamani et al., 2010) and there is no evidence for posterior reheating. Parameters used for QTQt data inversion are displayed in the Table 6.2.

6.1.4.4 Thermo-kinematic modeling (PECUBE)

6.1.4.4.1 PECUBE

Resolving the heat transfer equation in the crust in 3D, the thermo-kinematic program PECUBE v4.0 (Braun, 2003; Braun et al., 2012) predicts the spatial distribution of the thermochronological ages for all samples through time considering exhumation

through lateral and vertical rocks kinetics and relief evolution (surface processes). PECUBE compute thermal histories for rock particles at depth in exhumation or burial context. The trajectory calculation ceases when the particle reaches the present-day topographic surface. PECUBE carries out computation for exhumation quantification by taking into account the landscape evolution (topography, relief), the thermal regime of the crust, the tectonic settings (faults, uplift or subsidence) and the isostasy (Braun, 2003; Braun et al., 2012). PECUBE presents the considerable advantage to test the simultaneous evolution of numerous tectonic or incisional scenarios in 3D computing thermal histories of all processed thermochronological data included in vertical profiles and punctual data. We used PECUBE in reverse mode (data inversion) to determine optimal values ranges for tested parameters by minimizing a Misfit function that measures the distance between predictions and observations.

6.1.4.4.2 Input data and fixed parameters

We implemented into PECUBE the present-day topography extracted from the global elevation database GTOPO30 as a landscape constrain (Fig. 6.5). The thermochronological database implemented into the program includes two thermochronometric systems. These are 33 AHe ages (Mean grains ages) and 42 AFT ages (Central ages). Among the 42 AFT data, 32 are newly obtained and listed from this study, 2 come from Kennan (2008) and 8 come from Ruiz et al. (2009). As PECUBE does not take into account AHe ages dispersion (grain ages), we implemented mean grains ages and standard deviation error (Supplementary Material). Regarding the AFT system data, we also implemented track length measurements when they were available. Finally we also feed PECUBE with T-t paths derived from QTQt.

In order to optimize computation times, we divided the Abancay Deflection into two crustal blocks (Altiplano vs. Eastern Cordillera) modeled independently. Each of these crustal blocks represents the natural tectono-morphic boundaries of the Abancay Deflection. The timing explored starts at 50 Ma for all the simulations to eliminate potential temporal bias. We temporally divided the explored time space in six parts : 50, 25, 15, 10, 5 and 0 Ma. For each time boundary, we fit the modeled mean paleo-elevation according to Sundell et al. (2019). However, we do not have any information regarding the relief evolution of the Abancay Deflection (proxy for incision). Finally, to compute exhumation rates derived from thermochronological data and the thermal regime of the crust we fixed the thermal and rheological parameters in space and time (Table 6.3; Fig. 6.5). In this set of parameters, we only explored the basal temperature of the crustal block to test the geothermal gradient we implemented.

6.1.4.4.3 NA inversions and explored parameters

We used PECUBE in reverse mode to explore and to determine parameter values that best reproduce the input data. PECUBE uses the implemented Neighborhood Algorithm (NA; Sambridge, 1999a, 1999b). The NA algorithm explores the parameter space by progressive minimization of Misfit values. The Misfit function (Eqs. 6.1 and 6.2) measures

the difference between observed data and predicted ones by PECUBE. Higher is the Misfit, higher are the differences between implemented and predicted data. Consequently, best models tend to lower the Misfit values. Three parts compose the Misfit function : the thermochronological ages part (M1 ; Eq. 6.1), the fission track length part (Kuiper test for track length distribution comparison between observed and predicted data) and the thermal history part (M2 : Eq. 6.2).

$$M1 = \sqrt{\sum_{i=0}^{N1} \frac{(A_o^i - A_p^i)^{2/dA_i^2}}{N1}} \quad (6.1)$$

With A_o , the observed thermochronological ages, dA , the analytical error, A_p , the predicted ages from PECUBE and $N1$ the total number of implemented ages.

$$M2 = \sqrt{\sum_{i=0}^{N2} \frac{(T_o^i - T_p^i)^{2/dT_i^2}}{N2}} \quad (6.2)$$

For the thermal histories Misfit, T_o is the implemented temperature derived from QTQt, dT is error of these temperatures (95% reliability ; QTQt ; Gallagher, 2012), T_p is the predicted temperature by PECUBE and $N2$ is the total number of steps defining the thermal history.

We extracted the best parameter value for each inversion computing probability density function using Sambridge (1999a, 1999b) methodology. When inversion clearly converges toward a unique solution (one pic for the probability density function) for explored parameters, we extracted the parameter value applying the 2σ standard deviation. We consequently present via forward modeling, the best solutions and data reproducibility processing best parameters derived from inversions.

For the Altiplano, we explored the temperature at the base of the model (proxy for geothermal gradient ; Fig. 6.5A), the exhumation rates for the entire crustal block (Fig. 6.5A) and the landscape evolution through time (Topography offset ; relief amplification factor ; Fig. 6.5B et C). For the Eastern Cordillera, we explore exhumation rates for the entire crustal block (Fig. 6.5A), relief and topographic evolution (Fig. 6.5B et C), and the kinematic parameters of the Apurimac fault system (geometry (x fault – proxy for fault dip), timing of initiation, fault velocity ; Fig. 6.5A). PECUBE does not allow implementing complex kinky faults because of geometrical and fault velocity computational issues. Although the Apurimac fault system is curved (Fig 6.2), we approximate it in PECUBE by a straight and oblique fault separating the Altiplano from the Eastern Cordillera. The detailed list of the explored parameters processed into PECUBE is available in the Table 6.4.

EXHUMATION DIFFÉRENTIELLE DE LA CORDILLÈRE ORIENTALE AU TRAVERS D'UN RÉTRO-CHEVAUCHEMENT À VERGENCE SUD (DÉFLEXION D'ABANCAY, PÉROU)

Sample number	Latitude (°S)	Longitude (°W)	Elevation (m)	Lithology	Geologic unit	Age
Ocobamba profile*						
AB-17-05	13.091198	72.26337	3903	Granite	Mesapelada pluton	Permian
AB-17-06	13.07867	72.27952	3696	Granite	Mesapelada pluton	Permian
AB-17-07	13.07128	72.2803	3447	Granite	Mesapelada pluton	Permian
AB-17-08	13.05875	72.28962	3190	Granite	Mesapelada pluton	Permian
AB-17-11	13.00978	72.3299	2450	Monzonite	Mesapelada pluton	Permian
Punctual data						
AB-17-13	12.83221	72.14085	1638	Granite	Colca pluton	Permian
AB-17-15	12.9652	72.07252	2475	Granite	Colca pluton	Permian
AB-17-18	12.64752	72.55498	912	Granite	Quellotuno pluton	Triassic
AB-17-19	12.89585	72.74471	1362	Granite	Kiteni pluton	Triassic
Lucma profile*						
AB-17-21	13.04408	72.88454	2235	Granite	Kiteni pluton	Triassic
AB-17-22	13.04171	72.93961	3020	Granite	Kiteni pluton	Triassic
AB-17-23	13.02889	72.9593	3678	Granite	Kiteni pluton	Triassic
AB-17-25	13.00124	72.9468	4050	Granite	Kiteni pluton	Triassic
AB-17-26	13.03244	72.9577	3589	Granite	Kiteni pluton	Triassic
AB-17-28	13.05984	72.9371	2609	Granite	Kiteni pluton	Triassic

Sample number	Latitude (°S)	Longitude (°W)	Elevation (m)	Lithology	Geologic unit	Age
Limatambo profile*						
AB-17-29	13.5299	72.43471	4056	Diorite	Cotabamba pluton	Paleogene
AB-17-30	13.53367	72.45849	3795	Diorite	Cotabamba pluton	Paleogene
AB-17-31	13.5419	72.4688	3581	Diorite	Cotabamba pluton	Paleogene
AB-17-32	13.52771	72.4671	3322	Diorite	Cotabamba pluton	Paleogene
AB-17-33	13.51888	72.47569	2966	Diorite	Cotabamba pluton	Paleogene
AB-17-34	13.50543	72.4702	2740	Diorite	Cotabamba pluton	Paleogene
AB-17-35	13.50373	72.47325	2586	Diorite	Cotabamba pluton	Paleogene
AB-17-36	13.49839	72.48075	2435	Diorite	Cotabamba pluton	Paleogene
Abancay profile*						
AB-17-37	13.67147	72.89801	2800	Monzonite	Abancay orthogneiss	Triassic
AB-17-38	13.67129	72.90512	2573	Diorite	Abancay orthogneiss	Triassic
AB-17-39	13.6721	72.90939	2280	Gabbro	Abancay orthogneiss	Triassic
AB-17-40	13.68018	72.91482	1916	Granite	Abancay orthogneiss	Triassic
AB-17-41	13.68651	72.84196	4136	Granite	Abancay orthogneiss	Triassic
AB-17-42	13.67414	72.85007	3753	Granite	Abancay orthogneiss	Triassic
AB-17-43	13.66636	72.86651	3459	Granitic arena	Abancay orthogneiss	Triassic
AB-17-44	13.6792	72.88035	3209	Granitic arena	Abancay orthogneiss	Triassic

EXHUMATION DIFFÉRENTIELLE DE LA CORDILLÈRE ORIENTALE AU TRAVERS D'UN RÉTRO-CHEVAUCHEMENT À VERGENCE SUD (DÉFLEXION D'ABANCAY, PÉROU)

Sample number	Latitude (°S)	Longitude (°W)	Elevation (m)	Lithology	Geologic unit	Age
Incahuasi profile*						
AB-17-51	13.2918	73.15121	3434	Granite	Chucuito pluton	Devonian
AB-17-55	13.30613	73.21085	2455	Granite	Chucuito pluton	Devonian
Note :						
* Profile names were given considering the main cities nearby the investigated area.						

TABLE 6.1 – Sample locations and lithologies

Parameter	Value	Profile or individual data	Reference / Justification
Time explored (Ma)	0 - 20 0 - 30 0 - 30 0 - 50 0 - 50 0 - 80 0 - 70 0 - 20	Ocobambaend AB-17-13 AB-17-15 AB-17-18 AB-17-19 Lucma Limatambo Abancay Incahuasi	Age range in the time interval with an additional margin greater than or equal to twice the oldest thermochronological age obtained to avoid an edge effect during modeling.
Explored temperature (°C)	0 - 140	All	Closure temperature for AHe and AFT systems (Reiners and Brandon, 2006)
Explored $\delta T/\delta t$ (°C/My)	1000	All	Maximum exploration - no constrains
Geothermal gradient (°C/km)	25±15	All excepted individual data (AB-17-xx)	Geothermal exploration for common values in orogens
Present-day temperature (°C)	25±10	All	N.A.*
Lapse rate (°C/km)	6±2	All	Estimated from Gonfiantini et al. (2001) et Klein et al. (1999).
Allow the geothermal gradient to vary over time	Yes	All	N.A.*
Reheating	No	All	No evidence for reheating (burial) of the samples.
Number of iteration	Prior = 100000 Post = 200000	All	N.A.*

EXHUMATION DIFFÉRENTIELLE DE LA CORDILLÈRE ORIENTALE AU TRAVERS D'UN RÉTRO-CHEVAUCHEMENT À VERGENCE SUD (DÉFLEXION D'ABANCAY, PÉROU)

Parameter	Value	Profile or individual data	Reference / Justification
Etchant	5.5 M	All	Analytical protocol
Annealing model (AFT)	N.A.*	All	Ketcham et al. (2007)
Radiation damage model (AHe)	N.A.*	All	Gautheron et al. (2009)
Note :			
*N.A. = not applicable.			

TABLE 6.2 – QTQt parameters for data inversion

Parameter	Value	Reference
Crustal density (kg/m ³)	2721 ±65	Arndt et al. (1997); Waples and Waples (2004)
Mantle density (kg/m ³)	3095 ±147	Waples and Waples (2004)
Lapse rate (°C/km)	6 ±1	Klein et al. (1999); Gonfiantini et al. (2001)
Heat flow (mW/m ²)	57 ±5	Henry and Pollack (1988); Davies (2013)
Thermal conductivity (W/m/°C)	2.8 ±0.2	Henry and Pollack (1988)
Geothermal gradient (°C/km)	18 ±4	Henry and Pollack (1988)
Heat production (mean for the crust; μ W/m ³)	0.9	Springer (1999)
Specific thermal capacity (J/kg/K)	900 ±200	Arndt et al. (1997); Waples and Waples (2004)
Thermal diffusivity (km ² /Ma)	40 ±11	Arndt et al. (1997); Whittington et al. (2009)
Heat production through time (°C/Ma)	6	This study
Base model temperature (°C)	560	This study
Crust thickness (Moho depth; km)	56 ±7	Mcglashan et al. (2008); Lloyd et al. (2010); Assumpção et al. (2013); Chulick et al. (2013); Ma and Clayton (2014); Bishop et al. (2017)
Elastic thickness (km)	17.5 ±2.5	Pérez-Gussinyé et al. (2008)
Young modulus (Pa)	1.10 ¹¹	Standard value
Poisson's coefficient (unitless)	0.25	Standard value

Note :

Displayed results and errors were computed from the literature
(Arithmetic mean and standard deviation).

PECUBE do not take into account these parameter values dispersion.

Implemented values into PECUBE are in bold.

TABLE 6.3 – Thermal and rheological parameter values implemented into PECUBE

EXHUMATION DIFFÉRENTIELLE DE LA CORDILLÈRE ORIENTALE AU TRAVERS D'UN RÉTRO-CHEVAUCHEMENT À VERGENCE SUD (DÉFLEXION D'ABANCAY, PÉROU)

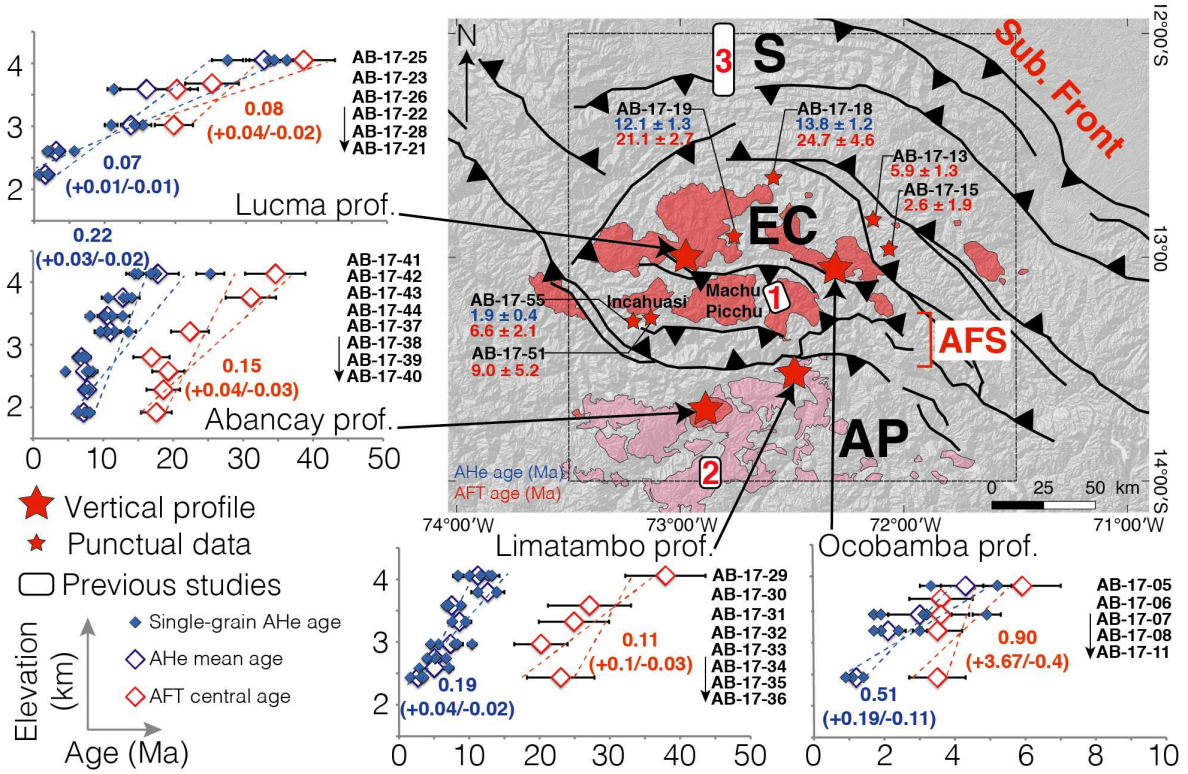


FIGURE 6.4 – Thermochronological ages newly obtained from this study. Red and pink polygons are respectively Permo-Triassic and Eocene plutons. Previous studies are : 1 : Gérard et al. (submitted) ; 2 : Ruiz et al. (2009) ; 3 : Espurt et al. (2011) and Gautheron et al. (2013). Blue and red numbers on the map refer to mean AHe ages and AFT central ages. Blue and red numbers on the graphics refer to AER apparent exhumation rates (km/m.y.) respectively for AHe ages and AFT ages. The black dashed square frames the Abancay Deflection. S : Subandes ; EC : Eastern Cordillera ; AP : Altiplano.

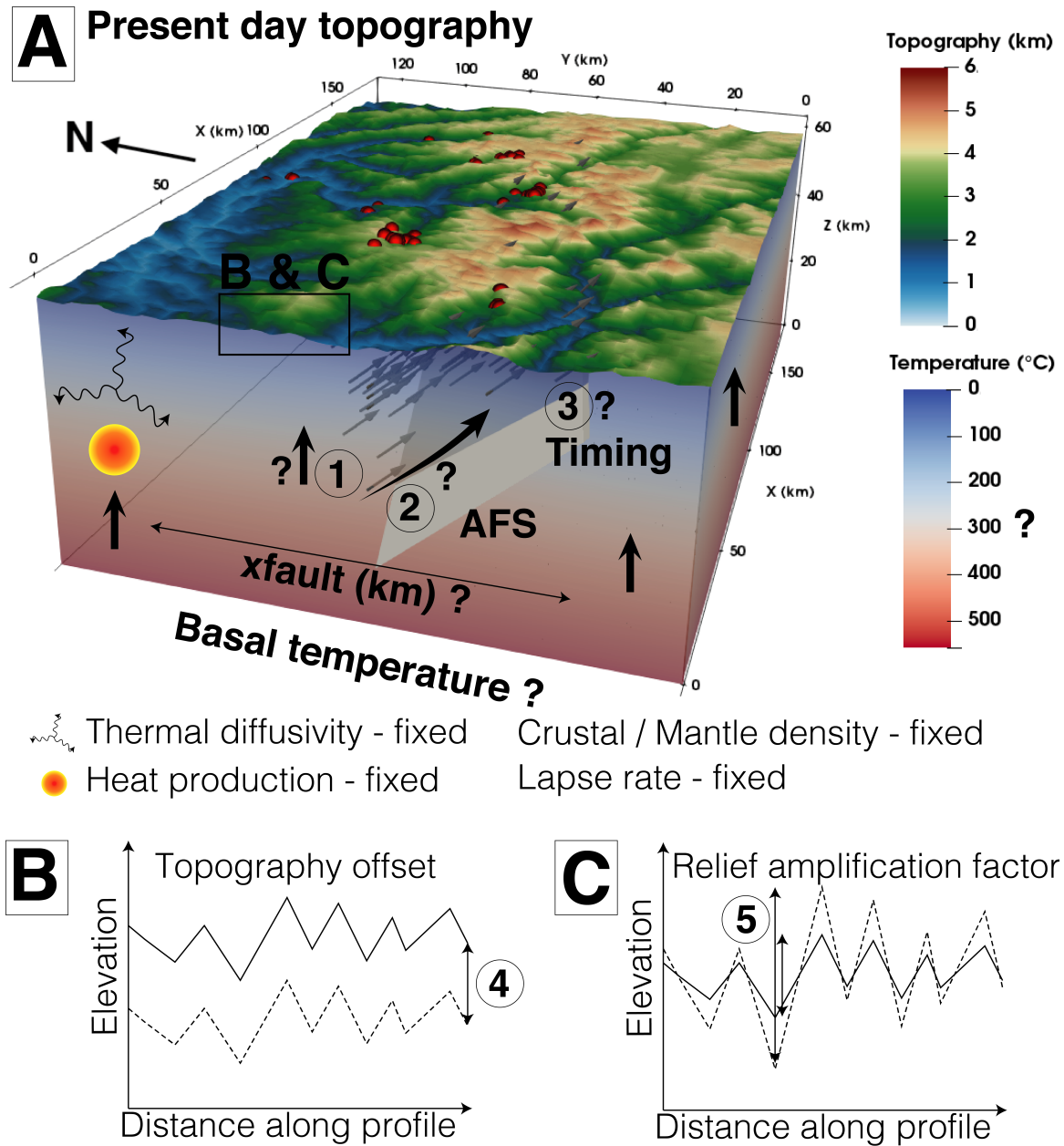


FIGURE 6.5 – Diagram showing parameters implemented and/or explored in PECUBE through time. A) Eastern Cordillera crustal block. Numbers and question marks refer to explored parameters. 1 : Crustal block exhumation; 2 : Fault velocity; 3 : Timing for fault activation. B) Hypothetic topographic profile presenting the topography offset parameter evolution through time (4). C) Hypothetic topographic profile presenting the relief amplification factor parameter evolution through time (5).

EXHUMATION DIFFÉRENTIELLE DE LA CORDILLÈRE ORIENTALE AU TRAVERS D'UN RÉTRO-CHEVAUCHEMENT À VERGENCE SUD (DÉFLEXION D'ABANCAY, PÉROU)

Explored parameter	Explored values
Altiplano model	
Crustal block exhumation (km/m.y.)	0 - 5
Basal temperature - 56 km depth (°C)	400 - 800
Eastern Cordillera model	
Crustal block exhumation (km/m.y.)	0 - 2
x fault - 25 km depth - proxy for fault dip (km)	-50 - 0
Fault velocity (km/m.y.)	0 - 5
Timing for fault activation (Ma)	0 - 10
Common parameters explored for the Altiplano and the Eastern Cordillera	
Topography offset (km)	
At 25 Ma	-6 - 6
At 15 Ma	-6 - 6
At 10 Ma	-6 - 6
At 5 Ma	-6 - 6
Relief amplification factor (unitless)	0 - 1
At 25 Ma	0 - 1
At 15 Ma	0 - 1
At 10 Ma	0 - 1
At 5 Ma	0 - 1
Note :	
PECUBE inversions were done processing 12 iterations.	
The sample size for the first iteration is 984 and 480 for all other iterations.	
The number of resample cells is 288 (for n iteration) meaning a 60 % resampling of the previous best models (from n-1 iteration).	
The total sample size for inverse modeling is 6744.	

TABLE 6.4 – Explored parameters for data inversion (PECUBE)

6.1.5 Results

6.1.5.1 New thermochronological ages

Through the entire Abancay Deflection, the 108 single-grain AHe ages and the 27 AFT central ages span over 0.7 ± 0.1 Ma to 35.8 ± 2.9 Ma and 2.6 ± 1.9 Ma to 38.2 ± 4.4 Ma respectively, covering time period from late Eocene to late Pleistocene (Fig 6.4; Tables 6.5 and 6.6). Reproducibility of the AHe ages per grains is satisfactory with mean dispersion for the whole dataset $< 10\%$. For AFT ages, the entire sample pool pass the χ^2 test ($> 5\%$; Table 6.6) meaning one single population for each sample (Green, 1981).

Thermochronological ages ranging up to ~ 40 Ma are characteristic of the northern Eastern Cordillera and the Altiplano as shown on the Lucma, Abancay and Limatambo vertical profiles and punctual data AB-17-19 and AB-17-18 (Fig 6.4). The southern Eastern Cordillera presents younger thermochronological ages all spreading < 10 Ma (Ocobamba and Incahuasi profiles, AB-17-13 and AB-17-15; Fig 6.4).

6.1.5.2 AER trends

For all profiles, the AHe and AFT ages best fit a single AER, but with different rates and timings (Fig. 6.4). The profiles of Lucma, Abancay and Limatambo present AER values for both thermochronometric systems of ~ 0.1 - 0.2 km/m.y. between 40 to 0 Ma. The Ocobamba profile presents higher rates for AER of $0.5^{+0.2}_{-0.1}$ km/m.y. for AHe and $0.9^{+3.7}_{-0.4}$ km/m.y. for AFT system.

6.1.5.3 Time-temperature paths

Time-temperature inversion results favors for the entire studied area a moderate and continuous cooling of $\sim 2.5^\circ\text{C}/\text{m.y.}$ between 40 to ~ 5 Ma (Fig. 6.6). However, even if the cooling rates keep the same trend for the northern Eastern Cordillera and the Altiplano (Fig 6.6B and D), the southern Eastern Cordillera experienced an increase of cooling rates with values of $\sim 17^\circ\text{C}/\text{m.y.}$ since ~ 5 Ma (Fig 6.6C).

6.1.5.4 Thermo-kinematics inversion results (PECUBE)

We displayed results from thermo-kinematics inversions on 2D graphics. Each axis corresponds to the explored space for a given parameter. Each point corresponds to a forward model with their respective Misfit value (Figs. 6.7 and 6.8). We present thereafter the best value for explored parameters for each modeled crustal block.

For the Altiplano, parameter exploration through data inversion reveals a sharp convergence for exhumation rates for the whole crustal block of 0.2 ± 0.1 km/m.y (Fig. 6.7A) with high data and time-temperature paths reproducibility (Supplementary Material; Fig. 6.7C). However, the basal temperature and relief amplification factor do not converge and are non-determinative or discriminating (Fig. 6.7A, Supplementary Material).

For the Eastern Cordillera, the well-constrained value for crustal block exhumation is 0.2 ± 0.1 km/m.y (Fig. 6.8A) similar to the Altiplano one. The lateral (north-south) position of the Apurimac fault system at 25 km-depth (x fault parameter) is constrained for a value of -34 ± 5 km. The negative sign correspond to the northward exploration for this parameter. According to the approximated surface trace of the Apurimac fault system and the x fault value, we estimated a fault dip for this fault system ranging between 28° to 47° toward the north. (Fig. 6.8A and C). Regarding the fault kinetics, models favor a timing for fault activation of 5.3 ± 1.5 Ma with an associated fault velocity of 2.9 ± 0.6 km/m.y. (Fig. 6.8B). According to the fault dip and this velocity, PECUBE computed exhumation rates of 1.2 ± 0.4 km/m.y. affecting the southern Eastern Cordillera since ~ 5 Ma (Fig. 6.8D). For the same time period, the northern Eastern Cordillera and the Altiplano keep exhumation rates of ~ 0.2 km/m.y (Fig. 6.8D). Similarly to the Altiplano block model, relief amplification factor through time does not converge for the Eastern Cordillera model (Supplementary Material).

Sample number	Morphology	Length (μm)	Width (μm)	Thickness (μm)	R_s (μm)	Weight (μg)	F_T	^4He (nccSTP /g)	^{238}U (ppm)	^{232}Th (ppm)	^{147}Sm (ppm)	Th/U	eU (ppm)	Age (Ma)	Corrected age (Ma)	$\pm 1 \sigma$
Ocobamba profile																
AB-17-05A	2b	144.1	92.3	99.4	63	2.9	0.78	16932	29.3	21.5	80.5	0.7	35	4.1	5.2	0.4
AB-17-05B	2py	201.0	127.8	114.8	61	4.1	0.77	14156	40.5	25.2	84.6	0.6	47	2.5	3.3	0.3
AB-17-07A	1b + 1py	179.8	138.7	121.7	73	5.1	0.81	23568	65.6	41.9	98.1	0.6	76	2.6	3.2	0.3
AB-17-07B	2b	118.4	124.5	79.3	54	2.1	0.74	22253	45.1	26.1	93.4	0.6	52	3.6	4.9	0.4
AB-17-07C	2b	108.6	107.7	92.1	64	2.3	0.78	19309	58.3	35.4	107.4	0.6	67	2.4	3.1	0.2
AB-17-07D	2b	194.0	128.2	114.8	79	6.2	0.82	7087	36.2	26.3	92.8	0.7	43	1.4	1.7	0.1
AB-17-07E	1b + 1py	146.1	123.0	118.0	68	3.6	0.79	6820	32.2	20.5	82.4	0.6	38	1.5	1.9	0.2
AB-17-08A	2b	198.2	112.4	114.3	76	5.8	0.81	12131	63.8	29.1	88.9	0.5	71	1.4	1.7	0.1
AB-17-08B	1b + 1py	212.1	142.3	133.3	81	7.2	0.82	13951	70.6	18.7	89.3	0.3	76	1.5	1.9	0.1
AB-17-08C	1b + 1py	168.3	116.6	122.2	69	4.2	0.80	14539	56.3	27.4	85.2	0.5	63	1.9	2.4	0.2
AB-17-08D	1b + 1py	162.3	129.1	114.3	68	4.0	0.79	18175	59.2	19.0	81.6	0.3	64	2.4	3.0	0.2
AB-17-08E	1b + 1py	182.2	163.6	156.6	89	7.7	0.84	8668	47.2	17.1	72.9	0.4	52	1.4	1.7	0.1
AB-17-11A	1b + 1py	132.7	100.7	105.4	59	2.4	0.76	21106	111.0	213.5	89.7	1.9	163	1.1	1.4	0.1
AB-17-11B	2b	171.1	98.8	92.8	64	3.5	0.78	13654	65.5	157.8	72.5	2.4	104	1.1	1.4	0.1
AB-17-11C	1b + 1py	207.1	104.1	99.3	62	4.1	0.77	15283	107.9	190.1	76.6	1.8	154	0.8	1.1	0.1
AB-17-11E	2b	191.0	118.9	99.3	69	4.7	0.79	3626	29.4	55.0	27.3	1.9	43	0.7	0.9	0.1
Punctual data																
AB-17-18A	2b	144.1	126.7	119.4	82	4.8	0.82	24984	10.8	39.4	40.9	3.6	20.5	10.2	12.4	1.0
AB-17-18B	2b	145.5	93.3	95.7	63	2.9	0.78	42585	19.6	68.4	52.4	3.5	36.2	9.8	12.7	1.0
AB-17-18C	2b	229.9	120.3	113.8	78	7.0	0.82	33557	12.0	41.1	37.7	3.4	22.0	12.8	15.6	1.3
AB-17-18E	2b	127.8	127.5	98.5	69	3.2	0.79	20493	8.3	27.5	35.9	3.3	15.0	11.4	14.4	1.2
AB-17-19A	2b	172.3	159.3	143.3	99	8.6	0.85	148729	122.7	5.9	55.9	0.1	124.4	9.9	11.6	0.9
AB-17-19B	2b	158.3	129.4	93.4	65	3.7	0.78	108144	103.9	11.9	48.2	0.1	107.0	8.4	10.7	0.9
AB-17-19I	2b	163.6	134.8	105.6	74	4.7	0.81	81674	58.3	4.8	32.2	0.1	59.5	11.3	14.0	0.8
Lucma profile																
AB-17-21A	1b + 1py	168.9	126.4	111.9	68	4.1	0.79	5878	50.8	144.1	61.4	2.8	85.7	0.6	0.7	0.1
AB-17-21C	2py	323.6	144.6	137.1	78	10.5	0.82	22398	55.6	290.9	91.1	5.2	125.8	1.5	1.8	0.1
AB-17-21D	2b	206.6	140.9	117.5	82	7.2	0.82	10613	35.4	102.9	40.6	2.9	60.3	1.5	1.8	0.1
AB-17-21E	1b + 1py	205.1	106.8	116.1	66	4.7	0.79	1580	4.7	15.7	5.3	3.3	8.5	1.6	2.0	0.2
AB-17-22B	1b + 1py	205.4	99.5	97.9	61	3.9	0.77	109443	72.5	16.5	83.3	0.2	76.9	11.8	15.4	1.2
AB-17-22C	2b	119.9	109.7	94.3	65	2.6	0.78	69585	47.1	87.0	103.1	1.8	68.4	8.5	10.9	0.9
AB-17-22D	2b	129.6	118.7	108.2	74	3.6	0.81	89394	60.5	14.5	71.9	0.2	64.3	11.5	14.3	1.1
AB-17-22E	1b + 1py	114.7	111.2	76.6	46	1.4	0.70	89806	71.4	14.5	56.4	0.2	75.2	9.9	14.2	1.1

EXHUMATION DIFFÉRENTIELLE DE LA CORDILLÈRE ORIENTALE AU TRAVERS D'UN RÉTRO-CHEVAUCHEMENT À VERGENCE SUD (DÉFLEXION D'ABANCAY, PÉROU)

Sample number	Morphology	Length (μm)	Width (μm)	Thickness (μm)	R_s (μm)	Weight (μg)	F_T	^4He (nccSTP /g)	^{238}U (ppm)	^{232}Th (ppm)	^{147}Sm (ppm)	Th/U	eU (ppm)	Age (Ma)	Corrected age (Ma)	$\pm 1 \sigma$
AB-17-25A	2b	102.2	136.5	83.7	56	2.0	0.75	129728	39.0	3.5	80.0	0.1	40.2	26.9	35.8	2.9
AB-17-25C	2b	108.8	92.3	96.5	63	2.2	0.78	586257	183.9	18.4	104.7	0.1	188.9	25.7	33.2	2.7
AB-17-25D	2b	144.5	124.5	80.2	54	2.6	0.74	266746	82.9	19.7	93.8	0.2	88.1	25.2	34.0	2.7
AB-17-25E	1b + 1py	170.3	139.4	127.3	75	5.1	0.81	131857	47.2	7.5	43.2	0.2	49.2	22.2	27.4	2.2
AB-17-26A	2b	216.8	111.0	104.5	72	5.6	0.80	37130	17.4	5.0	67.6	0.3	19.0	16.4	20.5	1.6
AB-17-26C	2b	165.1	141.7	129.0	89	6.6	0.84	11233	9.0	3.3	42.7	0.4	10.0	9.5	11.3	0.9
AB-17-28A	2py	217.7	93.7	84.3	49	2.8	0.72	15300	40.8	142.5	69.7	3.5	75.4	1.7	2.4	0.2
AB-17-28B	2py	191.5	104.5	79.3	46	2.3	0.70	13444	23.5	90.8	55.5	3.9	45.5	2.5	3.5	0.3
AB-17-28C	1b + 1py	228.1	117.4	88.6	57	4.1	0.75	11401	34.8	125.5	57.5	3.6	65.2	1.5	1.9	0.2
AB-17-28D	2b	157.3	150.2	121.8	85	5.9	0.83	21690	93.9	77.5	56.6	0.8	112.7	1.6	1.9	0.2
AB-17-28E	1b + 1py	145.7	100.6	94.0	57	2.4	0.75	31059	31.3	121.4	59.5	3.9	60.7	4.3	5.7	0.5
Limatambo profile																
AB-17-29A	2b	172.5	109.1	99.8	69	4.1	0.79	46518	37.9	83.0	7.5	2.2	57.8	6.7	8.4	0.7
AB-17-29B	2b	150.6	131.6	113.9	79	4.8	0.82	44428	21.3	59.1	6.9	2.8	35.5	10.4	12.7	1.0
AB-17-29C	1b + 1py	164.6	92.4	88.7	54	2.5	0.74	37896	19.2	54.1	11.9	2.8	32.3	9.8	13.2	1.1
AB-17-29D	1b + 1py	139.9	115.5	103.0	61	2.8	0.77	42107	23.3	66.6	10.8	2.9	39.3	8.9	11.6	0.9
AB-17-29E	1b + 1py	149.2	110.1	112.4	64	3.2	0.78	19662	13.4	31.7	8.7	2.4	31.0	7.8	10.0	0.8
AB-17-30B	1b + 1py	147.8	92.3	84.4	52	2.1	0.73	31674	22.5	40.6	8.2	1.8	32.2	8.2	11.2	0.9
AB-17-30C	1b + 1py	170.0	132.8	103.6	64	3.8	0.78	29403	14.2	35.4	8.8	2.5	22.7	10.8	13.9	1.1
AB-17-31A	2b	189.3	104.0	113.7	72	4.9	0.80	12508	11.6	33.1	8.0	2.9	19.6	5.3	6.7	0.5
AB-17-31C	1b + 1py	152.5	112.4	99.1	60	2.9	0.77	10929	11.0	23.3	4.8	2.1	16.6	5.5	7.1	0.4
AB-17-31E	1b + 1py	184.6	103.0	99.8	61	3.6	0.77	14176	9.6	32.4	10.7	3.4	17.4	6.8	8.8	0.5
AB-17-32A	2b	139.9	114.0	103.0	71	3.6	0.80	12686	9.6	32.4	4.5	3.4	17.4	6.1	7.6	0.6
AB-17-32B	2b	139.9	111.0	106.3	73	3.7	0.80	17613	11.9	30.3	6.1	2.6	19.2	7.6	9.5	0.8
AB-17-33A	2py	155.2	108.7	99.7	50	2.2	0.72	8244	7.4	19.0	7.0	2.6	11.9	5.7	7.9	0.5
AB-17-33B	1b + 1py	161.4	151.7	174.7	85	6.4	0.83	13196	15.3	33.0	14.8	2.2	23.2	4.7	5.6	0.3
AB-17-33C	2b	175.3	114.9	102.3	71	4.5	0.80	19221	36.9	31.1	5.6	0.8	44.3	3.6	4.5	0.3
AB-17-33D	1b + 1py	233.6	117.5	103.3	66	5.2	0.78	25030	18.9	27.2	7.6	1.4	25.4	8.2	10.4	0.6
AB-17-33E	2b	133.1	119.1	104.1	72	3.5	0.80	13308	11.2	21.8	11.5	1.9	16.4	6.7	8.3	0.5
AB-17-34A	2b	153.8	118.4	112.6	77	4.6	0.81	12084	11.3	29.9	9.2	2.6	18.5	5.4	6.7	0.5
AB-17-34B	2b	155.2	151.7	125.6	87	6.2	0.84	7372	7.6	27.1	7.7	3.6	14.1	4.4	5.2	0.4
AB-17-34C	2b	178.6	126.8	133.8	87	6.7	0.83	7112	10.3	31.9	17.8	3.1	18.0	3.3	4.0	0.3
AB-17-34D	1b + 1py	138.5	92.8	94.6	55	2.2	0.75	5905	8.1	19.5	5.5	2.4	12.8	3.8	5.1	0.4
AB-17-34E	2b	180.0	104.0	97.3	67	4.0	0.79	5074	6.8	26.9	11.2	3.9	13.4	3.2	4.0	0.3
AB-17-35D	1b + 1py	203.3	121.7	97.0	62	4.1	0.77	5720	15.3	25.9	8.9	1.7	21.6	2.2	2.9	0.2
AB-17-35E	2b	142.2	104.0	96.0	66	3.1	0.78	12729	11.6	30.8	6.1	2.7	19.0	5.6	7.1	0.6
AB-17-36A	1b + 1py	141.7	103.0	105.4	60	2.7	0.77	9698	23.5	41.8	8.5	1.8	33.6	2.4	3.1	0.3
AB-17-36D	1b + 1py	159.8	108.0	98.8	60	3.0	0.77	5544	9.4	32.3	6.6	3.4	17.2	2.7	3.5	0.3
AB-17-36E	1b + 1py	185.6	127.8	123.1	74	5.2	0.81	3274	12.6	37.8	10.5	3.0	21.8	1.3	1.6	0.1

Sample number	Morphology	Length (μm)	Width (μm)	Thickness (μm)	R_s (μm)	Weight (μg)	F_T	^4He (nccSTP) (μg)	^{238}U (ppm)	^{232}Th (ppm)	^{147}Sm (ppm)	Th/U	eU (ppm)	Age (Ma)	Corrected age (Ma)	$\pm 1 \sigma$
Abancay profile																
AB-17-37A	2py	242.4	123.1	124.9	67	5.8	0.79	70766	88.7	113.0	23.4	1.3	115.9	5.1	6.4	0.5
AB-17-37B	2b	117.0	113.1	102.0	70	2.9	0.80	72471	82.8	104.3	22.2	1.3	108.0	5.6	7.0	0.6
AB-17-37C	1b + 1py	252.1	139.2	111.4	71	6.8	0.80	51165	63.5	75.0	12.2	1.2	81.6	5.2	6.5	0.5
AB-17-37D	1b + 1py	188.6	131.7	90.8	57	3.5	0.75	38099	44.3	45.9	18.3	1.0	55.5	5.7	7.6	0.6
AB-17-38A	1b + 1py	240.0	120.8	127.5	75	6.9	0.81	53821	50.9	59.8	15.8	1.2	65.3	6.8	8.5	0.7
AB-17-38B	1b + 1py	253.5	131.6	143.7	82	8.8	0.83	52415	52.3	56.4	16.8	1.1	65.9	6.6	8.0	0.6
AB-17-38C	2py	297.4	144.3	152.1	80	10.2	0.82	67076	70.5	75.4	18.4	1.1	88.7	6.3	7.6	0.6
AB-17-38D	1b + 1py	260.3	132.9	148.7	83	9.3	0.83	77615	74.9	87.9	19.9	1.2	96.1	6.7	8.1	0.6
AB-17-38E	1b + 1py	201.6	118.6	97.0	61	4.0	0.77	13309	21.2	40.3	13.1	1.9	31.0	3.6	4.6	0.4
AB-17-39C	1b + 1py	189.9	129.1	131.6	77	5.8	0.81	55767	61.8	41.0	27.6	0.7	71.8	6.4	7.9	0.6
AB-17-39D	2py	184.7	109.1	99.3	53	2.9	0.74	95376	116.8	113.2	19.5	1.0	144.0	5.5	7.4	0.6
AB-17-40A	1b + 1py	236.8	118.4	124.1	73	6.6	0.81	137948	171.0	73.7	33.9	0.4	188.9	6.1	7.5	0.6
AB-17-40B	2py	208.5	115.2	112.9	60	4.1	0.77	50558	68.0	69.9	28.2	1.0	84.9	4.9	6.5	0.5
AB-17-40C	1b + 1py	246.8	127.6	137.1	79	8.0	0.82	92739	112.4	67.5	28.2	0.6	128.7	6.0	7.3	0.6
AB-17-40D	2py	228.0	156.4	160.7	76	7.5	0.81	103926	113.9	73.5	28.6	0.6	131.7	6.5	8.1	0.6
AB-17-40E	1b + 1py	196.6	127.8	104.4	65	4.5	0.78	49030	70.7	42.0	14.7	0.6	80.8	5.0	6.4	0.5
AB-17-41A	1b + 1py	223.5	130.8	125.3	77	6.8	0.81	25929	13.0	21.9	17.4	1.7	18.3	11.8	14.5	1.2
AB-17-41B	1b + 1py	115.1	102.6	95.1	55	1.8	0.74	50384	18.0	17.6	10.3	1.0	22.3	18.8	25.3	2.0
AB-17-41C	2py	220.1	120.8	103.9	58	4.1	0.76	40105	19.7	21.8	16.2	1.1	25.0	13.3	17.6	1.4
AB-17-41D	2b	159.7	111.0	133.5	77	4.9	0.81	27300	10.1	26.9	17.6	2.7	16.6	13.7	16.8	1.3
AB-17-41E	1b + 1py	186.6	136.7	122.4	74	5.4	0.81	37150	23.1	9.4	5.2	0.4	25.4	12.1	15.0	1.2
AB-17-42A	2b	180.0	128.0	121.7	83	6.3	0.83	67778	44.1	34.7	13.7	0.8	52.4	10.7	12.9	1.0
AB-17-42B	2b	144.5	131.5	125.3	86	5.3	0.83	25104	18.5	20.0	22.4	1.1	23.4	8.9	10.7	0.9
AB-17-42C	2py	215.5	109.2	112.5	59	4.1	0.76	100130	68.3	52.9	14.8	0.8	81.0	10.2	13.4	1.1
AB-17-42D	1b + 1py	177.1	101.4	123.1	63	3.7	0.77	72476	48.0	28.3	11.8	0.6	54.9	10.9	14.1	1.1
AB-17-43A	1b + 1py	166.4	107.7	90.1	56	2.8	0.75	49427	40.8	7.3	12.7	0.2	42.6	9.6	12.8	1.0
AB-17-43C	2b	162.4	92.5	84.9	58	2.8	0.76	35909	33.7	5.4	19.1	0.2	35.1	8.5	11.2	0.9
AB-17-43D	2b	196.5	91.5	99.8	63	3.9	0.77	49624	45.3	25.0	20.1	0.6	51.5	8.0	10.3	0.8
AB-17-43E	2b	164.1	97.0	92.8	63	3.3	0.78	43734	52.5	20.7	10.1	0.4	57.5	6.3	8.1	0.6
AB-17-44A	1b + 1py	214.1	111.7	100.7	63	4.5	0.78	144444	129.5	14.1	13.7	0.1	132.9	9.0	11.6	0.9
AB-17-44B	1b + 1py	100.0	113.9	180.9	60	2.1	0.76	86599	83.7	19.7	7.7	0.2	88.4	8.1	10.6	0.8
AB-17-44C	2b	184.0	139.2	113.9	79	6.0	0.82	76257	76.9	12.9	9.1	0.2	80.0	7.9	9.6	0.8
AB-17-44D	1b + 1py	153.7	110.1	102.3	61	3.0	0.77	94100	95.5	39.5	18.5	0.4	105.0	7.4	9.6	0.8
AB-17-44E	2b	135.7	109.8	110.2	74	3.7	0.81	134264	88.5	52.8	17.6	0.6	101.2	11.0	13.6	1.1

EXHUMATION DIFFÉRENTIELLE DE LA CORDILLÈRE ORIENTALE AU TRAVERS D'UN RÉTRO-CHEVAUCHEMENT À VERGENCE SUD (DÉFLEXION D'ABANCAY, PÉROU)

Sample number	Morphology	Length (μm)	Width (μm)	Thickness (μm)	R_s (μm)	Weight (μg)	F_T	^4He (nccSTP /g)	^{238}U (ppm)	^{232}Th (ppm)	^{147}Sm (ppm)	Th/U	eU (ppm)	Age (Ma)	Corrected age (Ma)	$\pm 1 \sigma$
Incahuasi profile																
AB-17-55A	1b + 1py	213.1	157.1	139.1	84	8.0	0.83	5526	21.0	37.7	40.6	1.8	30.2	1.5	1.8	0.1
AB-17-55B	1b + 1py	198.3	117.2	110.1	68	4.7	0.79	6030	28.8	47.5	47.3	1.6	40.4	1.2	1.6	0.1
AB-17-55C	2py	221.1	116.7	102.2	58	4.0	0.76	10533	32.4	50.0	51.4	1.5	44.7	2.0	2.6	0.2
AB-17-55D	2b	183.2	129.2	124.5	85	6.6	0.83	5988	21.5	36.6	52.4	1.7	30.5	1.6	2.0	0.2
AB-17-55E	1b + 1py	196.2	138.4	132.4	79	6.4	0.82	4848	27.3	41.8	43.6	1.5	37.6	1.1	1.3	0.1
Note :																
Morphology refers to the apatite geometry. 2py : 2 hexagonal pyramids; 1b : 2 broken faces; 1b + 1py : 1 broken face & 1 hexagonal pyramid.																
F _T is the ejection correction factor and R _s is the sphere equivalent radius of hexagonal crystal (Gautheron et al., 2012; Ketcham et al., 2011).																

TABLE 6.5 – Apatite (U-Th-Sm)/He data

Sample number	n	ρ_s (10^5 cm $^{-2}$)	N_s	ρ_i (10^5 cm $^{-2}$)	N_i	ρ_d (10^5 cm $^{-2}$)	P (χ_2)	Disper- sion (%)	Central age (Ma)	$\pm 2 \sigma$	U (ppm)	$\pm 1 \sigma$	n Dpar	MDpar (μ m)	n TL	MTL (μ m)
Ocobamba profile																
AB-17-05	23	0.99	(140)	27.7	(3915)	12.0	100.0	0.0	5.9	1.1	35	2	88	1.09	6	11.43
AB-17-06	24	0.47	(69)	21.3	(3155)	12.0	99.3	0.1	3.6	0.9	27	1	82	1.12	3	12.34
AB-17-07	22	0.64	(90)	29.2	(4098)	12.0	84.6	0.4	3.6	0.8	36	1	68	1.27	5	10.92
AB-17-08	25	0.85	(136)	40.6	(6486)	12.0	93.6	0.2	3.5	0.7	51	2	106	1.16	12	11.48
AB-17-11	20	0.73	(79)	34.3	(3725)	12.1	99.7	0.1	3.5	0.8	43	2	96	1.30	1	9.8
Punctual data																
AB-17-13	30	0.65	(106)	18.3	(3007)	12.1	100.0	0.0	5.9	1.3	23	1	66	1.24	5	10.76
AB-17-15	26	0.07	(9)	4.15	(568)	12.1	99.3	0.2	2.6	1.9	5	0	52	1.18	N.D.*	N.D.*
AB-17-18	25	1.01	(160)	6.82	(1081)	12.1	100.0	0.1	24.7	4.6	8	1	109	1.53	3	10.83
AB-17-19	25	4.32	(476)	34.2	(3762)	12.2	87.0	0.3	21.1	2.7	42	2	139	1.29	10	11.48
Lucma profile																
AB-17-22	22	3.98	(388)	33.7	(3285)	12.2	87.1	0.3	19.8	2.7	41	2	115	1.15	5	10.87
AB-17-23	18	6.79	(314)	46.4	(2090)	12.2	47.4	6.9	25.2	3.8	57	3	92	1.16	7	11.72
AB-17-25	18	16.5	(901)	73.0	(3979)	12.3	51.7	4.0	38.2	4.4	89	3	121	1.80	7	13.59
AB-17-26	24	2.95	(286)	24.8	(2393)	12.3	99.9	0.1	20.2	3.0	30	1	117	1.21	7	11.64
Limatambo profile																
AB-17-29	19	4.97	(307)	24.8	(1532)	13.8	96.0	0.1	37.9	5.7	27	2	96	1.65	8	11.99
AB-17-31	20	1.52	(109)	10.6	(764)	13.8	94.6	0.3	27.1	5.9	12	1	116	1.32	3	12.15
AB-17-32	20	1.90	(133)	14.5	(1017)	13.9	98.5	0.1	24.9	5.0	16	1	151	1.42	2	11.69
AB-17-33	22	1.87	(159)	17.6	(1499)	13.9	93.1	0.2	20.2	3.8	19	1	117	1.19	3	12.46
AB-17-36	18	1.95	(120)	16.3	(1000)	14.0	66.4	0.6	23.0	4.8	17	1	70	1.30	3	10.68
Abancay profile																
AB-17-37	20	4.44	(244)	50.6	(2778)	14.0	100.0	0.1	16.9	2.6	54	2	103	1.24	3	12.10
AB-17-38	20	6.94	(647)	69.4	(6470)	14.0	100.0	0.0	19.3	2.3	74	2	113	2.15	18	12.43
AB-17-39	20	4.77	(506)	49.6	(5262)	14.1	99.9	0.1	18.6	2.4	53	2	102	1.57	5	11.38
AB-17-40	20	5.73	(532)	62.9	(5837)	14.1	92.2	0.1	17.6	2.2	67	2	80	1.47	7	10.94
AB-17-41	26	3.27	(544)	18.3	(3041)	14.1	99.9	0.1	34.6	4.3	19	1	118	1.42	N.D.*	N.D.*

EXHUMATION DIFFÉRENTIELLE DE LA CORDILLÈRE ORIENTALE AU TRAVERS D'UN RÉTRO-CHEVAUCHEMENT À VERGENCE SUD (DÉFLEXION D'ABANCAY, PÉROU)

Sample number	n	ρ_s (10^5 cm $^{-2}$)	N_s	ρ_i (10^5 cm $^{-2}$)	N_i	ρ_d (10^5 cm $^{-2}$)	P (χ_2)	Disper- sion (%)	Central age (Ma)	$\pm 2 \sigma$	U (ppm)	$\pm 1 \sigma$	n Dpar	MDpar (μ m)	n TL	MTL (μ m)
AB-17-42	26	5.48	(764)	34.1	(4761)	14.1	87.2	0.6	31.1	3.6	36	1	137	1.46	7	11.72
AB-17-44	25	5.15	(632)	44.6	(5477)	14.2	98.1	0.2	22.4	2.7	47	2	146	1.70	21	11.37
Incahuasi profile																
AB-17-51	14	0.45	(18)	9.66	(389)	14.2	12.7	44.0	9.0	5.2	10	1	32	1.41	N.D.*	N.D.*
AB-17-55	27	0.88	(64)	25.1	(1833)	14.2	9.0	39.1	6.6	2.1	26	1	108	0.98	6	10.71
Previous studies																
LK95/200†	30	N.R.§	N.R.§	N.R.§	N.R.§	N.R.§	46.5	N.R.§	2.2	0.5	N.R.§	N.R.§	N.R.§	N.R.§	N.R.§	N.R.§
LK95/202†	30	N.R.§	N.R.§	N.R.§	N.R.§	N.R.§	97.0	N.R.§	2.4	0.5	N.R.§	N.R.§	N.R.§	N.R.§	N.R.§	N.R.§
Pi6.1#	23	2.27	(456)	20.7	(4159)	11.0	10.0	N.R.§	22.5	N.R.§	23	2	40	2.68	41	11.21
Pi6.2#	16	1.55	(168)	13.8	(1491)	10.9	100.0	N.R.§	22.0	N.R.§	17	2	20	2.78	31	13.40
Pi6.3#	20	1.74	(323)	16.2	-(3005)	10.8	99.5	N.R.§	20.8	N.R.§	18	1	44	2.87	37	14.04
Pi6.4#	20	0.69	(137)	6.21	(1242)	10.7	98.0	N.R.§	21.1	N.R.§	7	2	28	2.37	46	12.76
Pi6.5#	19	0.79	(148)	9.05	(1701)	10.6	100.0	N.R.§	16.5	N.R.§	10	2	43	2.55	34	13.13
Pi6.6#	20	1.04	(203)	12.0	(2354)	10.5	87.0	N.R.§	16.2	N.R.§	14	1	31	2.61	21	13.36
Pi6.7#	20	1.09	(141)	12.7	(1637)	10.4	93.0	N.R.§	16.0	N.R.§	16	2	23	2.72	35	12.89
Pi6.8#	20	0.86	(140)	10.2	(1662)	10.3	93.0	N.R.§	15.5	N.R.§	12	2	17	2.98	30	12.45

Note :

Fission-track age is given as Central Age (Galbraith and Laslett, 1993). Samples were counted dry with a BX51 Olympus microscope at 1250x magnification. Ages were calculated with the BINOMFIT program (Ehlers et al., 2005), using a zeta value of 275.18 ± 11.53 and the IRMM 540 uranium glass standard (15 ppm U). MDpar = mean Dpar value, MTL = mean track lengths of horizontally confined tracks.

*N.D. = no data

†Previous data (Kernan, 2008). For samples LK95/200 and LK95/202, elevations are respectively 3.1 and 2.1 km.

§N.R. = not reported

#Previous data (Ruiz et al., 2009).

Respective sample elevation are : Pi6.1 : 3.87 km ; Pi6.2 : 3.80 km ; Pi6.3 : 3.65 km ; Pi6.4 : 3.45 km ; Pi6.5 : 3.25 km ; Pi6.6 : 3.10 km ; Pi6.7 : 3.00 km ; Pi6.8 : 2.85 km.

TABLE 6.6 – Apatite fission track data

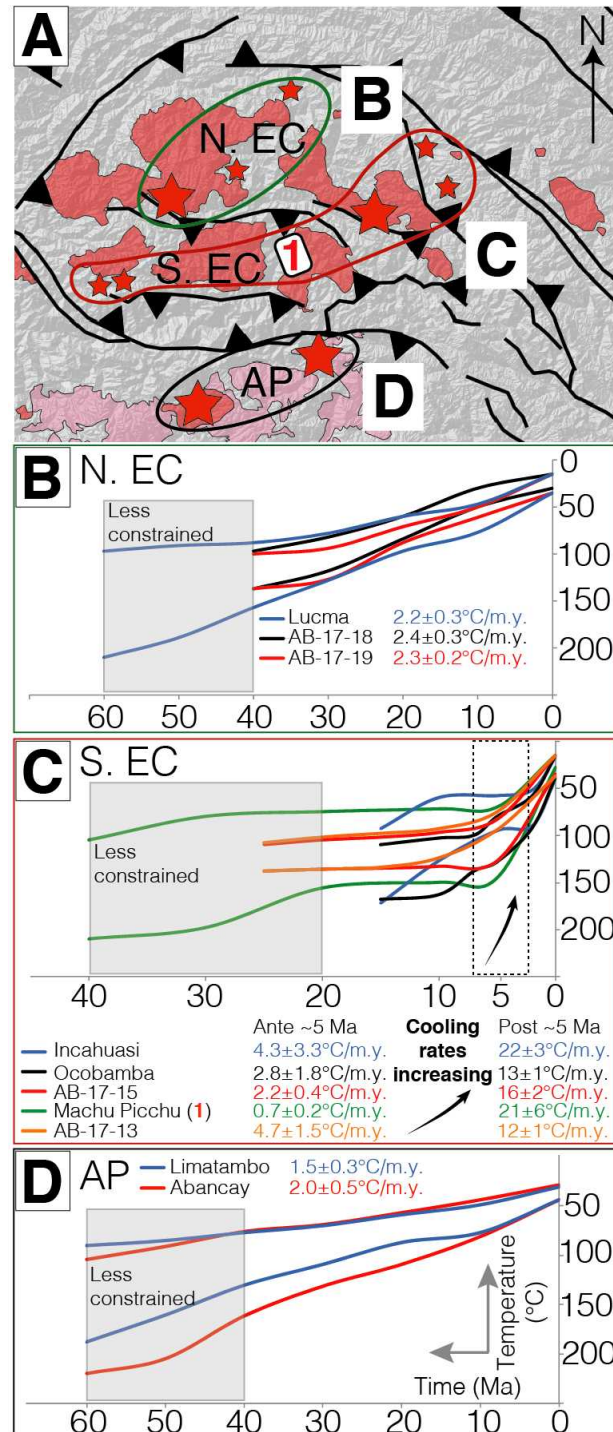


FIGURE 6.6 – Time-temperature paths derived from thermochronological data (QTQt, Gallagher, 2012). A) Latitudinal segmentation of the Abancay Deflection according to the thermal story behavior modeled with QTQt. N. EC : Northern Eastern Cordillera ; S. EC : Southern Eastern Cordillera ; AP : Altiplano. B, C, D : Synthesis of time-temperature paths (colored lines) derived from QTQt (95% reliability). Colored numbers refers to the cooling rates. See the supplementary data for details.

EXHUMATION DIFFÉRENTIELLE DE LA CORDILLÈRE ORIENTALE AU TRAVERS D'UN RÉTRO-CHEVAUCHEMENT À VERGENCE SUD (DÉFLEXION D'ABANCAY, PÉROU)

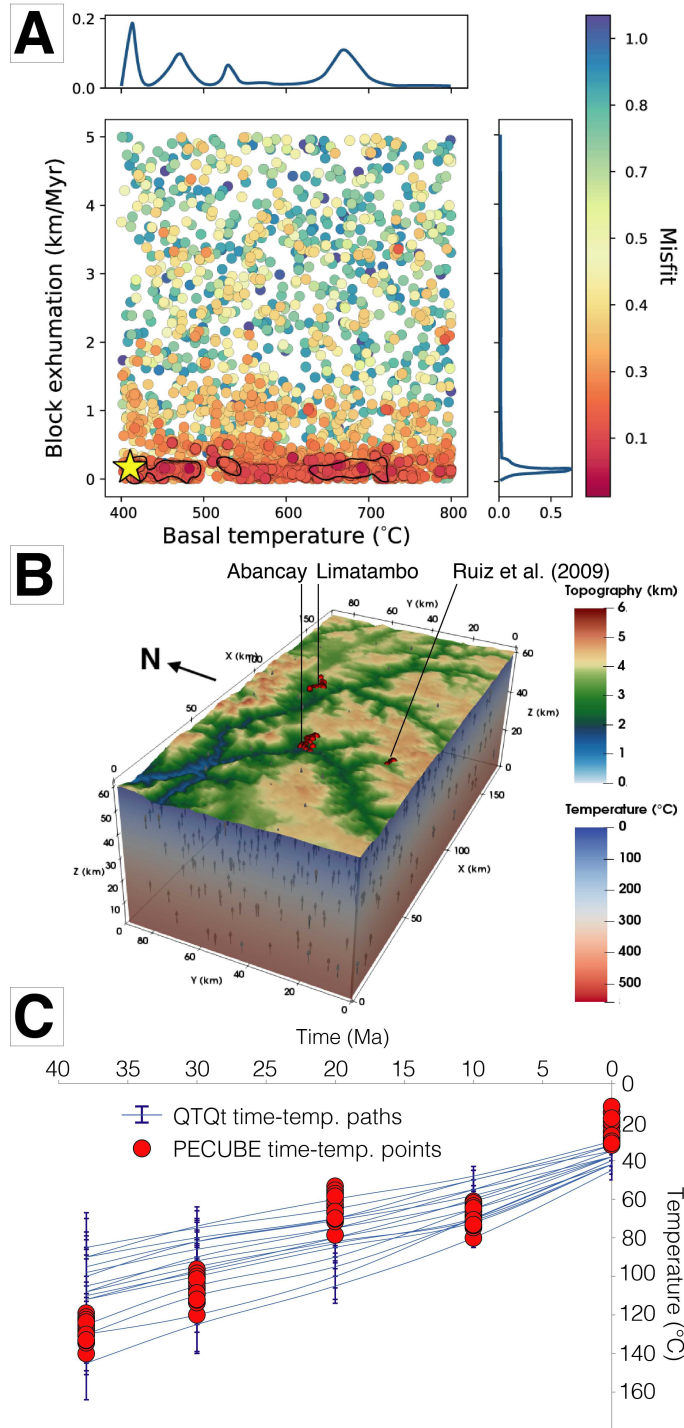


FIGURE 6.7 – 3D inversion results derived from PECUBE for the Altiplano. A) Graphic presents the results of inversion of block exhumation vs. basal temperature. Each colored point corresponds to one forward model. Blue curves are the probability density for each parameter. The yellow star is the best model. B) Crustal block model for the Altiplano. C) Direct comparison of time-temperature paths derived from QTQt and computed ones derived from PECUBE.

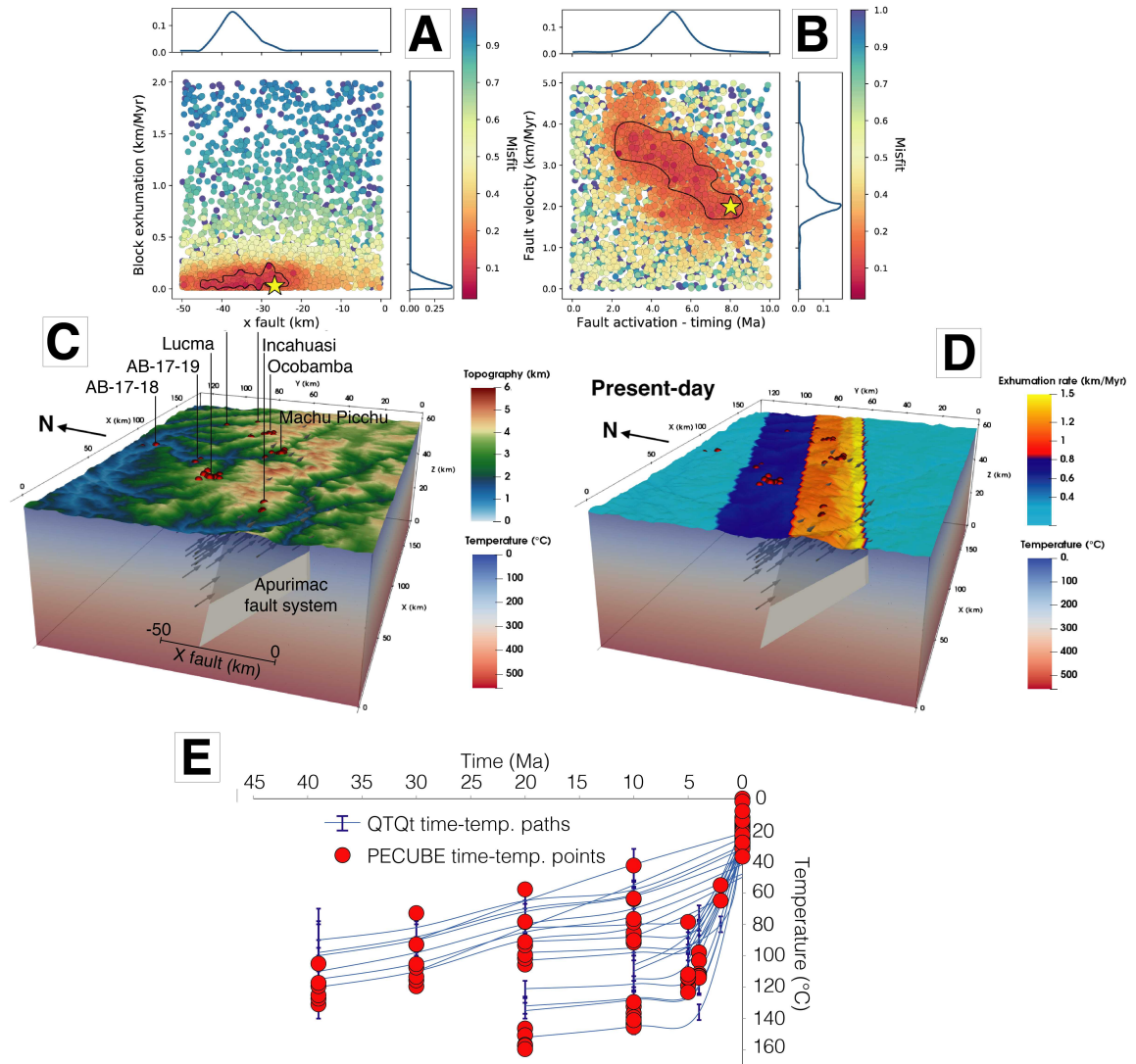


FIGURE 6.8 – 3D inversion results derived from PECUBE for the Eastern Cordillera. A) Results of inversion of block exhumation vs. position of the fault at 25 km-depth (x fault). B) Results of inversion of the fault velocity vs. timing of activation of the Apurimac fault system. Each colored point corresponds to one forward model. Blue curves are the probability density for each parameter. The yellow stars are the best models. C) Crustal block model for the Eastern Cordillera. D) Exhumation pattern for the Eastern Cordillera since ~ 5 Ma. E) Direct comparison of time-temperature paths derived from QTQt and computed ones derived from PECUBE.

6.1.6 Discussion

6.1.6.1 Exhumation rates computation and validation

Processed cooling rates derived from QTQt with a constant, linear and uniform geothermal gradient of $18 \pm 4^\circ\text{C}/\text{km}$ (Henry and Pollack, 1988), Age-elevation relationship (AER) computation from Glotzbach et al. (2011) and PECUBE inversions reveal from three independent methods a very consistent range of exhumation and high data reproducibility (Fig. 6.9). Thus indicating that assumed implemented geothermal gradient for these modeling is good, even if it is not constrained by PECUBE inversion (Fig. 6.7A). This issue is frequently encountered in this type of modeling (*e.g.* Robert et al., 2011) and can be bypassed only by imposing thermal parameters values that fit to the regional geothermal gradient. Samples for the Abancay Deflection area do not need any burial or reheating events.

We separated the studied area in three zones derived from the exhumation rates pattern. The Altiplano and the northern Eastern Cordillera experienced the same exhumation trends between 40 and 0 Ma (0.2 ± 0.1 km/m.y., Fig 6.9). The southern Eastern Cordillera registered the same exhumation magnitude from 20 to 5.3 ± 1.5 Ma followed by an exhumation rates increasing rating 1.2 ± 0.4 km/m.y. (Fig. 6.9). Even if the thermochronological data modeling for the southern Abancay Deflection is temporally limited at 20 Ma (Fig 6.6C and 6.8E) we assume that this portion of the Eastern Cordillera registered the same exhumation rates of its neighbors (Altiplano and northern Eastern Cordillera) between 40 and 20 Ma. The exhumation acceleration is spatially framed southward by the Apurimac fault system. We thus speculate that the differential exhumation pattern registered in the Abancay Deflection is driven by tectonic uplift through the Apurimac fault system.

The thermal perturbation associated to the magmatic arc activity between ~ 50 and ~ 30 Ma (Mamani et al., 2010) is not registered by thermochronological record. This phenomenon can be explained by three reasons :

1. Present-day outcropping rocks were too deep and thus too hot to register a reheating event.
2. For the southern Eastern Cordillera, the higher exhumation rates should erase the thermal signal
3. The thermal perturbation was too spatially and/or temporally localized and did not affect the thermochronometric systems.

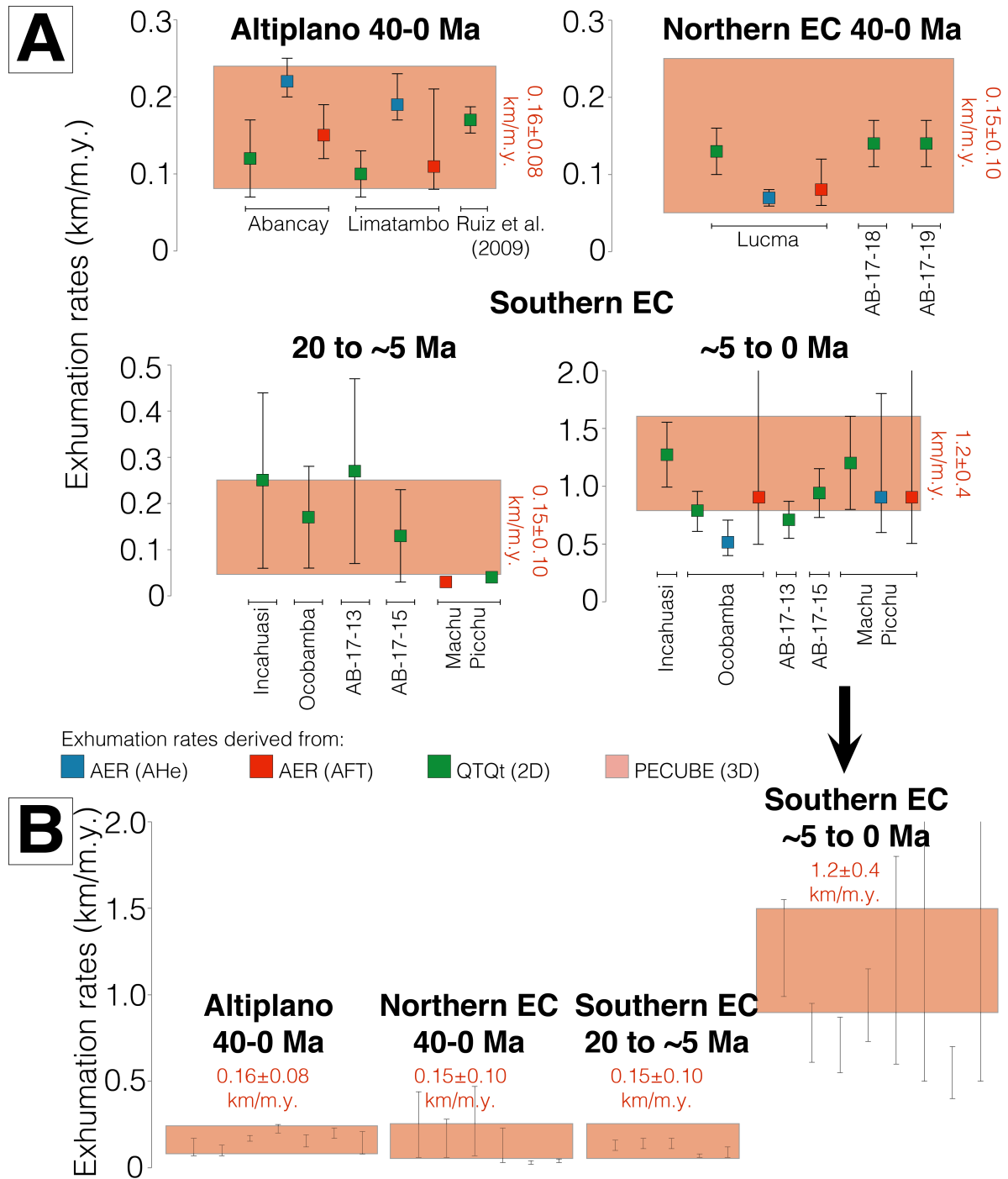


FIGURE 6.9 – Exhumation rates derived from AER, QTQt and PECUBE. A) Exhumation rates data per vertical profile and individual sample for the Abancay Deflection. B) Compilation of the displayed data in the figure “A”.

6.1.6.2 Relief amplification – Incision proxy

Even if the relief amplification factor does not converge and cannot be quantified for the Altiplano and the Eastern Cordillera via PECUBE inversions (Supplementary Material), forward modeling needs an increase of this parameter between 10 and 0 Ma to reproduce accurately the data even if this parameter is not a first order parameter (manually tested by forward modeling). As this parameter could be interpreted as a proxy for incision, we linked this need for increase of relief to the capture of the Abancay Deflection system by the drainage network (Urubamba and Apurimac hydrographic systems; Gérard et al. submitted) and subsequent incision between 10 and 0 Ma. The capture of the Abancay deflection likely occurred around ~ 5 Ma (thermochronological record; van Heiningen et al., 2005; Gérard et al., submitted).

6.1.6.3 Exhumation of the Abancay Deflection between 40 and ~ 5 Ma

The entire Abancay Deflection register a steady, moderate and uniform exhumation between 40 to ~ 5 Ma of 0.2 ± 0.1 km/m.y (Fig. 6.9). This value is highly consistent with those inferred from Ruiz et al. (2009) between 38 and 14 Ma and paleobotanic records implying surface uplift of ~ 0.2 km/m.y. for Miocene time in the Altiplano (Gregory-Wodzicki, 2000). Even if the Peruvian Altiplano experienced crustal deformation during Miocene delimitating intra-mountainous basins (Tinajani, Punacancha, Paruro basins; Carlotto, 2013; Horton et al., 2014), there is no evidence for exhumation acceleration related to these crustal phenomenon. Surprisingly, although the Bolivian Eastern Cordillera registered tectonic exhumation between 50 and 15 Ma (Barnes et al., 2012), our data and models favor a unique and widespread exhumation mechanism. Consequently, we interpret these steady and uniform exhumation rates as the recording of low denudation processes affecting the Abancay Deflection in an internally drained environment (Gérard et al., submitted). Furthermore, contemporaneously to the Bolivian Orocline bending during Miocene, the Abancay Deflection was structured in a left-lateral transpressional context (Dalmayrac et al., 1980) associated to lateral rock advection coming from the south. The crustal tectonic regime dominated by horizontal motions cannot be register by the thermochronological record and easily modeled by balanced cross-section (Gotberg et al., 2010). Moreover, this exhumation rate of ~ 0.2 km/m.y. between 40 and ~ 5 Ma is consistent with the large-scale and steady surface uplift of the Eastern Cordillera and the Altiplano modeled by Sundell et al. (2019) (~ 0.1 km/m.y). These observations are compatible with large-scale tectonic shortening (Lamb, 2011; Phillips et al., 2012) and/or a lower crustal flow (Husson and Sempere, 2003; Tassara, 2005; Ouimet and Cook, 2010). We cannot, however, exclude a rapid surface uplift of the northern Altiplano between ~ 10 and ~ 5 Ma (~ 0.4 km/m.y; Kar et al., 2016). Indeed, in a potential internally drained context (Gérard et al., submitted), denudation rates are low. Consequently, the Altiplano should rise rapidly without prominent incision and exhumation. Exhumation rates could stay stable despite rapid surface uplift. Nevertheless, it has been demonstrated that the surface uplift acceleration is an artifact driven by the climatic variability (Ehlers and Poulsen, 2009). We thus favor the hypothesis of a steady,

slow and continuous surface uplift and exhumation between 40 to 5 Ma. As a result, we eliminate the potential implication of one or multiple lithospheric delamination events implying pulses of surface uplift (Garzione et al., 2017) for Miocene time.

6.1.6.4 The particular case of the southern Eastern Cordillera – Increased exhumation since ~5 Ma

While the exhumation rates remain stable for the Altiplano and northern Eastern Cordillera, the southern Eastern Cordillera framed southward by the Apurimac fault system register an order-of-magnitude acceleration of exhumation since ~5 Ma mixing incision and tectonic uplift (This study; Gérard et al., submitted). The ~5 Ma localized pulse of exhumation affecting the southern Eastern Cordillera cannot be explained by large scale phenomenon such as lithospheric delamination (Sobolev and Babeyko, 2005; Garzione et al., 2006). Furthermore it does not fit in terms of timing. Only localized structures could explain the pattern of thermochronological ages and exhumation. PECUBE inversion favors the implication of the inherited crustal scale Apurimac fault system to explain the 3D thermochronological data pattern, by tilting the southern Eastern Cordillera. In such deflected thrust pattern, it is geometrically difficult to link the southern Eastern Cordillera to a ramp located beneath and connected to the subandean front. Furthermore, as the Subandean front is active since ~14 Ma (Espurt et al., 2011), we would expect an exhumation signal in the Eastern Cordillera earlier than the one we get at ~5 Ma. The Apurimac fault system appears to be the most likely structure tilting the Eastern Cordillera (Fig 6.8) associated to backthrusting activity with a relatively low north-dipping angle of ~40° (Fig 6.8A). Although, thick-skinned backthrusts were documented as active since the late-Miocene to the north of the Abancay Deflection (Shira mountains; Gautheron et al., 2013; Wimpenny et al., 2018; Huaytapallana fault; Dorbath et al., 1990) we document for the first time the recent tectonic activity (< 5 Ma) in the Abancay region through the Apurimac fault system south-verging backthrusting.

6.1.6.5 Drivers for the Apurimac fault system re-activation as a thrust

The Abancay Deflection is framed northward by the Subandean zone tectonically active since ~14 Ma (Espurt et al., 2011). To the south, the Altiplano registers extensional faulting since the Quaternary (Sébrier et al., 1985; Wimpenny et al., 2018). In between, we demonstrate that the Eastern Cordillera is tilted through the south-verging backthrust of the Apurimac fault system active since ~5 Ma (Fig 6.10). Considering the orogenic prism balancing theory (Willett et al., 1993; Whipple and Meade, 2004), the tectonic shortening transfer from the Altiplano to the Subandes (~15 Ma in Bolivian Andes; Horton, 2005; Norton and Schlunegger, 2011; Anderson et al., 2018) is triggered by sediment accumulation into the foreland basin (paleo-Subandean zone; Mosolf et al., 2011) ruled by the late-Miocene South-American monsoon intensification (Poulsen et al., 2010). Thus, how to explain the out-of-sequence Apurimac back thrust activity?

The Abancay Deflection is the only region at the scale of the Altiplano where the hydrographic network reached the core of the orogen after crossing through the entire Eastern Cordillera (Apurimac and Urubamba Rivers ; Fig 6.1). The river capture, incision and subsequent denudation was probably triggered and enhanced by wetter conditions emplacement during the late-Miocene (Poulsen et al., 2010) and the Pliocene climate variability (Peizhen et al., 2001 ; Lease and Ehlers, 2013). According to its reverse faulting timing initiation (~ 5 Ma), the Apurimac fault system is an out-of-sequence thrust. We thus interpret the tectonic evolution of the Abancay Deflection linking the climate evolution and the tectonic transfer regarding the orogenic prism rebalancing and geodynamic settings :

1. Late-Miocene precipitation intensification (Poulsen et al., 2010) on the eastern flank of the Peruvian Andes favored the regressive erosion through the protos-Apurimac and Urubamba Rivers. These paleo-rivers captured and incised the internally drained paleo- Abancay Deflection.
2. Consequently, this capture enhanced the denudation process. Rivers deeply carved the Eastern Cordillera. Sediments were exported toward the foreland basin (Paleo-Subandes).
3. By orogenic prism rebalancing, Subandean deformation propagated northward at ~ 5 Ma (Mosolf et al., 2011 ; Gautheron et al., 2013). In the core of the orogen, mass removal favored the tectonic uplift of the denudated southern Eastern Cordillera through the Apurimac fault system (Fig 6.10).
4. Focused deformation location on the Apurimac fault system is probably explained by its peculiar position at the northern edge of the Arequipa terrane (Fig 6.10 ; Loewy et al., 2004). The south-verging Apurimac fault system plays the role of a buttress on which is rooted the north-verging Subandean thrust ramp forming a crustal-scale flower structure with the underplated Arequipa terrane southward and the Brazilian shield northward (Fig 6.10). The northward advance of the Arequipa terrane is still an ongoing process according to GPS measures that favor the current Bolivian Orocline bending (Allmendinger et al., 2005).

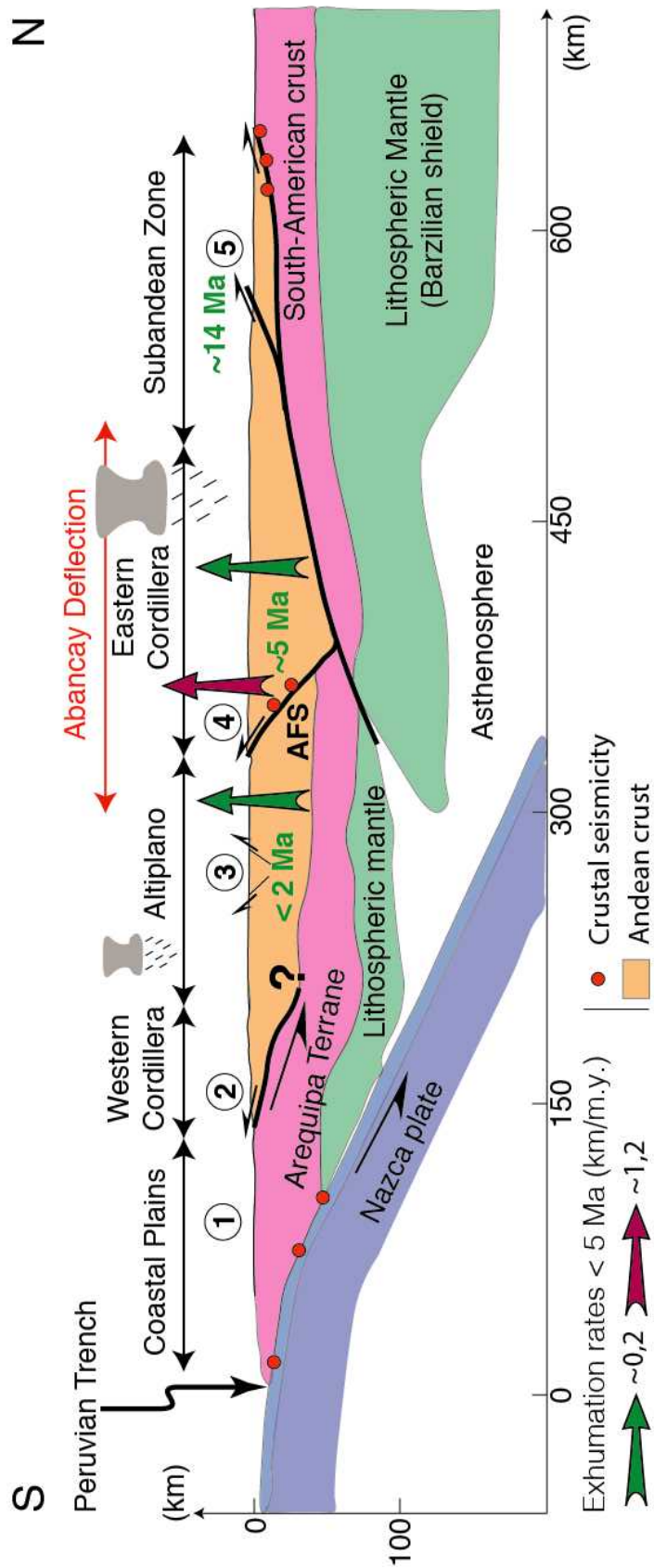


FIGURE 6.10 – Andean orogenic model crossing through the Abancay Deflection since ~ 5 Ma. Modified after the double-vergence prism orogenic model of Armijo et al. (2015). Green numbers refer to the initiation timing of the associated crustal deformation. Black circled numbers refer to the compiled previous studies : 1 : Loewy et al. (2004) ; Ramos (2008, 2010) ; 2 : Armijo et al. (2015) ; 3 : Sébrier et al. (1985) ; Mercier et al. (1992) ; Wimpenny et al. (2018) ; 4 : This study ; 5 : Espurt et al. (2011) ; Gautheron et al. (2013). AFS means Apurimac Fault System.

6.1.7 Conclusion

Our new thermochronological data and modeling from the Abancay Deflection reveal steady and constant exhumation rates for the whole studied area between 40 and ~ 5 Ma (~ 0.2 km/m.y.). We interpret it as the result of large-scale crustal shortening and/or lower crustal flow associated to low denudation rates in an internally drained area. The differential exhumation of the area initiated at ~ 5 Ma, characterized by the 10-times increase of exhumation rates for the southern Eastern Cordillera (~ 1.2 km/m.y.), is driven by incision (capture of the paleo-endorheic environment) and enhanced by tectonic uplift through the Apurimac fault system activation as south-verging backthrusting. For the first time, we document the recent (< 5 Ma) and ongoing tectonic activity of this fault system. The late-Miocene precipitation intensification and the Arequipa terrane underplating probably triggered the re-activation of this out-of sequence inherited crustal-scale thrust.

6.1.8 Acknowledgements

This work was supported by the IRD (Institut de Recherche pour le Développement), ISTerre, the INSU (Institut National des Sciences de l'Univers), and the ANR-12-NS06-0005-01 project for the AHe analysis. We are grateful to the SERNANP, the INGEMMET (Cusco-PATA convenio 006-2016-Fondecyt) and the National Archaeological Park of Machu Picchu, for allowing us to work along the Inca trail and for the provided facilities. We thank P.H. Leloup and G. Mahéo (Géode laboratory, Lyon) and the GTC platform (F. Coeur & F. Sénebier, ISTerre, Grenoble) for sample processing, as well as M. Balvay, R. Pinna-Jamme & F. Haurine for assistance during AFT and AHe dating.

6.1.9 Reference cited

Allmendinger, R.W., Smalley, R., Bevis, M., Caprio, H., and Brooks, B., 2005, Bending the Bolivian orocline in real time : *Geology*, v. 33, p. 905–908, doi :10.1130/G21779.1.

Anderson, R.B., Long, S.P., Horton, B.K., Thomson, S.N., Calle, A.Z., and Stockli, D.F., 2018, Orogenic Wedge Evolution of the Central Andes, Bolivia (21°S) : Implications for Cordilleran Cyclicity : *Tectonics*, v. 37, p. 3577–3609, doi :10.1029/2018TC005132.

Armijo, R., Lacassin, R., Coudurier-Curveur, A., and Carrizo, D., 2015, Coupled tectonic evolution of Andean orogeny and global climate : *Earth-Science Reviews*, v. 143, p. 1–35, doi :10.1016/j.earscirev.2015.01.005.

Arndt, J., Bartel, T., Scheuber, E., and Schilling, F., 1997, Thermal and rheological properties of granodioritic rocks from the Central Andes, North Chile : *Tectonophysics*, v. 271, p. 75–88, doi :10.1016/S0040-1951(96)00218-1.

Assumpção, M., Feng, M., Tassara, A., and Julià, J., 2013, Models of crustal thickness for South America from seismic refraction, receiver functions and surface wave tomography : *Tectonophysics*, v. 609, p. 82–96, doi :10.1016/j.tecto.2012.11.014.

Barnes, J.B., and Ehlers, T.A., 2009, End member models for Andean Plateau uplift : *Earth-Science Reviews*, v. 97, p. 105–132, doi :10.1016/j.earscirev.2009.08.003.

Barnes, J.B., Ehlers, T.A., Insel, N., McQuarrie, N., and Poulsen, C.J., 2012, Linking orography, climate, and exhumation across the central Andes : *Geology*, v. 40, p. 1135–1138, doi :10.1130/G33229.1.

Bishop, B.T., Beck, S.L., Zandt, G., Wagner, L., Long, M., Antonijevic, S.K., Kumar, A., and Tavera, H., 2017, Causes and consequences of flat-slab subduction in southern Peru : *Geosphere*, v. 13, p. 1392–1407, doi :10.1130/GES01440.1.

Bonhomme, M., Fornari, M., Laubacher, G., Sébrier, M., and Vivier, G., 1988, New Cenozoic K-Ar ages on volcanic rocks from the eastern High Andes, southern Peru : *Journal of South American Earth Sciences*, v. 1, p. 179–183.

Braun, J., 2003, Pecube : A new finite-element code to solve the 3D heat transport equation including the effects of a time-varying, finite amplitude surface topography : *Computers and Geosciences*, v. 29, p. 787–794, doi :10.1016/S0098-3004(03)00052-9.

Braun, J., van der Beek, P., Valla, P., Robert, X., Herman, F., Glotzbach, C., Pedersen, V., Perry, C., Simon-Labric, T., and Prigent, C., 2012, Quantifying rates of landscape evolution and tectonic processes by thermochronology and numerical modeling of crustal heat transport using PECUBE : *Tectonophysics*, v. 524–525, p. 1–28, doi :10.1016/j.tecto.2011.12.035.

Carlier, G., Lorand, J.P., Bonhomme, M., and Carlotto, V., 1996, A reappraisal of the cenozoic inner arc magmatism in southern Peru : consequences for the evolution of the central Andes for the past 50 Ma : *Third ISAG*, p. 551–554.

Carlotto, V., 2013, Paleogeographic and tectonic controls on the evolution of Cenozoic basins in the Altiplano and Western Cordillera of southern Peru : *Tectonophysics*, v. 589, p. 195–219, doi :10.1016/j.tecto.2013.01.002.

Chulick, G.S., Detweiler, S., and Mooney, W.D., 2013, Seismic structure of the crust and uppermost mantle of South America and surrounding oceanic basins : *Journal of South American Earth Sciences*, v. 42, p. 260–276, doi :10.1016/j.jsames.2012.06.002.

Dalmayrac, B., Laubacher, G., and Marocco, R., 1980, *Géologie des Andes péruviennes* : Paris, 501 p.

Davies, J.H., 2013, Global map of solid Earth surface heat flow : *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 14, p. 4608–4622, doi :10.1002/ggge.20271.

Dorbath, C., Dorbath, L., Cisternas, A., Deverchère, J., and Sebrier, M., 1990, Seismicity of the huancayo basin (central Peru) and the huaytapallana fault : *Journal of South American Earth Sciences*, v. 3, p. 21–29, doi :10.1016/0895-9811(90)90015-S.

Dziewonski, A.M., Chou, T.A., and Woodhouse, J.H., 1981, Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity. : *Journal of Geophysical Research*, v. 86, p. 2825–2852, doi :10.1029/JB086iB04p02825.

Ehlers, T.A., Chaudhri, T., Kumar, S., Fuller, C.W., Willett, S.D., Ketcham, R.A., and Brandon, M.T., 2005, Computational Tools for Low-Temperature Thermochronometer Interpretation : *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 58, p. 589–622, doi :10.2138/rmg.2005.58.22.

Ehlers, T.A., and Poulsen, C.J., 2009, Influence of Andean uplift on climate and paleoaltimetry estimates : *Earth and Planetary Science Letters*, v. 281, p. 238–248, doi :10.1016/j.epsl.2009.02.026.

Ekström, G., Nettles, M., and Dziewoński, A.M., 2012, The global CMT project 2004-2010 : Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes : *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, v. 200–201, p. 1–9, doi :10.1016/j.pepi.2012.04.002.

Espurt, N., Barbarand, J., Roddaz, M., Brusset, S., Baby, P., Saillard, M., and Hermoza, W., 2011, A scenario for late Neogene Andean shortening transfer in the Camisea Subandean zone (Peru, 12°S) : Implications for growth of the northern Andean Plateau : *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 123, p. 2050–2068, doi :10.1130/B30165.1.

Evans, N.J., Byrne, J.P., Keegan, J.T., and Dotter, L.E., 2005, Determination of Uranium and Thorium in Zircon, Apatite, and Fluorite : Application to Laser (U–Th)/He Thermochronology : *Journal of Analytical Chemistry*, v. 60, p. 1159–1165.

Farley, K.A., 2002, (U–Th)/He Dating : Techniques, Calibrations, and Applications : *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 47, p. 819–844, doi :10.2138/rmg.2002.47.18.

Galbraith, R.F., and Laslett, G.M., 1993, Statistical models for mixed fission track ages : *International Journal of Radiation Applications and Instrumentation. Part*, v. 21, p. 459–470, doi :10.1016/1359-0189(93)90185-C.

Gallagher, K., 2012, Transdimensional inverse thermal history modeling for quantitative thermochronology : *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, v. 117, p. 1–16, doi :10.1029/2011JB008825.

Garzione, C.N. et al., 2017, Tectonic Evolution of the Central Andean Plateau and Implications for the Growth of Plateaus : *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 45, p. 529–559, doi :10.1146/annurev-earth-063016-020612.

Garzione, C.N., Molnar, P., Libarkin, J.C., and MacFadden, B.J., 2006, Rapid late Miocene rise of the Bolivian Altiplano : Evidence for removal of mantle lithosphere : *Earth and Planetary Science Letters*, v. 241, p. 543–556, doi :10.1016/j.epsl.2005.11.026.

Gautheron, C., Espurt, N., Barbarand, J., Roddaz, M., Baby, P., Brusset, S., Tassan-Got, L., and Douville, E., 2013, Direct dating of thick- and thin-skin thrusts in the Peruvian Subandean zone through apatite (U–Th)/He and fission track thermochronometry : *Basin Research*, v. 25, p. 419–435, doi :10.1111/bre.12012.

Gautheron, C., and Tassan-Got, L., 2010, A Monte Carlo approach to diffusion applied to noble gas/helium thermochronology : *Chemical Geology*, v. 273, p. 212–224, doi :10.1016/j.chemgeo.2010.02.023.

Gautheron, C., Tassan-Got, L., Barbarand, J., and Pagel, M., 2009, Effect of alpha-damage annealing on apatite (U–Th)/He thermochronology : *Chemical Geology*, v. 266, p. 166–179, doi :10.1016/j.chemgeo.2009.06.001.

EXHUMATION DIFFÉRENTIELLE DE LA CORDILLÈRE ORIENTALE AU TRAVERS D'UN RÉTRO-CHEVAUCHEMENT À VERGENCE SUD (DÉFLEXION D'ABANCAY, PÉROU)

Gautheron, C., Tassan-Got, L., Ketcham, R.A., and Dobson, K.J., 2012, Accounting for long alpha-particle stopping distances in (U-Th-Sm)/He geochronology : 3D modeling of diffusion, zoning, implantation, and abrasion : *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 96, p. 44–56,
doi :10.1016/j.gca.2012.08.016.

Glottzbach, C., van der Beek, P.A., and Spiegel, C., 2011, Episodic exhumation and relief growth in the Mont Blanc massif, Western Alps from numerical modelling of thermochronology data : *Earth and Planetary Science Letters*, v. 304, p. 417–430,
doi :10.1016/j.epsl.2011.02.020.

Gonfiantini, R., Roche, M.-A., Olivry, J.-C., Fontes, J.-C., and Zuppi, G.M., 2001, The altitude effect on the isotopic composition of tropical rains : *Chemical Geology*, p. 147–167.

Gotberg, N., McQuarrie, N., and Caillaux, V.C., 2010, Comparison of crustal thickening budget and shortening estimates in southern Peru (12–14°S) : Implications for mass balance and rotations in the “Bolivian orocline” : *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 122, p. 727–742,
doi :10.1130/B26477.1.

Green, P.F., 1981, A new look at statistics in fission-track dating : *Nuclear Tracks*, v. 5, p. 77–86.

Gregory-Wodzicki, K.M., 2000, Uplift history of the Central and Northern Andes : A review : *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 112, p. 1091–1105,
doi :10.1130/0016-7606(2000)112<1091 :UHOTCA>2.0.CO ;2.

van Heiningen, P.S., Carlotto, V., Zuloaga, A.D., Romero, L., and Andriessen, P.A.M., 2005, Oligocene to Pleistocene exhumation patterns across the Apurimac River drainage basin , southern Peru : 6th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2005, Barcelona), p. 763–766.

Henry, S.G., and Pollack, H.N., 1988, Terrestrial heat flow above the Andean Subduction Zone in Bolivia and Peru : *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, v. 93, p. 15153–15162,
doi :10.1029/jb093ib12p15153.

Horton, B.K., 2005, Revised deformation history of the central Andes : Inferences from Cenozoic foredeep and intermontane basins of the Eastern Cordillera, Bolivia : *Tectonics*, v. 24, p. 1–18,
doi :10.1029/2003TC001619.

Horton, B.K., Perez, N.D., Fitch, J.D., and Saylor, J.E., 2014, Punctuated shortening and subsidence in the Altiplano Plateau of southern Peru : Implications for early Andean mountain building : *Lithosphere*, v. 7, p. 117–137,
doi :10.1130/L397.1.

Husson, L., and Sempere, T., 2003, Thickening the Altiplano crust by gravity-driven crustal channel flow : *Geophysical Research Letters*, v. 30, p. 1–4,
doi :10.1029/2002GL016877.

Insel, N., Poulsen, C.J., and Ehlers, T.A., 2010, Influence of the Andes Mountains on South American moisture transport, convection, and precipitation : *Climate Dynamics*, v. 35, p. 1477–1492,
doi :10.1007/s00382-009-0637-1.

Kar, N., Garziona, C.N., Jaramillo, C., Shanahan, T., Carlotto, V., Pullen, A., Moreno, F., Anderson, V., Moreno, E., and Eiler, J., 2016, Rapid regional surface uplift of the northern Altiplano plateau revealed by multiproxy paleoclimate reconstruction : *Earth and Planetary Science Letters*, v. 447, p. 33–47,
doi :10.1016/j.epsl.2016.04.025.

Kennan, L., 2008, Fission track ages and sedimentary provenance studies in Peru, and their implications for andean paleogeographic evolution, stratigraphy and hydrocarbon systems : VI INGEPET, <http://www.agu.org/pubs/crossref/1988/JB093iB12p15153.shtml>.

Ketcham, R.A., Carter, A., Donelick, R.A., Barbarand, J., and Hurford, A.J., 2007, Improved modeling of fission-track annealing in apatite : *American Mineralogist*, v. 92, p. 799–810,
doi :10.2138/am.2007.2281.

Ketcham, R.A., Gautheron, C., and Tassan-Got, L., 2011, Accounting for long alpha-particle stopping distances in (U-Th-Sm)/He geochronology : Refinement of the baseline case : *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 75, p. 7779–7791,
doi :10.1016/j.gca.2011.10.011.

Klein, A.G., Seltzer, G.O., and Isacks, B.L., 1999, Modern and last local glacial maximum snowlines in the Central Andes of Peru, Bolivia, and Northern Chile : *Quaternary Science Reviews*, v. 18, p. 63–84,
doi :10.1016/S0277-3791(98)00095-X.

Lamb, S., 2011, Did shortening in thick crust cause rapid Late Cenozoic uplift in the northern Bolivian Andes? *Journal of the Geological Society*, v. 168, p. 1079–1092,
doi :10.1144/0016-76492011-008.

Lease, R.O., and Ehlers, T.A., 2013, Incision into the eastern Andean Plateau during Pliocene cooling : *Science*, v. 341, p. 774–776,
doi :10.1126/science.1239132.

Lloyd, S., Van Der Lee, S., França, G.S., Assumpção, M., and Feng, M., 2010, Moho map of South America from receiver functions and surface waves : *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, v. 115, p. 1–12,
doi :10.1029/2009JB006829.

Loewy, S.L., Connelly, J.N., and Dalziel, I.W.D., 2004, An orphaned basement block : The Arequipa-Antofalla Basement of the central Andean margin of South America : *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 116, p. 171–187,
doi :10.1130/B25226.1.

Ma, Y., and Clayton, R.W., 2014, The crust and uppermost mantle structure of Southern Peru from ambient noise and earthquake surface wave analysis : *Earth and Planetary Science Letters*, v. 395, p. 61–70, doi :10.1016/j.epsl.2014.03.013.

Mamani, M., Wörner, G., and Sempere, T., 2010, Geochemical variations in igneous rocks of the Central Andean orocline (13°S to 18°S) : Tracing crustal thickening and magma generation through time and space : *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 122, p. 162–182, doi :10.1130/B26538.1.

Marocco, R., 1971, Etude géologique de la chaîne andine au niveau de la déflexion d'Abancay (Pérou) : *Cah. ORSTOM*, p. 45–58.

Mcglashan, N., Brown, L., and Kay, S., 2008, Crustal thickness in the central Andes from teleseismically recorded depth phase precursors : *Geophysical Journal International*, v. 175, p. 1013–1022, doi :10.1111/j.1365-246X.2008.03897.x.

Mercier, L., Sébrier, M., Lavenue, A., Cabrera, J., Bellier, O., Dumont, J., and Machare, J., 1992, Changes in the Tectonic Regime Above a Subduction Zone of Andean Type : The Andes of Peru and Bolivia During the Pliocene-Pleistocene : *Journal of Geophysical Research*, v. 97, p. 945–982.

Mišković, A., Spikings, R.A., Chew, D.M., Košler, J., Ulianov, A., and Schaltegger, U., 2009, Tectonomagmatic evolution of Western Amazonia : Geochemical characterization and zircon U-Pb geochronologic constraints from the Peruvian Eastern Cordilleran granitoids : *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 121, p. 1298–1324, doi :10.1130/B26488.1.

Mosolf, J.G., Horton, B.K., Heizler, M.T., and Matos, R., 2011, Unroofing the core of the central Andean fold-thrust belt during focused late Miocene exhumation : Evidence from the Tipuani-Mapiri wedge-top basin, Bolivia : *Basin Research*, v. 23, p. 346–360, doi :10.1111/j.1365-2117.2010.00491.x.

Müller, J.P., Kley, J., and Jacobshagen, V., 2002, Structure and Cenozoic kinematics of the Eastern Cordillera, southern Bolivia (21°S) : *Tectonics*, v. 21, p. 1-1-1–24, doi :10.1029/2001tc001340.

Norton, K., and Schlunegger, F., 2011, Migrating deformation in the Central Andes from enhanced orographic rainfall : *Nature Communications*, v. 2, doi :10.1038/ncomms1590.

Ouimet, W.B., and Cook, K.L., 2010, Building the central Andes through axial lower crustal flow : *Tectonics*, v. 29, p. 1–15, doi :10.1029/2009TC002460.

Peizhen, Z., Molnar, P., and Downs, W.R., 2001, Increased sedimentation rates and grain sizes 2-4 Ma ago due to the influence of climate change on erosion rates : *Nature*, v. 410, p. 891–897,
doi :http://www.nature.com/nature/journal/v410/n6831/supinfo/410891a0_S1.html.

Pérez-Gussinyé, M., Lowry, A.R., Phipps Morgan, J., and Tassara, A., 2008, Effective elastic thickness variations along the andean margin and their relationship to subduction geometry : *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 9,
doi :10.1029/2007GC001786.

Perez, N.D., Horton, B.K., and Carlotto, V., 2016, Structural inheritance and selective reactivation in the central Andes : Cenozoic deformation guided by pre-Andean structures in southern Peru : *Tectonophysics*, v. 671, p. 264–280,
doi :10.1016/j.tecto.2015.12.031.

Phillips, K., Clayton, R.W., Davis, P., Tavera, H., Guy, R., Skinner, S., Stubailo, I., Audin, L., and Aguilar, V., 2012, Structure of the subduction system in southern Peru from seismic array data : *Journal of Geophysical Research*, v. 117, p. 1–17,
doi :10.1029/2012JB009540.

Poulsen, C.J., Ehlers, T.A., and Insel, N., 2010, Onset of Convective Rainfall During Gradual Late Miocene Rise of the Central Andes : *Science*, v. 328, p. 490–494,
doi :10.1126/science.1185078.

Rak, A.J., McQuarrie, N., and Ehlers, T.A., 2017, Kinematics, Exhumation, and Sedimentation of the North Central Andes (Bolivia) : An Integrated Thermochronometer and Thermokinematic Modeling Approach : *Tectonics*, v. 36, p. 2524–2554,
doi :10.1002/2016TC004440.

Ramos, V.A., 2008, The Basement of the Central Andes : The Arequipa and Related Terranes : *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 36, p. 289–324,
doi :10.1146/annurev.earth.36.031207.124304.

Ramos, V.A., 2010, The Grenville-age basement of the Andes : *Journal of South American Earth Sciences*, v. 29, p. 77–91,
doi :10.1016/j.jsames.2009.09.004.

Raymo, M.E., and Ruddiman, W.F., 1992, Tectonic Forcing of late Cenozoic climate : *Nature*, v. 359, p. 117–122.

Recanati, A. et al., 2017, Helium trapping in apatite damage : Insights from (U-Th-Sm)/He dating of different granitoid lithologies : *Chemical Geology*, v. 470, p. 116–131,
doi :10.1016/j.chemgeo.2017.09.002.

Reiners, P.W., and Brandon, M.T., 2006, Using Thermochronology To Understand Orogenic Erosion : *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 34, p. 419–466,
doi :10.1146/annurev.earth.34.031405.125202.

Reiners, P.W., and Shuster, D.L., 2009, Thermochronology and landscape evolution : *Physics Today*, p. 31–36.

EXHUMATION DIFFÉRENTIELLE DE LA CORDILLÈRE ORIENTALE AU TRAVERS D'UN RÉTRO-CHEVAUCHEMENT À VERGENCE SUD (DÉFLEXION D'ABANCAY, PÉROU)

Robert, X., Van Der Beek, P., Braun, J., Perry, C., and Mugnier, J.L., 2011, Control of detachment geometry on lateral variations in exhumation rates in the Himalaya : Insights from low-temperature thermochronology and numerical modeling : *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, v. 116, p. 1–22, doi :10.1029/2010JB007893.

Roperch, P., Sempere, T., Macedo, O., Arriagada, C., Fornari, M., Tapia, C., García, M., and Laj, C., 2006, Counterclockwise rotation of late Eocene-Oligocene fore-arc deposits in southern Peru and its significance for oroclinal bending in the central Andes : *Tectonics*, v. 25, doi :10.1029/2005TC001882.

Ruiz, G.M.H., Carlotto, V., Van Heiningen, P. V., and Andriessen, P.A.M., 2009, Steady-state exhumation pattern in the Central Andes – SE Peru : *Geological Society, London, Special Publications*, v. 324, p. 307–316, doi :10.1144/SP324.20.

Sambridge, M., 1999a, Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm - I. Searching a parameter space : *Geophysical Journal International*, v. 138, p. 479–494, doi :10.1046/j.1365-246X.1999.00876.x.

Sambridge, M., 1999b, Geophysical inversion with a neighbourhood algorithm –II. Appraising the ensemble : *Geophys. J. Int.*, v. 138, p. 727–746.

Schildgen, T.F., van der Beek, P.A., Sinclair, H.D., and Thiede, R.C., 2018, Spatial correlation bias in late-Cenozoic erosion histories derived from thermochronology : *Nature*, v. 559, p. 89–93, doi :10.1038/s41586-018-0260-6.

Schwarz, G.E., 1978, Estimating the dimension of a model : *Annu. Stat.*, v. 6, p. 461–464.

Sébrier, M., Mercier, L., Francois, M., Laubacher, G., and Carey-Gailhardis, E., 1985, Quaternary Normal and Reverse Faulting and the State of Stress in the Central Andes of South Peru : *Tectonics*, v. 4, p. 739–780.

Sempere, T. et al., 2002, Late Permian-Middle Jurassic lithospheric thinning in Peru and Bolivia, and its bearing on Andean-age tectonics : *Tectonophysics*, v. 345, p. 153–181, doi :10.1016/S0040-1951(01)00211-6.

Sobolev, S. V., and Babeyko, A.Y., 2005, What drives orogeny in the Andes ? *Geology*, v. 33, p. 617–620, doi :10.1130/G21557.1.

Springer, M., 1999, Interpretation of heat-flow density in the Central Andes, in *Tectonophysics*, v. 306, p. 377–395, doi :10.1016/S0040-1951(99)00067-0.

Strecker, M.R., Alonso, R.N., Bookhagen, B., Carrapa, B., Hilley, G.E., Sobel, E.R., and Trauth, M.H., 2007, Tectonics and Climate of the Southern Central Andes : *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 35, p. 747–787, doi :10.1146/annurev.earth.35.031306.140158.

Stüwe, K., White, L., and Brown, R., 1994, The influence of eroding topography on steady-state isotherms. Application to fission track analysis : *Earth and Planetary Science Letters*, v. 124, p. 63–74.

Sundell, K.E., Saylor, J.E., Lapen, T.J., and Horton, B.K., 2019, Implications of variable late Cenozoic surface uplift across the Peruvian central Andes : *Scientific Reports*, v. 9, p. 1–12,
doi :10.1038/s41598-019-41257-3.

Tassara, A., 2005, Interaction between the Nazca and South American plates and formation of the Altiplano-Puna plateau : Review of a flexural analysis along the Andean margin (15°–34°S) : *Tectonophysics*, v. 399, p. 39–57,
doi :10.1016/j.tecto.2004.12.014.

Waples, D.W., and Waples, J.S., 2004, A review and evaluation of specific heat capacities of rocks, minerals, and subsurface fluids. Part 2 : Fluids and porous rocks : *Natural Resources Research*, v. 13, p. 123–130,
doi :10.1023/B :NARR.0000032648.15016.49.

Whipple, K.X., and Meade, B.J., 2004, Controls on the strength of coupling among climate, erosion, and deformation in two-sided, frictional orogenic wedges at steady state : *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, v. 109, p. 1–24,
doi :10.1029/2003jf000019.

Whittington, A.G., Hofmeister, A.M., and Nabelek, P.I., 2009, Temperature-dependent thermal diffusivity of the Earth’s crust and implications for magmatism : *Nature*, v. 458, p. 319–321,
doi :10.1038/nature07818.

Willett, S., Beaumont, C., and Fullsack, P., 1993, Mechanical model for the tectonics of doubly vergent compressional orogens : *Geology*, v. 21, p. 371–374,
doi :10.1130/0091-7613(1993)021<0371 :MMFTTO>2.3.CO ;2.

Wimpenny, S., Copley, A., Benavente, C., and Aguirre, E., 2018, Extension and Dynamics of the Andes Inferred From the 2016 Parina (Huarichancara) Earthquake : *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, v. 123, p. 8198–8228,
doi :10.1029/2018JB015588.

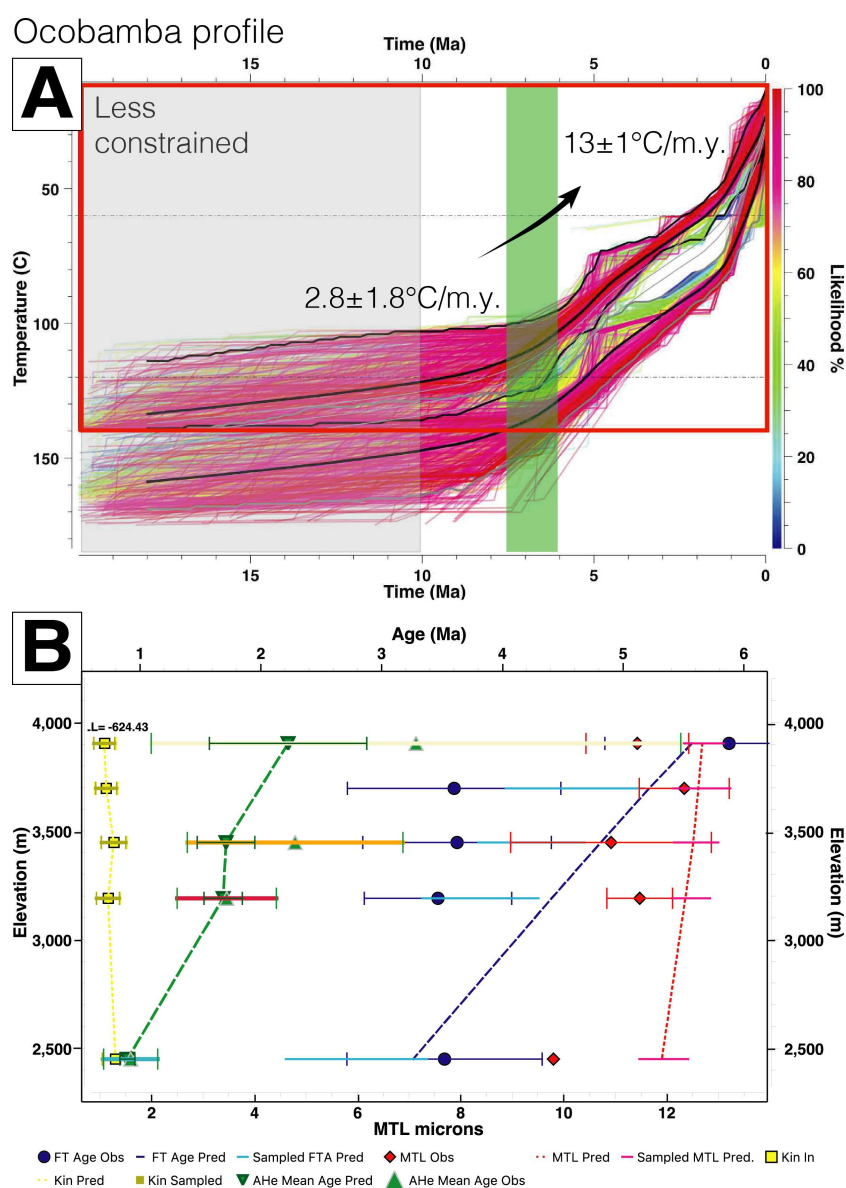
6.2 Supplementary Material

- Supplementary Table 1 : Apatite (U-Th-Sm)/He data – Computed values for PECUBE modeling
- Supplementary figure 1 : QTQt inversion results for the Ocobamba high-altitudinal profile
- Supplementary figure 2 : QTQt inversion results for the AB-17-13 sample
- Supplementary figure 3 : QTQt inversion results for the AB-17-15 sample
- Supplementary figure 4 : QTQt inversion results for the AB-17-18 sample
- Supplementary figure 5 : QTQt inversion results for the AB-17-19 sample
- Supplementary figure 6 : QTQt inversion results for the Lucma high-altitudinal profile
- Supplementary figure 7 : QTQt inversion results for the Limatambo high-altitudinal profile
- Supplementary figure 8 : QTQt inversion results for the Abancay high-altitudinal profile
- Supplementary figure 9 : QTQt inversion results for the Incahuasi high-altitudinal profile
- Supplementary figure 10 : PECUBE inversion results for landscape evolution parameters through time for the Altiplano block
- Supplementary figure 11 : PECUBE inversion results for landscape evolution parameters through time for the Eastern Cordillera block
- Supplementary figure 12 : Observed data vs. predicted ones from PECUBE for the Altiplano crustal block
- Supplementary figure 13 : Observed data vs. predicted ones from PECUBE for the Eastern Cordillera crustal block
- Supplementary figure 14 : Tectono-morphic evolution of the southern Abancay Deflection (Altiplano block) since 50 Ma
- Supplementary figure 15 : Tectono-morphic evolution of the northern Abancay Deflection (Eastern Cordillera block) since 50 Ma

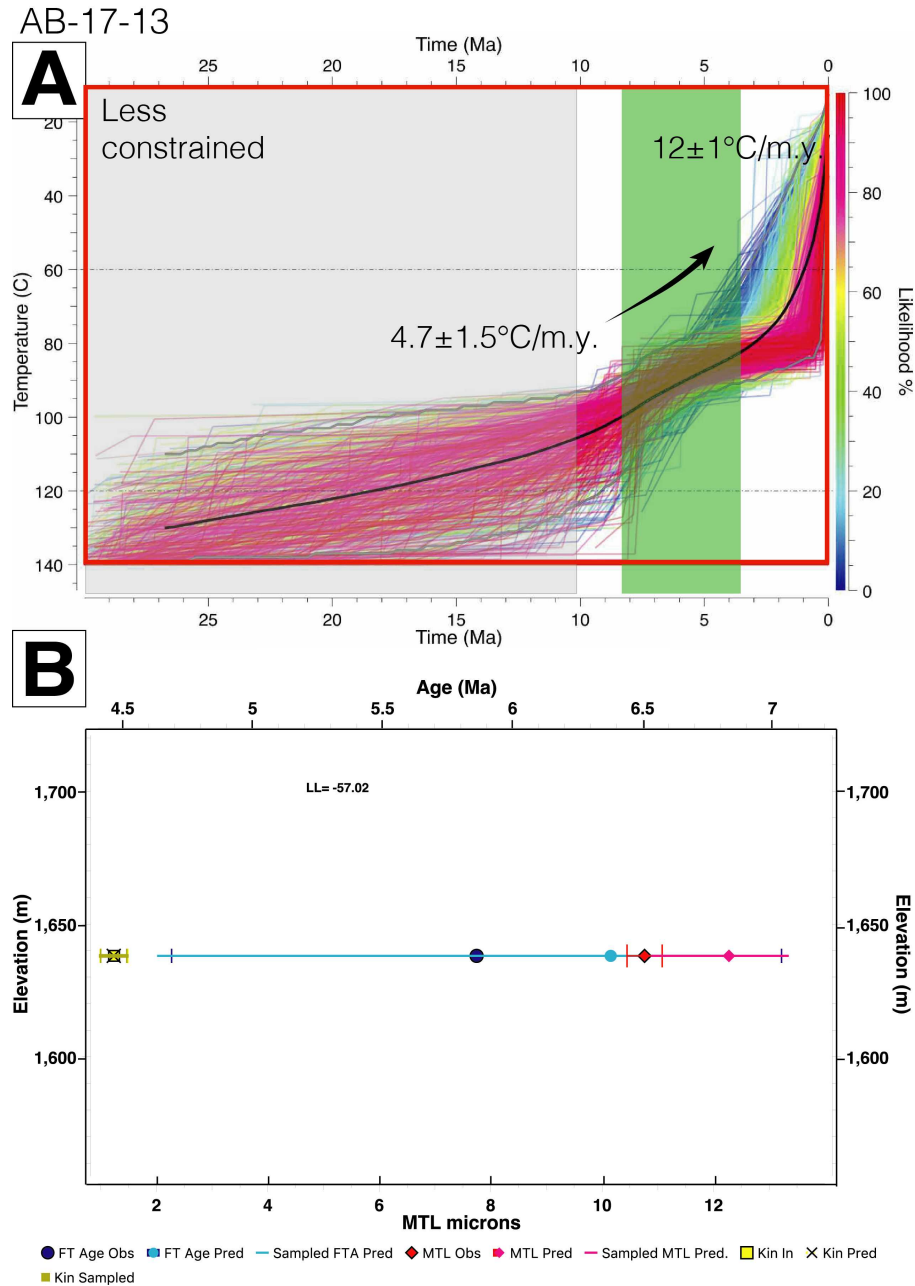
Sample number	Arithmetic mean age (Ma)	Error - Standard deviation (Ma)
Ocobamba profile		
AB-17-05	4.3	1.0
AB-17-07	3.0	0.9
AB-17-08	2.1	0.4
AB-17-11	1.2	0.2
Punctual data		
AB-17-18	13.8	1.2
AB-17-19	12.1	1.3
Lucma profile		
AB-17-21	1.6	0.4
AB-17-22	13.7	1.4
AB-17-25	32.6	2.6
AB-17-26	15.9	4.6
AB-17-28	3.1	1.2
Limatambo profile		
AB-17-29	11.2	1.6
AB-17-30	12.6	1.4
AB-17-31	7.5	0.8
AB-17-32	8.6	1.0
AB-17-33	7.3	1.8
AB-17-34	5.0	0.8
AB-17-35	5.0	2.1
AB-17-36	2.7	0.8
Abancay profile		
AB-17-37	6.9	0.4
AB-17-38	7.4	1.1
AB-17-39	7.7	0.3
AB-17-40	7.2	0.6
AB-17-41	17.8	3.0
AB-17-42	12.8	1.0
AB-17-43	10.6	1.4
AB-17-44	11.0	1.3
Incahuasi profile		
AB-17-55	1.9	0.4

SUPPLEMENTARY TABLE 1. Apatite (U-Th-Sm)/He Data – Computed values for PECUBE modeling

EXHUMATION DIFFÉRENTIELLE DE LA CORDILLÈRE ORIENTALE AU TRAVERS D'UN RÉTRO-CHEVAUCHEMENT À VERGENCE SUD (DÉFLEXION D'ABANCAY, PÉROU)

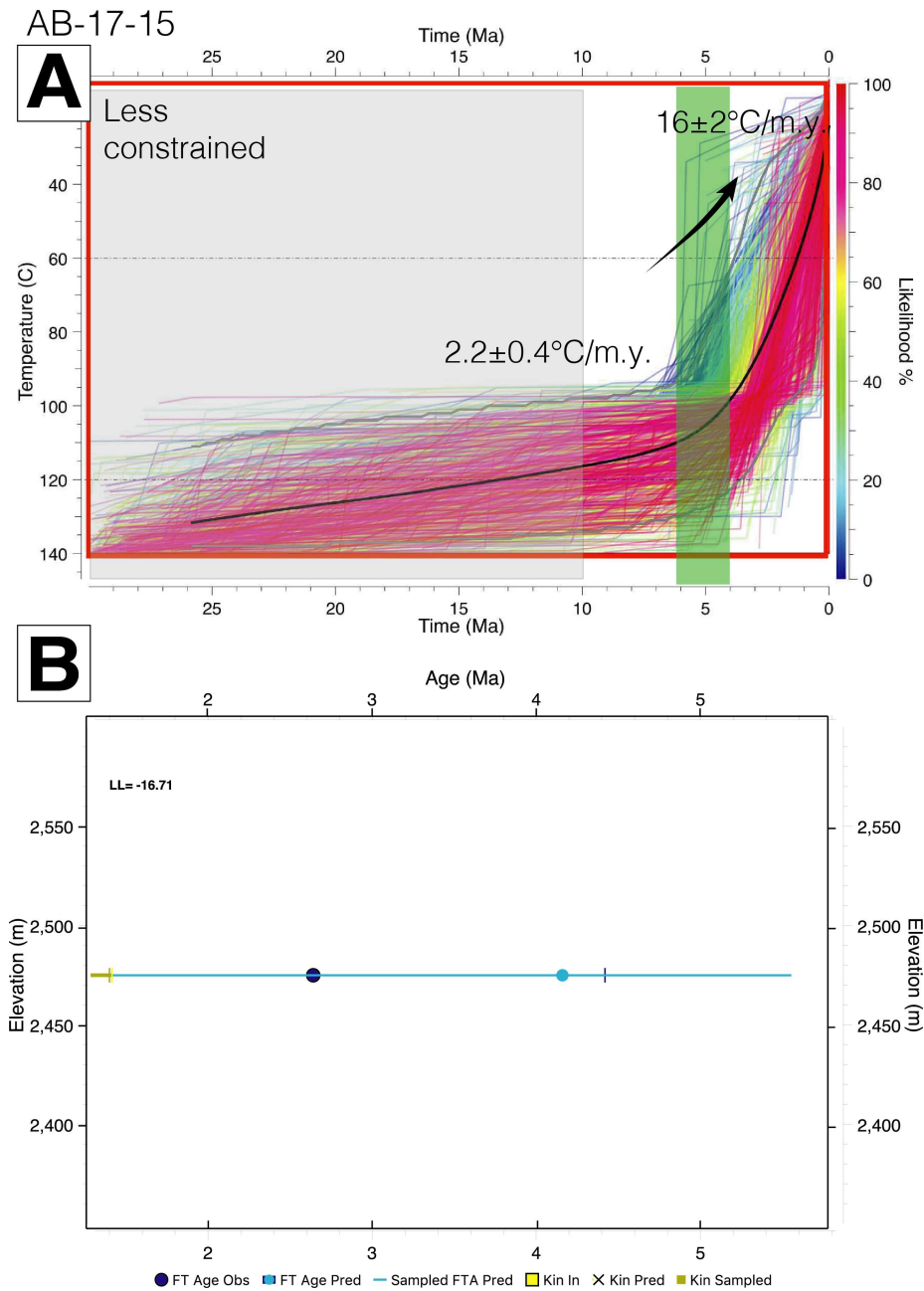


SUPPLEMENTARY FIGURE 1. QTQt inversion results for the Ocobamba high-altitudinal profile. A) Time-temperature paths obtained by inversion of AHe and AFT thermochronology data from the Ocobamba age-elevation profile using QTQt (AB-17-05 to AB-17-11). The red square shows the explored time and temperature range for inversion. The colored lines show the T-t paths for the top and the bottom samples with their respective likelihood (see color scale on right). The solid black and grey lines show the expected model and its 95% reliable interval for the thermal histories of the top and bottom samples, respectively. The grey lines in between represent the expected cooling paths for the intermediate samples. The green vertical band indicates the well-constrained acceleration of cooling at ~6.5 Ma. Cooling rates derived from QTQt are indicated on the graph. B) Graph of observed vs. predicted data. Fit of best-fit model predictions to the data. FT : Fission Track; MTL : Mean Track Length; AHe : Apatite Helium; Obs : Observed; Pred : Predicted.



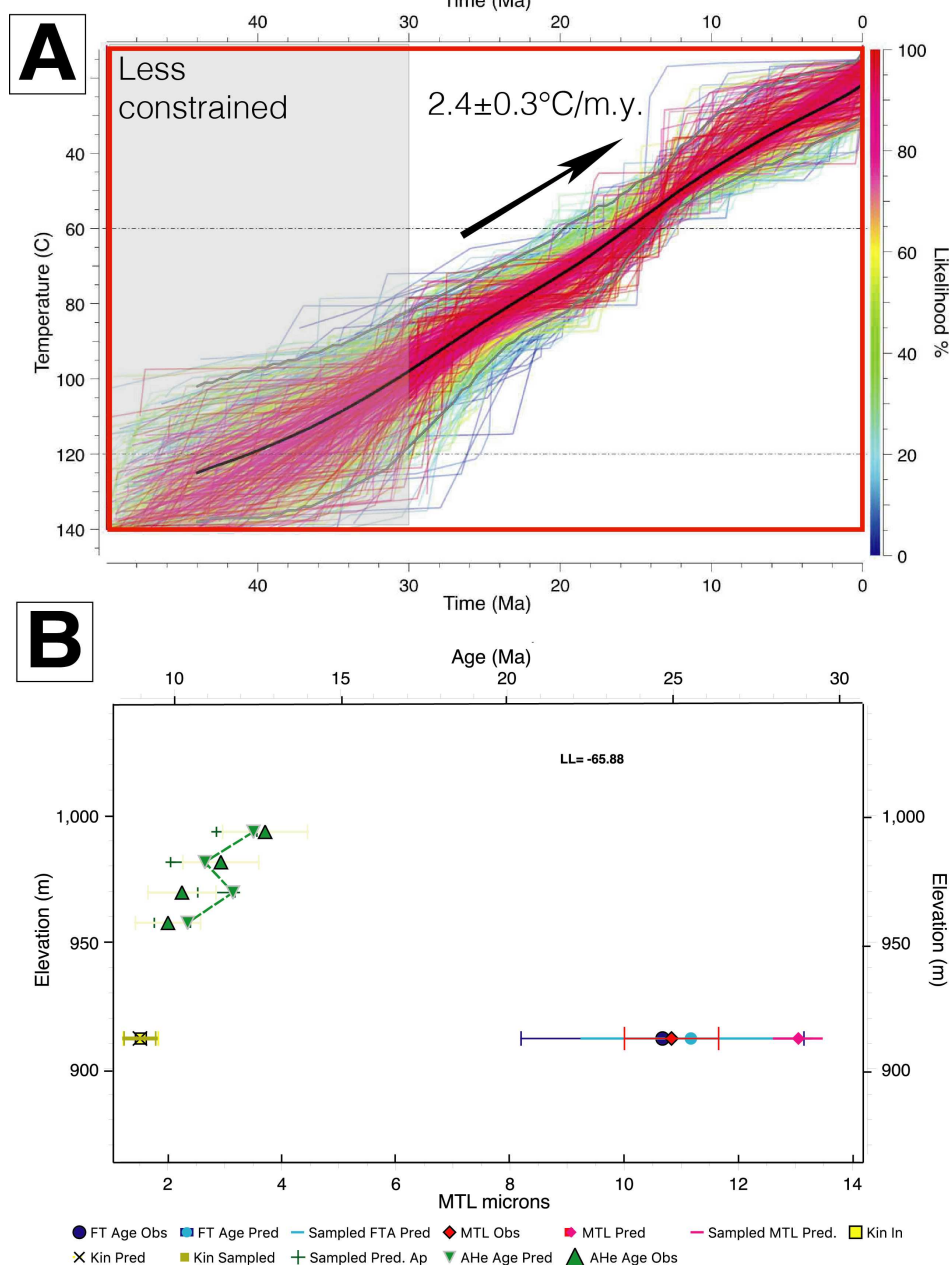
SUPPLEMENTARY FIGURE 2. QTQt inversion results for the AB-17-13 sample. A) Time-temperature paths obtained by inversion of AFT data from the AB-17-13 sample using QTQt. The red square shows the explored time and temperature range for inversion. The colored lines show the T-t paths for the unique sample with its respective likelihood (see color scale on right). The solid grey lines show the expected model and its 95% reliable interval for the thermal histories of the sample. The green vertical band indicates the well-constrained acceleration of cooling at ~6 Ma. Cooling rates derived from QTQt are indicated on the graph. B) Graph of observed vs. predicted data. Fit of best-fit model predictions to the data. FT : Fission Track ; MTL : Mean Track Length ; Obs : Observed ; Pred : Predicted.

EXHUMATION DIFFÉRENTIELLE DE LA CORDILLÈRE ORIENTALE AU TRAVERS D'UN RÉTRO-CHEVAUCHEMENT À VERGENCE SUD (DÉFLEXION D'ABANCAY, PÉROU)



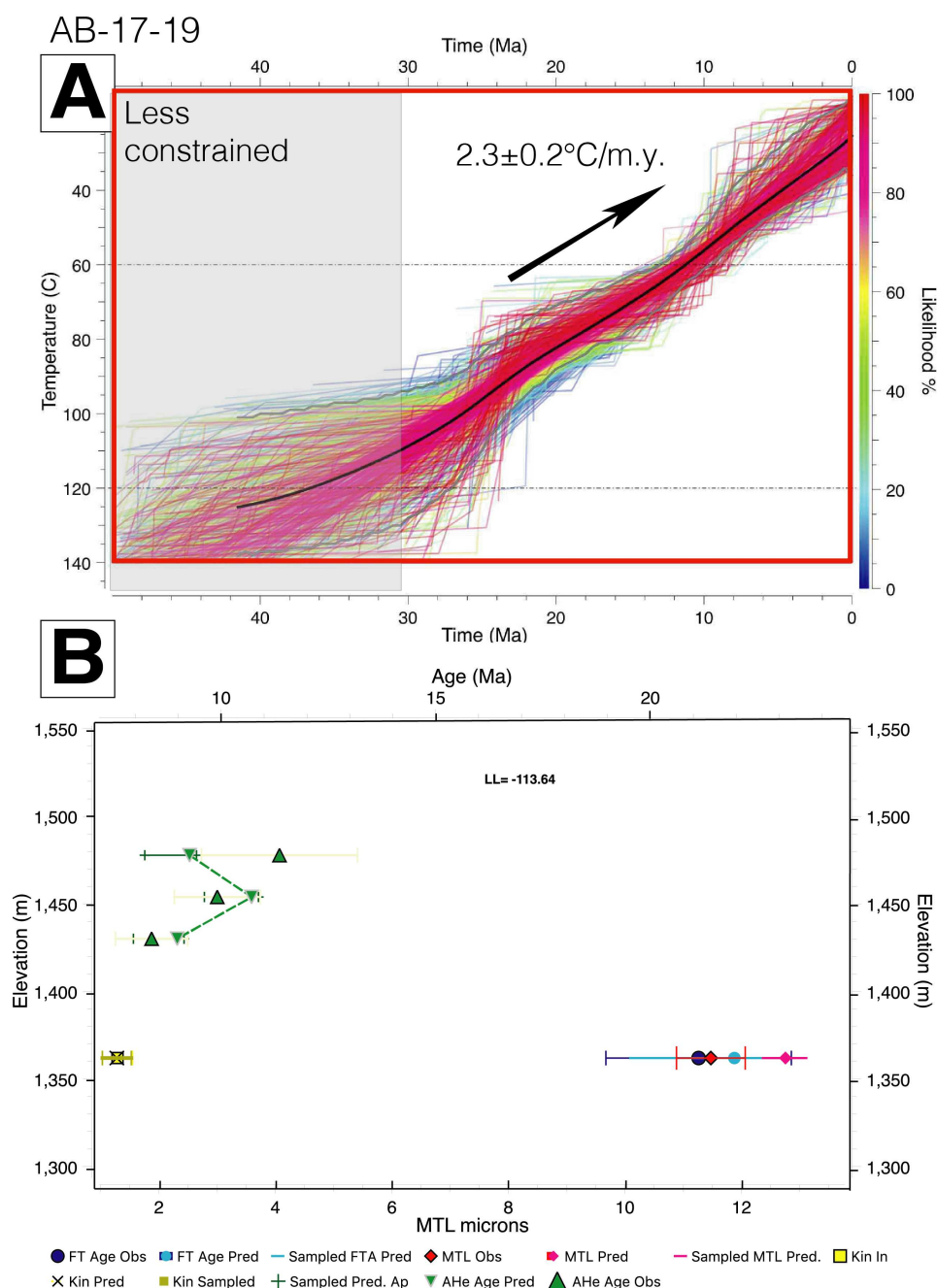
SUPPLEMENTARY FIGURE 3. QTQt inversion results for the AB-17-15 sample. A) Time-temperature paths obtained by inversion of AFT data from the AB-17-15 sample using QTQt. The red square shows the explored time and temperature range for inversion. The colored lines show the T-t paths for the unique sample with its respective likelihood (see color scale on right). The solid grey lines show the expected model and its 95% reliable interval for the thermal histories of the sample. The green vertical band indicates the well-constrained acceleration of cooling at ~5 Ma. Cooling rates derived from QTQt are indicated on the graph. B) Graph of observed vs. predicted data. Fit of best-fit model predictions to the data. FT : Fission Track; Obs : Observed; Pred : Predicted.

AB-17-18

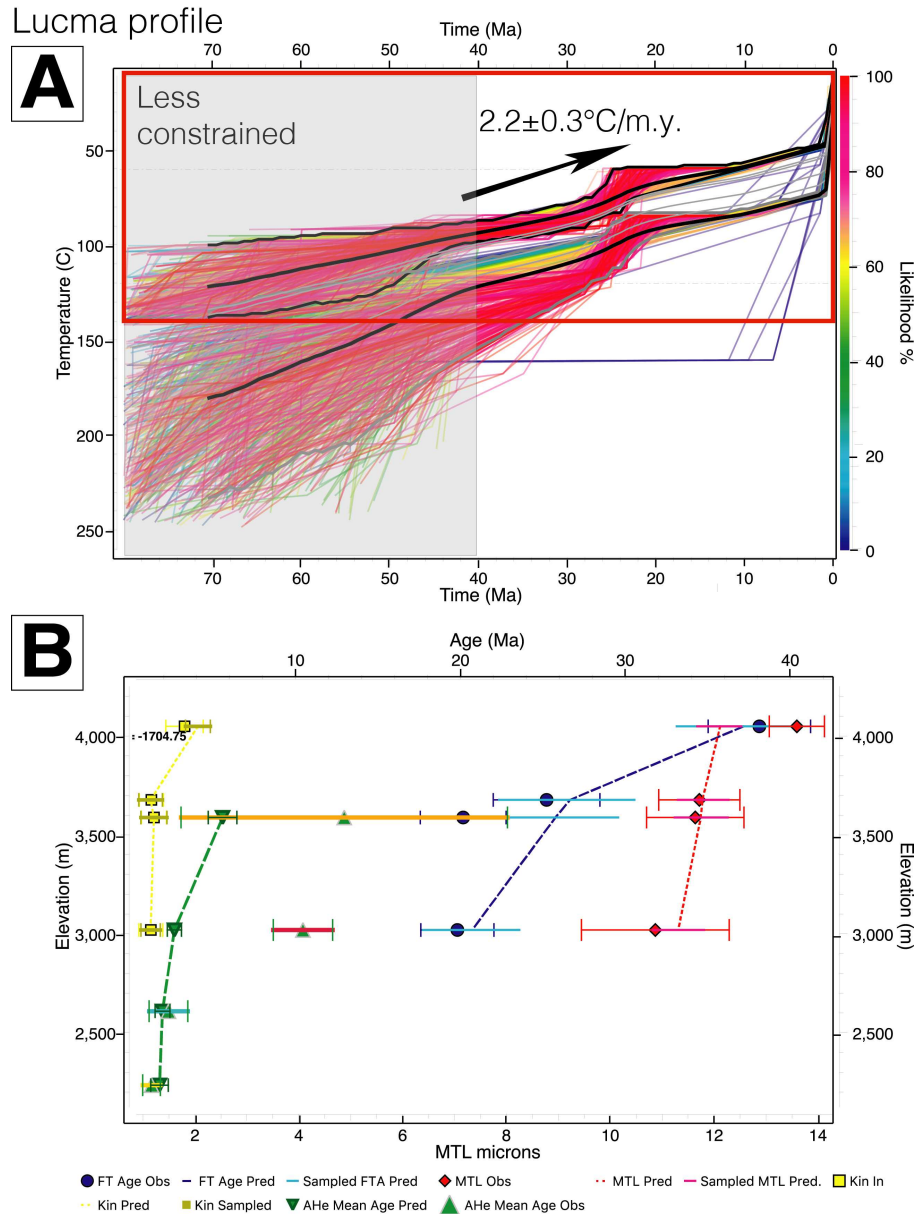


SUPPLEMENTARY FIGURE 4. QTQt inversion results for the AB-17-18 sample. A) Time-temperature paths obtained by inversion of AHe and AFT data from the AB-17-18 sample using QTQt. The red square shows the explored time and temperature range for inversion. The colored lines show the T-t paths for the unique sample with its respective likelihood (see color scale on right). The solid grey lines show the expected model and its 95% reliable interval for the thermal histories of the sample. Cooling rate derived from QTQt is indicated on the graph. B) Graph of observed vs. predicted data. Fit of best-fit model predictions to the data. FT : Fission Track; MTL : Mean Track Length; AHe : Apatite Helium; Obs : Observed; Pred : Predicted.

EXHUMATION DIFFÉRENTIELLE DE LA CORDILLÈRE ORIENTALE AU TRAVERS D'UN RÉTRO-CHEVAUCHEMENT À VERGENCE SUD (DÉFLEXION D'ABANCAY, PÉROU)

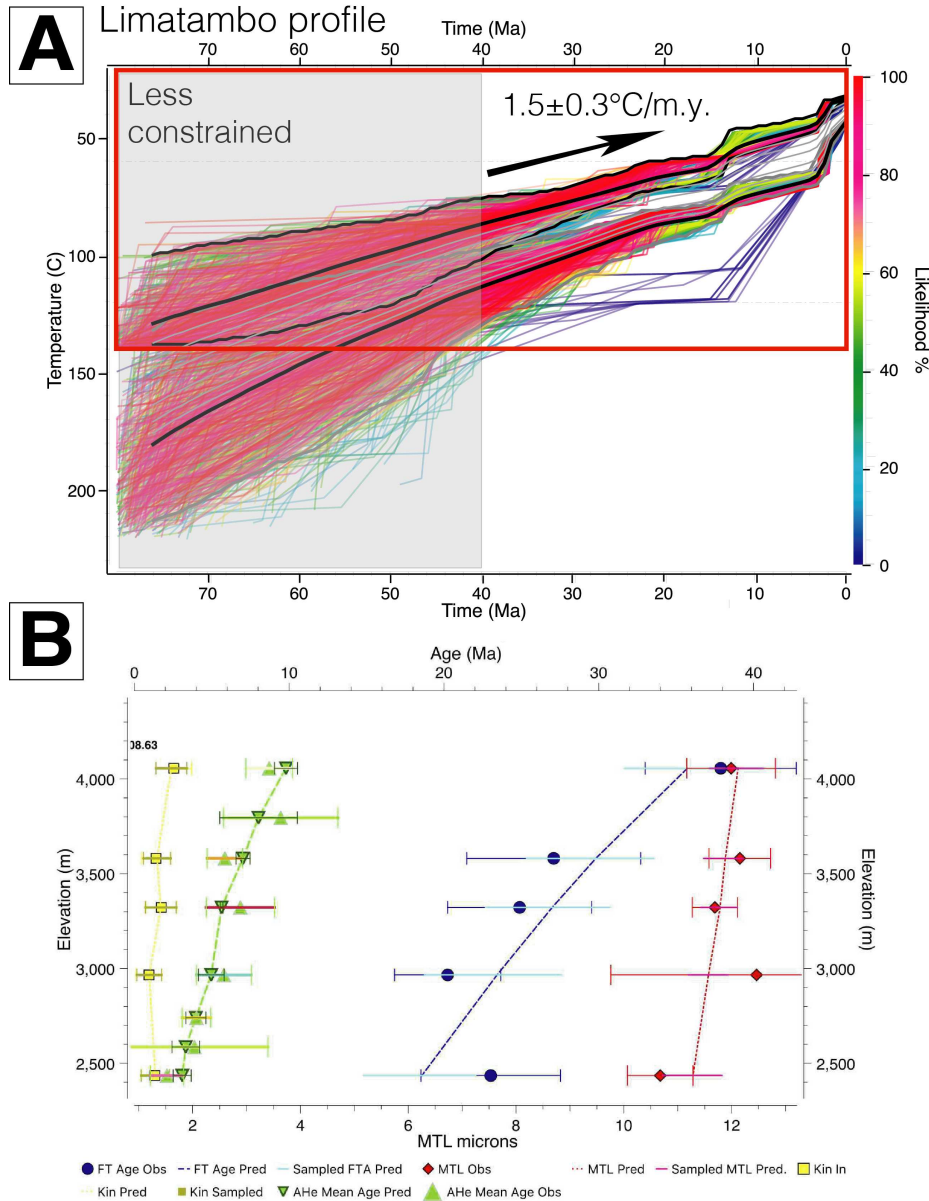


SUPPLEMENTARY FIGURE 5. QTQt inversion results for the AB-17-19 sample. A) Time-temperature paths obtained by inversion of AHe and AFT data from the AB-17-19 sample using QTQt. The red square shows the explored time and temperature range for inversion. The colored lines show the T-t paths for the unique sample with its respective likelihood (see color scale on right). The solid grey lines show the expected model and its 95% reliable interval for the thermal histories of the sample. Cooling rate derived from QTQt is indicated on the graph. B) Graph of observed vs. predicted data. Fit of best-fit model predictions to the data. FT : Fission Track ; MTL : Mean Track Length ; AHe : Apatite Helium ; Obs : Observed ; Pred : Predicted.

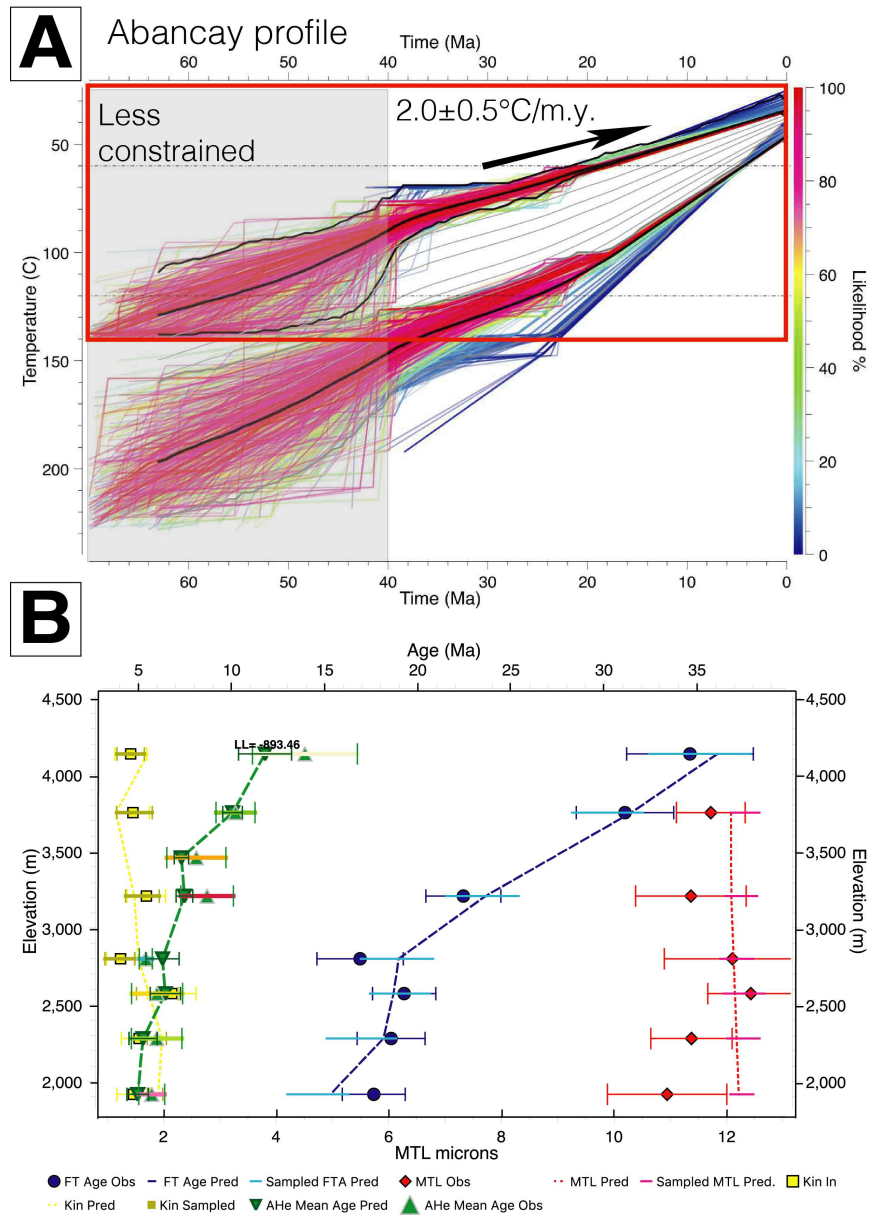


SUPPLEMENTARY FIGURE 6. QTQt inversion results for the Lucma high-altitudinal profile. A) Time-temperature paths obtained by inversion of AHe and AFT thermochronology data from the Lucma age-elevation profile using QTQt (AB-17-21 to AB-17-28). The red square shows the explored time and temperature range for inversion. The colored lines show the T-t paths for the top and the bottom samples with their respective likelihood (see color scale on right). The solid black and grey lines show the expected model and its 95% reliable interval for the thermal histories of the top and bottom samples, respectively. The grey lines in between represent the expected cooling paths for the intermediate samples. Cooling rate derived from QTQt is indicated on the graph. B) Graph of observed vs. predicted data. Fit of best-fit model predictions to the data. FT : Fission Track ; MTL : Mean Track Length ; AHe : Apatite Helium ; Obs : Observed ; Pred : Predicted.

EXHUMATION DIFFÉRENTIELLE DE LA CORDILLÈRE ORIENTALE AU TRAVERS D'UN RÉTRO-CHEVAUCHEMENT À VERGENCE SUD (DÉFLEXION D'ABANCAY, PÉROU)

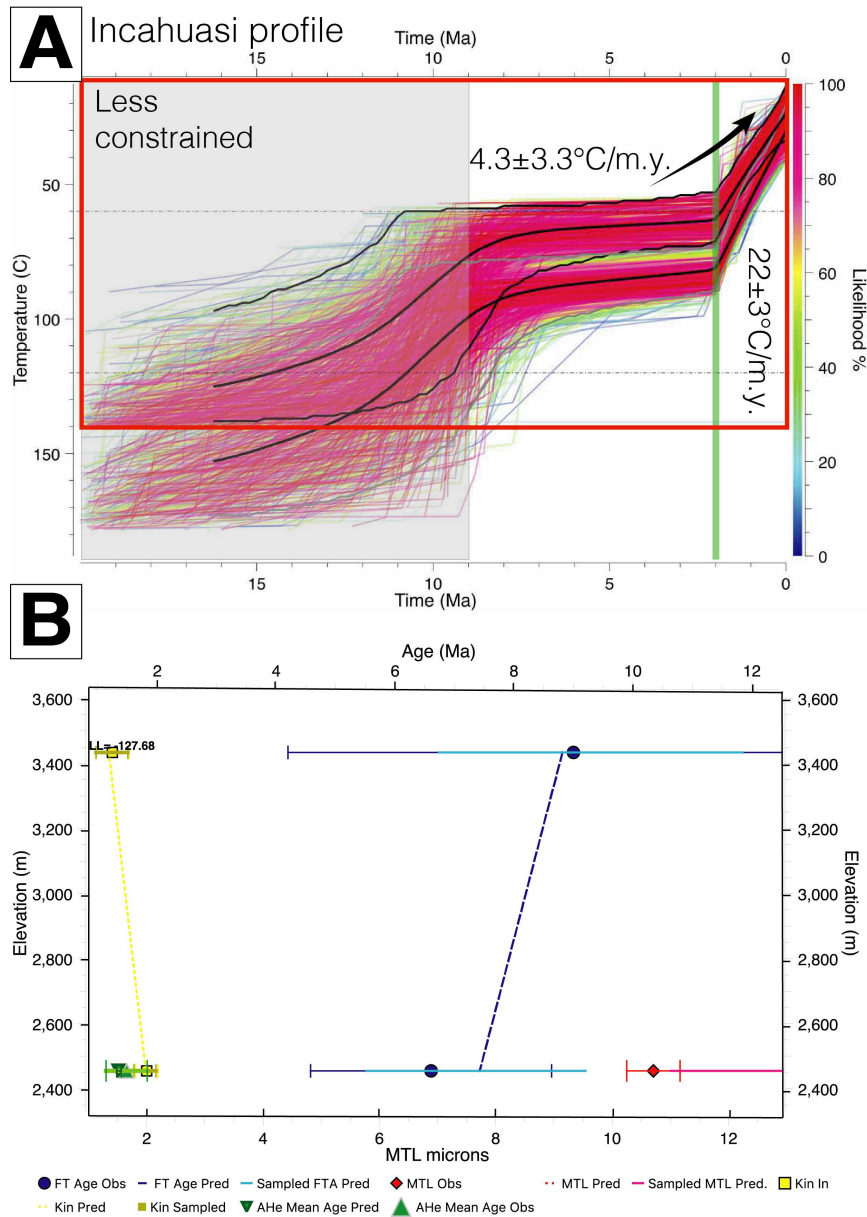


SUPPLEMENTARY FIGURE 7. QTQt inversion results for the Limatambo high-altitudinal profile. A) Time-temperature paths obtained by inversion of AHe and AFT thermochronology data from the Limatambo age-elevation profile using QTQt (AB-17-29 to AB-17-36). The red square shows the explored time and temperature range for inversion. The colored lines show the T-t paths for the top and the bottom samples with their respective likelihood (see color scale on right). The solid black and grey lines show the expected model and its 95% reliable interval for the thermal histories of the top and bottom samples, respectively. The grey lines in between represent the expected cooling paths for the intermediate samples. Cooling rate derived from QTQt is indicated on the graph. B) Graph of observed vs. predicted data. Fit of best-fit model predictions to the data. FT : Fission Track; MTL : Mean Track Length; AHe : Apatite Helium; Obs : Observed; Pred : Predicted.



SUPPLEMENTARY FIGURE 8. QTQt inversion results for the Abancay high-altitudinal profile. A) Time-temperature paths obtained by inversion of AHe and AFT thermochronology data from the Abancay age-elevation profile using QTQt (AB-17-37 to AB-17-44). The red square shows the explored time and temperature range for inversion. The colored lines show the T-t paths for the top and the bottom samples with their respective likelihood (see color scale on right). The solid black and grey lines show the expected model and its 95% reliable interval for the thermal histories of the top and bottom samples, respectively. The grey lines in between represent the expected cooling paths for the intermediate samples. Cooling rate derived from QTQt is indicated on the graph. B) Graph of observed vs. predicted data. Fit of best-fit model predictions to the data. FT : Fission Track; MTL : Mean Track Length; AHe : Apatite Helium; Obs : Observed; Pred : Predicted.

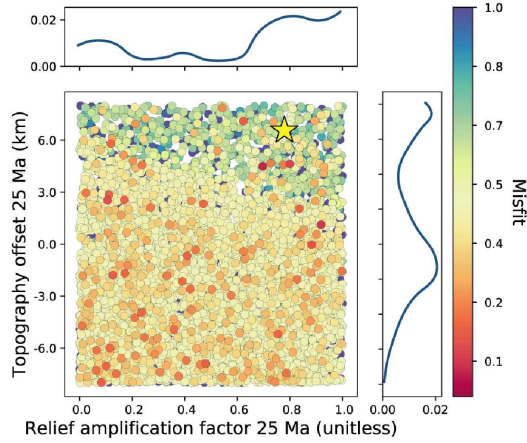
EXHUMATION DIFFÉRENTIELLE DE LA CORDILLÈRE ORIENTALE AU TRAVERS D'UN RÉTRO-CHEVAUCHEMENT À VERGENCE SUD (DÉFLEXION D'ABANCAY, PÉROU)



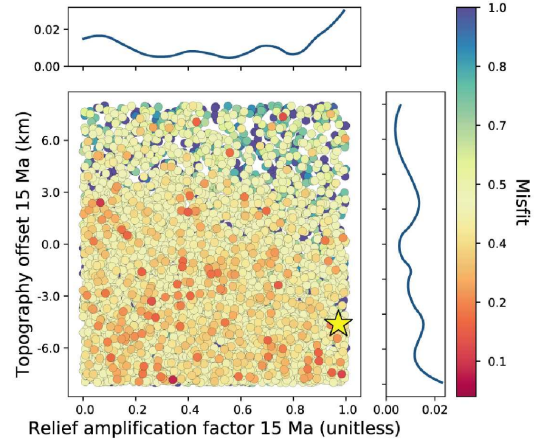
SUPPLEMENTARY FIGURE 9. QTQt inversion results for the Incahuasi high-altitudinal profile. A) Time-temperature paths obtained by inversion of AHe and AFT thermochronology data from the Incahuasi age-elevation profile using QTQt (AB-17-51 and AB-17-55). The red square shows the explored time and temperature range for inversion. The colored lines show the T-t paths for the top and the bottom samples with their respective likelihood (see color scale on right). The solid black and grey lines show the expected model and its 95% reliable interval for the thermal histories of the top and bottom samples, respectively. The green vertical band indicates the well-constrained acceleration of cooling at ~2 Ma. Cooling rates derived from QTQt are indicated on the graph. B) Graph of observed vs. predicted data. Fit of best-fit model predictions to the data. FT : Fission Track ; MTL : Mean Track Length ; AHe : Apatite Helium ; Obs : Observed ; Pred : Predicted.

Altiplano

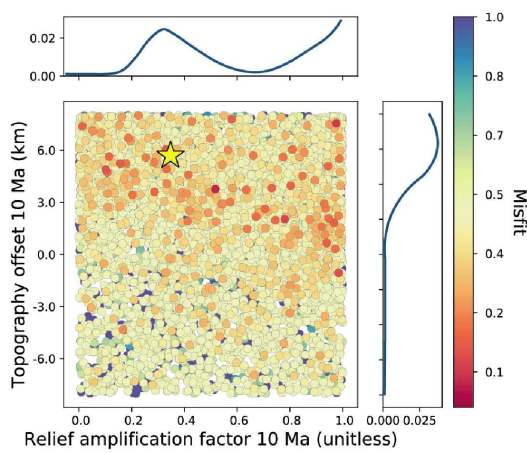
25 Ma



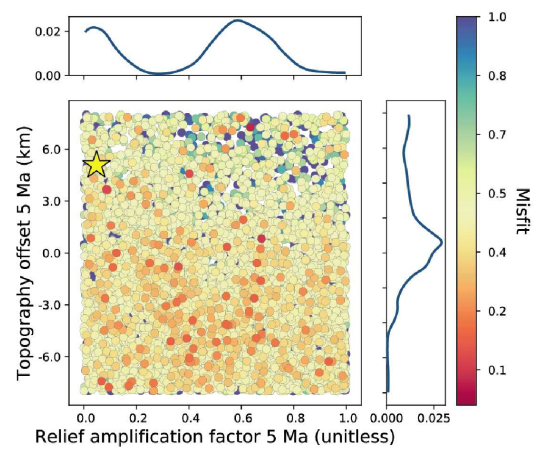
15 Ma



10 Ma

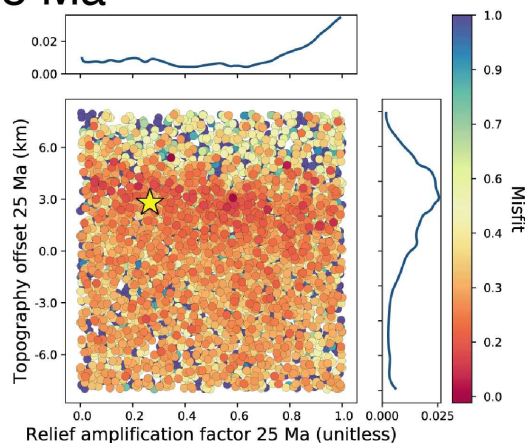


5 Ma

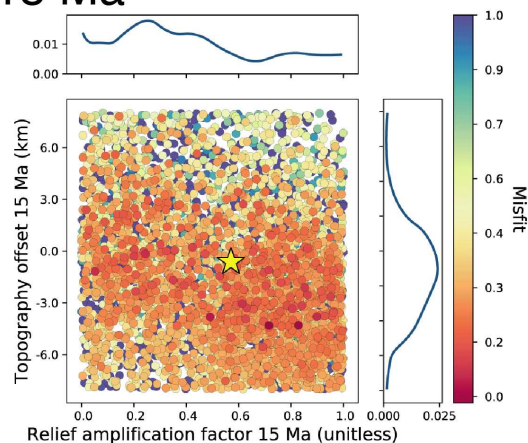


SUPPLEMENTARY FIGURE 10. PECUBE inversion results for landscape evolution parameters through time for the Altiplano block. Y-axis is the topography-offset parameter; X-axis is the relief amplification factor. These parameters do not converge toward a unique solution.

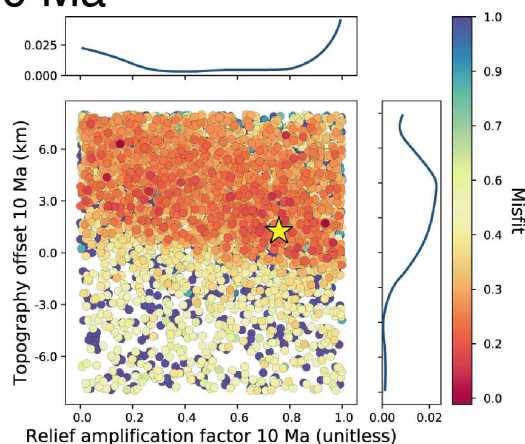
Eastern Cordillera 25 Ma



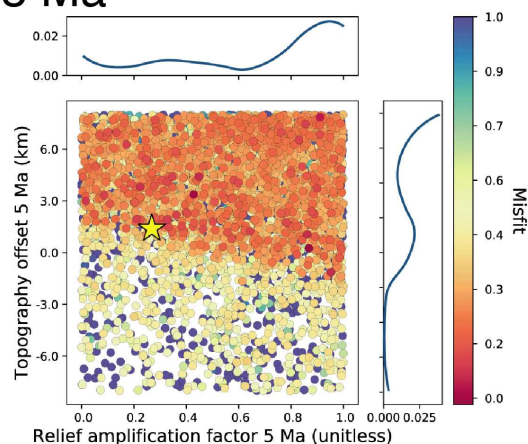
15 Ma



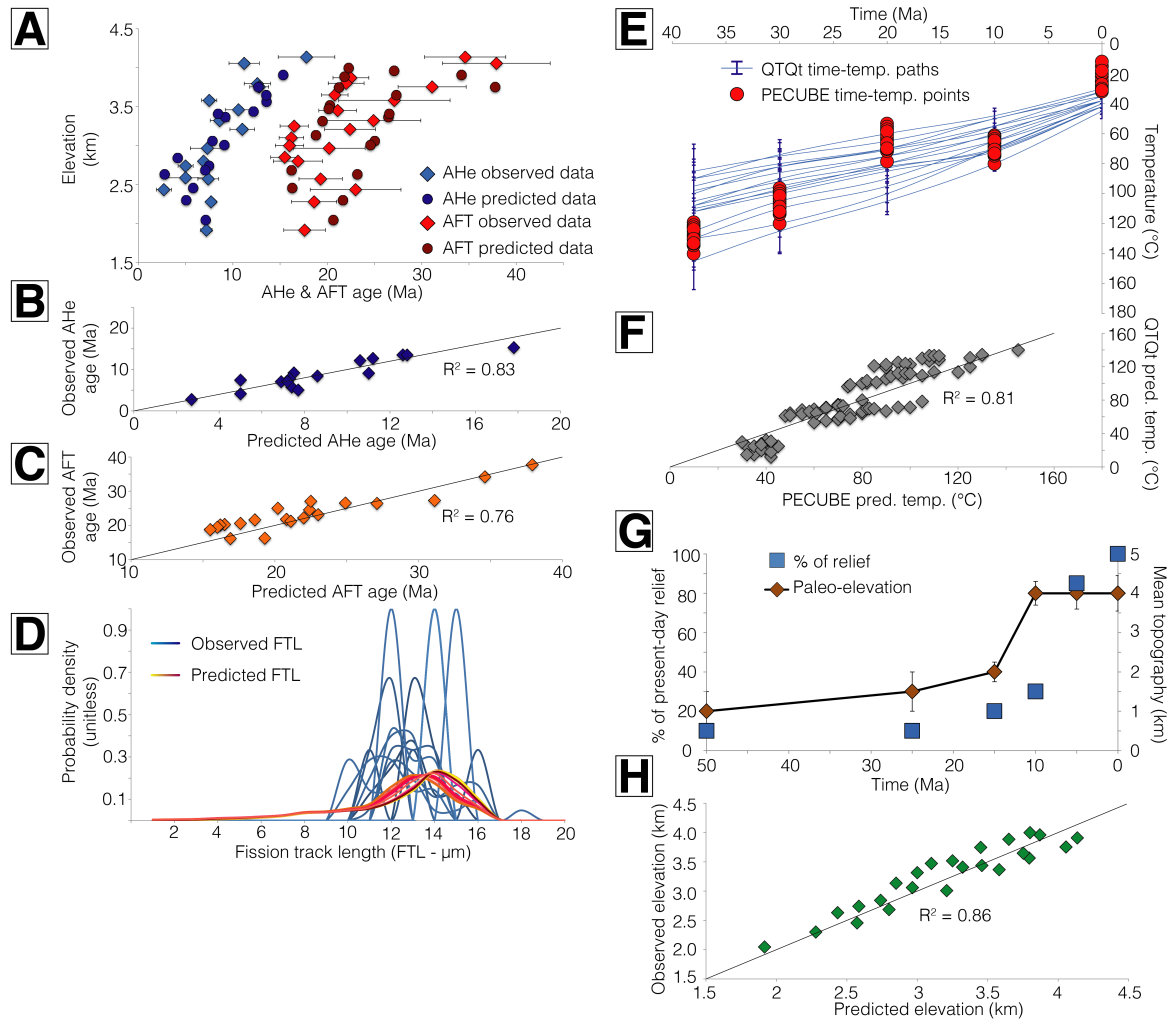
10 Ma



5 Ma

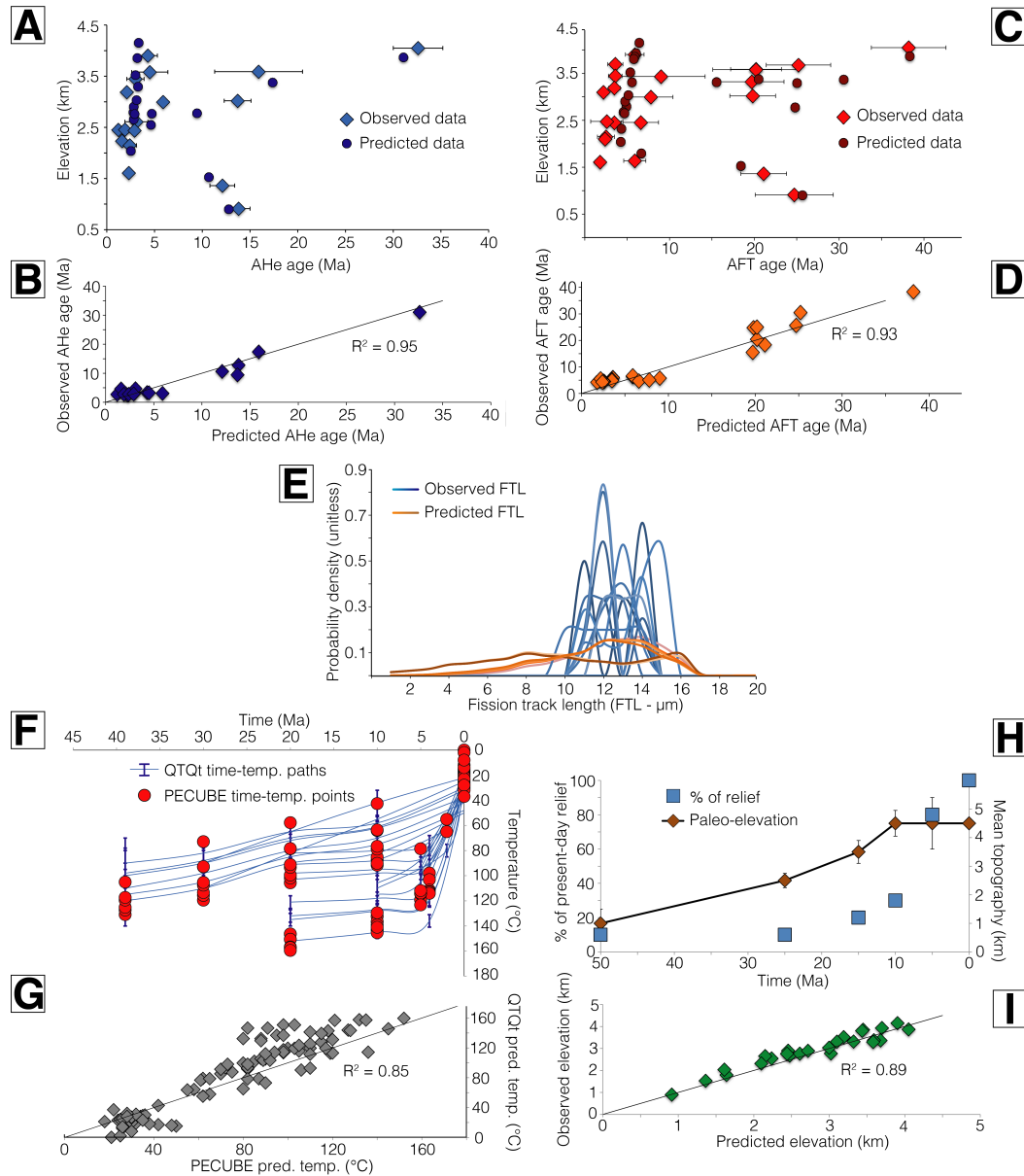


SUPPLEMENTARY FIGURE 11. PECUBE inversion results for landscape evolution parameters through time for the Eastern Cordillera block. Y-axis is the topography-offset parameter ; X-axis is the relief amplification factor. These parameters do not clearly converge toward a unique solution.

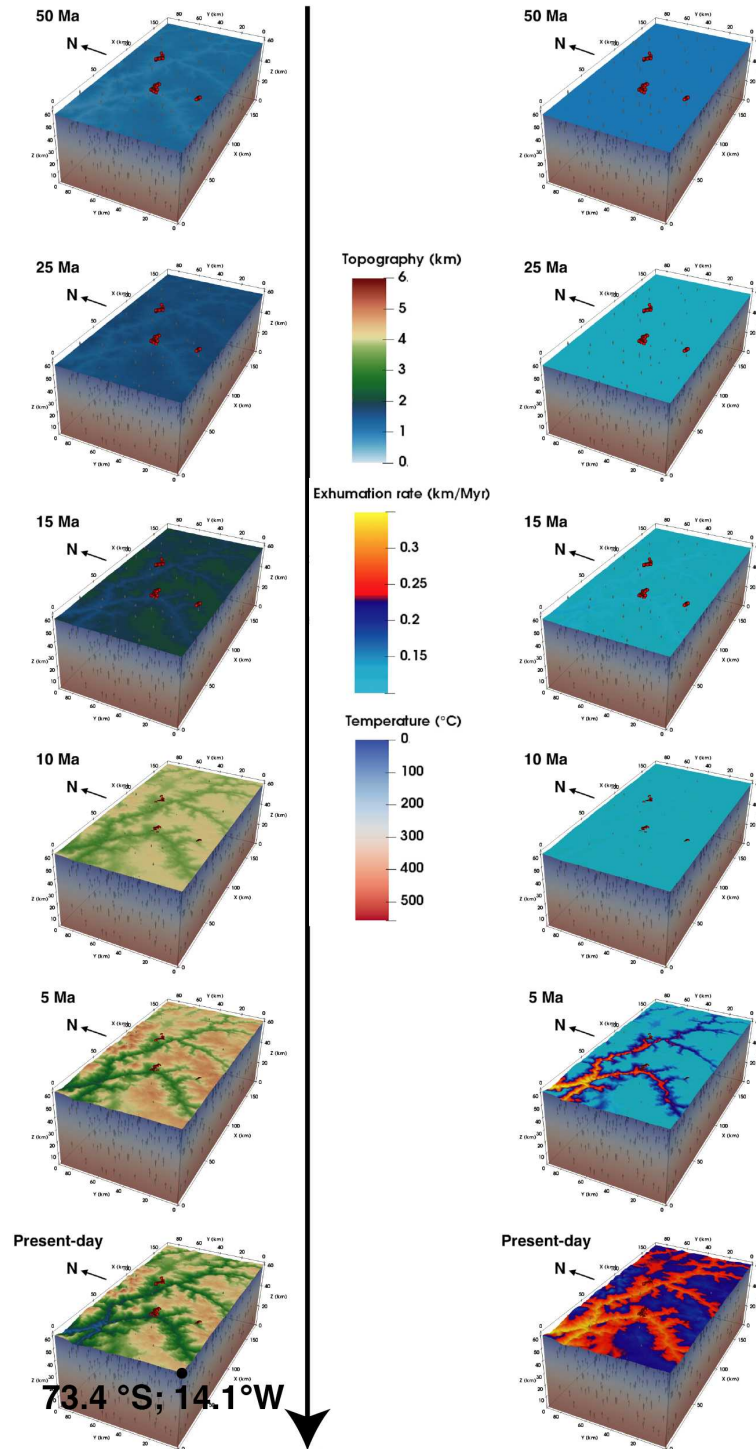


SUPPLEMENTARY FIGURE 12. Observed data vs. predicted ones from PECUBE for the Altiplano crustal block. A) Age-elevation plot for observed AHe and AFT ages vs. predicted ones. B) Implemented AHe ages in function of predicted AHe ages. C) Implemented AFT ages in function of predicted AFT ages. D) Probability density function for implemented fission track length vs. predicted ones. E) Direct comparison of Time-temperature paths derived from QTQt modeling and T-t paths derived from PECUBE. F) Implemented temperature (QTQt) in function of predicted ones computed with PECUBE. G) Implemented modeled mean topography evolution (Sundell et al., 2019) and percentage of present-relief for forward modeling. H) Implemented topography (GTOPO30) in function of the predicted one by PECUBE after landscape evolution computation. In any case, the data reproducibility is very satisfactory.

EXHUMATION DIFFÉRENTIELLE DE LA CORDILLÈRE ORIENTALE AU TRAVERS D'UN RÉTRO-CHEVAUCHEMENT À VERGENCE SUD (DÉFLEXION D'ABANCAY, PÉROU)

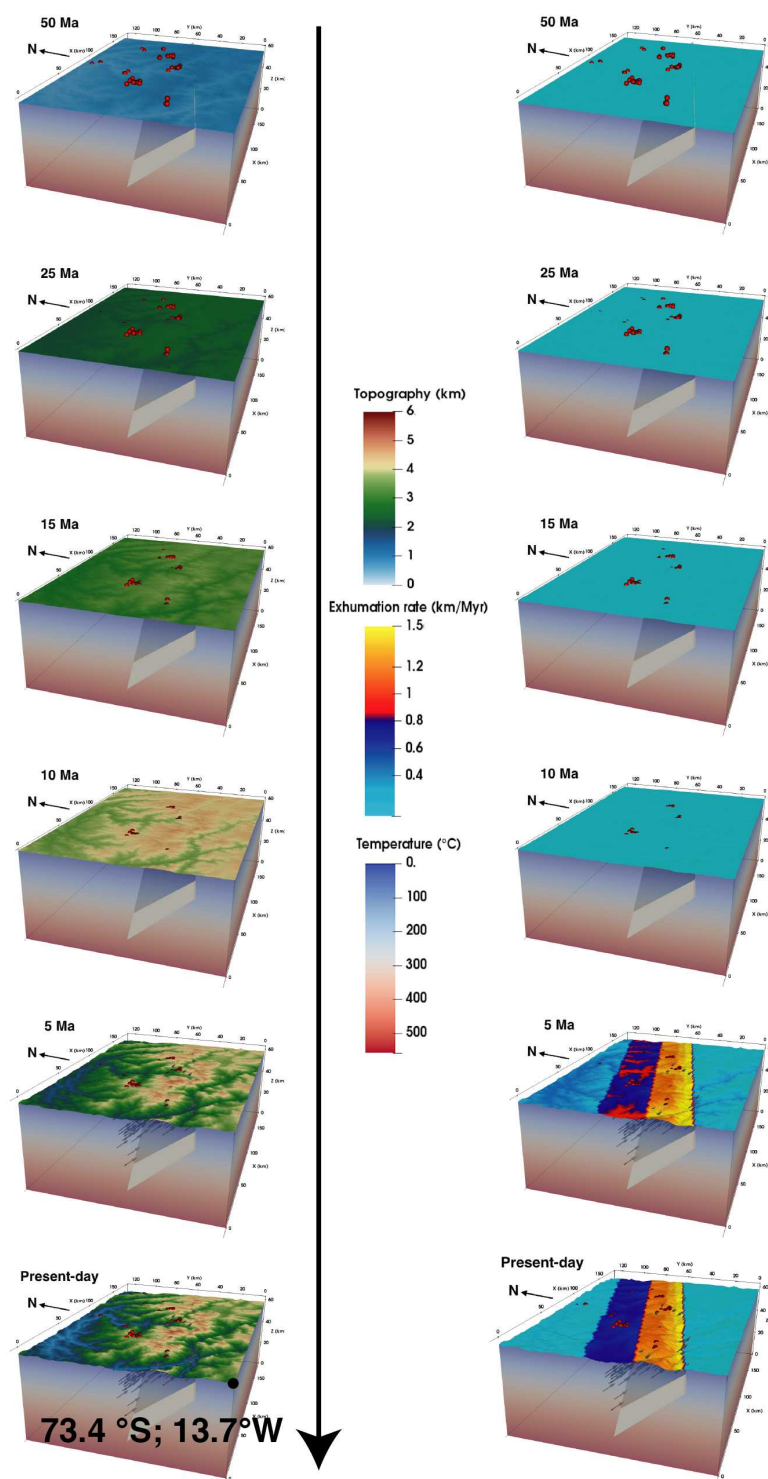


SUPPLEMENTARY FIGURE 13. Observed data vs. predicted ones from PECUBE for the Eastern Cordillera crustal block. A) Age-elevation plot for observed AHe ages vs. predicted ones. B) Implemented AHe ages in function of predicted AHe ages. C) Age-elevation plot for observed AFT ages vs. predicted ones. D) Implemented AFT ages in function of predicted AFT ages. E) Probability density function for implemented fission track length vs. predicted ones. F) Direct comparison of Time-temperature paths derived from QTQt modeling and T-t paths derived from PECUBE. G) Implemented temperature (QTQt) in function of predicted ones computed with PECUBE. H) Implemented modeled mean topography evolution (Sundell et al., 2019) and percentage of present-relief for forward modeling. I) Implemented topography (GTOPO30) in function of the predicted one by PECUBE after landscape evolution computation. In any case, the data reproducibility is very satisfactory.



SUPPLEMENTARY FIGURE 14. Tectono-morphic evolution of the southern Abancay Deflection (Altiplano block) since 50 Ma. Diagrams on the left show the topographic evolution of the studied area suggesting the capture of the paleo-Altiplano < 10 Ma. Diagrams on the right represent the surface exhumation pattern with incisional process starting after 10 Ma.

EXHUMATION DIFFÉRENTIELLE DE LA CORDILLÈRE ORIENTALE AU TRAVERS D'UN RÉTRO-CHEVAUCHEMENT À VERGENCE SUD (DÉFLEXION D'ABANCAY, PÉROU)



SUPPLEMENTARY FIGURE 15. Tectono-morphic evolution of the northern Abancay Deflection (Eastern Cordillera block) since 50 Ma. Diagrams on the left show the topographic evolution of the studied area. Diagrams on the right represent the surface exhumation pattern with the Apurimac fault system south-verging back-thrusting uplift the since ~5 Ma.

6.3 Résumé / Overview

L'exploration et les modélisations en 2D et en 3D de la Déflexion d'Abancay au regard des contraintes thermochronologiques m'ont permis de discuter et d'interpréter la cinématique d'exhumation pour cette région depuis 40 Ma. Les nouvelles données obtenues sont cohérentes avec celles présentées au chapitre 5 et renforcent ainsi la robustesse des interprétations réalisées. Dans ce chapitre, je démontre que les taux d'exhumation pour la Déflexion d'Abancay entre 40 et ~ 5 Ma sont uniformes et constants ($\sim 0,2$ km/Ma). Ces taux sont cohérents avec la vitesse de soulèvement de surface de cette portion nord des Andes Centrales dans un contexte hydrologique endoréique (érosion et incision limitée) et compatibles avec des mécanismes de soulèvement crustaux tels qu'un raccourcissement tectonique à grande échelle et/ou un flux de croûte inférieure ductile. Le différentiel d'exhumation qui affecte la région depuis ~ 5 Ma est caractérisée par une augmentation d'un ordre de grandeur des taux d'exhumation pour le sud de la Cordillère Orientale ($\sim 1,2$ km/Ma). Cette accélération de l'exhumation localisée est le résultat de l'incision de la région subséquente à la capture du paléo-environnement endoréique et renforcée par le soulèvement tectonique au travers du système de failles de l'Apurimac (rétrochevauchement à vergence sud). L'activation de ce système de faille a probablement été favorisée par l'intensification du phénomène de mousson tardi-Miocène et/ou du sous-plaquage du terrane d'Arequipa en progression vers le nord. Il convient désormais de synthétiser l'ensemble des informations recueillies aux chapitres 4, 5 et 6 afin de contraindre l'évolution géomorphologique, tectonique et géodynamique de la Déflexion d'Abancay depuis 40 Ma.

Thermochronological investigation and 2D/3D modeling of the Abancay Deflection give insights to discuss and interpret the exhumation kinematics for this region since 40 Ma. These newly obtained data are highly consistent with those presented in the chapter 5 and thus, give strength to the interpretations I made. In this chapter, I demonstrate that the exhumation rates for the Abancay Deflection from ~ 40 to ~ 5 Ma are steady and uniform (~ 0.2 km/Ma). This exhumation rates is consistent with surface uplift values for this northern part of the Central Andes in an internally-drained context and compatible with crustal uplift mechanisms such as a large-scale tectonic shortening and/or a lower crustal flow. At ~ 5 Ma, a differential exhumation pattern affects the region with a focused 10-times increase of exhumation rates affecting the southern Eastern Cordillera (~ 1.2 km/m.y.). We imputed this local exhumation acceleration to incisional process in response to the capture of the paleo-endorheic environment and enhanced by the tectonic uplift through the south-verging backthrust of the Apurimac fault system. I propose that this fault system behavior was triggered by the late-Miocene monsoon intensification and/or by the northward underplating of the Arequipa terrane. In the next chapter, I will synthesize all the collected information in the chapters 4, 5 and 6 in order to unravel the geomorphological, tectonics, and geodynamic evolution of the Abancay Deflection since 40 Ma.

Chapitre 7

SYNTHÈSE, CONCLUSION ET PERSPECTIVES

Dans ce chapitre, je synthétise l'ensemble des informations relatives aux résultats, modèles et interprétations réalisés précédemment. Au vu de la compilation bibliographique et des analyses géomorphologiques et thermochronologiques, je réponds aux problématiques posées dans le chapitre introductif 2. Pour rappel, il s'agit des questions suivantes :
Quels sont les mécanismes à l'origine de la structuration et du soulèvement de la Déflexion d'Abancay depuis 40 Ma, depuis 10 Ma, depuis 10 ka ?
Quelle est l'implication de l'héritage tectonique sur le soulèvement ?
Comment expliquer l'anomalie de topographie, de relief et la direction du réseau hydrographique de la région ?

In this chapter, I synthesize the whole information derived from my results, modeling and interpretations I made previously. According to the bibliography compilation, the geomorphological and thermochronological analysis, I answer the issues raised in the introductive chapter 2. As a reminder, here are the main questions :

What are the mechanisms responsible for the Abancay Deflection structuration since 40 Ma, since 10 Ma, since 10ka ?

What are the implications of the tectonic inheritance for the Abancay Deflexion uplift ?

How to explain the anomalies of topography, relief and peculiar channel network direction of this region ?

Sommaire

7.1	Synthèse des informations extraites aux chapitres précédents	296
7.1.1	La Déflexion d'Abancay entre ~ 40 et ~ 5 Ma – Composante d'exhumation verticale limitée et structuration horizontale Miocène	296
7.1.2	La Déflexion d'Abancay entre ~ 5 Ma et l'actuel	300
7.1.2.1	Capture du paléo-Altiplano et basculement tectonique de la Cordillère Orientale au travers du système de failles de l'Apurimac	300
7.1.2.2	Causes de l'exhumation post ~ 5 Ma de la Déflexion d'Abancay	301
7.1.2.3	Modèles d'exhumation rapide < 5 Ma rejetés	304
7.1.3	La Déflexion d'Abancay : Une syntaxe tectonique	304
7.1.3.1	Analogies géomorphologiques avec les syntaxes himalayennes	304
7.1.3.2	Analogies géodynamiques et tectoniques avec les syntaxes himalayennes et la syntaxe alaskienne	305
7.2	Conclusion : Résumé / Overview	314
7.3	Perspectives	315
7.4	Bibliographie Chapitre 7	319

7. SYNTHÈSE, CONCLUSION ET PERSPECTIVES

Au cours de ma thèse, j'ai été amené à développer une approche pluridisciplinaire (géomorphologie quantitative, thermochronologie, modélisation numérique) afin de caractériser l'évolution géologique de la Déflexion d'Abancay en lien avec l'évolution géodynamique des Andes Centrales. Dans les chapitres précédents, j'ai discuté et interprété les résultats obtenus afin de mettre en évidence l'évolution paléogéographique court terme (< 10 Ma ; Chapitre 4), les dynamiques d'exhumation long termes (depuis 40 Ma ; Chapitres 5 et 6) et les mécanismes associés à la structuration de la Déflexion d'Abancay qui marque l'extension septentrionale de l'Altiplano. Mon travail permet de combler la lacune de données qui affectait cette région et de mieux contraindre les mécanismes de construction et de structuration de cette zone charnière des Andes péruviennes abritant une multitude d'anomalies géologiques (Chapitre 2). Mon travail met en évidence les conséquences de l'héritage tectonique sur l'évolution du paysage actuel. De plus, je montre l'importance des interactions et rétroactions entre les processus de surface (dénudation) en partie contrôlés par la variabilité climatique et les processus de déformations crustaux (Chapitres 4,5 et 6). Ci-après, je synthétise l'ensemble des informations recueillies afin de répondre aux problématiques posées au Chapitre 2. Cette analyse me permet de proposer une nouvelle définition géologique pour la Déflexion d'Abancay.

7.1 Synthèse des informations extraites aux chapitres précédents

Les données thermochronologiques obtenues et présentées aux chapitres 5 et 6 permettent d'explorer les dynamiques d'exhumation de la Déflexion d'Abancay pour une gamme temporelle allant de l'Éocène supérieur (~ 40 Ma) à l'actuel. L'histoire antérieure de la région, présentée au chapitre 2 et interprétée ci-après, découle de compilations bibliographiques.

7.1.1 La Déflexion d'Abancay entre ~ 40 et ~ 5 Ma – Composante d'exhumation verticale limitée et structuration horizontale Miocène

L'époque Éocène correspond à l'activité d'un arc magmatique affectant la région altiplanique de la Déflexion d'Abancay avec la mise en place de plutons entre ~ 50 et ~ 30 Ma (Fig. 7.1 ; Noble et al., 1984 ; Carlier et al., 1996 ; Perello et al., 2003 ; Jones, 2006 ; Mamani et al., 2010). La perturbation thermique associée à cette adjonction de fluides dans la croûte n'est pas enregistrée par les données thermochronologiques (Chapitre 6). Trois raisons sont susceptibles d'expliquer ce phénomène :

1. Les roches actuellement à la surface et disponibles pour l'échantillonnage étaient trop profondes et donc trop chaudes (systèmes thermochronométriques non activés ou resetés (remis à zéro) pour enregistrer cette perturbation thermique.
2. Pour le sud de la Cordillère Orientale, l'exhumation rapide post- 5 Ma et la dénudation (érosion) en conséquence a détruit ce signal.
3. La perturbation thermique associée à l'activité de l'arc magmatique était géographiquement et temporellement limitée et n'a pu affecter les données thermochronologiques par réchauffement.

Au Miocène (~ 23 à ~ 5 Ma), la courbure de l'Orocline bolivien s'initie (Müller et al., 2002) et se manifeste par des rotations antihoraires d'ampleur ($>45^\circ$) pour le flanc nord de l'Orocline, en particulier dans la région de la Déflexion d'Abancay (Butler et al., 1995; Gilder et al., 2003; Roperch et al., 2006). Cette courbure est concomitante au soulèvement des Andes Centrales passant d'une altitude moyenne de ~ 2 km à ~ 4 km (Kar et al., 2016; Sundell et al., 2019).

Bien que la Cordillère Orientale bolivienne enregistre un pic de déformation et d'exhumation entre ~ 25 et ~ 10 Ma (Kley et al., 1997; Horton et al., 2014), mes données et modèles montrent que la Cordillère Orientale de la Déflexion d'Abancay n'enregistre pas d'accélération de l'exhumation au cours du Miocène. Au contraire, ces derniers sont uniformes et constants entre ~ 40 et ~ 5 Ma pour toute la déflexion ($\sim 0,2$ km/Ma; Chapitres 5 et 6). En conséquence, j'interprète les taux d'exhumation constants en uniformes pour la Déflexion d'Abancay entre ~ 40 et ~ 5 Ma comme étant l'enregistrement de faibles taux de dénudation de la région dans un contexte hydrologique endoréique (Chapitre 4; Fig. 7.1). De plus, au cours du Miocène, et de façon conséquente à la courbure de l'Orocline bolivien, la région était soumise à un régime tectonique de transpression senestre (Dalmayrac et al., 1980) caractérisée par l'advection latéral de matériel en provenance du sud-est (Fig. 7.1). Ce régime tectonique crustal est dominé par des mouvements horizontaux et ne peut être enregistré par les données thermochronologiques (dynamique verticale) et encore moins modélisé par des modèles de coupes équilibrées (2D; Gotberg et al., 2010) qui prennent uniquement en considération les mouvements verticaux perpendiculaires aux accidents tectoniques.

La région d'Abancay se situe sur la bordure septentrionale du terrane d'Arequipa accréte au bloc amazonien il y a 1 Ga (Martignole and Martelat, 2003; Loewy et al., 2004; Mamani et al., 2008; Chew et al., 2016). J'interprète la localisation des déformations défléchies dans la région d'Abancay (Chapitre 2) comme l'expression de la concentration des contraintes en bordure du bloc rigide que constitue le terrane d'Arequipa (Mamani et al., 2008). Je suppose que ce bloc rigide a joué un rôle de poinçon (indenter) pour la structuration horizontale de la zone d'étude au Miocène et sur l'évolution de son histoire récente (< 5 Ma; Figs. 7.1 et 7.2).

Les taux d'exhumation uniformes et constants pour la région d'Abancay entre ~ 40 et ~ 5 Ma valident plutôt l'hypothèse d'un soulèvement continu et uniforme pour les Andes Centrales (Barnes and Ehlers, 2009) pour cette même période. En effet, l'exhumation quantifie les dynamiques verticales des roches. Elle est favorisée par l'érosion (dénudation) en réponse à un soulèvement de surface (tectonique ou non). Au regard des taux d'exhumation constants que j'ai obtenu ($\sim 0,2$ km/Ma) entre ~ 40 et ~ 5 Ma (Chapitre 6), il apparaît que ces derniers sont compatibles avec les vitesses constantes de soulèvement de surface modélisées par Sundell et al. (2019) ($\sim 0,1$ km/Ma; Fig. 7.1B). Ces observations sont donc en accord avec des mécanismes crustaux de soulèvement tels qu'un flux de croûte ductile inférieure (Husson and Sempere, 2003; Tassara, 2005; Ouimet and Cook, 2010) et/ou un raccourcissement tectonique à grande échelle (Lamb, 2011; Phillips et al., 2012). Cependant je ne peux exclure l'accélération de soulèvement de surface mis en évidence par Kar et al., (2016) ($\sim 0,4$ km/Ma entre ~ 10 et ~ 5 Ma; Fig. 7.1B). En effet, Dans ce contexte altiplanique endoréique (Chapitre 4), les processus de dénudation sont faibles (bassins intra-montagneux, dépôt sédimentaire). Par conséquent, l'Altiplano a pu se soulever rapidement à la fin du Miocène sans que l'incision n'excave des volumes de roche importants. Les taux d'exhumation ont donc très bien pu rester stables malgré une accélération des taux de soulèvement de surface. Toutefois, il a été montré que l'accélération du soulèvement de surface pour cette région est un artéfact gouverné par la variabilité climatique, elle-même gouvernée par le soulèvement des Andes Centrales au Miocène (Barnes and Ehlers, 2009; Ehlers and Poulsen, 2009). C'est pourquoi je privilégie l'hypothèse d'un soulèvement de surface et d'une exhumation associée lents et continus depuis 40 Ma. Ces éléments permettent d'éliminer l'hypothèse d'une potentielle implication de délamination lithosphérique invoquée par Garzione et al. (2006) qui implique un ou plusieurs pulses de soulèvement tardi-Miocène (Garzione et al., 2017).

7.1.2 La Déflexion d'Abancay entre ~ 5 Ma et l'actuel

7.1.2.1 Capture du paléo-Altiplano et basculement tectonique de la Cordillère Orientale au travers du système de failles de l'Apurimac

L'enregistrement thermochronologique et les modèles associés montrent une accélération d'un ordre de grandeur supérieur de l'exhumation pour le sud de la Cordillère Orientale à partir de ~ 5 Ma ($\sim 1,2$ km/Ma) tandis que le nord la Cordillère Orientale et l'Altiplano enregistrent des taux d'exhumation identiques à la période précédente (~ 40 et ~ 5 Ma ; $0,2$ km/Ma ; Chapitres 5 et 6). Cette accélération des vitesses d'exhumation au sud de la Cordillère Orientale s'explique par deux phénomènes : L'incision par la rivière Urubamba suite à la capture du paléo-Altiplano (Chapitre 4) et l'activité d'un rétro-chevauchement à vergence sud non documentée auparavant : le système de failles de l'Apurimac (Chapitres 5 et 6 ; Figs. 7.1 et 7.2). Bien que des accidents tectoniques crustaux impliquant le socle (tectonique dite « thick-skinned ») rétro-chevauchants à vergence ouest sont documentés comme étant actifs depuis la fin du Miocène plus au nord (Massif de Shira (Gautheron et al., 2013 ; Wimpenny et al., 2018) ; faille de Huaytapallana (Dorbath et al., 1990)), c'est la première fois que l'activité tectonique récente (< 5 Ma) est documentée dans la région d'Abancay (Chapitre 6) au travers du système de failles de l'Apurimac. Cette identification ouvre des perspectives quant à la gestion et à la prévention des risques sismiques dans cette zone déjà sujettes aux mouvements gravitaires d'ampleurs.

Les arguments en faveur de l'activité tectonique du système de failles crustales (Carlier et al., 2005 ; Ma and Clayton, 2014) de l'Apurimac en rétrochevauchement vers le sud depuis ~ 5 Ma sont :

1. Une activité sismique contemporaine (Chapitre 2)
2. La circulation de fluides volcaniques le long du système de failles depuis ~ 7 Ma (Chapitre 2 ; Kaneoka and Guevara, 1984 ; Bonhomme et al., 1988 ; Carlier et al., 1996)
3. Les anomalies positives de topographie, de pentes, de reliefs et de k_{sn} affectant le sud de la Cordillère Orientale bordée par le système de failles de l'Apurimac (Chapitre 4).
4. L'enregistrement thermochronologique et les modèles thermo-cinématiques à partir des âges AHe et AFT sont en faveur du basculement de la Cordillère Orientale au travers du rétrochevauchement (système de failles de l'Apurimac ; Chapitres 5 et 6).

7.1.2.2 Causes de l'exhumation post ~ 5 Ma de la Déflexion d'Abancay

La région de la Déflexion d'Abancay est bordée au nord par la zone subandine pour laquelle le raccourcissement crustal est actif depuis ~ 14 Ma (Figs. 7.1 et 7.2; Espurt et al., 2011). Au sud l'Altiplano enregistre au cours du Quaternaire des phénomènes d'extension crustaux au travers de failles normales (Fig. 7.2; Sébrier et al., 1985; Mercier et al., 1992; Wimpenny et al., 2018). Je montre qu'entre ces deux ensembles, la Cordillère Orientale est basculée au travers du rétro-chevauchement à vergence sud du système de failles de l'Apurimac (Figs. 7.1 et 7.2; Chapitres 5 et 6) depuis ~ 5 Ma.

En considérant la théorie d'équilibre d'un prisme orogénique (Willett et al., 1993; Willett, 1999; Whipple and Meade, 2004, 2006; Roe et al., 2008), l'élargissement de l'orogène vers la zone subandine par transfert tectonique depuis les zones internes (Altiplano; Horton, 2005; McQuarrie et al., 2008; Norton and Schlunegger, 2011; Anderson et al., 2018) est déclenché par l'accumulation de sédiment dans le bassin d'avant-pays andin (zone subandine; Mosolf et al., 2011) en réponse à l'intensification des précipitations sur le flanc orientale des Andes à la fin du Miocène (Poulsen et al., 2010; Mosolf et al., 2011). Une caractéristique notable de la Déflexion d'Abancay est le fait que les rivières Urubamba et Apurimac sont parvenues à traverser la Cordillère Orientale et inciser profondément la région (capture du paléo-Altiplano; Chapitre 4) potentiellement favorisées par l'intensification du phénomène de mousson sud-américain (Poulsen et al., 2010) et la variabilité climatique Pliocène (Peizhen et al., 2001; Lease and Ehlers, 2013). Au regard de son timing d'initiation (~ 5 Ma; Fig. 7.2) le système de failles de l'Apurimac est un chevauchement hors séquence. Au même moment dans la zone subandine, l'activité du chevauchement (fold and thrust belt) du Pongo de Mainique cesse (Gautheron et al., 2013) et est relayé par un nouveau front actif plus au nord (front subandin actuel).

J'interprète l'évolution tectonique de la Déflexion d'Abancay en faisant le lien entre l'évolution climatique de la région et le transfert des déformations tectoniques en terme de rééquilibrage du prisme orogénique :

1. L'intensification des précipitations à la fin du Miocène (Poulsen et al., 2010) sur le flanc orientale des Andes péruviennes a favorisé la progression par érosion régressive des protos-Apurimac et Urubamba au travers de la Cordillère Orientale et la capture du paléo-Altiplano endoréique (Chapitre 4).
2. En conséquence, l'érosion qui découle de cette capture et de la chute brutale du niveau de base est à l'origine d'une dénudation importante de la Cordillère Orientale et de l'Altiplano. Le matériel érodé est exporté au travers du réseau hydrographique et déposé dans le bassin d'avant pays (zone subandine).
3. Par rééquilibrage du prisme orogénique, les déformations dans la zone subandine vont se propager davantage vers le nord autour de ~ 5 Ma (Mosolf et al., 2011; Gautheron et al., 2013). Au cœur de la chaîne, la perte conséquente de masse (dénudation) va favoriser le soulèvement de la Cordillère Orientale au travers du rétro-chevauchement hors séquence du système de failles de l'Apurimac (~ 5 Ma; Fig. 7.2; Chapitres 5 et 6). Ce processus est toujours en cours.

4. La localisation de la déformation sur le système de failles de l'Apurimac est très probablement favorisée par la présence du terrane d'Arequipa (Loewy et al., 2004). Le système de failles de l'Apurimac joue le rôle de butoir sur lequel vient s'enraciner la rampe des chevauchements subandins à vergence est formant ainsi une structure en fleur (Chetty and Bhaskar Rao, 2006) d'échelle crustale entre le bloc d'Arequipa hérité de la phase de convergence Grenville-Sunsás il y a 1 Ga au sud (Ramos, 2008) et le craton brésilien au nord (Fig. 7.2). La progression du terrane d'Arequipa vers le nord (rotation de bloc rigide) est la conséquence de la courbure de l'Orocline bolivien toujours en cours (Allmendinger et al., 2005).

Le système de failles de l'Apurimac est une suture ancienne entre deux blocs lithosphériques (Carlier et al., 2005 ; Ma and Clayton, 2014). Il a joué le rôle d'un relais transformant pendant la phase d'extension Permo-Jurassique (Sempere et al., 2002 ; Carlotto et al., 2006). Au cours du Miocène, il a localisé les contraintes transpressives dans le cadre de la structuration horizontale de la Déflexion d'Abancay (Dalmayrac et al., 1980). Enfin depuis ~5 Ma il accommode le basculement de la Cordillère Orientale (cette étude). Ces informations montrent l'importance de l'héritage tectonique d'une région sur l'occurrence du paysage actuel.

Une fois de plus cette étude montre le lien ténu entre le climat et la dénudation subséquente et le régime tectonique d'une région (*e.g.* Montgomery et al., 2001 ; Hartley, 2003 ; Lamb and Davis, 2003 ; Strecker et al., 2007 ; Whipple, 2009 ; Armijo et al., 2015) avec la mise en évidence de la phase tardive d'exhumation de la Cordillère orientale (< 5 Ma) de la Déflexion d'Abancay, contrôlée par l'incision qui découle potentiellement de l'intensification des précipitations de la région à la fin du Miocène et du soulèvement tectonique avec le rétro chevauchement du système de failles de l'Apurimac.

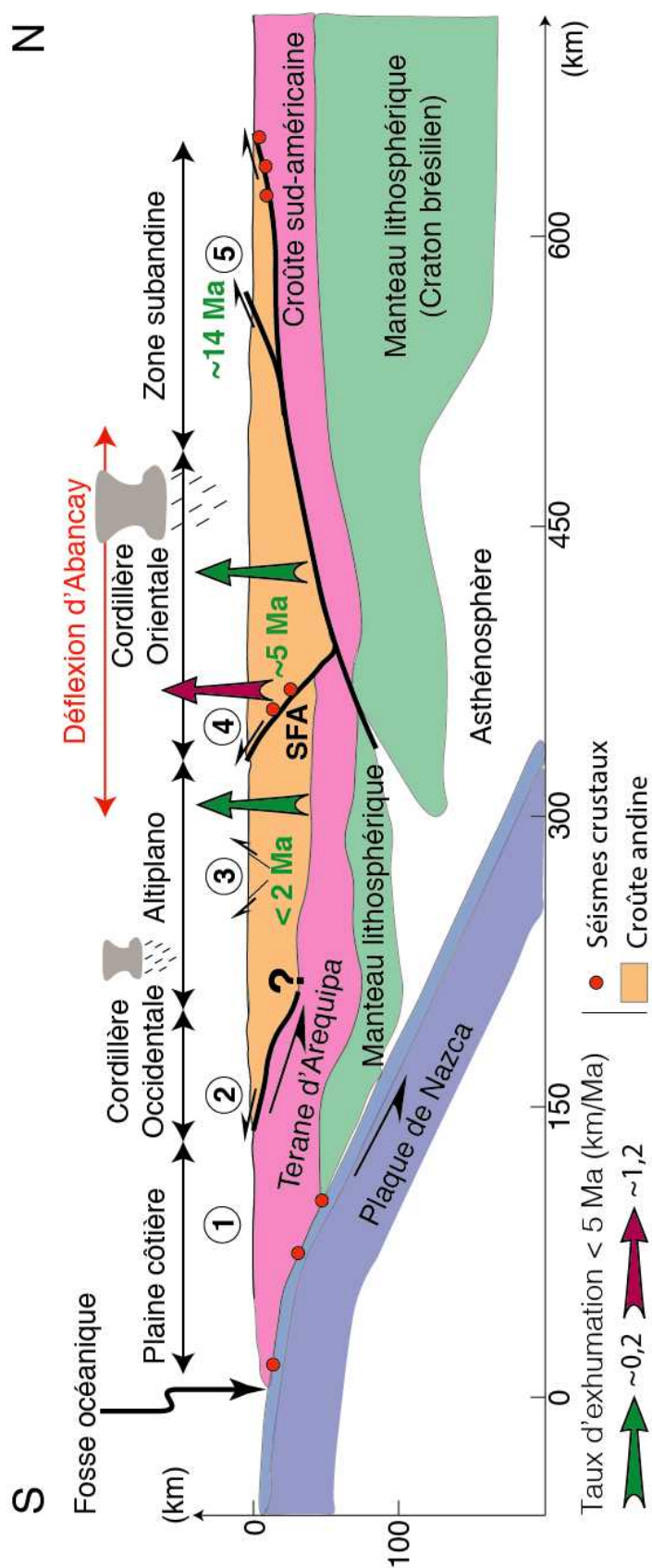


FIGURE 7.2 – Modèle de l'orogène andin au travers de la Déflexion d'Abancay depuis ~5 Ma. Modifié d'après le modèle de prisme orogénique à double vergence (Armijo et al., 2015). Les nombres verts correspondent au timing d'initiation des déformations des accidents tectoniques associés. Les éléments de l'élaboration de ce modèle sont issus des études 1 à 5 indiquées à l'intérieur des cercles. 1 : Loewy et al. (2004) ; Ramos (2008, 2010) ; 2 : Armijo et al. (2015) ; 3 : Sébrier et al. (1985) ; Mercier et al. (1992) ; Wimpenny et al. (2018) ; 4 : Cette étude ; 5 : Espurt et al. (2011) ; Gautheron et al. (2013). SFA signifie système de failles de l'Apurimac.

7.1.2.3 Modèles d'exhumation rapide < 5 Ma rejetés

L'accélération de l'exhumation très localisée dans le cœur de la Déflexion d'Abancay (sud de la Cordillère orientale; Chapitre 6) ne peut être expliqué par un phénomène de grande ampleur spatiale comme un phénomène de délamination lithosphérique (Sobolev and Babeyko, 2005; Garzione et al., 2006).

D'autre part, la ride Nazca subduite sous le continent sud-américain (Chapitre 2) depuis 15 Ma (Rosenbaum et al., 2005) initialement à $\sim 10^\circ\text{S}$ sous la région de la Cordillère Blanche (Margirier et al., 2015) semble influencer le soulèvement de la plaque supérieure. Ce phénomène est bien documenté dans l'avant pays amazonien par l'étude du megafan sédimentaire de l'arche de Fitzcarrald (Espurt et al., 2007; Regard et al., 2009; Bishop et al., 2018). La migration vers le sud de la ride asismique de Nazca (Hampel, 2002) pourrait expliquer une accélération des taux d'exhumation observés à grande échelle dans la région de la Déflexion d'Abancay. Le signal de soulèvement supposé de la plaque supérieure (Regard et al., 2009) devrait intervenir à partir de ~ 6 Ma pour la région de la Déflexion d'Abancay compte tenu de la position de la ride de Nazca au cours du temps (Rosenbaum et al., 2005). Ce timing pourrait être cohérent avec l'accélération des taux d'exhumation à ~ 5 Ma enregistré dans la Cordillère Orientale (Chapitres 5 et 6). Cependant d'un point de vue spatial, l'enregistrement thermochronologique ne montre pas un phénomène de soulèvement à grande échelle mais un pulse local dans le sud de la Cordillère Orientale (Chapitres 5 et 6). La conservation de taux d'exhumation constants entre ~ 40 et 0 Ma pour l'Altiplano et le nord de la Cordillère Orientale suggère même que la ride de Nazca n'aurait pas d'influence sur le soulèvement de surface. La présence de la ride Nazca dans l'axe de la Déflexion d'Abancay est donc anecdotique au regard des autres processus en jeu.

7.1.3 La Déflexion d'Abancay : Une syntaxe tectonique

7.1.3.1 Analogies géomorphologiques avec les syntaxes himalayennes

Certains éléments géomorphologiques propres à la Déflexion d'Abancay (Fig. 7.3A) présentent de flagrantes ressemblances avec les syntaxes tectoniques décrites en Himalaya. Pour le système himalayen, je fais références aux massifs du Nanga Parbat (NP; Schneider et al., 1999b, 1999a; Edwards et al., 2000) à l'ouest et du Namche Barwa (NB; Hallet and Molnar, 2001) à l'est (Fig. 7.3C).

Tout d'abord ces régions montrent une anomalie de topographie positive en comparaison avec les régions qui les entourent (Zeitler et al., 2001; Chapitre 4). De surcroît, cette topographie élevée est largement entaillée par un réseau hydrographique (Indus pour le NP; Tsangpo pour le NB (Zeitler et al., 2001); Urubamba et Apurimac pour la Déflexion d'Abancay (Chapitre 4; Fig 7.3A)) à l'origine de fortes valeurs de pentes, de reliefs et de k_{sn} (gorges, canyons; Yang et al., 2016). Ces mêmes rivières traversent l'orogène afin de rejoindre l'avant pays et sont capturées par des formations géologiques avec des changements brutaux de direction d'écoulement (Zeitler et al., 2001; Clark et

al., 2004 ; Chapitre 4) et des knickpoints conséquents (Salween, Mekong, Yangtze, Zeitler et al. (2001) vs. Apurimac et Urubamba (Chapitre 4). En amont ces réseaux hydrographiques capturent des surfaces perchées le long d'accident tectoniques (Harkins et al., 2007 ; Chapitre 4). Ces surfaces appartiennent aux ensembles morphologiques du plateau du Tibet pour l'Himalaya et de l'Altiplano pour les Andes. Enfin les rivières s'alignent et se resserrent autour de failles héritées (Brookfield, 1998 ; Hallet and Molnar, 2001 ; Chapitre 4).

7.1.3.2 Analogies géodynamiques et tectoniques avec les syntaxes himalayennes et la syntaxe alaskienne

Les régimes de déformations qui caractérisent les syntaxes tectoniques himalayennes (NP et NB ; Zeitler et al., 2001) et d'Alaska (Mont Saint Elias ; Enkelmann et al., 2009 ; Chapman et al., 2012 ; Falkowski et al., 2014) impliquent des rotations tectoniques associées à des systèmes de failles décrochantes (Figs. 7.3B et C ; Royden et al., 1997 ; Enkelmann et al., 2009). La combinaison de ces déformations se traduit par l'exhumation de socle (antiforme) sous l'action de failles crustales en fleur (pop-up) le long desquelles des fluides magmatique percolent (Schneider et al., 1999b, 1999a ; Edwards et al., 2000). Ces déformations crustales sont engendrées par le poinçonnement d'un bloc crustal rigide (indenter). L'indenter pour le système Himalaya est la plaque indienne (Fig. 7.3C ; Koons, 1995) tandis que pour la syntaxe du mont Saint Elias il s'agit du terrane de Yakutat (Fig. 7.3B ; Enkelmann et al., 2009). Ce contexte tectonique particulier favorise l'exhumation et la dénudation du cœur de ces syntaxes avec des taux parfois colossaux (Koons et al., 2013). À titre d'exemple la syntaxe du Namche Barwa enregistre des taux d'érosion > 6 km/Ma avec des âges thermochronologiques uniformes et très jeunes (< 2 Ma) pour des systèmes thermochronométriques tels que l'AFT, le ZHe ou le ZFT (King et al., 2016). Ce stade mature des syntaxes tectoniques est défini comme anévrisme tectonique. Ce stade se caractérise par une exhumation localisée et très rapide associée à de l'advection de chaleur vers la surface (Koons et al., 2013).

La Déflexion d'Abancay satisfait un grand nombre des paramètres à l'origine de la théorisation des syntaxes tectoniques (Tableau 7.1). Les déformations se concentrent le long d'un accident tectonique défléchi qui marque la limite structurale entre deux blocs crustaux (système de failles de l'Apurimac ; Chapitres 4, 5 et 6 ; Fig. 7.3A). Ces déformations s'accommodent dans un contexte transpressif au Miocène puis en compression dominante depuis ~ 5 Ma (Dalmayrac et al., 1980 ; Chapitres 5 et 6). Le terrane d'Arequipa joue le rôle d'indenter au sud en conséquence de la courbure et de rotation antihoraire (Gilder et al., 2003 ; Roperch et al., 2006) du flanc nord de l'Orocline bolivien depuis le Miocène (Fig. 7.4A ; Müller et al., 2002 ; Allmendinger et al., 2005). Cette théorie selon laquelle les Andes Centrales s'articuleraient au travers de mouvements de blocs crustaux indépendants (sliver) a été proposée suite à la modélisation de données GPS (Fig. 7.4B ; Villegas-Lanza et al., 2016). Ces modèles, bien qu'approximatifs au regard des limites tectoniques physiques, montrent les découplages cinématiques entre deux blocs crustaux séparés par le système de failles de l'Apurimac pour la région de

la Déflexion d'Abancay. Les mesures GPS montrent le mouvement actuel et favorisent l'hypothèse d'une progression du terrane d'Arequipa sous les Andes Centrales jouant le rôle de poinçonneur pour la Déflexion d'Abancay. Enfin, les taux d'exhumation sont plus forts au son cœur de la Déflexion d'Abancay depuis ~ 5 Ma ($\sim 1,2$ km/Ma ; Chapitre 6).

D'un point de vue rhéologique, l'advection de chaleur qui caractérise les anévrismes tectoniques provoque la remontée de la limite fragile ductile (Koons et al., 2013). Avec un gradient géothermique « chaud » ($60^\circ\text{C}/\text{km}$; Craw et al., 1994) dans un contexte orogénique sans arc volcanique, la syntaxe du Nanga Parbat voit sa sismicité crustale se cantonner aux premiers kilomètres crustaux ($\sim 2\text{-}5$ km ; Meltzer et al., 1998). Le contexte de la Déflexion d'Abancay est sensiblement différent. Même si des fluides volcaniques circulent le long du système de failles de l'Apurimac (Kaneoka and Guevara, 1984 ; Bonhomme et al., 1988 ; Carlier et al., 1996), la région de la Déflexion d'Abancay présente une sismicité crustale profonde (jusqu'à 30 km) associé à gradient géothermique « froid » de $\sim 18^\circ\text{C}/\text{km}$ (Henry and Pollack, 1988).

Fort de ces observations géomorphologiques (Tableau 7.1), tectoniques et géodynamiques, il apparaît que la Déflexion d'Abancay est une syntaxe tectonique au même titre que celles du Namche Barwa, Naga Parbat (Himalaya) ou du mont Saint Elias (Alaska). Cette dernière n'a cependant pas atteint la maturité d'un anévrisme tectonique (Fig. 7.3A).

7.1 Synthèse des informations extraites aux chapitres précédents

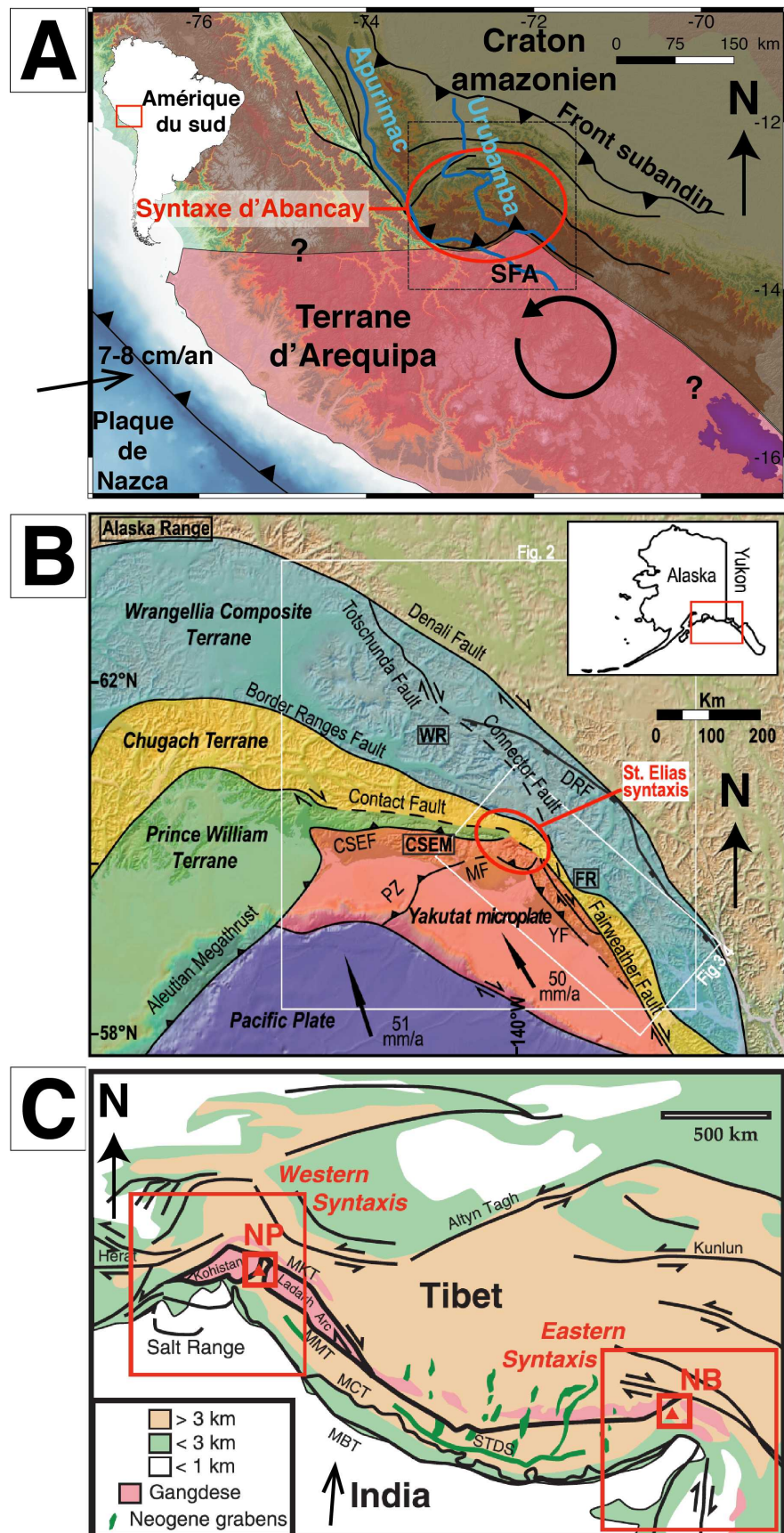


FIGURE 7.3 – Localisation et contexte tectonique des syntaxes tectoniques répertoriées dans le monde. A) Au regard des informations apportées dans ce manuscrit, la Déflexion d'Abancay (zone d'étude encadrée de noire) peut-être définie comme syntaxe tectonique avec le terrane d'Arequipa comme poinçonneur (indenter). La flèche en cercle suggère la rotation antihoraire et les mouvements transpressifs du Miocène. B) Syntaxe tectonique Alaskienne (Massif du mont saint Elias; Falkowski et al., 2014; cercle rouge). La microplaque de Yakutat joue le rôle d'indenter. C) Syntaxes tectoniques du système orogénique himalayen (Zeitler et al., 2001) avec le massif du Nanga Parbat à l'ouest et du Namche Barwa à l'est (carrés rouges). Le continent indien joue le rôle de l'indenter.

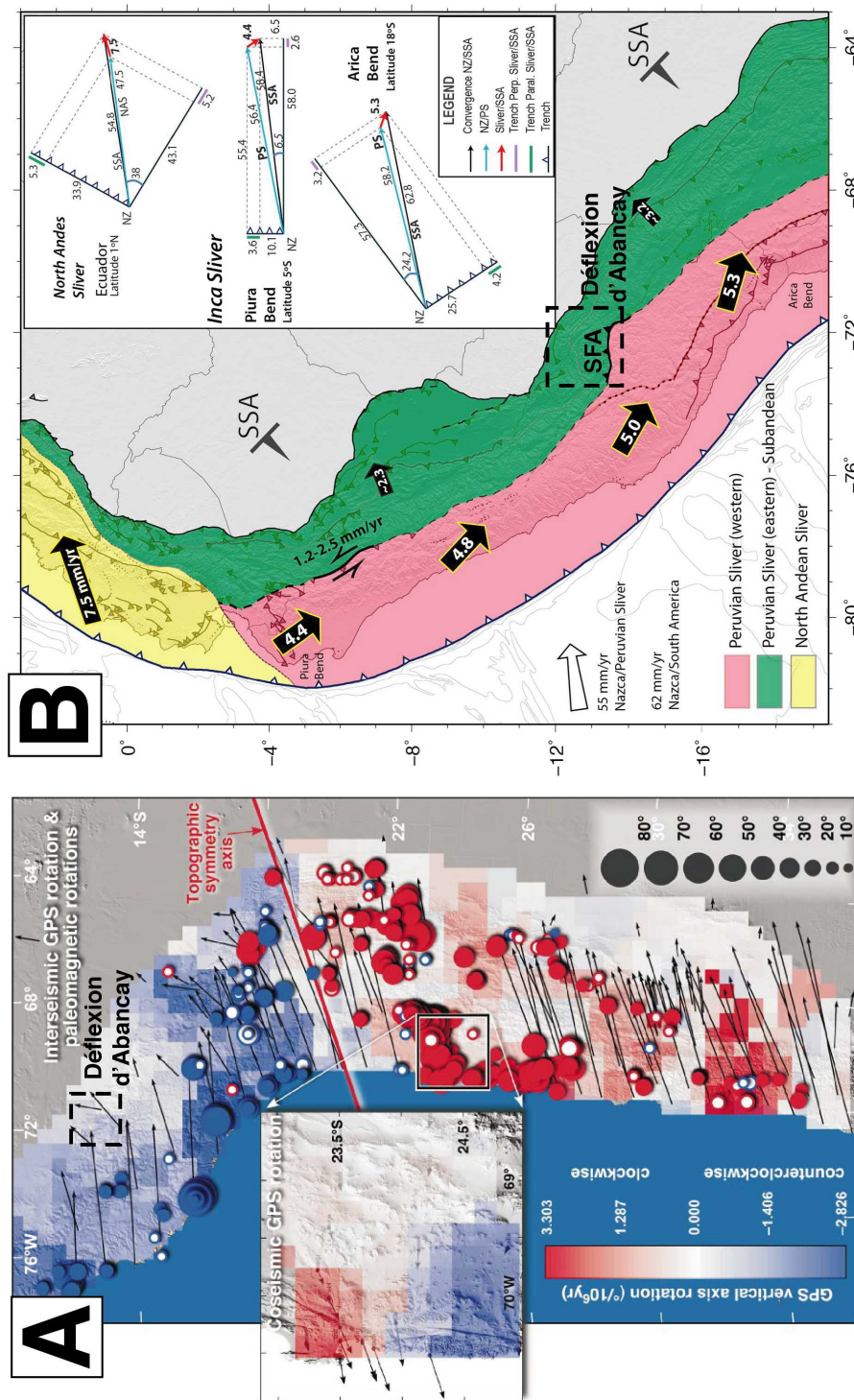


FIGURE 7.4 – Interprétations géodynamiques des Andes Centrales issues de mesures GPS. La Déflexion d'Abancay est encadrée par le carré tireté noir. A) Carte des Andes Centrales montrant les amplitudes et directions de rotation de rotation pour l'Orocline bolivien. Modifiée d'après Allmendinger et al. (2005). La courbure de l'Orocline bolivien est toujours en cours. B) Représentation schématisée des principaux blocs continentaux indépendants des Andes péruviennes. Modifiée d'après Villegas-Lanza et al. (2016). Les valeurs indiquées dans les flèches noires sont les vitesses de déplacement des blocs crustaux (mm/an). SFA : Système de failles de l'Apurimac.

Observations	Syntaxes himalayennes	Syntaxe alaskienne	Déflexion d'Abancay (cette étude)
Morphologie			
Anomalie positive de topographie	OUI Massif du Nanga Parbat (NP) Massif du Namche Barwa (NB) (Zeitler et al., 2001)	OUI Massif du Denali (Enkelmann et al., 2017)	OUI Cordillera Vilcabamba (sud de la Cordillère Orientale) (Chapitre 4)
Anomalie positive d'incision et de relief (vecteurs de dénudation)	OUI Rivière Indus (NP) Rivière Tsangpo (NB) (Zeitler et al., 2001)	OUI Glaciers Seward et Logan (Enkelmann et al., 2017) Dynamiques érosives et d'écoulement différentes	OUI Rivière Urubamba (Chapitre 4)
Rivières traversant l'orogène pour rejoindre le bassin d'avant-pays et capturées par des formations géologiques	OUI Rivière Indus (NP) Rivière Tsangpo (NB) (Zeitler et al., 2001)	NA* Région englacée	OUI Rivière Urubamba (Chapitre 4)
Plateau amont capturé par le réseau hydrographique	OUI Plateau du Tibet (Clark et al., 2004 ; Yang et al., 2016)	NON Absence de plateau	OUI Altiplano (Chapitre 4)

Observations	Syntaxes himalayennes	Syntaxe alaskienne	Déflexion d'Abancay (cette étude)
Rivières alignées et resserrées le long et autour de failles actives	OUI Rivières Salween, Mekong et Yangtze (NB ; Hallet and Molnar, 2001) Rivières Hari, Murgab et Helmand (NP ; Brookfield, 1998)	NA* Région englacée	OUI Rivières Urubamba et Apurimac au contact du système de failles de l'Apurimac (Chapitre 4)
Knickpoints	OUI Rivière Tsangpo qui recoupe le massif du NB (Zeitler et al., 2001)	NA* Bedrock masqué par les glaciers	OUI Rivières Urubamba et Apurimac qui recoupent la Cordillère Orientale (Chapitre 4)
Tectonique et géodynamique	OUI Plissement crustal par compression parallèle à l'orogène (Royden et al., 1997) Faille de Jiali-Parlung (NB ; Burg et al., 1998) Faille du Karakorum (NP ; Bossart et al., 1988)	OUI Faille de Fairweather (Chapman et al., 2012)	OUI Système de failles de l'Apurimac et transpression senestre Miocène (Dalmayrac et al., 1980 ; Roperch et al., 2006)

Observations	Syntaxes himalayennes	Syntaxe alaskienne	Déflexion d'Abancay (cette étude)
Tectonique thick-skinned (Antiforme de socle)	OUI (Zeitler et al., 2001)	OUI (Chapman et al., 2012)	OUI Système de failles de l'Apurimac depuis ~5 Ma (Chapitres 5 et 6)
Déformation localisée le long de failles d'échelle crustale (pop-up structure) et présence de fluides magmatiques le long de ces failles	OUI (NP ; Seeber and Pêcher, 1998 ; Schneider et al., 1999b, 1999a ; Edwards et al., 2000)	OUI sauf pour les circulations de fluides (Koons et al., 2010, 2013)	OUI Système de failles de l'Apurimac et fluides volcaniques le long de ce système depuis ~7 Ma (Carlier et al., 1996, 2005)
Poinçonneur (Indenter)	OUI Plaque indienne (Burtman and Molnar, 1993)	OUI Terrane Yakutat (Koons et al., 2010 ; Marechal et al., 2015)	OUI Terrane d'Arequipa (Almendinger et al., 2005 ; Mamani et al., 2010 ; Ramos, 2010 ; Villegas-Lanza et al., 2016)

Observations	Syntaxes himalayennes	Syntaxe alaskienne	Déflexion d'Abancay (cette étude)
Taux d'exhumation plus important au coeur de la syntaxe	OUI ~10 km/Ma depuis ~1 Ma (King et al., 2016)	OUI ~2 à ~5 km/Ma depuis ~2 Ma (Enkelmann et al., 2009, 2017 ; Falkowski et al., 2014)	OUI ~1,2 km/Ma depuis ~5 Ma (Chapitres 5 et 6)
Convergence des failles en U (boucle)	OUI (Yin and Harrison, 2000)	NON Déflexion des failles mais pas de boucle	NON Déflexion des failles mais pas de boucle
Syntaxe tectonique	OUI	OUI	OUI
Note : *Non applicable			

TABLE 7.1 – Compilation des observations des syntaxes tectoniques documentées dans le monde en comparaison avec la Déflexion d'Abancay

7.2 Conclusion : Résumé / Overview

Dans ce manuscrit, je mets en évidence les points suivants :

1. L'Altiplano actuel est la relique d'un paléo-Altiplano endoréique qui s'étendait bien plus au nord au moins au cours du Miocène dont la région de la Déflexion d'Abancay faisant parti.
2. Ce paléo-plateau endoréique a été capturé au cours des derniers 10 Ma et probablement autour de 5 Ma par érosion régressive au travers des rivières Apurimac et Urubamba s'écoulant vers le bassin amazonien.
3. Pour la déflexion d'Abancay, l'Altiplano et la Cordillère Orientale enregistrent des taux d'exhumation comparables de $\sim 0,2$ km/Ma entre 40 et ~ 5 Ma impliquant un probable mécanisme d'exhumation commun à grande échelle (raccourcissement tectonique et/ou flux de croûte ductile)
4. Un différentiel d'exhumation se met en place autour de 5 Ma entre l'Altiplano et la Cordillère Orientale. L'Altiplano conserve des taux d'exhumation de $\sim 0,2$ km/Ma tandis que le sud de la Cordillère Orientale enregistre une accélération des taux d'exhumation d'un ordre de grandeur supérieur ($\sim 1,2$ km/Ma) pour les derniers 5 Ma.
5. L'accélération de l'exhumation de la Cordillère Orientale sud s'explique par l'action conjointe de l'incision par la rivière Urubamba et du soulèvement via l'activité du système de failles d'échelle crustale de l'Apurimac qui marque la limite physique septentrionale du terrane d'Arequipa.
6. La capture du paléo-Altiplano a entraîné une érosion conséquente et le transport de matériel vers le bassin amazonien entraînant un déséquilibre du prisme orogénique provoquant la réactivation de structures tectoniques héritées (~ 5 Ma) ayant pour conséquence le soulèvement plus rapide de la Cordillère Orientale via le système de failles de l'Apurimac. De plus cette activité tectonique est probablement favorisée par la progression du terrane d'Arequipa vers le nord, conséquence de la courbure de l'Orocline bolivien.
7. Je propose une nouvelle définition géologique de la déflexion d'Abancay et j'avance l'hypothèse d'une syntaxe tectonique avec le terrane d'Arequipa comme poinçonneur, comparable aux syntaxes himalayennes ou alaskiennes de part les similitudes morphologiques et tectoniques de la région. Je souhaite insister sur le terme syntaxe à ne pas mettre en parallèle avec le terme anévrisme tectonique qui représente le stade mature d'une syntaxe ce qui n'est pas le cas de la Déflexion d'Abancay.

In this manuscript, I put into relief the following points :

1. The present-day Altiplano is a relict of a northward-extended paleo-Altiplano internally drained at least during Miocene. The Abancay Deflection was an integrant part of this morphology.
2. This internally drained paleo-plateau was captured during the last 10 Ma and more likely around 5 Ma by regressive erosion through the Apurimac and Urubamba Rivers draining toward the Amazonian basin.
3. For the Abancay Deflection, the Altiplano and the Eastern Cordillera registered common exhumation rates of ~ 0.2 km/m.y. between 40 and ~ 5 Ma implying probable large scale mechanisms (Tectonic shortening and/or lower crustal flow).
4. The differential exhumation onset around 5 Ma affecting the Altiplano and the Eastern Cordillera. While the Altiplano kept exhumation rates of ~ 0.2 km/m.y., the southern Eastern Cordillera registered a rapid increase of exhumation rates of an order of magnitude (1.2 km/m.y.) for the last 5 Ma.
5. I explain the exhumation rates increasing of the southern Eastern Cordillera by the common action of the incision through the Urubamba River and the tectonic tilting and uplifting through the crustal-scale Apurimac fault system marking the northern limit of the Arequipa terrane.
6. The paleo-Altiplano capture caused an important denudation and sediment transportation toward the Amazonian basin (foreland) implying an orogenic wedge perturbation leading to the reactivation of inherited faults (~ 5 Ma; tectonic uplift through the Apurimac fault system). Furthermore, the northward advance of the Arequipa terrane probably favors this tectonic activity (consequence of the ongoing Bolivian Orocline bending).
7. I propose a new geological definition for the Abancay Deflection. According to morphological and tectonics similarities, I assume that the Abancay Deflection is actually a tectonic syntaxis, with the Arequipa terrane as the indenter, comparable to the Himalayan or Alaskan syntaxes. I insist on the syntaxis term, as the Abancay region is not comparable with a tectonic aneurism, which represents the mature stage of a syntaxis.

7.3 Perspectives

Grâce à mon travail de thèse, j'apporte de nouvelles données pour cette région qui en était dépourvue et j'intègre l'évolution géologique de la Déflexion d'Abancay dans le cadre de l'évolution géodynamique andine. Les problématiques principales ont été résolues. Cependant, mon travail ouvre des perspectives de recherche nouvelles et complémentaires :

1. L'acquisition de nouvelles données thermochronologiques pour des régions ciblées (points triples des réseaux hydrographiques) permettrait de déterminer plus précisément le timing de la capture du paléo-Altiplano par l'Apurimac. J'ai échantillonné

certaines de ces zones (Chapitre 8 ; Annexes) lors de ma mission de terrain, mais pour des raisons de temps imparti, je ne pouvais pas tout traiter. Il m'a fallu faire des choix.

2. L'acquisition de données cosmogéniques pourrait aussi offrir la possibilité de contraindre les vitesses d'incision du réseau hydrographique qui drainent la Déflexion d'Abancay pour les derniers milliers d'années et ainsi apporter une nouvelle contrainte au regard de l'évolution morphologique de la région pour des échelles de temps très courtes (Approximation des taux de dénudation, détermination des vitesses de propagation des knickpoints dans le réseau hydrographique. De nombreuses zones offrent la possibilité d'effectuer ce type d'investigation au travers de datations cosmogéniques le long de profils verticaux sur le bedrock incisé (Fig.7.5).
3. Des modélisations numériques de l'évolution du paysage au cours du temps (*e.g.* FastScape ; Braun and Willett, 2013) permettraient de mieux contraindre les dynamiques fluviales et de réorganisations des bassins versants au cours du temps. En particulier, ce type de modélisation serait idéal afin de contraindre le basculement des directions de drainage du paléo-Altiplano endoréique à un exoréisme en direction de l'Amazonie.
4. Des modélisations de la cinématique de la structuration en 3D prenant en considération l'advection latérale de matériel qui affecte la Déflexion d'Abancay au Miocène permettrait d'affiner les valeurs de taux de raccourcissement enregistrées pour cette bordure nord de l'Altiplano.
5. L'étude de l'enregistrement sédimentaire de l'arche de Fitzcarrald du bassin amazonien (Megafan sédimentaire des rivières drainant la Déflexion d'Abancay ; Fig.7.6) permettrait également d'apporter une nouvelle contrainte temporelle et une quantification des volumes de matériaux transportés associés à l'ouverture du système endoréique en amont (Paléo-Altiplano).

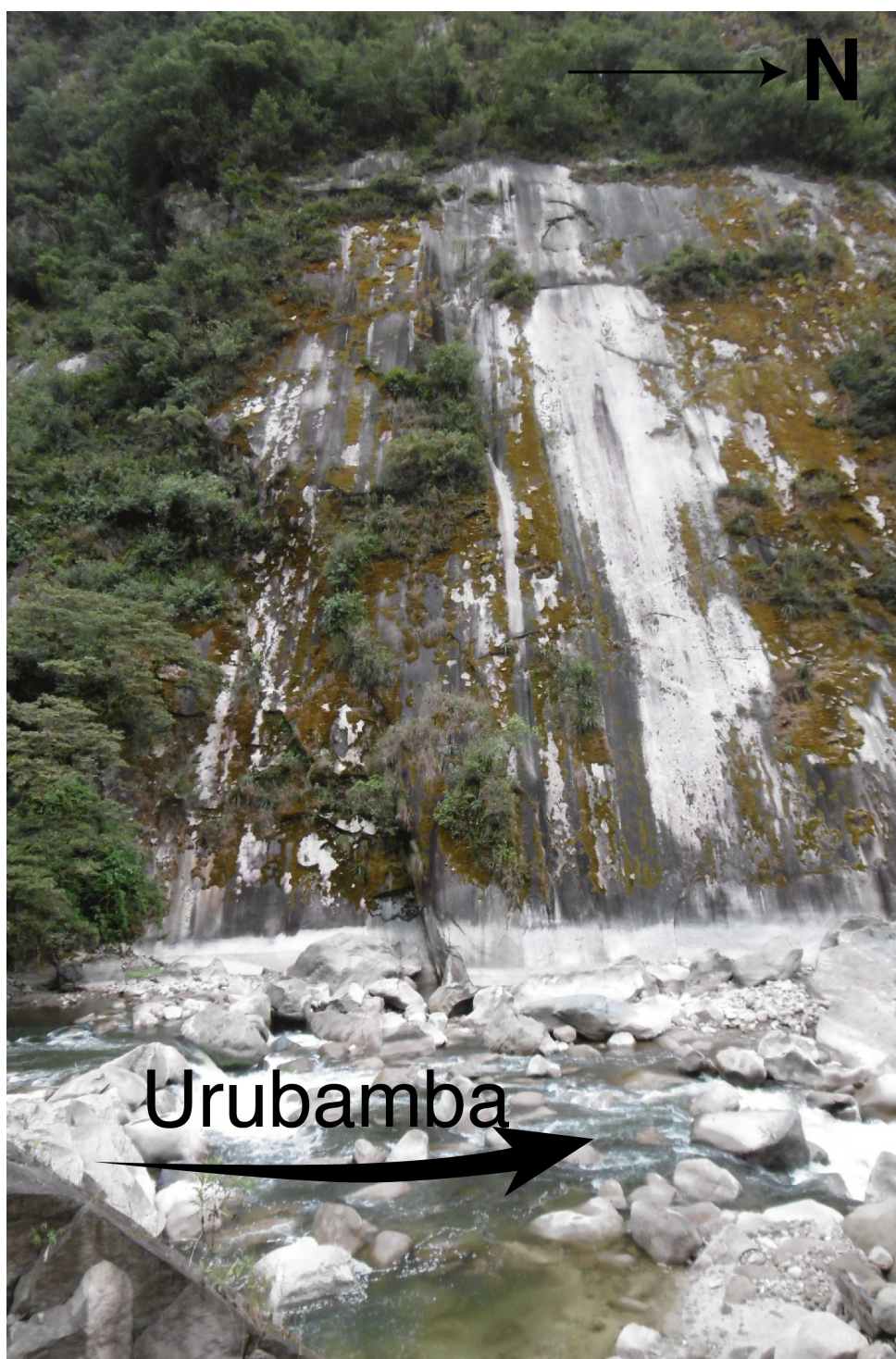


FIGURE 7.5 – Surface polie par l'action érosive de l'Urubamba dans la ville d'Aguas Calientes au pied du Machu Picchu ($13,1560^{\circ}\text{S}$; $72,5245^{\circ}\text{W}$). La roche polie est le granite du Machu Picchu riche en quartz et feldspaths. Ce type d'affleurement est idéal pour des investigations cosmogéniques afin de déterminer les vitesses d'incision de la rivière. La flèche courbée noire est le sens d'écoulement de l'Urubamba.

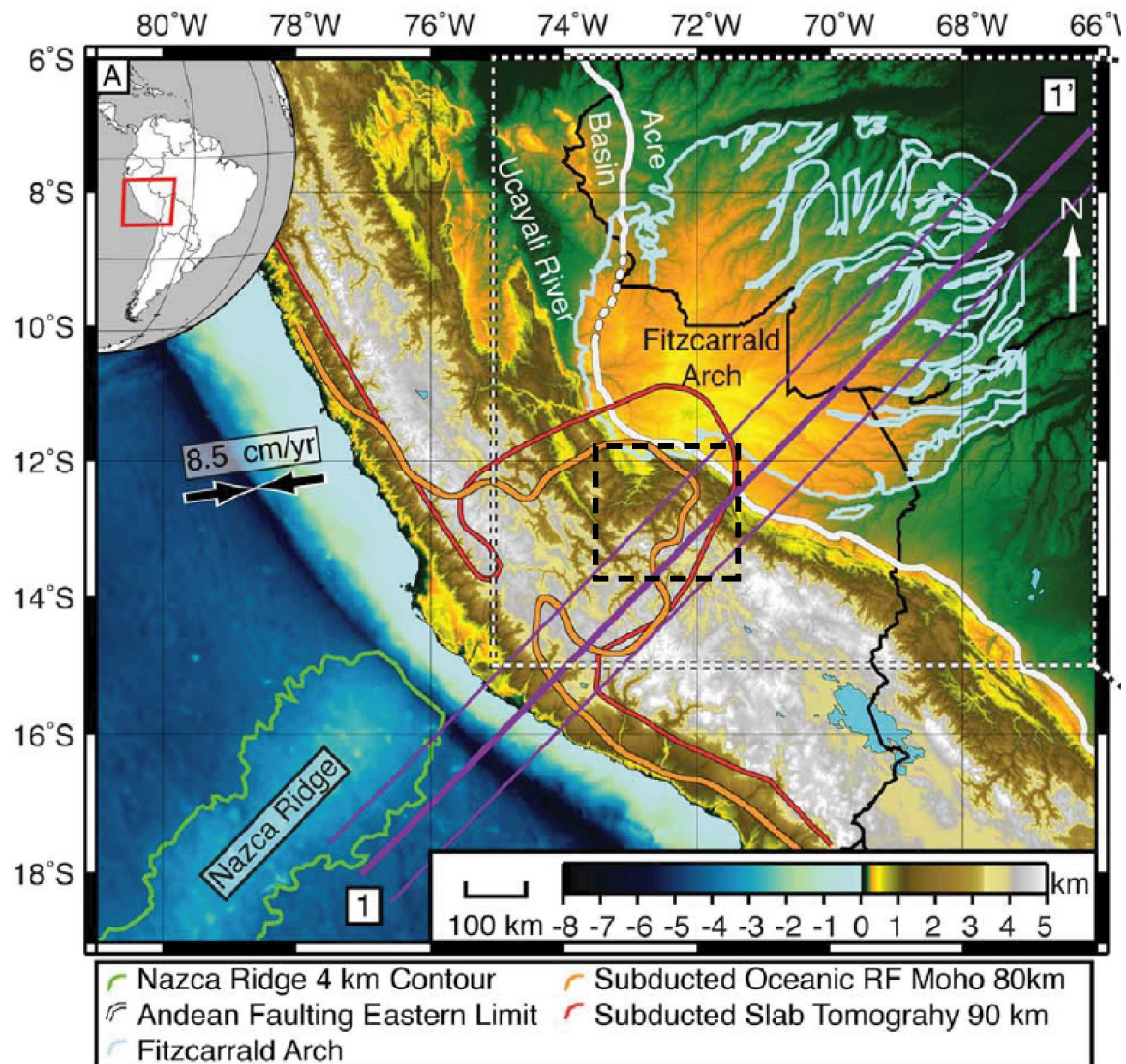


FIGURE 7.6 – Localisation de l'arche de Fitzcarrald au nord de la syntaxe d'Abancay (carré tireté noir). Figure modifiée d'après Bishop et al. (2018).

7.4 Bibliographie Chapitre 7

Allmendinger, R.W., Smalley, R., Bevis, M., Caprio, H., and Brooks, B., 2005, Bending the Bolivian orocline in real time : *Geology*, v. 33, p. 905–908, doi :10.1130/G21779.1.

Anderson, R.B., Long, S.P., Horton, B.K., Thomson, S.N., Calle, A.Z., and Stockli, D.F., 2018, Orogenic Wedge Evolution of the Central Andes, Bolivia (21°S) : Implications for Cordilleran Cyclicity : *Tectonics*, v. 37, p. 3577–3609, doi :10.1029/2018TC005132.

Armijo, R., Lacassin, R., Coudurier-Curveur, A., and Carrizo, D., 2015, Coupled tectonic evolution of Andean orogeny and global climate : *Earth-Science Reviews*, v. 143, p. 1–35, doi :10.1016/j.earscirev.2015.01.005.

Barnes, J.B., and Ehlers, T.A., 2009, End member models for Andean Plateau uplift : *Earth-Science Reviews*, v. 97, p. 105–132, doi :10.1016/j.earscirev.2009.08.003.

Bishop, B.T., Beck, S.L., Zandt, G., Wagner, L.S., Long, M.D., and Tavera, H., 2018, Foreland uplift during flat subduction : Insights from the Peruvian Andes and Fitzcarrald Arch : *Tectonophysics*, v. 731–732, p. 73–84, doi :10.1016/j.tecto.2018.03.005.

Bonhomme, M., Fornari, M., Laubacher, G., Sébrier, M., and Vivier, G., 1988, New Cenozoic K-Ar ages on volcanic rocks from the eastern High Andes, southern Peru : *Journal of South American Earth Sciences*, v. 1, p. 179–183.

Bossart, P., Dietrich, D., Greco, A., Ottiger, R., and Ramsay, J., 1988, The Tectonic Structure of the Hazara-Kashmir Syntaxis, Southern Himalayas, Pakistan : *Tectonics*, v. 7, p. 273–297.

Braun, J., and Willett, S.D., 2013, A very efficient $O(n)$, implicit and parallel method to solve the stream power equation governing fluvial incision and landscape evolution : *Geomorphology*, v. 180–181, p. 170–179, doi :10.1016/j.geomorph.2012.10.008.

Brookfield, M.E., 1998, The evolution of the great river systems of southern Asia during the Cenozoic India-Asia collision : rivers draining southwards : *Geomorphology*, v. 22, p. 285–312, doi :10.1016/S0169-555X(97)00082-2.

Burtman, V., and Molnar, P., 1993, Geological and geophysical evidence for deep subduction of continental crust beneath the Pamir : *Geological Society of America Special Paper*, v. 281, p. 1–76.

Butler, R.F., Richards, D., Sempere, T., and Marshall, L., 1995, Paleomagnetic determinations of vertical-axis tectonic rotations from Late Cretaceous and Paleocene strata of Bolivia : *Geology*, p. 799–802.

Carlier, G., Lorand, J.P., Bonhomme, M., and Carlotto, V., 1996, A reappraisal of the cenozoic inner arc magmatism in southern Peru : consequences for the evolution of the central Andes for the past 50 Ma : Third ISAG, p. 551–554.

Carlier, G., Lorand, J.P., Liégeois, J.P., Fornari, M., Soler, P., Carlotto, V., and Cárdenas, J., 2005, Potassic-ultrapotassic mafic rocks delineate two lithospheric mantle blocks beneath the southern Peruvian Altiplano : *Geology*, v. 33, p. 601–604, doi :10.1130/G21643.1.

Carlotto, V., Tintaya, D., Cárdenas R., J., Carlier, G., and Rodríguez, R., 2006, Fallas transformantes permo-triásicas : la falla Patacancha-Tamburco (Sur del Perú) : *Sociedad Geológica del Perú*, p. 256–258, <http://bibliotecavirtual.ingemmet.gob.pe:84/xmlui/handle/123456789/116>.

Chapman, J.B., Pavlis, T.L., Bruhn, R.L., Worthington, L.L., Gulick, S.P.S., and Berger, A.L., 2012, Structural relationships in the eastern syntaxis of the St. Elias orogen, Alaska : *Geosphere*, v. 8, p. 105–126, doi :10.1130/GES00677.1.

Chetty, T.R.K., and Bhaskar Rao, Y.J., 2006, The Cauvery Shear Zone, Southern Granulite Terrain, India : A crustal-scale flower structure : *Gondwana Research*, v. 10, p. 77–85, doi :10.1016/j.gr.2005.11.017.

Chew, D.M., Pedemonte, G., and Corbett, E., 2016, Proto-Andean evolution of the Eastern Cordillera of Peru : *Gondwana Research*, v. 35, p. 59–78, doi :10.1016/j.gr.2016.03.016.

Clark, M.K., Schoenbohm, L.M., Royden, L.H., Whipple, K.X., Burchfiel, B.C., Zhang, X., Tang, W., Wang, E., and Chen, L., 2004, Surface uplift, tectonics, and erosion of eastern Tibet from large-scale drainage patterns : *Tectonics*, v. 23, p. 1–21, doi :10.1029/2002TC001402.

Craw, D., Koons, P.O., Winslow, D., Chamberlain, C.P., and Zeitler, P., 1994, Boiling fluids in a region of rapid uplift, Nanga Parbat Massif, Pakistan : *Earth and Planetary Science Letters*, v. 128, p. 169–182, doi :10.1016/0012-821X(94)90143-0.

Dalmayrac, B., Laubacher, G., and Marocco, R., 1980, *Géologie des Andes péruviennes* : Paris, 501 p.

Dorbath, C., Dorbath, L., Cisternas, A., Deverchère, J., and Sebrier, M., 1990, Seismicity of the huancayo basin (central Peru) and the huaytapallana fault : *Journal of South American Earth Sciences*, v. 3, p. 21–29, doi :10.1016/0895-9811(90)90015-S.

Edwards, M.A., Kidd, W.S.F., Khan, M.A., and Schneider, D.A., 2000, Tectonics of the SW margin of the Nanga Parbat-Haramosh massif : Geological Society, London, Special Publications, p. 77–100.

Ehlers, T.A., and Poulsen, C.J., 2009, Influence of Andean uplift on climate and paleoaltimetry estimates : *Earth and Planetary Science Letters*, v. 281, p. 238–248, doi :10.1016/j.epsl.2009.02.026.

Enkelmann, E., Piestrzeniewicz, A., Falkowski, S., Stübner, K., and Ehlers, T.A., 2017, Thermochronology in southeast Alaska and southwest Yukon : Implications for North American Plate response to terrane accretion : *Earth and Planetary Science Letters*, v. 457, p. 348–358, doi :10.1016/j.epsl.2016.10.032.

Enkelmann, E., Zeitler, P.K., Pavlis, T.L., Garver, J.I., and Ridgway, K.D., 2009, Intense localized rock uplift and erosion in the StElias orogen of Alaska : *Nature Geoscience*, v. 2, p. 360–363, doi :10.1038/ngeo502.

Espurt, N., Baby, P., Brusset, S., Roddaz, M., Hermoza, W., Regard, V., Antoine, P.O., Salas-Gismondi, R., and Bolaños, R., 2007, How does the Nazca Ridge subduction influence the modern Amazonian foreland basin ? *Geology*, v. 35, p. 515–518, doi :10.1130/G23237A.1.

Espurt, N., Barbarand, J., Roddaz, M., Brusset, S., Baby, P., Saillard, M., and Hermoza, W., 2011, A scenario for late Neogene Andean shortening transfer in the Camisea Subandean zone (Peru, 12°S) : Implications for growth of the northern Andean Plateau : *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 123, p. 2050–2068, doi :10.1130/B30165.1.

Falkowski, S., Enkelmann, E., and Ehlers, T.A., 2014, Constraining the area of rapid and deep-seated exhumation at the St. Elias syntaxis, Southeast Alaska, with detrital zircon fission-track analysis : *Tectonics*, v. 33, p. 597–616, doi :10.1002/2013TC003408.

Garzione, C.N. et al., 2017, Tectonic Evolution of the Central Andean Plateau and Implications for the Growth of Plateaus : *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 45, p. 529–559, doi :10.1146/annurev-earth-063016-020612.

Garzione, C.N., Molnar, P., Libarkin, J.C., and MacFadden, B.J., 2006, Rapid late Miocene rise of the Bolivian Altiplano : Evidence for removal of mantle lithosphere : *Earth and Planetary Science Letters*, v. 241, p. 543–556, doi :10.1016/j.epsl.2005.11.026.

Gautheron, C., Espurt, N., Barbarand, J., Roddaz, M., Baby, P., Brusset, S., Tassan-Got, L., and Douville, E., 2013, Direct dating of thick- and thin-skin thrusts in the Peruvian Subandean zone through apatite (U-Th)/He and fission track thermochronometry : *Basin Research*, v. 25, p. 419–435, doi :10.1111/bre.12012.

Gilder, S., Rousse, S., Farber, D., McNulty, B., Sempere, T., Torres, V., and Palacios, O., 2003, Post-Middle Oligocene origin of paleomagnetic rotations in Upper Permian to Lower Jurassic rocks from northern and southern Peru : *Earth and Planetary Science Letters*, v. 210, p. 233–248,
doi :10.1016/S0012-821X(03)00102-X.

Gotberg, N., McQuarrie, N., and Caillaux, V.C., 2010, Comparison of crustal thickening budget and shortening estimates in southern Peru (12–14°S) : Implications for mass balance and rotations in the “Bolivian orocline” : *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 122, p. 727–742,
doi :10.1130/B26477.1.

Hallet, B., and Molnar, P., 2001, Distorted drainage basins as markers of crustal strain east of the Himalaya : *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, v. 106, p. 13697–13709,
doi :10.1029/2000jb900335.

Hampel, A., 2002, The migration history of the Nazca Ridge along the Peruvian active margin : A re-evaluation : *Earth and Planetary Science Letters*, v. 203, p. 665–679,
doi :10.1016/S0012-821X(02)00859-2.

Harkins, N., Kirby, E., Heimsath, A., Robinson, R., and Reiser, U., 2007, Transient fluvial incision in the headwaters of the Yellow River, northeastern Tibet, China : *Journal of Geophysical Research : Earth Surface*, v. 112, p. 1–21,
doi :10.1029/2006JF000570.

Hartley, A., 2003, Andean uplift and climate change : *Journal of the Geological Society*, v. 160, p. 7–10.

Henry, S., and Pollack, H., 1988, Terrestrial Heat Flow Above the Andean Subduction Zone in Bolivia and Peru : *Journal of Geophysical Research*, v. 93, p. 153–162,
doi :10.1029/JB093iB12p15153.

Horton, B.K., 2005, Revised deformation history of the central Andes : Inferences from Cenozoic foredeep and intermontane basins of the Eastern Cordillera, Bolivia : *Tectonics*, v. 24, p. 1–18,
doi :10.1029/2003TC001619.

Horton, B.K., Perez, N.D., Fitch, J.D., and Saylor, J.E., 2014, Punctuated shortening and subsidence in the Altiplano Plateau of southern Peru : Implications for early Andean mountain building : *Lithosphere*, v. 7, p. 117–137,
doi :10.1130/L397.1.

Husson, L., and Sempere, T., 2003, Thickening the Altiplano crust by gravity-driven crustal channel flow : *Geophysical Research Letters*, v. 30, p. 1–4,
doi :10.1029/2002GL016877.

Jones, B., 2006, The Abancay Batholith, Late Eocene crustal thickening, multiple mixing-differentiation cycles, and porphyry Cu Au mineralisation on the Altiplano at Antapaccay, Southern Peru : *Goldschmidt Conference Abstracts*, p. A297,
doi :10.1016/j.gca.2006.06.602.

Kaneoka, I., and Guevara, C., 1984, K-Ar age determinations of late Tertiary and Quaternary Andean volcanic rocks, Southern Peru : *Geochemical Journal*, v. 18, p. 233–239.

Kar, N., Garzione, C.N., Jaramillo, C., Shanahan, T., Carlotto, V., Pullen, A., Moreno, F., Anderson, V., Moreno, E., and Eiler, J., 2016, Rapid regional surface uplift of the northern Altiplano plateau revealed by multiproxy paleoclimate reconstruction : *Earth and Planetary Science Letters*, v. 447, p. 33–47, doi :10.1016/j.epsl.2016.04.025.

King, G.E., Herman, F., and Guralnik, B., 2016, Northward migration of the eastern Himalayan syntaxis revealed by OSL thermochronometry : *Science*, v. 353, p. 800–804, doi :10.1126/science.aaf2637.

Kley, J., Müller, J., Tawackoli, S., Jacobshagen, V., and Manutsoglu, E., 1997, Pre-Andean and Andean-Age Deformation in the Eastern Cordillera of Southern Bolivia : *Journal of South American Earth Sciences*, v. 10, p. 1–19.

Koons, P.O., 1995, Modeling the Topographic Evolution of Collisional Belts : *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 23, p. 375–408.

Koons, P.O., Hooks, B.P., Pavlis, T., Upton, P., and Barker, A.D., 2010, Three-dimensional mechanics of Yakutat convergence in the southern Alaskan plate corner : *Tectonics*, v. 29, p. 1–17, doi :10.1029/2009TC002463.

Koons, P.O., Zeitler, P.K., and Hallet, B., 2013, Tectonic Aneurysms and Mountain Building, in *Treatise on Geomorphology*, v. 5, p. 318–349, doi :10.1016/B978-0-12-374739-6.00094-4.

Lamb, S., 2011, Did shortening in thick crust cause rapid Late Cenozoic uplift in the northern Bolivian Andes ? *Journal of the Geological Society*, v. 168, p. 1079–1092, doi :10.1144/0016-76492011-008.

Lamb, S., and Davis, P., 2003, Cenozoic climate change as a possible cause for the rise of the Andes : *Nature*, v. 425, p. 792–797, doi :10.1038/nature02049.

Lease, R.O., and Ehlers, T.A., 2013, Incision into the eastern Andean Plateau during Pliocene cooling : *Science*, v. 341, p. 774–776, doi :10.1126/science.1239132.

Loewy, S.L., Connelly, J.N., and Dalziel, I.W.D., 2004, An orphaned basement block : The Arequipa-Antofalla Basement of the central Andean margin of South America : *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 116, p. 171–187, doi :10.1130/B25226.1.

Ma, Y., and Clayton, R.W., 2014, The crust and uppermost mantle structure of Southern Peru from ambient noise and earthquake surface wave analysis : *Earth and Planetary Science Letters*, v. 395, p. 61–70, doi :10.1016/j.epsl.2014.03.013.

Mamani, M., Tassara, A., and Wörner, G., 2008, Composition and structural control of crustal domains in the central Andes : *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 9, doi :10.1029/2007GC001925.

Mamani, M., Wörner, G., and Sempere, T., 2010, Geochemical variations in igneous rocks of the Central Andean orocline (13°S to 18°S) : Tracing crustal thickening and magma generation through time and space : *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 122, p. 162–182, doi :10.1130/B26538.1.

Marechal, A., Mazzotti, S., Elliott, J., Freymueller, J., and Schmidt, M., 2015, Indentor-corner tectonics in the Yakutat-St. Elias collision constrained by GPS : *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, v. 120, p. 3897–3908, doi :10.1002/2015JB012608.Received.

Margirier, A., Robert, X., Audin, L., Gautheron, C., Bernet, M., Hall, S., and Simon-Labric, T., 2015, Slab flattening, magmatism, and surface uplift in the Cordillera Occidental (Northern Peru) : *Geology*, v. 43, p. 1031–1034, doi :10.1130/G37061.1.

Martignole, J., and Martelat, J.E., 2003, Regional-scale Grenvillian-age UHT metamorphism in the Mollendo-Camana block (basement of the Peruvian Andes) : *Journal of Metamorphic Geology*, v. 21, p. 99–120, doi :10.1046/j.1525-1314.2003.00417.x.

McQuarrie, N., Barnes, J.B., and Ehlers, T.A., 2008, Geometric, kinematic, and erosional history of the central Andean Plateau, Bolivia (15–17°S) : *Tectonics*, v. 27, doi :10.1029/2006TC002054.

Meltzer, A.S., Sarker, G.L., Seeber, L., and Armbruster, J., 1998, Snap, crackle, pop ! Seismicity and crustal structure at Nanga Parbat, Pakistan, Himalaya : *Eos (Transactions, American Geophysical Union)*, v. 79.

Mercier, L., Sébrier, M., Lavenu, A., Cabrera, J., Bellier, O., Dumont, J., and Marchare, J., 1992, Changes in the Tectonic Regime Above a Subduction Zone of Andean Type : The Andes of Peru and Bolivia During the Pliocene-Pleistocene : *Journal of Geophysical Research*, v. 97, p. 945–982.

Montgomery, D.R., Balco, G., and Willett, S.D., 2001, Climate, tectonics, and the morphology of the Andes : *Geology*, v. 29, p. 579–582, doi :10.1130/0091-7613(2001)029<0579 :CTATMO>2.0.CO;2.

Mosolf, J.G., Horton, B.K., Heizler, M.T., and Matos, R., 2011, Unroofing the core of the central Andean fold-thrust belt during focused late Miocene exhumation : Evidence from the Tipuani-Mapiri wedge-top basin, Bolivia : *Basin Research*, v. 23, p. 346–360, doi :10.1111/j.1365-2117.2010.00491.x.

Müller, J.P., Kley, J., and Jacobshagen, V., 2002, Structure and Cenozoic kinematics of the Eastern Cordillera, southern Bolivia (21°S) : *Tectonics*, v. 21, p. 1–1–24, doi :10.1029/2001tc001340.

Noble, D.C., McKee, E., Eyzaguirre, R., and Marocco, R., 1984, Age and regional tectonic and metallogenetic implications of igneous activity and mineralization in the Andahuaylas-Yauri belt of southern Peru : *Economic geology*, v. 79, p. 172–176.

Norton, K., and Schlunegger, F., 2011, Migrating deformation in the Central Andes from enhanced orographic rainfall : *Nature Communications*, v. 2, doi :10.1038/ncomms1590.

Ouimet, W.B., and Cook, K.L., 2010, Building the Central Andes through axial lower crustal flow : , p. 1–15.

Peizhen, Z., Molnar, P., and Downs, W.R., 2001, Increased sedimentation rates and grain sizes 2-4 Ma ago due to the influence of climate change on erosion rates : *Nature*, v. 410, p. 891–897, doi :http://www.nature.com/nature/journal/v410/n6831/supinfo/410891a0_S1.html.

Perello, J., Carlotto, V., Zarate, A., Ramos, P., Posso, H., Neyra, C., Caballero, A., Fuster, N., and Muhr, R., 2003, Porphyry-Style Alteration and Mineralization of the Middle Eocene to Early Oligocene Andahuaylas-Yauri Belt , Cuzco Region , Peru : *Economic geology*, v. 98, p. 1575–1605.

Phillips, K., Clayton, R.W., Davis, P., Tavera, H., Guy, R., Skinner, S., Stubailo, I., Audin, L., and Aguilar, V., 2012, Structure of the subduction system in southern Peru from seismic array data : *Journal of Geophysical Research*, v. 117, p. 1–17, doi :10.1029/2012JB009540.

Poulsen, C.J., Ehlers, T.A., and Insel, N., 2010, Onset of Convective Rainfall During Gradual Late Miocene Rise of the Central Andes : *Science*, v. 328, p. 490–494, doi :10.1126/science.1185078.

Ramos, V.A., 2008, The Basement of the Central Andes : The Arequipa and Related Terranes : *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 36, p. 289–324, doi :10.1146/annurev.earth.36.031207.124304.

Ramos, V.A., 2010, The Grenville-age basement of the Andes : *Journal of South American Earth Sciences*, v. 29, p. 77–91, doi :10.1016/j.jsames.2009.09.004.

Regard, V., Lagnous, R., Espurt, N., Darrozes, J., Baby, P., Roddaz, M., Calderon, Y., and Hermoza, W., 2009, Geomorphic evidence for recent uplift of the Fitzcarrald Arch (Peru) : A response to the Nazca Ridge subduction : *Geomorphology*, v. 107, p. 107–117, doi :10.1016/j.geomorph.2008.12.003.

Roe, G.H., Whipple, K.X., and Fletcher, J.K., 2008, Feedbacks among climate, erosion, and tectonics in a critical wedge orogen : *American Journal of Science*, v. 308, p. 815–842, doi :10.2475/07.2008.01.

Roperch, P., Sempere, T., Macedo, O., Arriagada, C., Fornari, M., Tapia, C., García, M., and Laj, C., 2006, Counterclockwise rotation of late Eocene-Oligocene fore-arc deposits in southern Peru and its significance for oroclinal bending in the central Andes : *Tectonics*, v. 25, doi :10.1029/2005TC001882.

Rosenbaum, G., Giles, D., Saxon, M., Betts, P.G., Weinberg, R.F., and Duboz, C., 2005, Subduction of the Nazca Ridge and the Inca Plateau : Insights into the formation of ore deposits in Peru : *Earth and Planetary Science Letters*, v. 239, p. 18–32, doi :10.1016/j.epsl.2005.08.003.

Royden, L.H., Burchfiel, B.C., King, R.W., Wang, E., Chen, Z., Shen, F., and Liu, Y., 1997, Surface deformation and lower crustal flow in eastern Tibet : *Science*, v. 276, p. 788–790, doi :10.1126/science.276.5313.788.

Schneider, D.A., Edwards, M.A., Kidd, W.S.F., Asif Khan, M., Seeber, L., and Zeitler, P.K., 1999a, Tectonics of Nanga Parbat, western Himalaya : Synkinematic plutonism within the doubly vergent shear zones of a crustal-scale pop-up structure : *Geology*, v. 27, p. 999–1002, doi :10.1130/0091-7613(1999)027<0999 :TONPWH>2.3.CO ;2.

Schneider, D.A., Edwards, M.A., Kidd, W.S.F., Zeitler, P.K., and Coath, C.D., 1999b, Early Miocene anatexis identified in the western syntaxis, Pakistan Himalaya : *Earth and Planetary Science Letters*, v. 167, p. 121–129, doi :10.1016/S0012-821X(99)00022-9.

Sébrier, M., Mercier, L., Francois, M., Laubacher, G., and Carey-Gailhardis, E., 1985, Quaternary Normal and Reverse Faulting and the State of Stress in the Central Andes of South Peru : *Tectonics*, v. 4, p. 739–780.

Seeber, L., and Pêcher, A., 1998, Strain partitioning along the Himalayan arc and the Nanga Parbat antiform : *Geology*, v. 26, p. 791–794, doi :10.1130/0091-7613(1998)026<0791 :SPATHA>2.3.CO ;2.

Sempere, T. et al., 2002, Late Permian-Middle Jurassic lithospheric thinning in Peru and Bolivia, and its bearing on Andean-age tectonics : *Tectonophysics*, v. 345, p. 153–181, doi :10.1016/S0040-1951(01)00211-6.

Sobolev, S. V., and Babeyko, A.Y., 2005, What drives orogeny in the Andes ? *Geology*, v. 33, p. 617–620, doi :10.1130/G21557.1.

Strecker, M.R., Alonso, R.N., Bookhagen, B., Carrapa, B., Hilley, G.E., Sobel, E.R., and Trauth, M.H., 2007, Tectonics and Climate of the Southern Central Andes : *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 35, p. 747–787, doi :10.1146/annurev.earth.35.031306.140158.

Sundell, K.E., Saylor, J.E., Lapen, T.J., and Horton, B.K., 2019, Implications of variable late Cenozoic surface uplift across the Peruvian central Andes : Scientific Reports, v. 9, p. 1–12,
doi :10.1038/s41598-019-41257-3.

Tassara, A., 2005, Interaction between the Nazca and South American plates and formation of the Altiplano-Puna plateau : Review of a flexural analysis along the Andean margin (15°-34°S) : Tectonophysics, v. 399, p. 39–57,
doi :10.1016/j.tecto.2004.12.014.

Villegas-Lanza, J., Chlieh, M., Cavalié, O., Tavera, H., Baby, P., Chire-Chira, J., and Nocquet, J.-M., 2016, Active tectonics of Peru : Heterogeneous interseismic coupling along the Nazca megathrust, rigid motion of the Peruvian Sliver, and Subandean shortening accommodation : Journal of Geophysical Research : Solid Earth, v. 121, p. 7371–7394,
doi :10.1002/2015JB012608.Received.

Whipple, K.X., 2009, The influence of climate on the tectonic evolution of mountain belts : Nature Geoscience, v. 2, p. 97–104,
doi :10.1038/ngeo413.

Whipple, K.X., and Meade, B.J., 2004, Controls on the strength of coupling among climate, erosion, and deformation in two-sided, frictional orogenic wedges at steady state : Journal of Geophysical Research : Earth Surface, v. 109, p. 1–24,
doi :10.1029/2003jf000019.

Whipple, K.X., and Meade, B.J., 2006, Orogen response to changes in climatic and tectonic forcing : Earth and Planetary Science Letters, v. 243, p. 218–228,
doi :10.1016/j.epsl.2005.12.022.

Willett, S.D., 1999, Orogeny and orography : The effects of erosion on the structure of mountain belts : Journal of Geophysical Research : Solid Earth, v. 104, p. 28957–28981,
doi :10.1029/1999jb900248.

Willett, S., Beaumont, C., and Fullsack, P., 1993, Mechanical model for the tectonics of doubly vergent compressional orogens : Geology, v. 21, p. 371–374,
doi :10.1130/0091-7613(1993)021<0371 :MMFTTO>2.3.CO ;2.

Wimpenny, S., Copley, A., Benavente, C., and Aguirre, E., 2018, Extension and Dynamics of the Andes Inferred From the 2016 Parina (Huarichancara) Earthquake : Journal of Geophysical Research : Solid Earth, v. 123, p. 8198–8228,
doi :10.1029/2018JB015588.

Yang, R., Fellin, M.G., Herman, F., Willett, S.D., Wang, W., and Maden, C., 2016, Spatial and temporal pattern of erosion in the Three Rivers Region, southeastern Tibet : Earth and Planetary Science Letters, v. 433, p. 10–20, doi :10.1016/j.epsl.2015.10.032.

Yin, A., and Harrison, T.M., 2000, GEOLOGIC EVOLUTION OF THE HIMALAYAN-TIBETAN OROGEN : Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences, v. 28, p. 211–280, doi :10.1080/01947641003598252.

Zeitler, P.K. et al., 2001, Erosion, Himalayan Geodynamics, and the Geomorphology of Metamorphism : GSA Today, v. 11, p. 4–9.

Chapitre 8

ANNEXES

Sommaire

8.1	Annexes du Chapitre 3	330
8.1.1	Thermochronologie quantitative - (U-Th)/He sur zircon (ZHe)	330
8.1.2	Échantillons récoltés mais non analysés par les méthodes AHe et AFT	332
8.2	Annexes du Chapitre 6	333
8.2.1	Données AFT par grain and graphiques représentant les don- nées sous forme radiale	333
8.2.2	Mesures des longueurs de traces de fission confinées	361
8.3	Résumés des présentations faites à des conférences	367
8.3.1	Thermo 2018 – Quedlinburg - Poster	367
8.3.2	AGU 2018 – Washington D.C. - Poster	368

8.1 Annexes du Chapitre 3

8.1.1 Thermochronologie quantitative - (U-Th)/He sur zircon (ZHe)

Je présente ci-après le tableau de données ZHe dont il est question dans le chapitre 3 (Tableau 8.1). Ces données seront traitées ultérieurement afin d'apporter de nouvelles contraintes pour la modélisation des âges ZHe.

Sample number	Weight (μg)	R_s (μm)	^4He (nmol/g)	F_T	^{238}U (ppm)	^{232}Th (ppm)	^{147}Sm (ppm)	Th/U	eU (ppm)	Age (Ma)	Corrected age (Ma)	$\pm 1 \sigma$
zFCT-61*	6,1	50	53,0	0,76	373	192	-13	0,51	417	23,49	30,74	0,14
zFCT-62*	6,2	51	44,0	0,77	315	168	2	0,53	354	22,97	29,79	0,13
zAB1720-2	11,9	63	2,8	0,81	403	32	-7	0,08	411	1,25	1,54	0,01
zAB1764-1	13,3	66	5,4	0,82	516	248	-2	0,48	573	1,75	2,14	0,01
zAB1764-2	12,6	64	8,4	0,81	675	273	3	0,40	738	2,11	2,59	0,01
zAB1764-3	13,8	67	5,1	0,82	440	153	7	0,35	475	2,01	2,44	0,01
zAB1765-1	7,9	55	8,3	0,79	542	299	12	0,55	611	2,51	3,20	0,01
zAB1765-2	7,9	56	5,5	0,79	597	149	4	0,25	631	1,63	2,06	0,01
zAB1765-3	11,4	64	4,6	0,82	459	148	-2	0,32	493	1,73	2,12	0,01
zAB1766-1	6,5	51	9,6	0,77	504	312	4	0,62	576	3,07	3,99	0,02
zAB1766-2	8,1	57	4,0	0,79	364	237	8	0,65	419	1,76	2,22	0,01
zAB1766-3	7,6	54	3,6	0,78	403	141	3	0,35	435	1,52	1,93	0,01
zAB1767-1	8,6	58	5,4	0,80	465	182	4	0,39	507	1,99	2,50	0,01
zAB1767-2	7,8	56	4,7	0,79	314	116	-10	0,37	340	2,58	3,27	0,02
zAB1767-3	11,4	63	7,1	0,81	614	220	9	0,36	664	1,97	2,42	0,01
zAB1768-1	8,6	59	10,5	0,80	1017	271	-3	0,27	1079	1,81	2,26	0,01
zAB1768-2	4,4	47	6,6	0,75	354	182	3	0,52	396	3,07	4,09	0,02
zAB1768-3	7,2	55	17,3	0,79	1131	486	19	0,43	1243	2,57	3,27	0,01
zAB1769-1	11,4	63	8,8	0,81	509	258	-7	0,51	568	2,85	3,52	0,02
zAB1769-2	13,6	66	8,6	0,82	538	247	6	0,46	595	2,67	3,26	0,01
zAB1769-3	7,9	56	13,3	0,79	1176	490	4	0,42	1289	1,91	2,43	0,01

Note : R_s is the sphere equivalent radius of the crystal and F_T is the ejection correction factor.

The number after the sample name refers to the processed aliquot.

* Standard dated zircon (Fish Canyon Tuff).

TABLE 8.1 – zircon (U-Th)/He data

8.1.2 Échantillons récoltés mais non analysés par les méthodes AHe et AFT

Je présente ci-après les échantillons récoltés au cours de la mission de terrain d'Avril à Juillet 2017 pour la région de la Déflexion d'Abancay et non analysés, dont il est question au chapitre 3. Le tableau 8.2 répertorie les échantillons qui n'ont pas été sélectionnés pour le processus de broyage. Ces échantillons seront analysés ultérieurement. Le tableau 8.3 répertorie les échantillons pour lesquels les apatites sont insuffisamment représentées et donc inadaptés pour les analyses AHe et AFT. Ces échantillons pourront néanmoins être analysés à l'aide d'autres méthodes (ZHe, ZFT, Ar-Ar, etc.).

Code échantillon	Latitude (°S)	Longitude (°W)	Altitude (m)	Lithologie
AB-17-01	14,46559	73,23801	3440	Diorite
AB-17-02	14,33518	73,17529	3061	Diorite
AB-17-03	14,19064	73,31918	2700	Diorite
AB-17-04	14,09819	73,28111	2496	Granodiorite
AB-17-27	13,06995	72,9345	2657	Granite
AB-17-45	13,46252	73,20368	2385	Quartzodiorite
AB-17-46	13,45376	73,19731	1751	Quartzodiorite
AB-17-47	13,45191	73,19304	1504	Quartzodiorite
AB-17-48	13,24762	73,0297	3761	Diorite
AB-17-56	13,45811	73,20063	2138	Quartzodiorite
AB-17-57	13,69774	73,40398	3366	Granite
AB-17-58	13,69634	73,70564	2303	Diorite
AB-17-59	13,67987	73,70528	2554	Diorite
AB-17-60	13,67782	73,68874	2699	Diorite
AB-17-61	13,68334	73,66303	3319	Diorite
AB-17-62	13,68293	73,65769	3516	Grès / Conglomérat
AB-17-63	13,86508	73,38808	4207	Diorite

TABLE 8.2 – Localisation et lithologie des échantillons récoltés mais non analysés dans le cadre de ce manuscrit

Code échantillon	Latitude (°S)	Longitude (°W)	Altitude (m)	Lithologie
AB-17-09	13,04566	72,29031	2975	Granite
AB-17-10	13,02964	72,31938	2756	Quartzite
AB-17-12	12,65091	72,36526	1186	Granite
AB-17-14	12,95565	72,08171	2248	Granite
AB-17-16	13,00354	72,50712	1778	Quartzite
AB-17-17	12,6747	72,93817	900	Granite
AB-17-24	13,01515	72,96502	3839	Granite
AB-17-49	13,28344	73,07884	4450	Microgabbro
AB-17-50	13,28837	73,13542	3667	Microgabbro
AB-17-52	13,29174	73,16321	3194	Granite
AB-17-53	13,29776	73,17879	2924	Granite
AB-17-54	13,29868	73,18504	2716	Diorite

TABLE 8.3 – Localisation et lithologie des échantillons récoltés, broyés, mais non analysés par manque d’apatites

8.2 Annexes du Chapitre 6

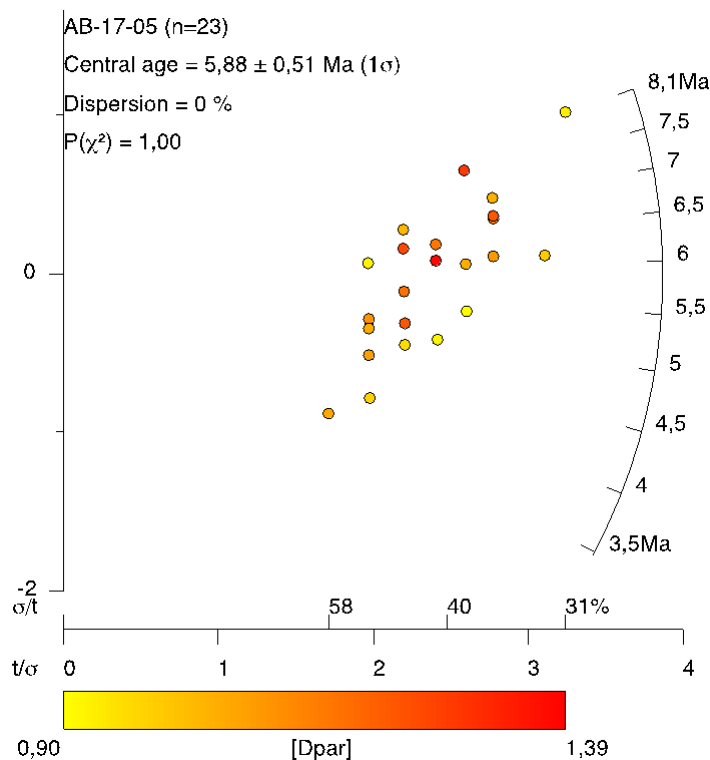
8.2.1 Données AFT par grain and graphiques représentant les données sous forme radiale

Les tableaux et graphiques présentés ci-après répertorient les données brutes ayant permis le calcul des âges AFT pour chaque échantillon avec BINOMFIT (Ehlers et al., 2005) présentés au chapitre 6 (échantillons AB-17-05 à AB-17-55). Les représentations en figures radiales ont été réalisées avec RadialPlotter (Galbraith, 1990). Le code échantillon est indiqué au début de chaque page.

ANNEXES

AB-17-05

NEWPARAMETERS - ZETA METHOD									
EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR (tracks/cm ²): 1,20E+06									
RELATIVE ERROR (%): 1,45									
EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR (ppm): 15,00									
ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR (yr cm ²): 275,18 11,53									
SIZE OF COUNTER SQUARE (cm ²): 6,39E-07									
GRAIN AGES IN ORIGINAL ORDER									
Grain no.	RhoS (cm ⁻²)	(Ns)	RhoI (cm ⁻²)	(Ni)	Squares	U+/-2s	Grain Age (Ma)		
							Age	95% CI	
1	7,82E+04	(5)	2,03E+06	(130)	100	26 5	6.5	2.0	15.1
2	6,26E+04	(4)	2,02E+06	(129)	100	25 5	5.3	1.4	13.4
3	6,26E+04	(4)	2,08E+06	(133)	100	26 5	5.1	1.3	13.0
4	1,72E+05	(11)	3,51E+06	(224)	100	44 6	8.2	4.0	14.7
5	1,10E+05	(7)	3,35E+06	(214)	100	42 6	5.5	2.1	11.3
6	1,12E+05	(5)	2,75E+06	(123)	70	35 6	6.9	2.1	16.0
7	1,10E+05	(7)	2,38E+06	(152)	100	30 5	7.7	3.0	16.0
8	1,10E+05	(7)	2,99E+06	(191)	100	38 6	6.2	2.4	12.7
9	6,26E+04	(4)	2,27E+06	(145)	100	28 5	4.7	1.2	11.9
10	7,82E+04	(5)	2,68E+06	(171)	100	34 5	5.0	1.5	11.4
11	9,39E+04	(6)	2,54E+06	(162)	100	32 5	6.2	2.2	13.5
12	1,25E+05	(8)	3,08E+06	(197)	100	39 6	6.8	2.8	13.4
13	4,69E+04	(3)	2,19E+06	(140)	100	28 5	3.7	0.7	10.5
14	9,39E+04	(6)	3,11E+06	(199)	100	39 6	5.1	1.8	11.0
15	9,39E+04	(6)	2,43E+06	(155)	100	30 5	6.5	2.3	14.2
16	1,56E+05	(10)	4,21E+06	(269)	100	53 7	6.2	2.9	11.4
17	7,82E+04	(5)	2,52E+06	(161)	100	32 5	5.3	1.6	12.2
18	1,25E+05	(8)	2,94E+06	(188)	100	37 5	7.1	3.0	14.1
19	6,26E+04	(4)	1,69E+06	(108)	100	21 4	6.3	1.6	16.0
20	7,82E+04	(4)	3,25E+06	(166)	80	41 6	4.1	1.1	10.3
21	1,25E+05	(8)	3,36E+06	(215)	100	42 6	6.2	2.6	12.3
22	1,30E+05	(5)	3,83E+06	(147)	60	48 8	5.8	1.8	13.3
23	1,25E+05	(8)	3,07E+06	(196)	100	39 6	6.8	2.9	13.5
POOLED	9,91E+04	(140)	2,77E+06	(3915)	2210	35 2	5.9	4.9	7.1
CHI^2 PROBABILITY (%):100.0									
>>> Beware: possible upward bias in Chi^2 probability due to low counts <<<									
POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 5.9, 5.3 — 6.5 (-0.5 +0.6)									
95% CONF. INTERVAL(Ma): 4.9 — 7.1 (-1.0 +1.2)									
CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 5.9, 5.3 — 6.5 (-0.5 +0.6)									
95% CONF. INTERVAL(Ma): 4.9 — 7.1 (-1.0 +1.2)									
AGE DISPERSION (%): 0.0									



AB-17-06

NEWPARAMETERS - ZETA METHOD

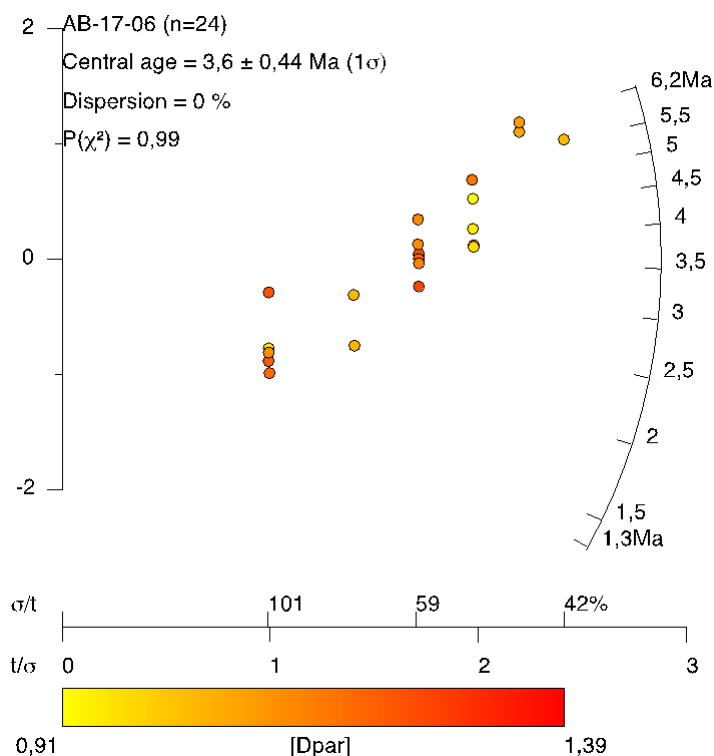
EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR (tracks/cm²): 1,20E+06
RELATIVE ERROR (%): 1,39
EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR (ppm): 15,00
ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR (yr cm²): 275,18 11,53
SIZE OF COUNTER SQUARE (cm²): 6,39E-07

GRAIN AGES IN ORIGINAL ORDER

Grain no.	RhoS (cm ⁻²)	{Ns}	RhoI (cm ⁻²)	{Ni}	Squares	U+/-2s	Grain Age (Ma)	Age	95% CI
1	2,24E+04	{ 1}	2,21E+06	{ 99}	70	28 6	1.9	0.0	9.5
2	3,13E+04	{ 1}	1,91E+06	{ 61}	50	24 6	3.1	0.1	15.6
3	6,26E+04	{ 4}	2,69E+06	{ 172}	100	34 5	4.0	1.0	10.0
4	7,82E+04	{ 5}	2,16E+06	{ 138}	100	27 5	6.2	1.9	14.3
5	1,56E+04	{ 1}	1,74E+06	{ 111}	100	22 4	1.7	0.0	8.4
6	6,26E+04	{ 4}	2,19E+06	{ 140}	100	27 5	4.9	1.3	12.3
7	4,69E+04	{ 3}	2,10E+06	{ 134}	100	26 5	3.9	0.8	11.0
8	7,82E+04	{ 5}	2,08E+06	{ 133}	100	26 5	6.4	2.0	14.8
9	4,69E+04	{ 3}	2,08E+06	{ 133}	100	26 5	3.9	0.8	11.1
10	4,69E+04	{ 3}	1,75E+06	{ 112}	100	22 4	4.6	0.9	13.2
11	9,39E+04	{ 6}	2,79E+06	{ 178}	100	35 5	5.7	2.0	12.3
12	1,56E+04	{ 1}	1,74E+06	{ 111}	100	22 4	1.7	0.0	8.4
13	3,13E+04	{ 2}	1,78E+06	{ 114}	100	22 4	3.1	0.3	10.7
14	6,26E+04	{ 4}	2,71E+06	{ 173}	100	34 5	4.0	1.0	9.9
15	3,13E+04	{ 2}	2,44E+06	{ 156}	100	31 5	2.3	0.3	7.8
16	3,13E+04	{ 2}	1,78E+06	{ 114}	100	22 4	3.1	0.3	10.7
17	6,26E+04	{ 4}	2,50E+06	{ 160}	100	31 5	4.3	1.1	10.7
18	6,26E+04	{ 4}	2,02E+06	{ 129}	100	25 5	5.3	1.4	13.4
19	1,56E+04	{ 1}	1,61E+06	{ 103}	100	20 4	1.8	0.0	9.1
20	4,69E+04	{ 3}	2,14E+06	{ 137}	100	27 5	3.8	0.7	10.8
21	4,69E+04	{ 3}	2,19E+06	{ 140}	100	27 5	3.7	0.7	10.5
22	4,69E+04	{ 3}	2,46E+06	{ 157}	100	31 5	3.3	0.6	9.4
23	1,56E+04	{ 1}	1,92E+06	{ 123}	100	24 4	1.5	0.0	7.6
24	4,69E+04	{ 3}	1,99E+06	{ 127}	100	25 4	4.1	0.8	11.6
POOLED 4,65E+04 { 69} 2,13E+06 { 3155} 2320 27 1 3.6 2.8 4.6									

CHI² PROBABILITY (%): 99.3
>>> Beware: possible upward bias in Chi² probability due to low counts <<<

POOLED AGE W/	68% CONF. INTERVAL (Ma):	3.6,	3.2 —	4.1 { -0.4 +0.5}
	95% CONF. INTERVAL (Ma):		2.8 —	4.6 { -0.8 +1.0}
CENTRAL AGE W/	68% CONF. INTERVAL (Ma):	3.6,	3.2 —	4.1 { -0.4 +0.5}
	95% CONF. INTERVAL (Ma):		2.8 —	4.6 { -0.8 +1.0}
	AGE DISPERSION (%):	0.1		



AB-17-07

NEWPARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR (tracks/cm²): 1,20E+06
 RELATIVE ERROR (%): 1,34
 EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR (ppm): 15,00
 ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR (yr cm²): 275,18 11,53
 SIZE OF COUNTER SQUARE (cm²): 6,39E-07

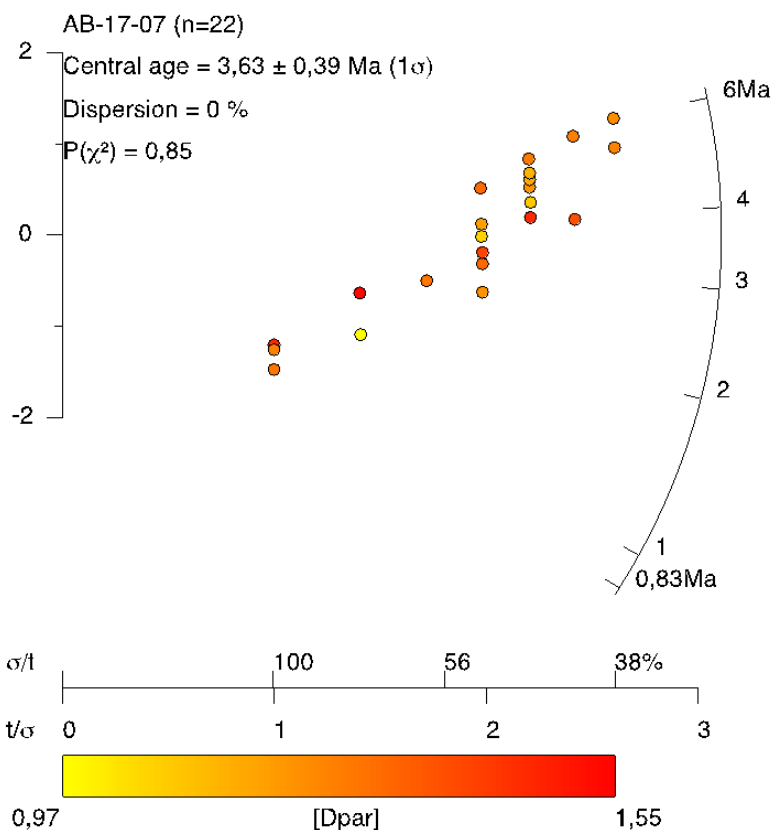
GRAIN AGES IN ORIGINAL ORDER

Grain no.	RhoS (cm ⁻²)	(Ns)	RhoI (cm ⁻²)	(Ni)	Squares	U+/-2s	Grain Age (Ma)	Age	95% CI
1	6,26E+04	(4)	3,32E+06	(212)	100	41 6	3.2	0.8	8.1
2	6,26E+04	(4)	2,86E+06	(183)	100	36 5	3.8	1.0	9.4
3	7,82E+04	(5)	2,80E+06	(179)	100	35 5	4.8	1.5	11.0
4	1,56E+04	(1)	2,36E+06	(151)	100	30 5	1.3	0.0	6.2
5	1,56E+04	(1)	2,49E+06	(159)	100	31 5	1.2	0.0	5.9
6	6,26E+04	(4)	3,13E+06	(200)	100	39 6	3.4	0.9	8.6
7	3,13E+04	(2)	2,22E+06	(142)	100	28 5	2.5	0.3	8.6
8	1,56E+04	(1)	3,10E+06	(198)	100	39 6	1.0	0.0	4.7
9	3,13E+04	(2)	3,08E+06	(197)	100	39 6	1.8	0.2	6.1
10	6,26E+04	(4)	3,88E+06	(248)	100	49 6	2.8	0.7	6.9
11	7,82E+04	(5)	3,02E+06	(193)	100	38 6	4.4	1.4	10.2
12	7,82E+04	(5)	2,69E+06	(172)	100	34 5	4.9	1.5	11.4
13	1,10E+05	(7)	3,44E+06	(220)	100	43 6	5.4	2.1	11.0
14	7,82E+04	(5)	3,26E+06	(208)	100	41 6	4.1	1.3	9.4
15	9,39E+04	(6)	3,96E+06	(253)	100	49 6	4.0	1.4	8.6
16	7,82E+04	(5)	2,61E+06	(167)	100	33 5	5.1	1.6	11.8
17	1,10E+05	(7)	3,04E+06	(194)	100	38 6	6.1	2.4	12.5
18	9,39E+04	(6)	2,72E+06	(174)	100	34 5	5.8	2.1	12.6
19	6,26E+04	(4)	2,68E+06	(171)	100	33 5	4.0	1.0	10.1
20	7,82E+04	(5)	2,43E+06	(155)	100	30 5	5.5	1.7	12.7
21	4,69E+04	(3)	2,85E+06	(182)	100	36 5	2.9	0.6	8.1
22	6,26E+04	(4)	2,19E+06	(140)	100	27 5	4.9	1.3	12.3
POOLED 6,40E+04 (90) 2,92E+06 (4098) 2200 36 1 3.6 2.9 4.5									

CHI² PROBABILITY (%): 84.6

>>> Beware: possible upward bias in Chi² probability due to low counts <<<

POOLED AGE w/ 68% CONF. INTERVAL (Ma): 3.6, 3.2 — 4.1 (-0.4 +0.4)
 95% CONF. INTERVAL (Ma): 2.9 — 4.5 (-0.7 +0.9)
 CENTRAL AGE w/ 68% CONF. INTERVAL (Ma): 3.6, 3.2 — 4.1 (-0.4 +0.4)
 95% CONF. INTERVAL (Ma): 2.9 — 4.5 (-0.7 +0.9)
 AGE DISPERSION (%): 0.4



AB-17-08

NEWPARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR (tracks/cm²): 1,20E+06
RELATIVE ERROR (%): 1,29
EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR (ppm): 15,00
ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR (yr cm²): 275,18 11,53
SIZE OF COUNTER SQUARE (cm²): 6,39E-07

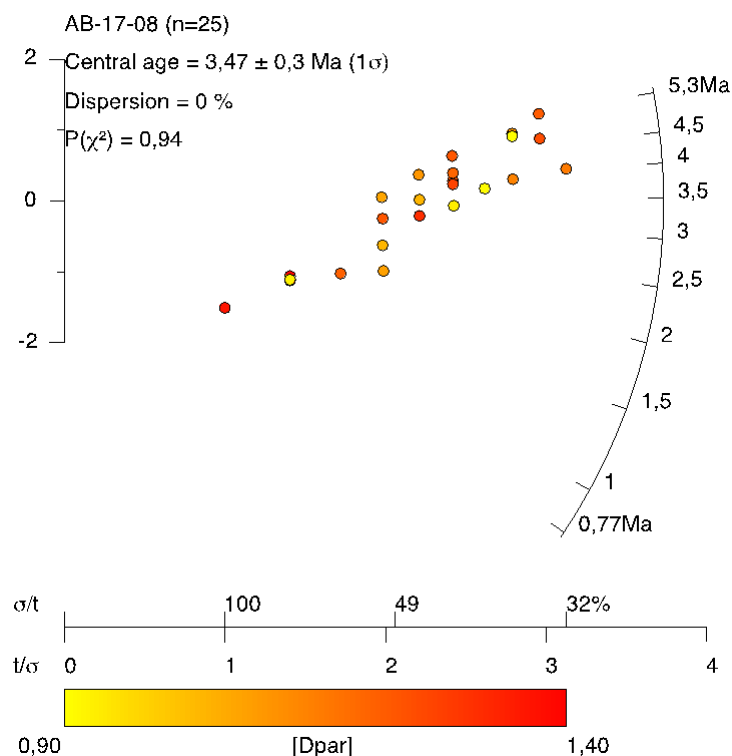
GRAIN AGES IN ORIGINAL ORDER

Grain no.	RhoS (cm ⁻²)	{Ns}	RhoI (cm ⁻²)	{Ni}	Squares	U+/-2s	Grain Age (Ma)	Age	-95% CI-
1	1,41E+05	{ 9}	4,43E+06	{ 283}	100	55 7	5.4	2.4	10.1
2	7,82E+04	{ 5}	3,15E+06	{ 201}	100	39 6	4.2	1.3	9.8
3	6,26E+04	{ 4}	2,90E+06	{ 185}	100	36 5	3.7	1.0	9.3
4	9,39E+04	{ 6}	3,79E+06	{ 242}	100	47 6	4.2	1.5	9.1
5	4,69E+04	{ 3}	4,05E+06	{ 259}	100	51 6	2.0	0.4	5.7
6	9,39E+04	{ 6}	3,97E+06	{ 254}	100	50 6	4.0	1.4	8.6
7	6,26E+04	{ 4}	3,36E+06	{ 215}	100	42 6	3.2	0.8	8.0
8	6,26E+04	{ 4}	4,88E+06	{ 312}	100	61 7	2.2	0.6	5.5
9	1,25E+05	{ 8}	4,24E+06	{ 271}	100	53 7	5.0	2.1	9.8
10	9,39E+04	{ 6}	3,43E+06	{ 219}	100	43 6	4.6	1.6	10.0
11	1,41E+05	{ 9}	4,99E+06	{ 319}	100	62 7	4.7	2.1	9.0
12	7,82E+04	{ 5}	4,08E+06	{ 261}	100	51 6	3.3	1.0	7.5
13	3,13E+04	{ 2}	3,15E+06	{ 201}	100	39 6	1.8	0.2	6.0
14	1,56E+04	{ 1}	3,35E+06	{ 214}	100	42 6	0.9	0.0	4.4
15	9,39E+04	{ 6}	4,05E+06	{ 259}	100	51 6	3.9	1.4	8.5
16	1,25E+05	{ 8}	5,34E+06	{ 341}	100	67 7	4.0	1.7	7.7
17	1,10E+05	{ 7}	4,88E+06	{ 312}	100	61 7	3.8	1.5	7.7
18	7,82E+04	{ 5}	3,69E+06	{ 236}	100	46 6	3.6	1.1	8.3
19	3,13E+04	{ 2}	3,30E+06	{ 211}	100	41 6	1.7	0.2	5.7
20	1,56E+05	{ 10}	6,45E+06	{ 412}	100	80 8	4.1	1.9	7.5
21	3,13E+04	{ 2}	3,26E+06	{ 208}	100	41 6	1.7	0.2	5.8
22	6,26E+04	{ 4}	4,07E+06	{ 260}	100	51 6	2.6	0.7	6.6
23	9,39E+04	{ 6}	4,60E+06	{ 294}	100	57 7	3.5	1.2	7.4
24	1,25E+05	{ 8}	4,29E+06	{ 274}	100	54 7	4.9	2.1	9.6
25	9,39E+04	{ 6}	3,80E+06	{ 243}	100	47 6	4.2	1.5	9.0
POOLED 8,51E+04 { 136} 4,06E+06 { 6486} 2500 51 2 3.5 2.9 4.2									

CHI^2 PROBABILITY (%): 93.6
>>> Beware: possible upward bias in Chi^2 probability due to low counts <<<

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 3.5, 3.1 — 3.8 { -0.3 +0.4}
95% CONF. INTERVAL(Ma): 2.9 — 4.2 { -0.6 +0.7}

CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 3.5, 3.1 — 3.8 { -0.3 +0.4}
95% CONF. INTERVAL(Ma): 2.9 — 4.2 { -0.6 +0.7}
AGE DISPERSION (%): 0.2



AB-17-11

NEWPARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR (tracks/cm²): 1,21E+06
 RELATIVE ERROR (%): 1,21
 EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR (ppm): 15,00
 ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR (yr cm²): 275,18 11,53
 SIZE OF COUNTER SQUARE (cm²): 6,39E-07

GRAIN AGES IN ORIGINAL ORDER

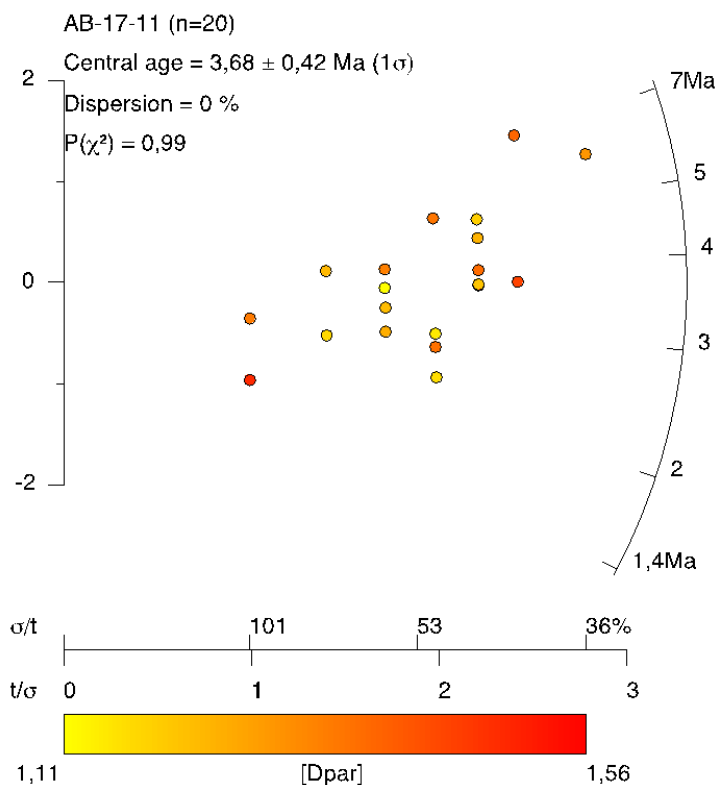
Grain no.	RhoS (cm ⁻²)	(Ns)	RhoI (cm ⁻²)	(Ni)	Squares	U+/-2s	Grain Age (Ma)		
							Age	-95% CI-	
1	6,26E+04	{ 4}	4,63E+06	{ 296}	100	58 7	2.3	0.6	5.8
2	4,69E+04	{ 3}	2,24E+06	{ 143}	100	28 5	3.7	0.7	10.4
3	4,69E+04	{ 3}	2,50E+06	{ 160}	100	31 5	3.3	0.6	9.3
4	6,26E+04	{ 4}	2,10E+06	{ 134}	100	26 5	5.1	1.3	13.0
5	9,39E+04	{ 6}	3,49E+06	{ 223}	100	43 6	4.6	1.6	9.9
6	7,82E+04	{ 2}	3,33E+06	{ 85}	40	41 9	4.2	0.5	14.5
7	4,69E+04	{ 3}	2,88E+06	{ 184}	100	36 5	2.8	0.6	8.0
8	6,26E+04	{ 4}	3,99E+06	{ 255}	100	50 6	2.7	0.7	6.8
9	1,30E+05	{ 5}	6,10E+06	{ 234}	60	76 10	3.7	1.1	8.4
10	9,39E+04	{ 6}	4,32E+06	{ 276}	100	54 7	3.7	1.3	8.0
11	1,25E+05	{ 8}	3,66E+06	{ 234}	100	46 6	5.8	2.4	11.4
12	1,12E+05	{ 5}	4,23E+06	{ 189}	70	53 8	4.5	1.4	10.4
13	7,82E+04	{ 5}	3,41E+06	{ 218}	100	42 6	3.9	1.2	9.0
14	3,13E+04	{ 1}	2,07E+06	{ 66}	50	26 6	2.9	0.1	14.5
15	3,13E+04	{ 2}	2,10E+06	{ 134}	100	26 5	2.7	0.3	9.1
16	8,94E+04	{ 4}	5,32E+06	{ 238}	70	66 9	2.9	0.8	7.2
17	9,39E+04	{ 3}	4,01E+06	{ 128}	50	50 9	4.1	0.8	11.6
18	2,61E+04	{ 1}	3,16E+06	{ 121}	60	39 7	1.6	0.0	7.8
19	7,82E+04	{ 5}	3,65E+06	{ 233}	100	45 6	3.7	1.1	8.4
20	7,82E+04	{ 5}	2,72E+06	{ 174}	100	34 5	4.9	1.5	11.3
POOLED 7,27E+04		{ 79}	3,43E+06	{ 3725}	1700	43 2	3.5	2.8	4.5

CHI² PROBABILITY (%): 99.7

>>> Beware: possible upward bias in Chi² probability due to low counts <<<

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 3.5, 3.1 — 4.0 { -0.4 +0.5}
 95% CONF. INTERVAL(Ma): 2.8 — 4.5 { -0.7 +0.9}

CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 3.5, 3.1 — 4.0 { -0.4 +0.5}
 95% CONF. INTERVAL(Ma): 2.8 — 4.5 { -0.7 +0.9}
 AGE DISPERSION (%): 0.1



AB-17-13

NEWPARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR (tracks/cm²): 1,21E+06
RELATIVE ERROR (%): 1,17
EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR (ppm): 15,00
ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR (yr cm²): 275,18 11,53
SIZE OF COUNTER SQUARE (cm²): 6,39E-07

GRAIN AGES IN ORIGINAL ORDER

Grain no.	RhoS (cm ⁻²)	(Ns)	RhoI (cm ⁻²)	(Ni)	Squares	U+/-2s	Grain Age (Ma)	Age	--95% CI--
1	3,91E+04 (1)	1,41E+06 (36)	40	17	6	5.3	0.1	27.4	
2	0,00E+00 (0)	2,03E+05 (13)	100	3	1	9.1	0.3	54.4	
3	1,88E+05 (12)	5,46E+06 (349)	100	68	7	5.8	2.9	10.1	
4	0,00E+00 (0)	6,26E+04 (4)	100	1	1	31.4	1.1	247.3	
5	1,56E+04 (1)	1,56E+05 (10)	100	2	1	18.7	0.4	115.9	
6	1,56E+04 (1)	5,95E+05 (38)	100	7	2	5.0	0.1	25.9	
7	0,00E+00 (0)	1,83E+05 (7)	60	2	2	17.3	0.6	114.4	
8	1,25E+05 (8)	3,44E+06 (220)	100	43	6	6.2	2.6	12.1	
9	1,25E+05 (8)	4,52E+06 (289)	100	56	7	4.7	2.0	9.2	
10	0,00E+00 (0)	2,01E+05 (9)	70	2	2	13.3	0.5	83.8	
11	2,74E+05 (7)	7,75E+06 (198)	40	96	14	6.0	2.3	12.3	
12	0,00E+00 (0)	9,39E+04 (6)	100	1	1	20.3	0.7	139.8	
13	1,56E+04 (1)	3,60E+05 (23)	100	4	2	8.2	0.2	44.4	
14	3,13E+04 (2)	1,03E+06 (66)	100	13	3	5.4	0.6	18.9	
15	2,50E+05 (4)	7,82E+06 (125)	25	97	17	5.5	1.4	14.0	
16	5,22E+04 (2)	1,04E+06 (40)	60	13	4	8.9	1.0	32.0	
17	1,41E+05 (9)	4,43E+06 (283)	100	55	7	5.4	2.4	10.2	
18	1,88E+05 (12)	5,20E+06 (332)	100	64	7	6.1	3.1	10.6	
19	6,26E+04 (4)	1,39E+06 (89)	100	17	4	7.8	2.0	19.8	
20	7,82E+04 (4)	1,62E+06 (83)	80	20	4	8.3	2.1	21.3	
21	0,00E+00 (0)	9,39E+04 (6)	100	1	1	20.3	0.7	139.8	
22	0,00E+00 (0)	7,82E+04 (5)	100	1	1	24.7	0.8	179.1	
23	7,34E+04 (3)	1,64E+06 (67)	64	20	5	7.8	1.5	22.7	
24	0,00E+00 (0)	7,82E+04 (5)	100	1	1	24.7	0.8	179.1	
25	6,26E+04 (4)	1,60E+06 (102)	100	20	4	6.8	1.7	17.2	
26	2,50E+05 (16)	6,90E+06 (441)	100	86	8	6.1	3.4	9.9	
27	0,00E+00 (0)	1,10E+05 (7)	100	1	1	17.3	0.6	114.4	
28	3,13E+04 (2)	4,54E+05 (29)	100	6	2	12.3	1.3	45.2	
29	2,61E+05 (5)	6,26E+06 (120)	30	78	14	7.1	2.2	16.6	
30	0,00E+00 (0)	7,82E+04 (5)	100	1	1	24.7	0.8	179.1	
POOLED 6,46E+04 (106)					1,83E+06 (3007)	2569	23	1	5.9 4.7 7.2

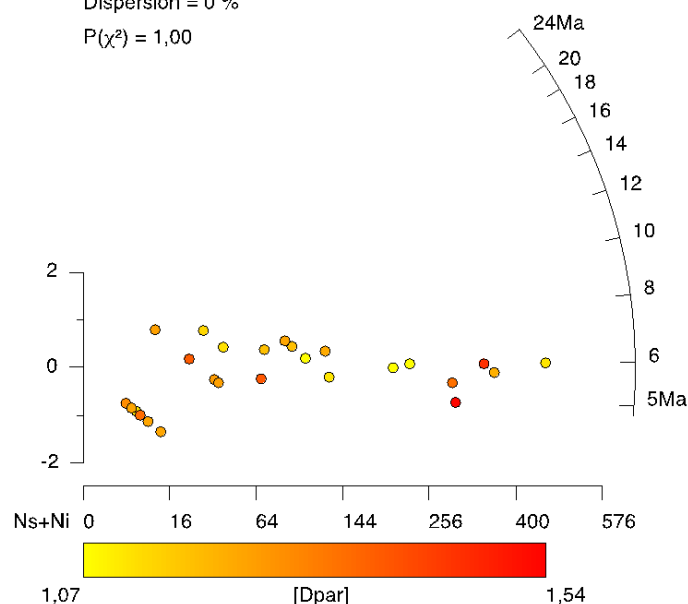
CHI^2 PROBABILITY (%):100.0
>>> Beware: possible upward bias in Chi^2 probability due to low counts <<<

POOLED AGE W/	68% CONF. INTERVAL (Ma):	5.9,	5.3 --	6.5 (-0.6 +0.7)
	95% CONF. INTERVAL (Ma):	4.7 --	7.2 (-1.1 +1.4)	
CENTRAL AGE W/	68% CONF. INTERVAL (Ma):	5.9,	5.3 --	6.5 (-0.6 +0.7)
	95% CONF. INTERVAL (Ma):	4.7 --	7.2 (-1.1 +1.4)	
	AGE DISPERSION (%):	0.0		

AB-17-13 (n=30)

Central age = 5,86 ± 0,58 Ma (1σ)

Dispersion = 0 %

 $P(\chi^2) = 1,00$ 

ANNEXES

AB-17-15

NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR (tracks/cm²): 1,21E+06
 RELATIVE ERROR (%): 1,15
 EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR (ppm): 15,00
 ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR (yr cm²): 275,18 11,53
 SIZE OF COUNTER SQUARE (cm²): 6,39E-07

GRAIN AGES IN ORIGINAL ORDER

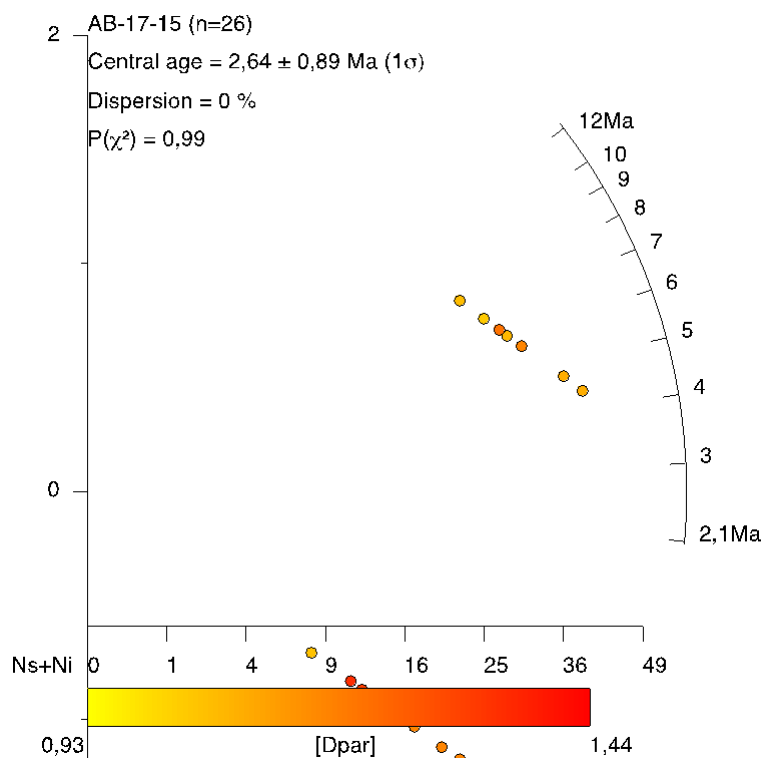
Grain no.	RhoS (cm ⁻²)	(Ns)	RhoI (cm ⁻²)	(Ni)	Squares	U+/-2s	Grain Age (Ma)		
							Age	-95% CI-	
1	0,00E+00	(0)	2,19E+05	(14)	100	3 1	8.5	0.3	50.1
2	1,56E+04	(1)	5,95E+05	(38)	100	7 2	5.0	0.1	25.9
3	0,00E+00	(0)	2,35E+05	(15)	100	3 1	7.9	0.3	46.3
4	0,00E+00	(0)	2,19E+05	(14)	100	3 1	8.5	0.3	50.1
5	0,00E+00	(0)	3,58E+05	(16)	70	4 2	7.4	0.3	43.1
6	0,00E+00	(0)	5,22E+05	(20)	60	6 3	5.9	0.2	33.7
7	0,00E+00	(0)	3,35E+05	(15)	70	4 2	7.9	0.3	46.3
8	3,13E+04	(1)	8,45E+05	(27)	50	10 4	7.0	0.2	37.4
9	1,56E+04	(1)	3,29E+05	(21)	100	4 2	9.0	0.2	49.2
10	2,24E+04	(1)	6,48E+05	(29)	70	8 3	6.6	0.1	34.6
11	0,00E+00	(0)	2,54E+05	(13)	80	3 2	9.1	0.3	54.5
12	1,96E+04	(1)	4,69E+05	(24)	80	6 2	7.9	0.2	42.5
13	0,00E+00	(0)	4,69E+05	(12)	40	6 3	9.9	0.4	59.8
14	1,96E+04	(1)	4,69E+05	(24)	80	6 2	7.9	0.2	42.5
15	0,00E+00	(0)	1,72E+05	(11)	100	2 1	10.8	0.4	66.1
16	0,00E+00	(0)	4,30E+05	(22)	80	5 2	5.3	0.2	30.4
17	1,56E+04	(1)	5,95E+05	(38)	100	7 2	5.0	0.1	25.9
18	0,00E+00	(0)	5,48E+05	(35)	100	7 2	3.3	0.1	18.5
19	0,00E+00	(0)	6,26E+05	(40)	100	8 2	2.9	0.1	16.1
20	0,00E+00	(0)	3,91E+05	(25)	100	5 2	4.7	0.2	26.5
21	0,00E+00	(0)	3,33E+05	(17)	80	4 2	6.9	0.2	40.3
22	0,00E+00	(0)	4,17E+05	(16)	60	5 3	7.4	0.3	43.1
23	0,00E+00	(0)	1,79E+05	(8)	70	2 2	15.1	0.5	97.0
24	0,00E+00	(0)	4,07E+05	(13)	50	5 3	9.1	0.3	54.5
25	1,56E+04	(1)	4,07E+05	(26)	100	5 2	7.3	0.2	38.9
26	1,56E+04	(1)	5,48E+05	(35)	100	7 2	5.4	0.1	28.3
POOLED 6,58E+03 (9) 4,15E+05 (568) 2140 5 0 2.7 1.2 5.1									

CHI^2 PROBABILITY (%): 99.3

>>> Beware: possible upward bias in Chi^2 probability due to low counts <<<

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 2.7, 1.8 — 3.9 (-0.9 +1.2)
 95% CONF. INTERVAL(Ma): 1.2 — 5.1 (-1.5 +2.4)

CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 2.6, 1.9 — 3.7 (-0.8 +1.1)
 95% CONF. INTERVAL(Ma): 1.4 — 5.1 (-1.3 +2.5)
 AGE DISPERSION (%): 0.2



AB-17-18

NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR (tracks/cm²): 1,21E+06
 RELATIVE ERROR (%): 1,13
 EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR (ppm): 15,00
 ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR (yr cm²): 275,18 11,53
 SIZE OF COUNTER SQUARE (cm²): 6,39E-07

GRAIN AGES IN ORIGINAL ORDER

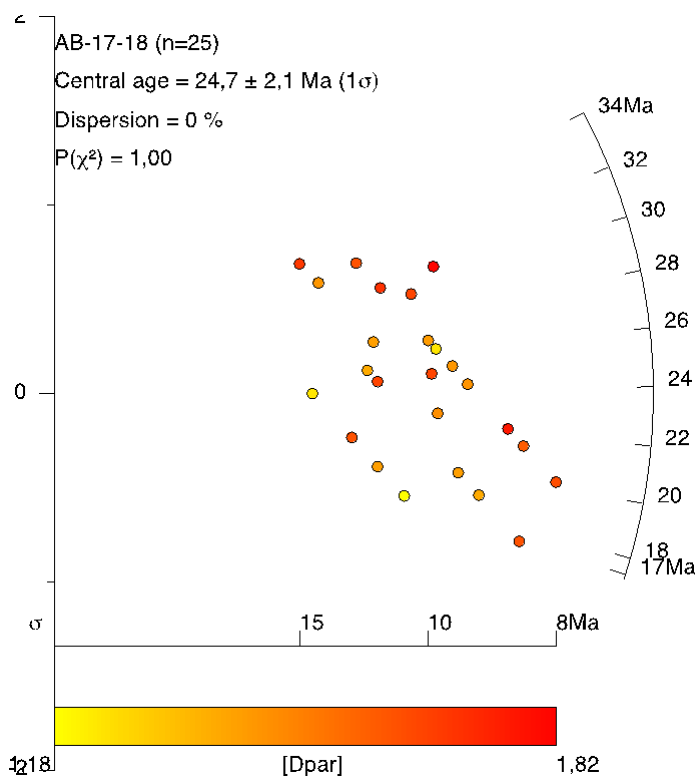
Grain no.	RhoS (cm ⁻²)	(Ns)	RhoI (cm ⁻²)	(Ni)	Squares	U+/-2s	Grain Age (Ma)		
							Age	-95% CI	+95% CI
1	1,25E+05	(8)	7,98E+05	(51)	100	10 3	26.6	10.7	55.4
2	7,82E+04	(5)	6,57E+05	(42)	100	8 2	20.4	6.1	50.0
3	4,69E+04	(3)	3,29E+05	(21)	100	4 2	24.9	4.6	79.5
4	7,82E+04	(5)	5,16E+05	(33)	100	6 2	25.9	7.7	64.9
5	9,39E+04	(6)	4,85E+05	(31)	100	6 2	32.9	11.0	78.2
6	1,25E+05	(8)	9,70E+05	(62)	100	12 3	21.9	8.9	45.0
7	1,56E+05	(8)	1,17E+06	(60)	80	15 4	22.6	9.2	46.6
8	9,39E+04	(6)	6,89E+05	(44)	100	9 3	23.3	7.9	53.4
9	4,69E+04	(3)	4,07E+05	(26)	100	5 2	20.1	3.7	62.6
10	9,39E+04	(6)	4,54E+05	(29)	100	6 2	35.2	11.7	84.2
11	4,69E+04	(3)	4,38E+05	(28)	100	5 2	18.7	3.5	57.7
12	7,82E+04	(5)	5,32E+05	(34)	100	7 2	25.2	7.5	62.9
13	1,72E+05	(11)	9,39E+05	(60)	100	12 3	30.9	14.5	58.6
14	1,25E+05	(8)	8,61E+05	(55)	100	11 3	24.7	10.0	51.1
15	7,82E+04	(5)	7,51E+05	(48)	100	9 3	17.9	5.4	43.4
16	1,41E+05	(9)	7,98E+05	(51)	100	10 3	29.8	12.7	60.2
17	9,39E+04	(6)	5,79E+05	(37)	100	7 2	27.6	9.3	64.4
18	1,25E+05	(8)	6,89E+05	(44)	100	9 3	30.8	12.3	64.9
19	4,69E+04	(3)	3,76E+05	(24)	100	5 2	21.8	4.0	68.4
20	1,25E+05	(8)	6,42E+05	(41)	100	8 2	33.0	13.2	70.1
21	1,25E+05	(8)	1,03E+06	(66)	100	13 3	20.6	8.4	42.2
22	7,82E+04	(5)	6,89E+05	(44)	100	9 3	19.5	5.9	47.6
23	1,25E+05	(8)	8,29E+05	(53)	100	10 3	25.6	10.3	53.2
24	1,25E+05	(8)	7,82E+05	(50)	100	10 3	27.1	10.9	56.6
25	1,10E+05	(7)	7,36E+05	(47)	100	9 3	25.3	9.5	55.2
POOLED 1,01E+05 (160) 6,82E+05 (1081) 2480 8 1 24.7 20.5 29.7									

CHI² PROBABILITY (%):100.0

>>> Beware: possible upward bias in Chi² probability due to low counts <<<

POOLED AGE w/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 24.7, 22.4 — 27.1 (-2.2 +2.5)
 95% CONF. INTERVAL(Ma): 20.5 — 29.7 (-4.2 +5.0)

CENTRAL AGE w/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 24.7, 22.4 — 27.1 (-2.2 +2.5)
 95% CONF. INTERVAL(Ma): 20.5 — 29.7 (-4.2 +5.0)
 AGE DISPERSION (%): 0.1



AB-17-19

NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR (tracks/cm²): 1,22E+06
RELATIVE ERROR (%): 1,12
EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR (ppm): 15,00
ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR (yr cm²): 275,18 11,53
SIZE OF COUNTER SQUARE (cm²): 6,39E-07

GRAIN AGES IN ORIGINAL ORDER

Grain no.	RhoS (cm ⁻²)	(Ns)	RhoI (cm ⁻²)	(Ni)	Squares	U+/-2s	Grain Age (Ma)	Age	95% CI
1	5,63E+05	(9)	3,38E+06	(54)	25	42 11	28.2	12.1	56.7
2	2,19E+05	(7)	2,22E+06	(71)	50	27 7	16.8	6.4	35.7
3	3,13E+05	(20)	2,63E+06	(168)	100	32 5	20.0	11.8	31.7
4	4,23E+05	(27)	3,00E+06	(192)	100	37 5	23.6	15.1	35.2
5	9,39E+04	(6)	9,55E+05	(61)	100	12 3	16.8	5.8	37.8
6	8,29E+05	(53)	6,37E+06	(407)	100	79 8	21.8	16.0	29.0
7	1,02E+06	(65)	8,22E+06	(525)	100	101 9	20.7	15.8	27.1
8	8,76E+05	(14)	7,76E+06	(124)	25	96 17	19.1	10.0	32.8
9	2,61E+05	(10)	2,71E+06	(104)	60	33 7	16.3	7.5	30.7
10	4,38E+05	(14)	5,23E+06	(167)	50	64 10	14.2	7.5	24.2
11	1,41E+05	(9)	7,82E+05	(50)	100	10 3	30.5	13.0	61.6
12	5,65E+05	(13)	4,96E+06	(114)	36	61 12	19.3	9.8	33.9
13	5,54E+05	(17)	7,11E+06	(218)	48	88 12	13.2	7.5	21.4
14	7,56E+05	(29)	5,92E+06	(227)	60	73 10	21.4	14.0	31.5
15	7,20E+05	(23)	4,10E+06	(131)	50	51 9	29.5	18.0	45.9
16	3,76E+05	(24)	2,30E+06	(147)	100	28 5	27.4	16.9	42.1
17	1,10E+05	(7)	5,95E+05	(38)	100	7 2	31.3	11.6	69.5
18	7,82E+05	(25)	5,76E+06	(184)	50	71 11	22.8	14.3	34.6
19	4,43E+05	(17)	2,82E+06	(108)	60	35 7	26.5	14.8	44.0
20	2,50E+05	(16)	2,00E+06	(128)	100	25 4	21.1	11.6	35.2
21	2,82E+05	(18)	1,83E+06	(117)	100	23 4	25.9	14.7	42.4
22	2,82E+05	(9)	1,66E+06	(53)	50	20 6	28.8	12.3	57.9
23	1,30E+05	(5)	1,02E+06	(39)	60	13 4	22.0	6.6	54.3
24	4,07E+05	(13)	3,85E+06	(123)	50	47 9	17.9	9.1	31.3
25	8,14E+05	(26)	6,70E+06	(214)	50	83 11	20.4	13.0	30.6
POOLED	4,32E+05	(476)	3,42E+06	(3764)	1724	42 2	21.1	18.6	24.0

CHI^2 PROBABILITY (%): 87.0
>>> Beware: possible upward bias in Chi^2 probability due to low counts <<<

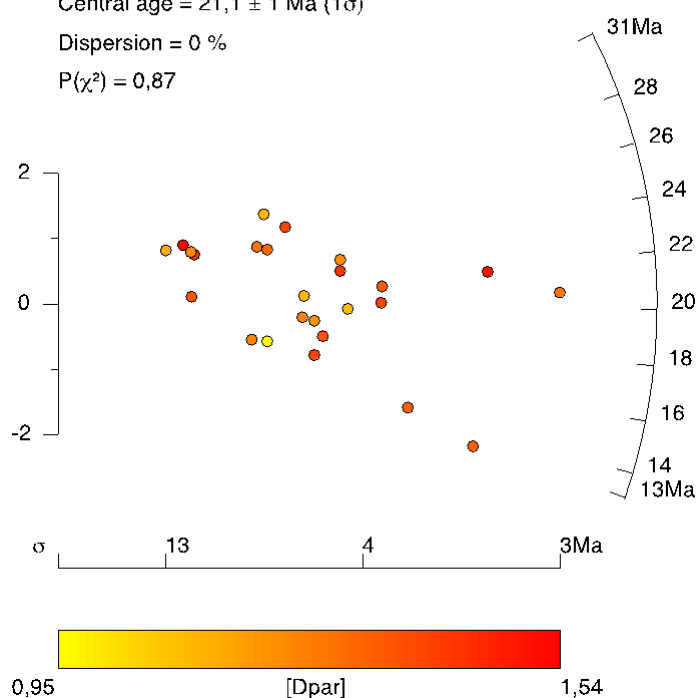
POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL (Ma): 21.1, 19.8 -- 22.5 (-1.3 +1.4)
95% CONF. INTERVAL (Ma): 18.6 -- 24.0 (-2.5 +2.9)

CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL (Ma): 21.1, 19.8 -- 22.5 (-1.3 +1.4)
95% CONF. INTERVAL (Ma): 18.6 -- 24.0 (-2.5 +2.9)
AGE DISPERSION (%): 0.3

AB-17-19 (n=25)

Central age = 21,1 ± 1 Ma (1σ)

Dispersion = 0 %

 $P(\chi^2) = 0,87$ 

AB-17-22

NEWPARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR {tracks/cm²} : 1,22E+06
 RELATIVE ERROR (%) : 1,11
 EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR (ppm) : 15,00
 ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR (yr cm²) : 275,18 11,53
 SIZE OF COUNTER SQUARE (cm²) : 6,39E-07

GRAIN AGES IN ORIGINAL ORDER

Grain no.	RhoS (cm ⁻²)	{Ns}	RhoI (cm ⁻²)	{Ni}	Squares	U+/-2s	Grain Age (Ma)		
							Age	-95% CI-	
1	3,29E+05 (21)		3,10E+06 (198)		100	38 5	17.9	10.8	28.0
2	4,69E+05 (18)		3,44E+06 (132)		60	42 7	23.1	13.2	37.5
3	5,22E+05 (20)		4,36E+06 (167)		60	54 8	20.2	12.0	32.0
4	4,02E+05 (18)		3,15E+06 (141)		70	39 7	21.6	12.3	35.1
5	1,83E+05 (7)		2,14E+06 (82)		60	26 6	14.6	5.6	30.8
6	1,72E+05 (11)		1,88E+06 (120)		100	23 4	15.6	7.5	28.5
7	4,23E+05 (27)		3,24E+06 (207)		100	40 6	22.0	14.1	32.8
8	3,76E+05 (24)		3,65E+06 (233)		100	45 6	17.4	10.9	26.4
9	1,35E+06 (43)		1,07E+07 (342)		50	132 15	21.2	15.0	29.0
10	5,01E+05 (8)		5,51E+06 (88)		25	68 14	15.5	6.4	31.4
11	4,54E+05 (29)		3,91E+06 (250)		100	48 6	19.6	12.8	28.6
12	4,07E+05 (13)		4,01E+06 (128)		50	49 9	17.2	8.8	30.2
13	2,19E+05 (14)		1,69E+06 (108)		100	21 4	22.0	11.5	38.1
14	5,63E+05 (18)		3,97E+06 (127)		50	49 9	24.0	13.7	39.1
15	5,95E+05 (19)		6,42E+06 (205)		50	79 11	15.7	9.2	24.9
16	2,19E+05 (7)		2,60E+06 (83)		50	32 7	14.5	5.5	30.5
17	1,88E+05 (6)		2,57E+06 (82)		50	32 7	12.6	4.4	27.9
18	6,57E+05 (21)		4,35E+06 (139)		50	53 9	25.5	15.2	40.2
19	1,88E+05 (6)		2,60E+06 (83)		50	32 7	12.4	4.3	27.5
20	5,01E+05 (16)		3,04E+06 (97)		50	37 8	27.9	15.2	47.2
21	2,66E+05 (17)		1,63E+06 (104)		100	20 4	27.6	15.4	46.0
22	3,91E+05 (25)		2,64E+06 (169)		100	32 5	24.9	15.6	37.9
POOLED 3,98E+05 (388) 3,37E+06 (3285) 1525 41 2 19.8 17.3 22.7									

CHI² PROBABILITY (%) : 87.1

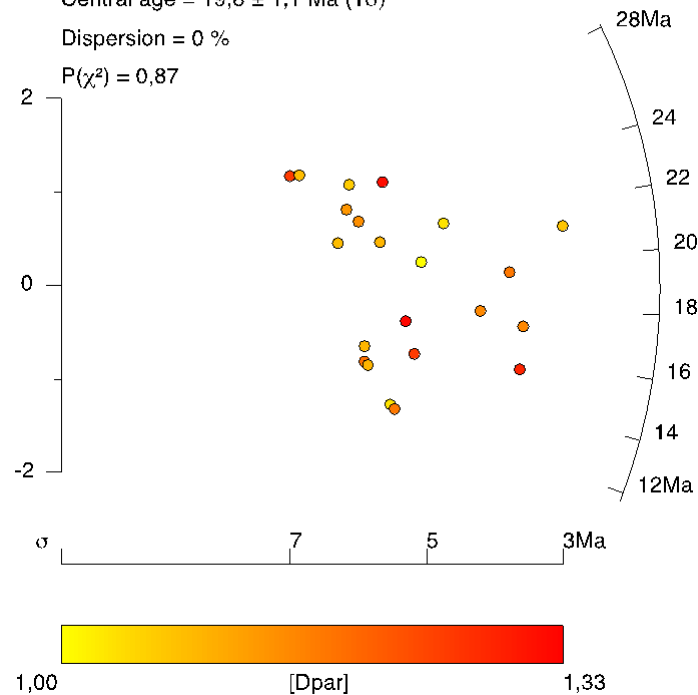
POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 19.8, 18.5 — 21.2 (-1.3 +1.4)
 95% CONF. INTERVAL(Ma): 17.3 — 22.7 (-2.5 +2.9)
 CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 19.8, 18.5 — 21.2 (-1.3 +1.4)
 95% CONF. INTERVAL(Ma): 17.3 — 22.7 (-2.5 +2.9)
 AGE DISPERSION (%): 0.3

AB-17-22 (n=22)

Central age = 19,8 ± 1,1 Ma (1σ)

Dispersion = 0 %

P(χ²) = 0,87



AB-17-23

NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR (tracks/cm²): 1,22E+06
 RELATIVE ERROR (%): 1,12
 EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR (ppm): 15,00
 ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR (yr cm²): 275,18 11,53
 SIZE OF COUNTER SQUARE (cm²): 6,39E-07

GRAIN AGES IN ORIGINAL ORDER

Grain no.	RhoS (cm ⁻²)	{Ns}	RhoI (cm ⁻²)	{Ni}	Squares	U+/-2s	Grain Age (Ma)		
							Age	95% CI	
1	1,38E+06	{ 44}	7,29E+06	{ 233}	50	89 12	31.8	22.4	43.9
2	3,13E+05	{ 5}	3,07E+06	{ 49}	25	38 11	17.7	5.3	42.8
3	1,44E+06	{ 23}	6,01E+06	{ 96}	25	74 15	40.4	24.4	63.9
4	1,25E+05	{ 2}	1,06E+06	{ 17}	25	13 6	21.1	2.2	83.0
5	8,14E+05	{ 52}	4,93E+06	{ 315}	100	60 7	27.8	20.3	37.3
6	5,74E+05	{ 11}	4,85E+06	{ 93}	30	59 12	20.2	9.6	37.2
7	5,01E+05	{ 8}	4,69E+06	{ 75}	25	58 13	18.3	7.5	37.2
8	8,76E+05	{ 14}	6,01E+06	{ 96}	25	74 15	24.8	12.9	43.1
9	7,04E+05	{ 18}	6,38E+06	{ 163}	40	78 12	18.7	10.7	30.3
10	4,38E+05	{ 7}	4,57E+06	{ 73}	25	56 13	16.5	6.3	34.9
11	6,78E+05	{ 13}	6,10E+06	{ 117}	30	75 14	18.9	9.7	33.2
12	5,63E+05	{ 9}	3,44E+06	{ 55}	25	42 11	27.9	12.0	56.0
13	5,32E+05	{ 34}	4,32E+06	{ 276}	100	53 6	20.8	14.1	29.7
14	1,06E+06	{ 27}	5,95E+06	{ 152}	40	73 12	30.0	19.1	45.1
15	4,30E+05	{ 11}	2,74E+06	{ 70}	40	34 8	26.7	12.6	50.1
16	5,63E+05	{ 9}	3,13E+06	{ 50}	25	38 11	30.7	13.1	62.0
17	2,19E+05	{ 7}	1,91E+06	{ 61}	50	23 6	19.7	7.5	42.2
18	1,25E+06	{ 20}	6,20E+06	{ 99}	25	76 15	34.2	19.9	55.2
POOLED 6,97E+05 { 314} 4,64E+06 { 2090} 705 57 3 25.3 21.8 29.2									

CHI² PROBABILITY (%): 47.4

>>> Beware: possible upward bias in Chi² probability due to low counts <<<

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 25.3, 23.4 — 27.2 { -1.8 +1.9}
 95% CONF. INTERVAL(Ma): 21.8 — 29.2 { -3.4 +4.0}

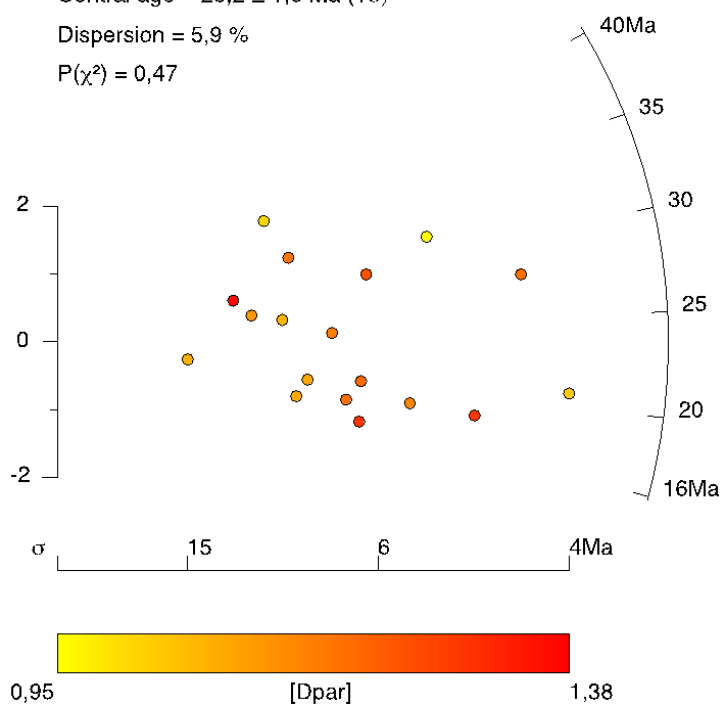
CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 25.2, 23.3 — 27.2 { -1.9 +2.0}
 95% CONF. INTERVAL(Ma): 21.7 — 29.3 { -3.5 +4.1}
 AGE DISPERSION (%): 6.9

AB-17-23 (n=18)

Central age = 25,2 ± 1,6 Ma (1σ)

Dispersion = 5,9 %

P(χ²) = 0,47



AB-17-25

NEWPARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR {tracks/cm^2}: 1,23E+06
RELATIVE ERROR (%): 1,14
EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR {ppm}: 15,00
ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR {yr cm^2}: 275,18 11,53
SIZE OF COUNTER SQUARE {cm^2}: 6,39E-07

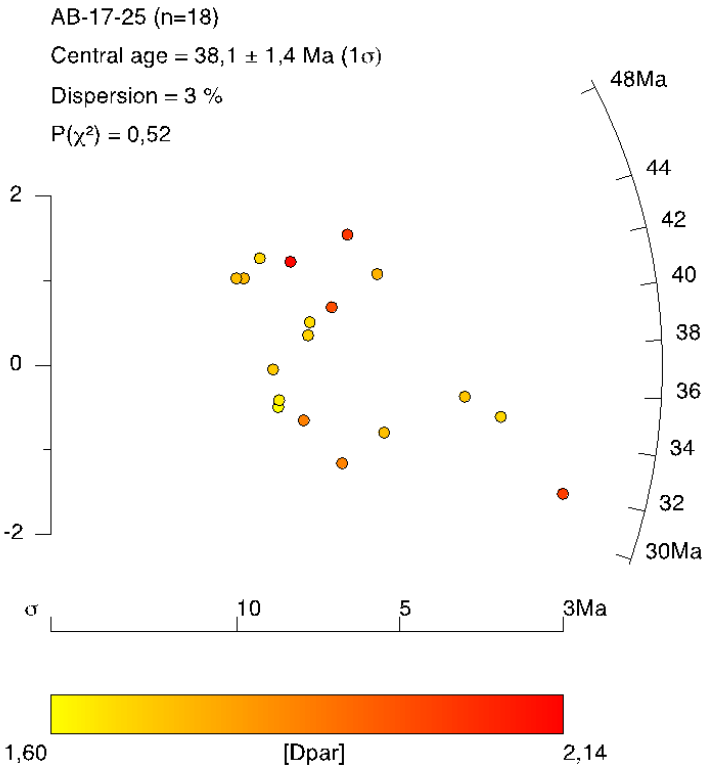
GRAIN AGES IN ORIGINAL ORDER

Grain no.	RhoS {cm^-2}	{Ns}	RhoI {cm^-2}	{Ni}	Squares	U+/-2s	Grain Age {Ma}		
							Age	-95% CI-	
1	2,51E+06 { 77}		9,10E+06 { 279}		48	111 14	46.3	35.6	60.4
2	1,38E+06 { 22}		6,95E+06 { 111}		25	85 16	33.6	20.1	53.0
3	1,63E+06 { 26}		8,39E+06 { 134}		25	103 18	32.8	20.6	49.9
4	2,07E+06 { 33}		7,45E+06 { 119}		25	91 17	46.8	30.7	69.0
5	2,06E+06 { 79}		8,06E+06 { 309}		60	99 11	42.9	33.1	55.7
6	1,38E+06 { 44}		5,70E+06 { 182}		50	70 10	40.8	28.6	56.8
7	1,56E+06 { 50}		5,70E+06 { 182}		50	70 10	46.3	33.1	63.4
8	1,28E+06 { 41}		5,45E+06 { 174}		50	67 10	39.8	27.5	55.9
9	1,31E+06 { 84}		6,21E+06 { 397}		100	76 8	35.6	27.7	45.6
10	1,47E+06 { 94}		7,12E+06 { 455}		100	87 8	34.7	27.4	44.0
11	1,63E+06 { 26}		7,45E+06 { 119}		25	91 17	36.9	23.1	56.5
12	1,58E+06 { 101}		8,34E+06 { 533}		100	102 9	31.9	25.4	40.0
13	1,44E+06 { 46}		7,36E+06 { 235}		50	90 12	33.0	23.5	45.3
14	2,11E+06 { 54}		8,57E+06 { 219}		40	105 14	41.6	30.2	56.1
15	1,94E+06 { 31}		6,95E+06 { 111}		25	85 16	47.1	30.5	70.4
16	2,57E+06 { 41}		9,01E+06 { 144}		25	110 19	48.0	33.0	68.1
17	1,20E+06 { 23}		5,95E+06 { 114}		30	73 14	34.1	20.7	53.4
18	1,82E+06 { 29}		1,01E+07 { 162}		25	124 20	30.3	19.6	44.9
POOLED 1,65E+06 { 901}							38.1	34.1	42.6

CHI^2 PROBABILITY (%): 51.7

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL {Ma}: 38.1, 36.0 — 40.3 { -2.1 +2.2}
95% CONF. INTERVAL {Ma}: 34.1 — 42.6 { -4.0 +4.5}

CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL {Ma}: 38.2, 36.0 — 40.4 { -2.1 +2.3}
95% CONF. INTERVAL {Ma}: 34.1 — 42.8 { -4.1 +4.6}
AGE DISPERSION (%): 4.0



AB-17-26

NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR (tracks/cm²): 1,23E+06
 RELATIVE ERROR (%): 1,16
 EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR (ppm): 15,00
 ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR (yr cm²): 275,18 11,53
 SIZE OF COUNTER SQUARE (cm²): 6,39E-07

GRAIN AGES IN ORIGINAL ORDER

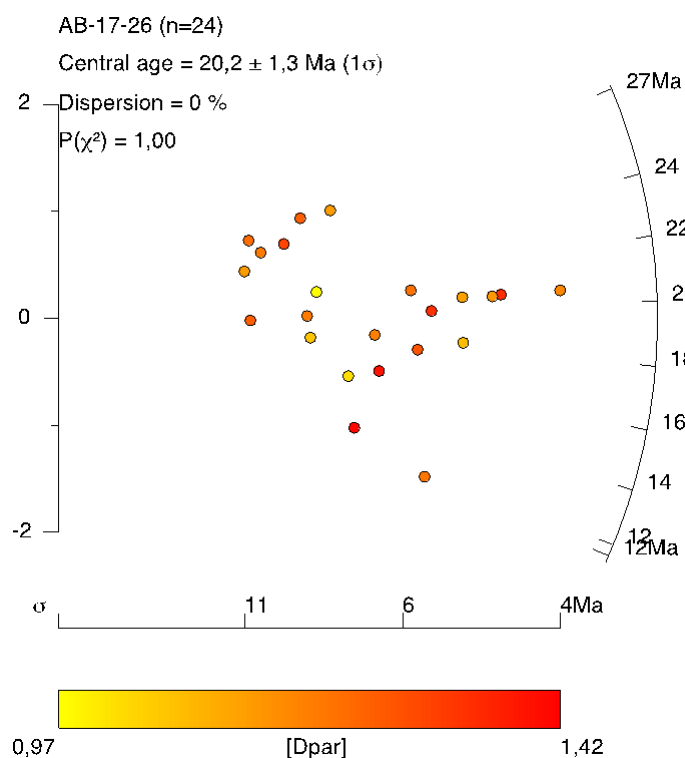
Grain no.	RhoS (cm ⁻²)	(Ns)	RhoI (cm ⁻²)	(Ni)	Squares	U+/-2s	Grain Age (Ma)	Age	95% CI
1	2,82E+05	(9)	2,22E+06	(71)	50	27	6	21.7	9.4 42.9
2	3,13E+05	(10)	2,85E+06	(91)	50	35	7	18.8	8.6 35.7
3	3,76E+05	(6)	2,63E+06	(42)	25	32	10	24.7	8.4 56.8
4	4,07E+05	(13)	2,54E+06	(81)	50	31	7	27.4	13.8 48.9
5	3,13E+05	(12)	2,95E+06	(113)	60	36	7	18.1	9.0 32.5
6	3,13E+05	(8)	1,96E+06	(50)	40	24	7	27.4	11.1 57.3
7	1,88E+05	(6)	1,75E+06	(56)	50	21	6	18.5	6.4 41.8
8	3,13E+05	(16)	2,88E+06	(147)	80	35	6	18.5	10.2 30.8
9	3,13E+05	(8)	3,21E+06	(82)	40	39	9	16.8	6.9 34.0
10	2,50E+05	(4)	2,19E+06	(35)	25	27	9	20.0	5.0 53.8
11	1,96E+05	(5)	2,86E+06	(73)	40	35	8	11.9	3.6 28.2
12	1,49E+05	(4)	1,97E+06	(53)	42	24	7	13.2	3.4 34.5
13	1,88E+05	(6)	2,00E+06	(64)	50	24	6	16.2	5.6 36.3
14	4,17E+05	(16)	2,63E+06	(101)	60	32	6	26.9	14.7 45.5
15	2,50E+05	(16)	2,13E+06	(136)	100	26	4	20.0	11.0 33.4
16	2,50E+05	(8)	2,57E+06	(82)	50	31	7	16.8	6.9 34.0
17	3,76E+05	(24)	3,10E+06	(198)	100	38	5	20.6	12.8 31.3
18	4,17E+05	(16)	3,36E+06	(129)	60	41	7	21.1	11.6 35.3
19	3,60E+05	(23)	2,97E+06	(190)	100	36	5	20.6	12.6 31.6
20	1,25E+05	(8)	8,29E+05	(53)	100	10	3	25.9	10.5 53.8
21	4,85E+05	(31)	3,99E+06	(255)	100	49	6	20.6	13.6 29.9
22	3,91E+05	(20)	3,23E+06	(165)	80	39	6	20.6	12.2 32.6
23	1,83E+05	(7)	1,56E+06	(60)	60	19	5	20.1	7.6 43.0
24	1,56E+05	(10)	1,03E+06	(66)	100	13	3	25.9	11.7 49.9
POOLED 2,96E+05 (286) 2,48E+06 (2393) 1512 30 1 20.2 17.4 23.4									

CHI² PROBABILITY (%): 99.9

>>> Beware: possible upward bias in Chi² probability due to low counts <<<

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL (Ma): 20.2, 18.7 — 21.8 (-1.5 +1.6)
 95% CONF. INTERVAL (Ma): 17.4 — 23.4 (-2.8 +3.2)

CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL (Ma): 20.2, 18.7 — 21.8 (-1.5 +1.6)
 95% CONF. INTERVAL (Ma): 17.4 — 23.4 (-2.8 +3.2)
 AGE DISPERSION (%): 0.1



AB-17-29

NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR (tracks/cm²): 1,38E+06
 RELATIVE ERROR (%): 1,39
 EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR (ppm): 15,00
 ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR (yr cm²): 275,18 11,53
 SIZE OF COUNTER SQUARE (cm²): 6,39E-07

GRAIN AGES IN ORIGINAL ORDER

Grain no.	RhoS (cm ⁻²)	(Ns)	RhoI (cm ⁻²)	(Ni)	Squares	U+/-2s	Grain Age (Ma)	Age	-95% CI-
1	5,79E+05	(37)	2,66E+06	(170)	100	29 5	41.3	28.0	59.0
2	4,07E+05	(13)	2,32E+06	(74)	50	25 6	33.6	16.9	60.3
3	5,22E+05	(12)	2,26E+06	(52)	36	25 7	44.1	21.2	82.6
4	8,10E+05	(29)	3,97E+06	(142)	56	43 7	38.8	25.0	57.9
5	6,71E+05	(18)	2,38E+06	(64)	42	26 7	53.5	29.7	90.6
6	4,17E+05	(16)	2,14E+06	(82)	60	23 5	37.2	20.2	63.5
7	3,52E+05	(18)	1,84E+06	(94)	80	20 4	36.5	20.6	60.3
8	5,63E+05	(9)	2,07E+06	(33)	25	22 8	52.2	21.7	109.6
9	7,51E+05	(12)	4,13E+06	(66)	25	45 11	34.8	16.9	64.1
10	5,22E+05	(16)	2,67E+06	(82)	48	29 6	37.2	20.2	63.5
11	5,01E+05	(8)	3,76E+06	(60)	25	41 11	25.7	10.4	52.9
12	5,48E+05	(21)	2,66E+06	(102)	60	29 6	39.2	23.1	62.7
13	4,30E+05	(11)	2,97E+06	(76)	40	32 7	27.7	13.1	51.8
14	5,01E+05	(8)	2,50E+06	(40)	25	27 9	38.4	15.3	81.7
15	2,19E+05	(7)	8,45E+05	(27)	50	9 4	49.8	18.0	114.8
16	8,76E+05	(14)	2,69E+06	(43)	25	29 9	61.9	31.1	114.1
17	3,72E+05	(19)	2,23E+06	(114)	80	24 5	31.8	18.3	51.5
18	3,52E+05	(9)	2,03E+06	(52)	40	22 6	33.2	14.2	66.9
19	4,69E+05	(30)	2,49E+06	(159)	100	27 4	35.8	23.3	52.9
POOLED	4,97E+05	(307)	2,48E+06	(1532)	967	27 2	37.9	32.6	44.0

CHI² PROBABILITY (%): 96.0

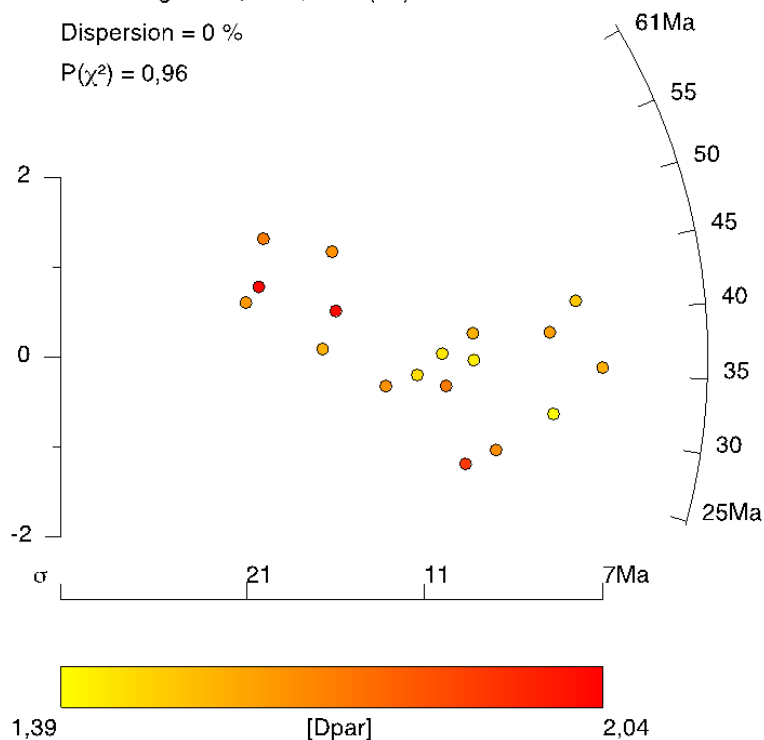
POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 37.9, 35.1 — 40.9 (-2.8 +3.0)
 95% CONF. INTERVAL(Ma): 32.6 — 44.0 (-5.3 +6.1)
 CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 37.9, 35.1 — 40.9 (-2.8 +3.0)
 95% CONF. INTERVAL(Ma): 32.6 — 44.0 (-5.3 +6.1)
 AGE DISPERSION (%): 0.1

AB-17-29 (n=19)

Central age = 37,9 ± 2,4 Ma (1σ)

Dispersion = 0 %

P(χ²) = 0,96



AB-17-31

NEWPARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR (tracks/cm²): 1,38E+06
 RELATIVE ERROR (%): 1,29
 EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR (ppm): 15,00
 ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR (yr cm²): 275,18 11,53
 SIZE OF COUNTER SQUARE (cm²): 6,39E-07

GRAIN AGES IN ORIGINAL ORDER

Grain no.	RhoS (cm ⁻²)	{Ns}	RhoI (cm ⁻²)	{Ni}	Squares	U+/-2s	Grain Age (Ma)	Age	95% CI
1	1,17E+05	{ 6}	7,04E+05	{ 36}	80	8 3	32.3	10.9	75.6
2	9,39E+04	{ 6}	9,08E+05	{ 58}	100	10 3	20.1	6.9	45.4
3	3,13E+05	{ 5}	1,06E+06	{ 17}	25	12 6	57.0	16.1	156.2
4	2,24E+05	{ 6}	8,20E+05	{ 22}	42	9 4	52.7	17.2	130.7
5	1,88E+05	{ 3}	5,63E+05	{ 9}	25	6 4	65.3	11.0	249.4
6	1,40E+05	{ 5}	9,22E+05	{ 33}	56	10 3	29.6	8.8	73.9
7	1,25E+05	{ 8}	8,61E+05	{ 55}	100	9 3	28.1	11.4	58.2
8	1,25E+05	{ 2}	9,39E+05	{ 15}	25	10 5	27.0	2.8	108.2
9	9,39E+04	{ 3}	8,45E+05	{ 27}	50	9 4	22.1	4.1	68.4
10	7,82E+04	{ 2}	7,04E+05	{ 18}	40	8 4	22.6	2.4	87.8
11	2,03E+05	{ 13}	1,08E+06	{ 69}	100	12 3	36.1	18.1	65.1
12	1,17E+05	{ 3}	1,13E+06	{ 29}	40	12 5	20.6	3.8	63.2
13	6,26E+04	{ 1}	8,14E+05	{ 13}	25	9 5	16.6	0.3	96.8
14	1,12E+05	{ 5}	6,04E+05	{ 27}	70	7 3	36.1	10.6	92.2
15	1,30E+05	{ 3}	8,69E+05	{ 20}	36	9 4	29.7	5.4	95.6
16	1,88E+05	{ 3}	1,38E+06	{ 22}	25	15 6	27.1	5.0	85.8
17	1,88E+05	{ 3}	1,06E+06	{ 17}	25	12 6	34.9	6.3	115.1
18	1,25E+05	{ 8}	1,03E+06	{ 66}	100	11 3	23.4	9.6	48.0
19	1,30E+05	{ 5}	9,39E+05	{ 36}	60	10 3	27.1	8.1	67.3
20	2,97E+05	{ 19}	2,74E+06	{ 175}	100	30 5	20.8	12.1	33.2
POOLED 1,52E+05 { 109} 1,06E+06 { 764} 1124 12 1 27.1 21.8 33.7									

CHI² PROBABILITY (%): 94.6

>>> Beware: possible upward bias in Chi² probability due to low counts <<<

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL (Ma): 27.1, 24.2 — 30.3 { -2.8 +3.2}
 95% CONF. INTERVAL (Ma): 21.8 — 33.7 { -5.3 +6.6}

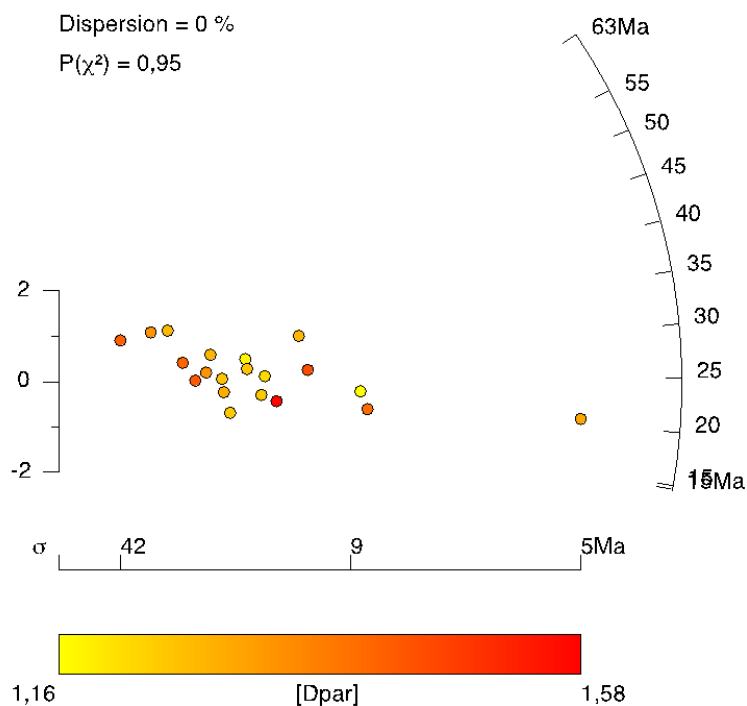
CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL (Ma): 27.1, 24.2 — 30.3 { -2.9 +3.2}
 95% CONF. INTERVAL (Ma): 21.8 — 33.7 { -5.3 +6.6}
 AGE DISPERSION (%): 0.3

AB-17-31 (n=20)

Central age = 27,1 ± 2,8 Ma (1σ)

Dispersion = 0 %

P(χ²) = 0,95



AB-17-32

NEWPARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR (tracks/cm²): 1,39E+06
 RELATIVE ERROR (%): 1,24
 EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR (ppm): 15,00
 ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR (yr cm²): 275,18 11,53
 SIZE OF COUNTER SQUARE (cm²): 6,39E-07

GRAIN AGES IN ORIGINAL ORDER

Grain no.	RhoS (cm ⁻²)	{Ns}	RhoI (cm ⁻²)	{Ni}	Squares	U+/-2s	Grain Age (Ma)	Age	--95% CI
1	1,79E+05	{ 8}	1,21E+06	{ 54}	70	13 4	28.7	11.6	59.5
2	2,19E+05	{ 7}	1,38E+06	{ 44}	50	15 4	30.9	11.5	67.6
3	6,26E+04	{ 1}	6,26E+05	{ 10}	25	7 4	21.5	0.4	132.7
4	1,56E+05	{ 10}	9,08E+05	{ 58}	100	10 3	33.2	15.0	64.6
5	1,60E+05	{ 5}	1,85E+06	{ 58}	49	20 5	16.9	5.1	40.5
6	1,56E+05	{ 7}	1,92E+06	{ 86}	70	21 5	15.8	6.1	33.3
7	1,96E+05	{ 5}	9,78E+05	{ 25}	40	11 4	39.0	11.4	100.7
8	1,96E+05	{ 5}	1,88E+06	{ 48}	40	20 6	20.4	6.2	49.5
9	1,56E+05	{ 4}	8,61E+05	{ 22}	40	9 4	35.7	8.7	101.3
10	1,04E+05	{ 4}	5,74E+05	{ 22}	60	6 3	35.7	8.7	101.3
11	7,45E+04	{ 2}	5,22E+05	{ 14}	42	6 3	29.0	3.0	117.6
12	1,56E+05	{ 5}	1,13E+06	{ 36}	50	12 4	27.2	8.1	67.4
13	1,17E+05	{ 3}	1,45E+06	{ 37}	40	16 5	16.2	3.0	48.7
14	5,16E+05	{ 33}	4,29E+06	{ 274}	100	46 6	23.0	15.5	33.0
15	1,88E+05	{ 3}	1,38E+06	{ 22}	25	15 6	27.1	5.0	86.0
16	2,35E+05	{ 6}	1,25E+06	{ 32}	40	14 5	36.4	12.2	86.2
17	0,00E+00	{ 0}	5,01E+05	{ 8}	25	5 4	17.2	0.6	110.8
18	1,56E+05	{ 10}	1,08E+06	{ 69}	100	12 3	28.0	12.7	53.8
19	1,56E+05	{ 5}	9,08E+05	{ 29}	50	10 4	33.7	9.9	85.4
20	1,96E+05	{ 10}	1,35E+06	{ 69}	80	15 4	28.0	12.7	53.8
POOLED 1,90E+05 { 133} 1,45E+06 { 1017} 1096 16 1 24.9 20.4 30.4									

CHI² PROBABILITY (%): 98.5

>>> Beware: possible upward bias in Chi² probability due to low counts <<<

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL (Ma): 24.9, 22.5 -- 27.6 { -2.4 +2.7}
 95% CONF. INTERVAL (Ma): 20.4 -- 30.4 { -4.5 +5.5}

CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL (Ma): 24.9, 22.5 -- 27.6 { -2.4 +2.7}
 95% CONF. INTERVAL (Ma): 20.4 -- 30.4 { -4.5 +5.5}

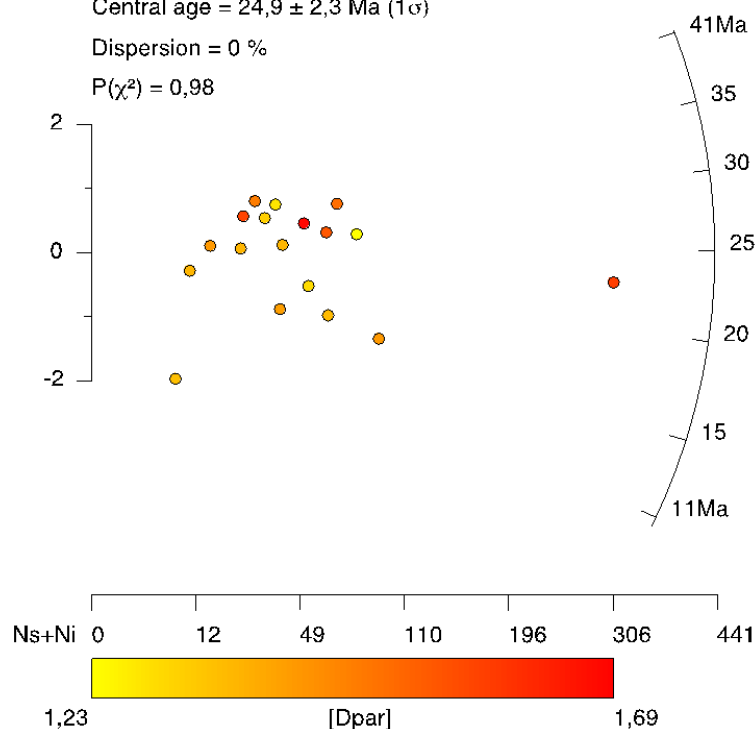
AGE DISPERSION (%): 0.1

AB-17-32 (n=20)

Central age = 24,9 ± 2,3 Ma (1σ)

Dispersion = 0 %

P(χ²) = 0,98



AB-17-33

NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR (tracks/cm²): 1,39E+06
 RELATIVE ERROR (%): 1,21
 EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR (ppm): 15,00
 ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR (yr cm²): 275,18 11,53
 SIZE OF COUNTER SQUARE (cm²): 6,39E-07

GRAIN AGES IN ORIGINAL ORDER

Grain no.	RhoS (cm ⁻²)	{Ns}	RhoI (cm ⁻²)	{Ni}	Squares	U+/-2s	Grain Age (Ma)	Age	--95% CI--
1	2,19E+05	{ 14}	1,88E+06	{ 120}	100	20 4	22.5	11.8	38.8
2	1,34E+05	{ 6}	1,43E+06	{ 64}	70	15 4	18.3	6.3	41.1
3	1,79E+05	{ 8}	1,05E+06	{ 47}	70	11 3	33.0	13.3	69.2
4	6,26E+04	{ 2}	8,14E+05	{ 26}	50	9 3	15.7	1.7	58.5
5	2,50E+05	{ 16}	2,28E+06	{ 146}	100	25 4	21.1	11.6	35.1
6	2,35E+05	{ 9}	1,72E+06	{ 66}	60	19 5	26.4	11.4	52.4
7	2,15E+05	{ 11}	2,50E+06	{ 128}	80	27 5	16.6	8.0	30.3
8	3,73E+05	{ 10}	3,09E+06	{ 83}	42	33 7	23.3	10.6	44.4
9	2,03E+05	{ 13}	1,28E+06	{ 82}	100	14 3	30.6	15.5	54.5
10	6,26E+04	{ 2}	6,57E+05	{ 21}	50	7 3	19.4	2.1	74.1
11	7,82E+04	{ 3}	1,17E+06	{ 45}	60	13 4	13.4	2.5	39.6
12	1,56E+05	{ 3}	3,08E+06	{ 59}	30	33 9	10.2	1.9	29.8
13	1,96E+05	{ 5}	1,68E+06	{ 43}	40	18 6	22.8	6.9	55.8
14	1,25E+05	{ 4}	6,26E+05	{ 20}	50	7 3	39.3	9.5	113.2
15	1,17E+05	{ 3}	2,23E+06	{ 57}	40	24 6	10.6	2.0	30.9
16	3,65E+05	{ 7}	3,50E+06	{ 67}	30	38 9	20.4	7.7	43.3
17	1,56E+05	{ 3}	1,10E+06	{ 21}	30	12 5	28.5	5.2	90.8
18	4,69E+05	{ 21}	3,80E+06	{ 170}	70	41 6	23.7	14.2	37.2
19	1,96E+05	{ 10}	2,07E+06	{ 106}	80	22 4	18.3	8.4	34.4
20	7,45E+04	{ 2}	8,94E+05	{ 24}	42	10 4	17.0	1.8	63.9
21	6,26E+04	{ 4}	9,08E+05	{ 58}	100	10 3	13.7	3.5	35.5
22	1,30E+05	{ 3}	2,00E+06	{ 46}	36	22 6	13.1	2.5	38.7
POOLED 1,87E+05 { 159} 1,76E+06 { 1499} 1330 19 1 20.2 16.8 24.3									

CHI^2 PROBABILITY (%): 93.1

>>> Beware: possible upward bias in Chi^2 probability due to low counts <<<

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL (Ma): 20.2, 18.4 -- 22.2 { -1.8 +2.0}
 95% CONF. INTERVAL (Ma): 16.8 -- 24.3 { -3.4 +4.1}

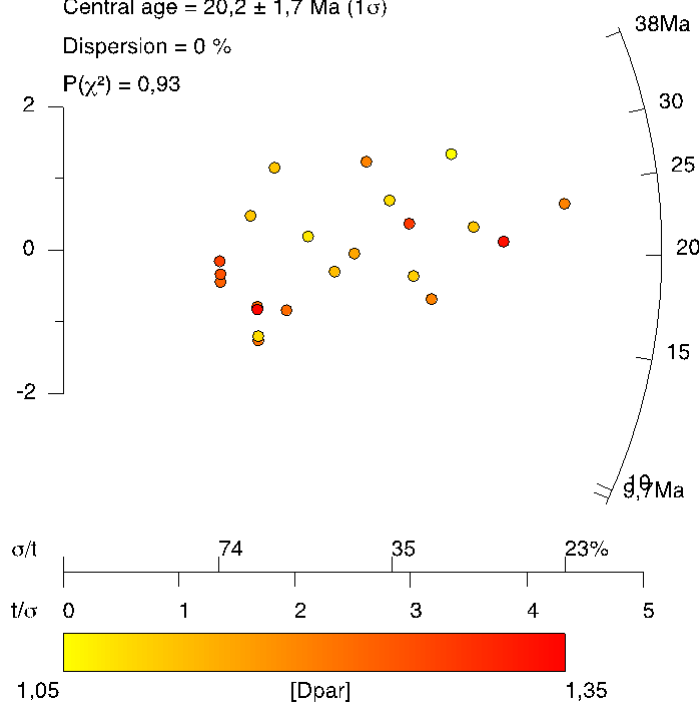
CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL (Ma): 20.2, 18.4 -- 22.2 { -1.8 +2.0}
 95% CONF. INTERVAL (Ma): 16.8 -- 24.3 { -3.4 +4.1}
 AGE DISPERSION (%): 0.2

AB-17-33 (n=22)

Central age = 20,2 ± 1,7 Ma (1σ)

Dispersion = 0 %

P(χ²) = 0,93



AB-17-36

NEWPARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR (tracks/cm^2): 1,40E+06
RELATIVE ERROR (%): 1,13
EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR (ppm): 15,00
ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR (yr cm^2): 275,18 11,53
SIZE OF COUNTER SQUARE (cm^2): 6,39E-07

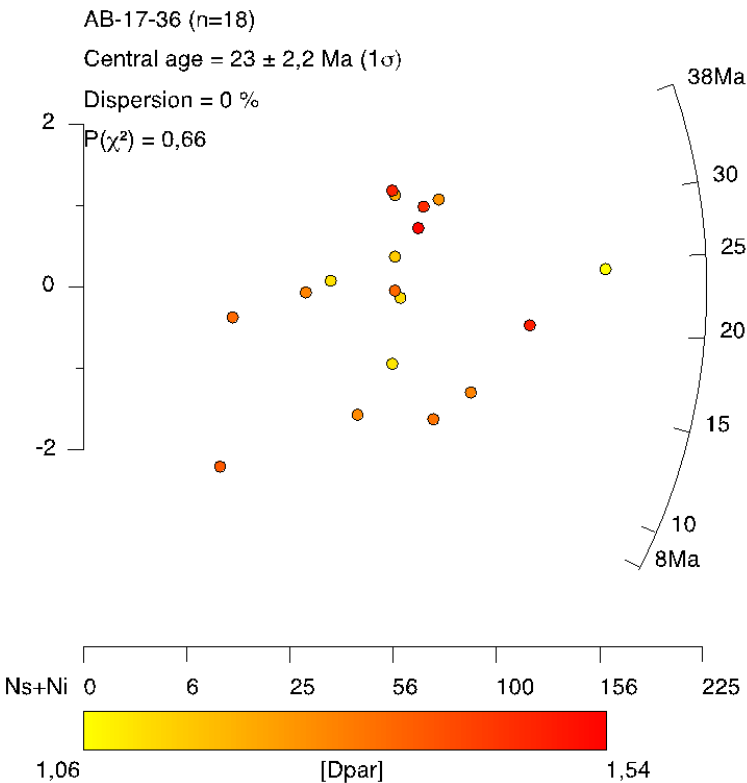
GRAIN AGES IN ORIGINAL ORDER

Grain no.	RhoS (cm^-2)	{Ns}	RhoI (cm^-2)	{Ni}	Squares	U+/-2s	Grain Age (Ma)		
							Age	--95% CI--	
1	2,82E+05	{ 18}	2,22E+06	{ 142}	100	24 4	24.5	14.0	39.8
2	1,04E+05	{ 4}	1,36E+06	{ 52}	60	15 4	15.3	3.9	40.1
3	1,88E+05	{ 6}	1,66E+06	{ 53}	50	18 5	22.2	7.6	50.4
4	9,39E+04	{ 6}	1,28E+06	{ 82}	100	14 3	14.4	5.0	31.9
5	3,65E+05	{ 7}	2,61E+06	{ 50}	30	28 8	27.4	10.3	59.4
6	6,26E+04	{ 2}	1,31E+06	{ 42}	50	14 4	9.8	1.1	35.1
7	4,78E+05	{ 11}	4,61E+06	{ 106}	36	49 10	20.2	9.7	37.1
8	2,50E+05	{ 4}	2,00E+06	{ 32}	25	22 8	24.8	6.2	67.4
9	6,26E+04	{ 4}	1,06E+06	{ 68}	100	11 3	11.7	3.0	30.2
10	1,76E+05	{ 9}	9,39E+05	{ 48}	80	10 3	36.5	15.5	73.9
11	2,82E+05	{ 9}	1,47E+06	{ 47}	50	16 5	37.2	15.8	75.6
12	2,82E+05	{ 9}	1,78E+06	{ 57}	50	19 5	30.7	13.2	61.5
13	0,00E+00	{ 0}	6,89E+05	{ 11}	25	7 4	12.5	0.4	76.2
14	5,22E+04	{ 1}	6,26E+05	{ 12}	30	7 4	18.1	0.4	107.4
15	3,44E+05	{ 11}	1,97E+06	{ 63}	50	21 5	33.9	15.9	63.9
16	3,13E+05	{ 10}	1,82E+06	{ 58}	50	19 5	33.5	15.1	65.1
17	1,88E+05	{ 3}	1,63E+06	{ 26}	25	17 7	23.2	4.3	72.0
18	1,88E+05	{ 6}	1,60E+06	{ 51}	50	17 5	23.1	7.9	52.5
POOLED 1,95E+05{ 120} 1,63E+06{ 1000} 961 17 1 23.0 18.7 28.3									

CHI^2 PROBABILITY (%): 66.4
>>> Beware: possible upward bias in Chi^2 probability due to low counts <<<

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL (Ma): 23.0, 20.7 -- 25.6 { -2.3 +2.6}
95% CONF. INTERVAL (Ma): 18.7 -- 28.3 { -4.3 +5.3}

CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL (Ma): 23.0, 20.7 -- 25.6 { -2.3 +2.6}
95% CONF. INTERVAL (Ma): 18.7 -- 28.3 { -4.3 +5.3}
AGE DISPERSION (%): 0.6



AB-17-37

NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR (tracks/cm²): 1,40E+06
 RELATIVE ERROR (%): 1,12
 EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR (ppm): 15,00
 ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR (yr cm²): 275,18 11,53
 SIZE OF COUNTER SQUARE (cm²): 6,39E-07

GRAIN AGES IN ORIGINAL ORDER

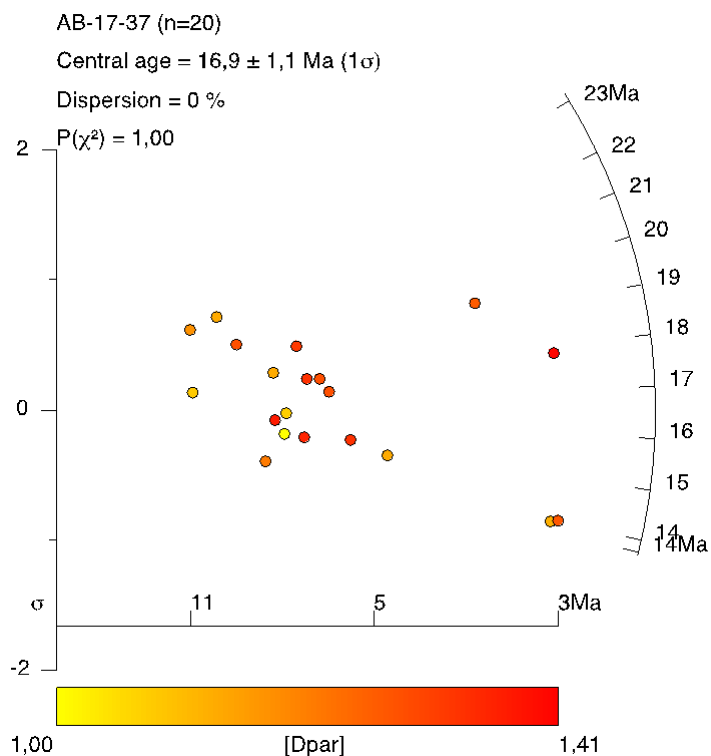
Grain no.	RhoS (cm ⁻²)	(Ns)	RhoI (cm ⁻²)	(Ni)	Squares	U+/-2s	Grain Age (Ma)	Age	95% CI
1	5,01E+05	(8)	5,20E+06	(83)	25	56 12	18.9	7.8	38.2
2	6,89E+05	(11)	7,64E+06	(122)	25	82 15	17.6	8.4	32.1
3	3,76E+05	(6)	4,51E+06	(72)	25	48 11	16.4	5.7	36.6
4	5,14E+05	(23)	7,09E+06	(317)	70	76 9	14.1	8.7	21.3
5	3,76E+05	(6)	4,69E+06	(75)	25	50 12	15.8	5.5	35.1
6	3,13E+05	(5)	2,57E+06	(41)	25	27 9	24.1	7.2	59.2
7	6,26E+05	(10)	6,70E+06	(107)	25	72 14	18.2	8.4	34.3
8	3,44E+05	(11)	3,69E+06	(118)	50	40 7	18.2	8.7	33.3
9	2,74E+05	(7)	3,21E+06	(82)	40	34 8	16.8	6.4	35.4
10	3,76E+05	(12)	4,82E+06	(154)	50	52 8	15.2	7.6	26.9
11	3,76E+05	(24)	5,15E+06	(329)	100	55 6	14.1	8.9	21.3
12	3,13E+05	(10)	3,91E+06	(125)	50	42 8	15.6	7.2	29.2
13	6,10E+05	(39)	6,57E+06	(420)	100	70 7	17.9	12.5	24.8
14	4,38E+05	(7)	5,51E+06	(88)	25	59 13	15.6	6.0	32.8
15	4,38E+05	(7)	4,07E+06	(65)	25	44 11	21.1	8.0	45.1
16	1,88E+05	(3)	2,00E+06	(32)	25	21 8	18.9	3.5	57.5
17	2,50E+05	(4)	3,51E+06	(56)	25	38 10	14.3	3.6	37.1
18	4,38E+05	(7)	3,63E+06	(58)	25	39 10	23.7	8.9	50.8
19	5,16E+05	(33)	5,10E+06	(326)	100	55 6	19.6	13.2	27.9
20	6,89E+05	(11)	6,76E+06	(108)	25	72 14	19.9	9.5	36.4
POOLED 4,44E+05 (244) 5,06E+06 (2778) 860 54 2 16.9 14.5 19.7									

CHI² PROBABILITY (%):100.0

>>> Beware: possible upward bias in Chi² probability due to low counts <<<

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL (Ma): 16.9, 15.6 -- 18.3 (-1.3 +1.4)
 95% CONF. INTERVAL (Ma): 14.5 -- 19.7 (-2.4 +2.8)

CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL (Ma): 16.9, 15.6 -- 18.3 (-1.3 +1.4)
 95% CONF. INTERVAL (Ma): 14.5 -- 19.7 (-2.4 +2.8)
 AGE DISPERSION (%): 0.1



AB-17-38

NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR (tracks/cm²): 1,40E+06
 RELATIVE ERROR (%): 1,11
 EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR (ppm): 15,00
 ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR (yr cm²): 275,18 11,53
 SIZE OF COUNTER SQUARE (cm²): 6,39E-07

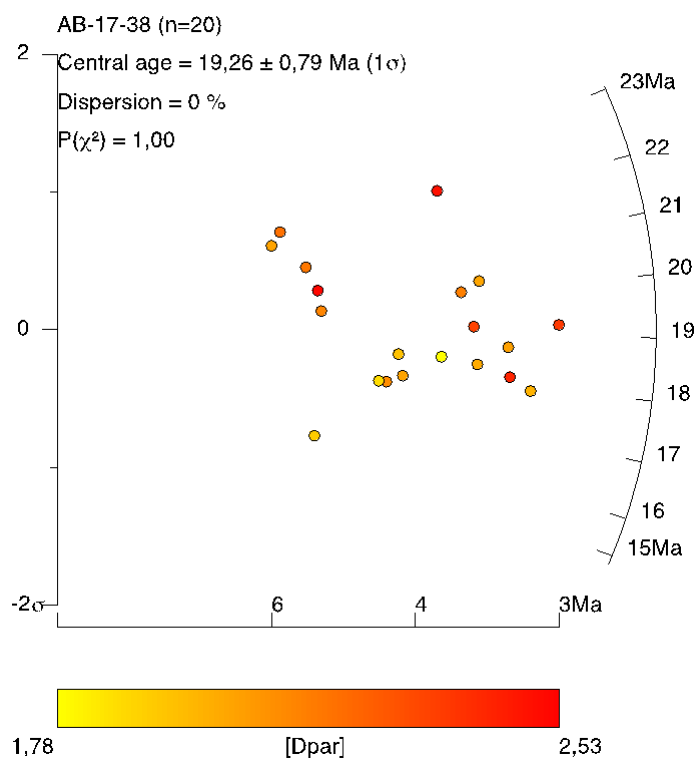
GRAIN AGES IN ORIGINAL ORDER

Grain no.	RhoS (cm ⁻²)	{Ns}	RhoI (cm ⁻²)	{Ni}	Squares	U+/-2s	Grain Age (Ma)	
							Age	95% CI--
1	7,36E+05	{ 47}	7,90E+06	{ 505}	100	85 8	18.0	13.0 24.2
2	6,89E+05	{ 44}	7,31E+06	{ 467}	100	78 7	18.2	13.0 24.8
3	5,63E+05	{ 18}	4,66E+06	{ 149}	50	50 8	23.5	13.4 38.0
4	6,73E+05	{ 43}	6,48E+06	{ 414}	100	69 7	20.1	14.3 27.4
5	7,82E+05	{ 25}	8,42E+06	{ 269}	50	90 11	18.0	11.4 27.0
6	5,63E+05	{ 18}	5,48E+06	{ 175}	50	59 9	20.0	11.5 32.2
7	1,02E+06	{ 39}	1,07E+07	{ 409}	60	114 12	18.4	12.9 25.6
8	6,89E+05	{ 22}	7,51E+06	{ 240}	50	80 11	17.8	10.9 27.4
9	5,95E+05	{ 19}	5,32E+06	{ 170}	50	57 9	21.7	12.6 34.7
10	9,55E+05	{ 61}	9,56E+06	{ 611}	100	102 9	19.2	14.6 25.3
11	7,38E+05	{ 33}	7,69E+06	{ 344}	70	82 9	18.6	12.5 26.5
12	7,67E+05	{ 49}	6,54E+06	{ 418}	100	70 7	22.6	16.4 30.4
13	6,57E+05	{ 42}	6,59E+06	{ 421}	100	70 7	19.3	13.6 26.4
14	7,36E+05	{ 47}	7,54E+06	{ 482}	100	81 8	18.8	13.6 25.4
15	3,13E+05	{ 10}	3,94E+06	{ 126}	50	42 8	15.5	7.2 29.0
16	5,95E+05	{ 19}	5,57E+06	{ 178}	50	60 9	20.7	12.1 33.1
17	7,51E+05	{ 48}	7,15E+06	{ 457}	100	77 7	20.3	14.7 27.3
18	5,11E+05	{ 16}	4,31E+06	{ 135}	49	46 8	23.0	12.7 38.4
19	5,81E+05	{ 26}	6,06E+06	{ 271}	70	65 8	18.6	11.9 27.7
20	5,48E+05	{ 21}	5,97E+06	{ 229}	60	64 9	17.8	10.7 27.7
POOLED 6,94E+05 { 647} 6,94E+06 { 6470} 1459 74 2							19.3	17.1 21.7

CHI² PROBABILITY (%):100.0

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 19.3, 18.1 — 20.4 { -1.1 +1.2}
 95% CONF. INTERVAL(Ma): 17.1 — 21.7 { -2.1 +2.4}

CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 19.3, 18.1 — 20.4 { -1.1 +1.2}
 95% CONF. INTERVAL(Ma): 17.1 — 21.7 { -2.1 +2.4}
 AGE DISPERSION (%): 0.0



AB-17-39

NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR (tracks/cm²): 1,41E+06
 RELATIVE ERROR (%): 1,11
 EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR (ppm): 15,00
 ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR (yr cm²): 275,18 11,53
 SIZE OF COUNTER SQUARE (cm²): 6,39E-07

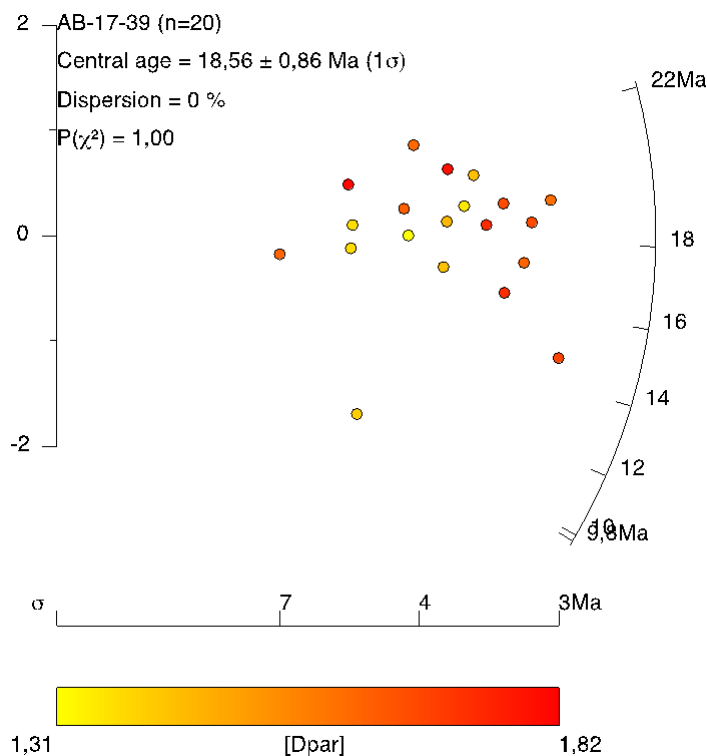
GRAIN AGES IN ORIGINAL ORDER

Grain no.	RhoS (cm ⁻²)	{Ns}	RhoI (cm ⁻²)	{Ni}	Squares	U+/-2s	Grain Age (Ma)	Age	95% CI
1	2,61E+05	{ 4}	5,15E+06	{ 79}	24	55 12	10.2	2.6	26.0
2	6,89E+05	{ 44}	6,89E+06	{ 440}	100	74 7	19.4	13.8	26.4
3	3,39E+05	{ 13}	3,70E+06	{ 142}	60	40 7	17.9	9.2	31.2
4	4,47E+05	{ 20}	4,72E+06	{ 211}	70	50 7	18.4	11.0	29.0
5	4,38E+05	{ 7}	4,95E+06	{ 79}	25	53 12	17.5	6.7	36.9
6	4,69E+05	{ 30}	4,69E+06	{ 300}	100	50 6	19.4	12.8	28.1
7	5,48E+05	{ 35}	5,20E+06	{ 332}	100	55 6	20.4	13.9	28.9
8	4,07E+05	{ 26}	4,77E+06	{ 305}	100	51 6	16.6	10.6	24.6
9	4,85E+05	{ 31}	5,02E+06	{ 321}	100	54 6	18.7	12.5	27.0
10	6,26E+05	{ 32}	6,92E+06	{ 354}	80	74 8	17.5	11.8	25.1
11	5,87E+05	{ 30}	5,16E+06	{ 264}	80	55 7	22.0	14.5	32.1
12	5,95E+05	{ 38}	6,15E+06	{ 393}	100	66 7	18.7	13.0	26.1
13	4,69E+05	{ 21}	5,30E+06	{ 237}	70	57 7	17.2	10.4	26.8
14	5,63E+05	{ 36}	5,63E+06	{ 360}	100	60 6	19.4	13.3	27.2
15	4,07E+05	{ 26}	5,32E+06	{ 340}	100	57 6	14.9	9.5	22.0
16	3,44E+05	{ 22}	3,43E+06	{ 219}	100	37 5	19.5	11.9	30.1
17	4,07E+05	{ 26}	4,18E+06	{ 267}	100	45 6	18.9	12.1	28.2
18	2,35E+05	{ 15}	2,41E+06	{ 154}	100	26 4	19.0	10.3	32.0
19	5,63E+05	{ 18}	5,23E+06	{ 167}	50	56 9	21.0	12.0	33.9
20	5,01E+05	{ 32}	4,66E+06	{ 298}	100	50 6	20.8	13.9	29.9
POOLED 4,77E+05 { 506} 4,96E+06 { 5262} 1659 53 2 18.6 16.4 21.0									

CHI² PROBABILITY (%): 99.9

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL (Ma): 18.6, 17.4 — 19.8 { -1.1 +1.2}
 95% CONF. INTERVAL (Ma): 16.4 — 21.0 { -2.2 +2.5}

CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL (Ma): 18.6, 17.4 — 19.8 { -1.1 +1.2}
 95% CONF. INTERVAL (Ma): 16.4 — 21.0 { -2.2 +2.5}
 AGE DISPERSION (%): 0.1



AB-17-40

NEWPARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR (tracks/cm²): 1,41E+06
 RELATIVE ERROR (%): 1,11
 EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR (ppm): 15,00
 ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR (yr cm²): 275,18 11,53
 SIZE OF COUNTER SQUARE (cm²): 6,39E-07

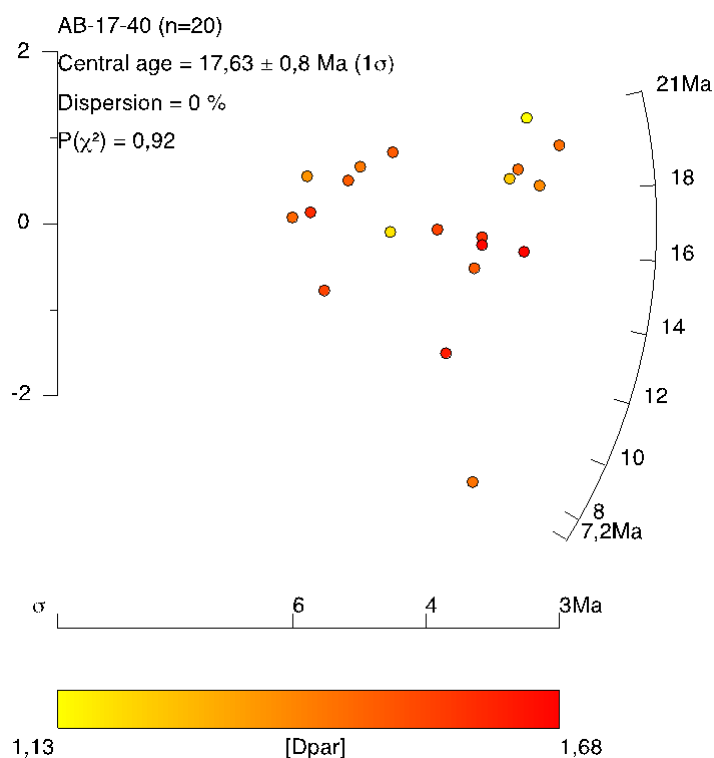
GRAIN AGES IN ORIGINAL ORDER

Grain no.	RhoS (cm ⁻²)	{Ns}	RhoI (cm ⁻²)	{Ni}	Squares	U+/-2s	Grain Age (Ma)		
							Age	-95% CI	
1	5,37E+05	{ 24}	6,19E+06	{ 277}	70	66 8	16.9	10.6	25.5
2	1,41E+06	{ 45}	1,45E+07	{ 462}	50	154 15	18.9	13.5	25.6
3	5,63E+05	{ 18}	6,57E+06	{ 210}	50	70 10	16.7	9.6	26.9
4	4,47E+05	{ 12}	7,38E+06	{ 198}	42	79 11	11.9	6.0	21.0
5	3,04E+05	{ 7}	4,52E+06	{ 104}	36	48 9	13.3	5.1	27.8
6	4,54E+05	{ 29}	5,32E+06	{ 340}	100	57 6	16.6	10.9	24.1
7	1,56E+05	{ 5}	4,23E+06	{ 135}	50	45 8	7.4	2.3	17.1
8	1,31E+06	{ 42}	1,37E+07	{ 438}	50	146 14	18.6	13.2	25.5
9	7,82E+05	{ 15}	7,56E+06	{ 145}	30	81 13	20.2	10.9	34.1
10	8,76E+05	{ 56}	8,25E+06	{ 527}	100	88 8	20.6	15.4	27.4
11	8,92E+05	{ 57}	8,87E+06	{ 567}	100	95 8	19.4	14.6	25.8
12	5,74E+05	{ 22}	5,56E+06	{ 213}	60	59 8	20.1	12.3	31.0
13	4,38E+05	{ 28}	5,23E+06	{ 334}	100	56 6	16.3	10.6	23.9
14	4,38E+05	{ 28}	4,16E+06	{ 266}	100	44 6	20.5	13.3	30.1
15	2,97E+05	{ 19}	2,97E+06	{ 190}	100	32 5	19.5	11.4	31.0
16	2,61E+05	{ 10}	2,90E+06	{ 111}	60	31 6	17.7	8.1	33.2
17	5,16E+05	{ 33}	6,23E+06	{ 398}	100	66 7	16.1	10.9	22.9
18	7,20E+05	{ 46}	7,64E+06	{ 488}	100	81 8	18.3	13.2	24.7
19	3,48E+05	{ 12}	3,80E+06	{ 131}	54	40 7	17.9	8.9	32.0
20	3,76E+05	{ 24}	4,74E+06	{ 303}	100	51 6	15.4	9.7	23.2
POOLED 5,73E+05 { 532} 6,29E+06 { 5837} 1452 67 2							17.6	15.6	19.9

CHI^2 PROBABILITY (%): 92.2

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL (Ma): 17.6, 16.6 --- 18.8 { -1.1 +1.1}
 95% CONF. INTERVAL (Ma): 15.6 --- 19.9 { -2.0 +2.3}

CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL (Ma): 17.6, 16.6 --- 18.8 { -1.1 +1.1}
 95% CONF. INTERVAL (Ma): 15.6 --- 19.9 { -2.0 +2.3}
 AGE DISPERSION (%): 0.1



ANNEXES

AB-17-41

NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR (tracks/cm²): 1,41E+06
RELATIVE ERROR (%): 1,13
EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR (ppm): 15,00
ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR (yr cm²): 275,18 11,53
SIZE OF COUNTER SQUARE (cm²): 6,39E-07

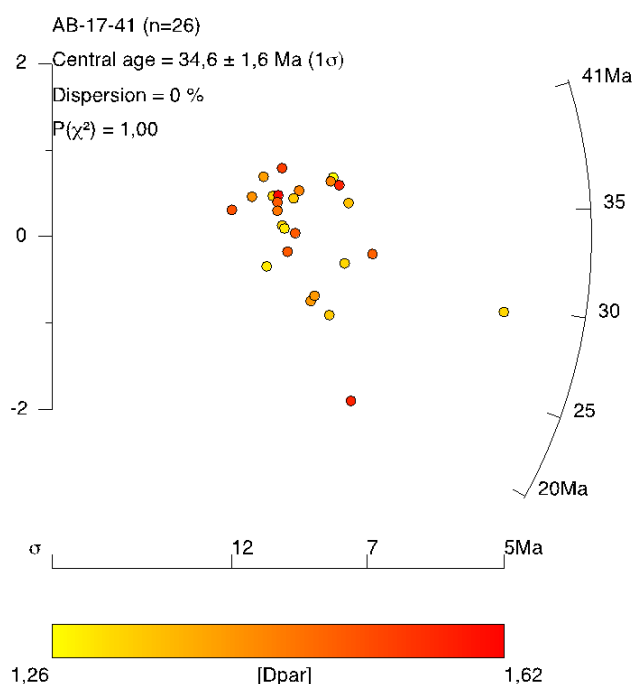
GRAIN AGES IN ORIGINAL ORDER

Grain no.	RhoS (cm ⁻²)	(Ns)	RhoI (cm ⁻²)	(Ni)	Squares	U+/-2s	Grain Age (Ma)		
							Age	-95% CI-	
1	4,85E+05	{ 31}	2,57E+06	{ 164}	100	27 4	36.7	24.1	53.9
2	2,03E+05	{ 13}	1,42E+06	{ 91}	100	15 3	28.0	14.2	49.6
3	3,76E+05	{ 24}	1,89E+06	{ 121}	100	20 4	38.6	23.7	59.8
4	5,01E+05	{ 32}	2,49E+06	{ 159}	100	26 4	39.1	25.8	57.2
5	3,76E+05	{ 24}	1,77E+06	{ 113}	100	19 4	41.3	25.3	64.2
6	5,01E+05	{ 32}	2,54E+06	{ 162}	100	27 4	38.4	25.3	56.1
7	4,85E+05	{ 31}	2,43E+06	{ 155}	100	26 4	38.9	25.4	57.1
8	2,19E+05	{ 14}	1,58E+06	{ 101}	100	17 3	27.1	14.2	47.1
9	2,97E+05	{ 19}	1,50E+06	{ 96}	100	16 3	38.5	22.1	63.0
10	3,13E+05	{ 20}	1,58E+06	{ 101}	100	17 3	38.6	22.5	62.2
11	2,35E+05	{ 15}	1,41E+06	{ 90}	100	15 3	32.5	17.3	56.0
12	2,97E+05	{ 19}	1,53E+06	{ 98}	100	16 3	37.8	21.7	61.7
13	2,19E+05	{ 14}	1,50E+06	{ 96}	100	16 3	28.5	14.9	49.7
14	2,82E+05	{ 18}	1,60E+06	{ 102}	100	17 3	34.4	19.5	56.6
15	2,66E+05	{ 17}	1,47E+06	{ 94}	100	16 3	35.3	19.6	59.0
16	3,44E+05	{ 22}	2,11E+06	{ 135}	100	22 4	31.7	19.1	49.7
17	2,50E+05	{ 16}	1,25E+06	{ 80}	100	13 3	39.0	21.1	66.6
18	1,41E+05	{ 9}	1,35E+06	{ 86}	100	14 3	20.6	9.0	40.3
19	2,82E+05	{ 18}	1,49E+06	{ 95}	100	16 3	36.9	20.9	61.0
20	3,13E+05	{ 20}	1,49E+06	{ 95}	100	16 3	41.0	23.8	66.4
21	4,38E+05	{ 28}	2,61E+06	{ 167}	100	28 4	32.6	20.9	48.6
22	1,88E+05	{ 12}	9,70E+05	{ 62}	100	10 3	37.9	18.4	70.0
23	1,72E+05	{ 11}	1,10E+06	{ 70}	100	12 3	30.8	14.5	57.7
24	2,66E+05	{ 17}	1,49E+06	{ 95}	100	16 3	34.9	19.4	58.3
25	3,44E+05	{ 22}	1,77E+06	{ 113}	100	19 4	37.9	22.7	59.8
26	7,20E+05	{ 46}	4,69E+06	{ 300}	100	50 6	29.8	21.3	40.6
POOLED							34.6	30.6	39.2

CHI² PROBABILITY (%): 99.9

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 34.6, 32.5 — 36.9 { -2.1 +2.3}
95% CONF. INTERVAL(Ma): 30.6 — 39.2 { -4.0 +4.6}

CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 34.6, 32.5 — 36.9 { -2.1 +2.3}
95% CONF. INTERVAL(Ma): 30.6 — 39.2 { -4.0 +4.6}
AGE DISPERSION (%): 0.1



AB-17-42

NEWPARAMETERS - ZETA METHOD

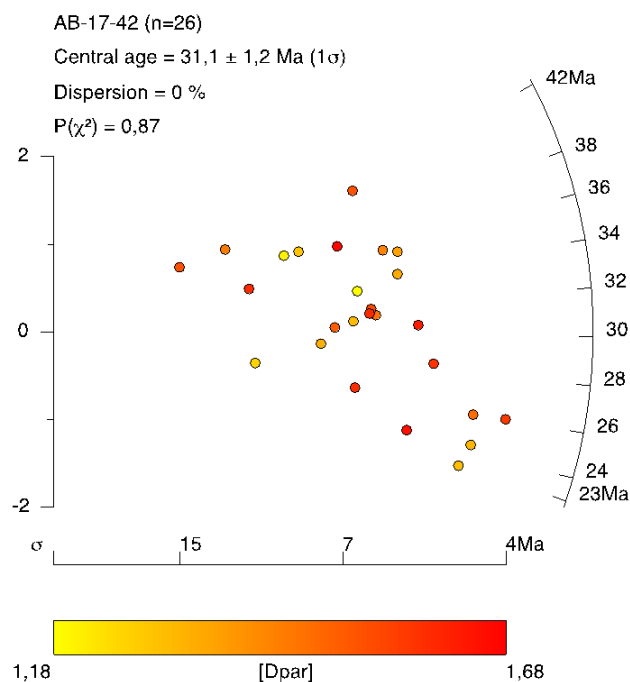
EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR (tracks/cm²): 1,41E+06
 RELATIVE ERROR (%): 1,15
 EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR (ppm): 15,00
 ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR (yr cm²): 275,18 11,53
 SIZE OF COUNTER SQUARE (cm²): 6,39E-07

GRAIN AGES IN ORIGINAL ORDER

Grain no.	RhoS (cm ⁻²)	(Ns)	RhoI (cm ⁻²)	(Ni)	Squares	U+/-2s	Grain Age (Ma)	Age	95% CI
1	3,76E+05	(24)	1,94E+06	(124)	100	21 4	37.7	23.2	58.4
2	6,73E+05	(43)	3,85E+06	(246)	100	41 5	34.0	23.9	47.0
3	7,50E+05	(23)	4,76E+06	(146)	48	51 8	30.7	18.8	47.6
4	4,85E+05	(31)	3,88E+06	(248)	100	41 5	24.4	16.1	35.3
5	4,23E+05	(27)	2,64E+06	(169)	100	28 4	31.1	19.8	46.7
6	6,52E+05	(15)	3,61E+06	(83)	36	38 8	35.4	18.8	61.1
7	5,01E+05	(16)	2,38E+06	(76)	50	25 6	41.1	22.2	70.5
8	7,51E+05	(48)	3,58E+06	(229)	100	38 5	40.7	29.1	55.6
9	1,00E+06	(32)	5,85E+06	(187)	50	62 9	33.3	22.1	48.5
10	5,01E+05	(32)	3,10E+06	(198)	100	33 5	31.5	20.9	45.7
11	8,45E+05	(27)	4,38E+06	(140)	50	47 8	37.6	23.8	56.7
12	7,36E+05	(47)	4,04E+06	(258)	100	43 5	35.4	25.3	48.3
13	6,89E+05	(44)	3,74E+06	(239)	100	40 5	35.8	25.3	49.4
14	5,48E+05	(35)	2,88E+06	(184)	100	31 5	37.0	24.9	53.1
15	4,07E+05	(26)	3,44E+06	(220)	100	37 5	23.1	14.7	34.5
16	5,63E+05	(36)	3,85E+06	(246)	100	41 5	28.5	19.4	40.4
17	6,10E+05	(39)	3,87E+06	(247)	100	41 5	30.7	21.3	43.1
18	2,93E+05	(9)	1,37E+06	(42)	48	15 4	42.1	17.8	86.3
19	2,97E+05	(19)	2,21E+06	(141)	100	23 4	26.3	15.3	42.3
20	2,82E+05	(9)	2,03E+06	(65)	50	22 5	27.3	11.8	54.1
21	5,95E+05	(19)	3,94E+06	(126)	50	42 8	29.5	17.1	47.6
22	3,44E+05	(22)	2,77E+06	(177)	100	29 4	24.3	14.7	37.7
23	5,63E+05	(36)	4,23E+06	(270)	100	45 6	26.0	17.7	36.7
24	5,01E+05	(32)	3,05E+06	(195)	100	32 5	32.0	21.2	46.4
25	4,85E+05	(31)	2,99E+06	(191)	100	32 5	31.6	20.8	46.2
26	6,57E+05	(42)	4,91E+06	(314)	100	52 6	26.0	18.3	35.9
POOLED 5,48E+05 (764) 3,41E+06 (4761) 2182 36 1 31.1 27.8 34.9									

CHI² PROBABILITY (%): 87.2

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL (Ma): 31.1, 29.4 — 33.0 (-1.8 +1.9)
 95% CONF. INTERVAL (Ma): 27.8 — 34.9 (-3.4 +3.8)
 CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL (Ma): 31.1, 29.4 — 33.0 (-1.8 +1.9)
 95% CONF. INTERVAL (Ma): 27.8 — 34.9 (-3.4 +3.8)
 AGE DISPERSION (%): 0.6



AB-17-44

NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR {tracks/cm²} : 1,42E+06
 RELATIVE ERROR (%) : 1,17
 EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR (ppm) : 15,00
 ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR {yr cm²} : 275,18 11,53
 SIZE OF COUNTER SQUARE (cm²) : 6,39E-07

GRAIN AGES IN ORIGINAL ORDER

Grain no.	RhoS (cm ⁻²)	{Ns}	RhoI (cm ⁻²)	{Ni}	Squares	U+/-2s	Grain Age (Ma)		
							Age	95% CI--	
1	6,57E+05	{ 42}	5,65E+06	{ 361}	100	60 6	22.7	16.0	31.2
2	5,32E+05	{ 34}	4,88E+06	{ 312}	100	52 6	21.3	14.4	30.3
3	6,78E+05	{ 26}	5,61E+06	{ 215}	60	59 8	23.7	15.0	35.4
4	5,16E+05	{ 33}	4,69E+06	{ 300}	100	50 6	21.5	14.5	30.7
5	5,63E+05	{ 36}	5,32E+06	{ 340}	100	56 6	20.7	14.2	29.1
6	5,32E+05	{ 17}	5,35E+06	{ 171}	50	57 9	19.5	11.0	31.9
7	1,41E+05	{ 9}	1,00E+06	{ 64}	100	11 3	27.8	12.0	55.1
8	7,04E+05	{ 45}	6,65E+06	{ 425}	100	70 7	20.7	14.8	28.1
9	4,69E+05	{ 30}	4,68E+06	{ 299}	100	50 6	19.6	12.9	28.5
10	4,07E+05	{ 13}	2,44E+06	{ 78}	50	26 6	32.7	16.5	58.6
11	3,35E+05	{ 15}	2,55E+06	{ 114}	70	27 5	25.8	13.9	44.0
12	3,58E+05	{ 16}	2,77E+06	{ 124}	70	29 5	25.3	13.9	42.4
13	5,95E+05	{ 19}	5,16E+06	{ 165}	50	55 9	22.6	13.2	36.1
14	5,63E+05	{ 36}	5,95E+06	{ 380}	100	63 7	18.5	12.7	26.0
15	3,29E+05	{ 21}	2,72E+06	{ 174}	100	29 4	23.6	14.2	37.0
16	5,16E+05	{ 33}	3,90E+06	{ 249}	100	41 5	25.9	17.4	37.1
17	7,15E+05	{ 32}	5,54E+06	{ 248}	70	59 8	25.2	16.8	36.4
18	2,50E+05	{ 8}	1,63E+06	{ 52}	50	17 5	30.4	12.3	63.3
19	6,42E+05	{ 41}	5,07E+06	{ 324}	100	54 6	24.7	17.3	34.1
20	4,38E+05	{ 7}	3,82E+06	{ 61}	25	40 10	22.8	8.6	48.8
21	6,26E+05	{ 10}	7,07E+06	{ 113}	25	75 14	17.5	8.0	32.8
22	5,16E+05	{ 33}	3,90E+06	{ 249}	100	41 5	25.9	17.4	37.1
23	5,63E+05	{ 18}	3,13E+06	{ 100}	50	33 7	35.2	19.9	58.1
24	7,04E+05	{ 45}	6,71E+06	{ 429}	100	71 7	20.5	14.7	27.8
25	4,07E+05	{ 13}	4,07E+06	{ 130}	50	43 8	19.7	10.1	34.4
POOLED 5,15E+05 { 632} 4,46E+06 { 5477} 1920 47 2 22.4 19.9 25.3									

CHI^2 PROBABILITY (%) : 98.1

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL (Ma) : 22.4, 21.1 — 23.8 { -1.3 +1.4}
 95% CONF. INTERVAL (Ma) : 19.9 — 25.3 { -2.5 +2.8}

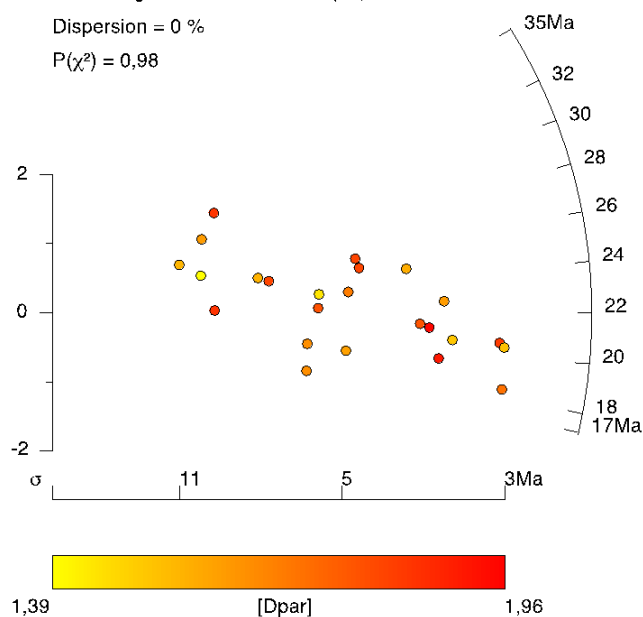
CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL (Ma) : 22.4, 21.1 — 23.8 { -1.3 +1.4}
 95% CONF. INTERVAL (Ma) : 19.9 — 25.3 { -2.5 +2.8}
 AGE DISPERSION (%) : 0.2

AB-17-44 (n=25)

Central age = 22,44 ± 0,94 Ma (1σ)

Dispersion = 0 %

P(χ²) = 0,98



AB-17-51

NEWPARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR (tracks/cm²): 1,42E+06
RELATIVE ERROR (%): 1,20
EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR (ppm): 15,00
ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR (yr cm²): 275,18 11,53
SIZE OF COUNTER SQUARE (cm²): 6,39E-07

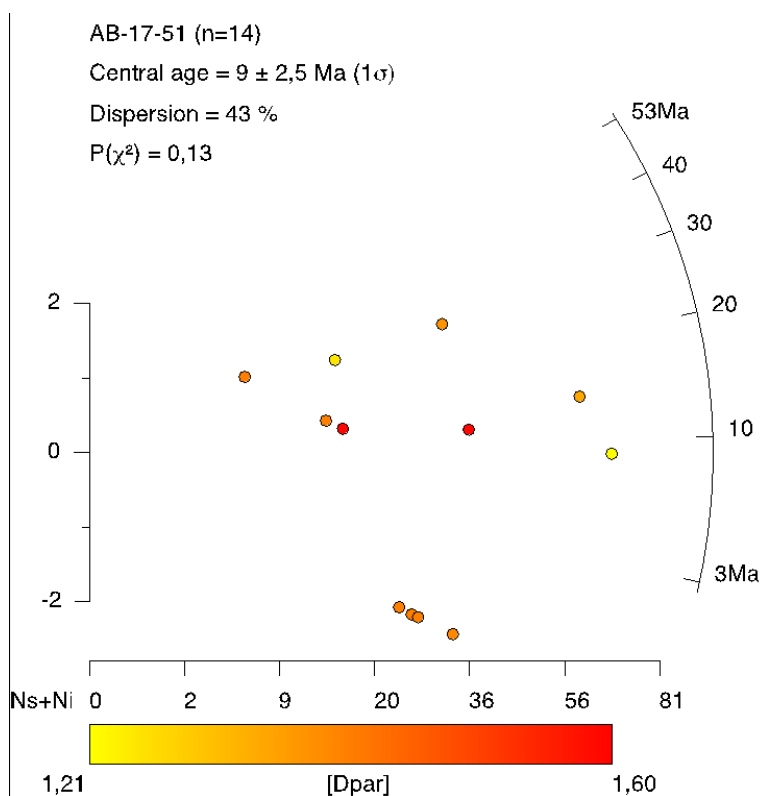
GRAIN AGES IN ORIGINAL ORDER

Grain no.	RhoS (cm ⁻²)	{Ns}	RhoI (cm ⁻²)	{Ni}	Squares	U+/-2s	Grain Age (Ma)	Age	-95% CI-
1	0,00E+00	{ 0}	9,39E+05	{ 24}	40	10 4	5.7	0.2	32.3
2	3,13E+04	{ 1}	4,07E+05	{ 13}	50	4 2	17.0	0.4	99.2
3	0,00E+00	{ 0}	1,23E+06	{ 33}	42	13 5	4.1	0.1	23.0
4	6,26E+04	{ 1}	9,39E+05	{ 15}	25	10 5	14.7	0.3	84.0
5	1,12E+05	{ 4}	7,55E+05	{ 27}	56	8 3	29.8	7.3	82.5
6	1,28E+05	{ 4}	1,79E+06	{ 56}	49	19 5	14.4	3.7	37.6
7	6,26E+04	{ 1}	3,13E+05	{ 5}	25	3 3	43.2	0.8	339.7
8	0,00E+00	{ 0}	7,04E+05	{ 27}	60	7 3	5.1	0.2	28.5
9	6,52E+04	{ 2}	4,24E+05	{ 13}	48	4 2	31.9	3.3	131.3
10	0,00E+00	{ 0}	7,51E+05	{ 24}	50	8 3	5.7	0.2	32.3
11	0,00E+00	{ 0}	1,13E+06	{ 26}	36	12 5	5.3	0.2	29.7
12	7,82E+04	{ 2}	1,33E+06	{ 34}	40	14 5	12.3	1.3	44.6
13	9,58E+04	{ 3}	2,08E+06	{ 65}	49	22 5	9.5	1.8	27.5
14	0,00E+00	{ 0}	7,04E+05	{ 27}	60	7 3	5.1	0.2	28.5
POOLED 4,47E+04 { 18} 9,66E+05 { 389} 630 10 1 9.1 5.3 14.5									

CHI² PROBABILITY (%): 12.7
>>> Beware: possible upward bias in Chi² probability due to low counts <<<

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 9.1, 6.9 — 11.8 { -2.2 +2.7}
95% CONF. INTERVAL(Ma): 5.3 — 14.5 { -3.8 +5.4}

CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 9.0, 6.8 — 11.9 { -2.2 +2.9}
95% CONF. INTERVAL(Ma): 5.2 — 15.5 { -3.8 +6.5}
AGE DISPERSION (%): 44.0



ANNEXES

AB-17-55

NEW PARAMETERS - ZETA METHOD

EFFECTIVE TRACK DENSITY FOR FLUENCE MONITOR (tracks/cm²): 1,42E+06
 RELATIVE ERROR (%): 1,23
 EFFECTIVE URANIUM CONTENT OF MONITOR (ppm): 15,00
 ZETA FACTOR AND STANDARD ERROR (yr cm²): 275,18 11,53
 SIZE OF COUNTER SQUARE (cm²): 6,39E-07

GRAIN AGES IN ORIGINAL ORDER

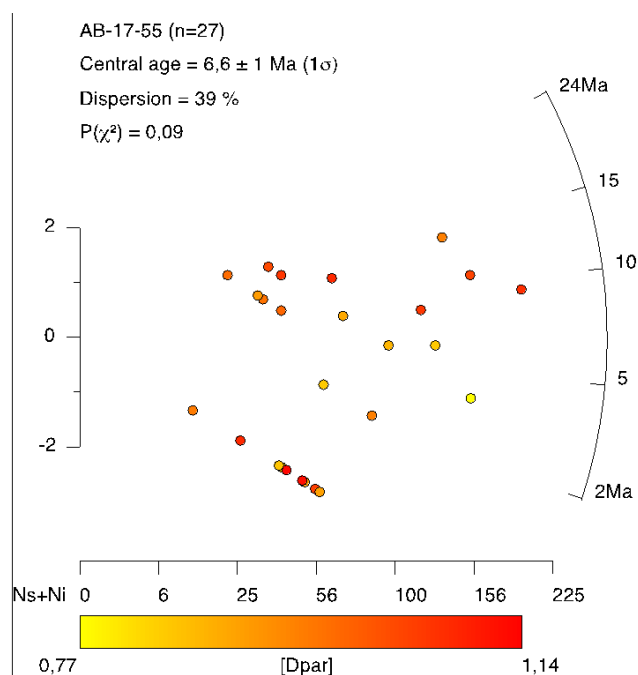
Grain no.	RhoS (cm ⁻²)	{Ns}	RhoI (cm ⁻²)	{Ni}	Squares	U+/-2s	Grain Age (Ma)		
							Age	-95% CI-	
1	8,38E+04	{ 3}	1,87E+06	{ 67}	56	20 5	9.2	1.8	26.7
2	2,79E+04	{ 1}	1,65E+06	{ 59}	56	17 5	3.8	0.1	19.2
3	1,41E+05	{ 9}	2,93E+06	{ 187}	100	31 5	9.6	4.2	18.2
4	2,01E+05	{ 9}	2,75E+06	{ 123}	70	29 5	14.5	6.4	28.0
5	1,60E+05	{ 5}	3,58E+06	{ 112}	49	38 7	9.0	2.8	21.0
6	1,12E+05	{ 4}	1,68E+06	{ 60}	56	18 5	13.5	3.4	35.1
7	1,04E+05	{ 4}	3,21E+06	{ 123}	60	34 6	6.6	1.7	16.7
8	1,12E+05	{ 3}	3,47E+06	{ 93}	42	37 8	6.6	1.3	19.0
9	1,30E+05	{ 3}	1,65E+06	{ 38}	36	17 6	16.2	3.0	48.5
10	0,00E+00	{ 0}	2,59E+06	{ 58}	35	27 7	2.4	0.1	12.8
11	2,24E+05	{ 8}	4,05E+06	{ 145}	56	43 7	11.0	4.6	21.8
12	0,00E+00	{ 0}	2,14E+06	{ 41}	30	23 7	3.3	0.1	18.4
13	9,78E+04	{ 3}	4,92E+06	{ 151}	48	52 9	4.1	0.8	11.6
14	1,25E+05	{ 2}	2,00E+06	{ 32}	25	21 7	13.1	1.4	47.7
15	0,00E+00	{ 0}	2,69E+06	{ 43}	25	28 9	3.2	0.1	17.5
16	0,00E+00	{ 0}	2,00E+06	{ 51}	40	21 6	2.7	0.1	14.7
17	1,25E+05	{ 2}	2,44E+06	{ 39}	25	26 8	10.8	1.2	38.6
18	0,00E+00	{ 0}	1,63E+06	{ 26}	25	17 7	5.3	0.2	29.7
19	2,35E+05	{ 3}	2,58E+06	{ 33}	20	27 9	18.6	3.5	56.4
20	0,00E+00	{ 0}	1,56E+06	{ 40}	40	17 5	3.4	0.1	18.9
21	1,30E+05	{ 2}	1,30E+06	{ 20}	24	14 6	20.9	2.2	80.0
22	1,25E+05	{ 2}	1,88E+06	{ 30}	25	20 7	14.0	1.5	51.2
23	0,00E+00	{ 0}	1,79E+06	{ 56}	49	19 5	2.4	0.1	13.3
24	0,00E+00	{ 0}	1,86E+06	{ 50}	42	20 6	2.7	0.1	15.0
25	3,13E+04	{ 1}	2,66E+06	{ 85}	50	28 6	2.6	0.1	13.2
26	0,00E+00	{ 0}	2,52E+06	{ 58}	36	27 7	2.4	0.1	12.8
27	0,00E+00	{ 0}	8,14E+05	{ 13}	25	9 5	10.7	0.4	63.9
POOLED 8,75E+04 { 64} 2,51E+06 { 1833} 1145 26 1 6.8 5.3 8.9									

CHI^2 PROBABILITY (%): 9.0

>>> Beware: possible upward bias in Chi^2 probability due to low counts <<<

POOLED AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 6.8, 6.0 — 7.8 { -0.9 +1.0}
 95% CONF. INTERVAL(Ma): 5.3 — 8.9 { -1.6 +2.0}

CENTRAL AGE W/ 68% CONF. INTERVAL(Ma): 6.6, 5.6 — 7.7 { -1.0 +1.2}
 95% CONF. INTERVAL(Ma): 4.8 — 9.0 { -1.8 +2.4}
 AGE DISPERSION (%): 39.1



8.2.2 Mesures des longueurs de traces de fission confinées

Ci-après, je répertorie les mesures de longueurs de traces de fission par échantillon présentées et modélisées au chapitre 6 (Tableau 8.4).

Numéro du minéral analysé	Longueur de trace (μm)	Dpar (μm)	Angle par rapport à l'axe C de l'apatite ($^{\circ}$)
AB-17-05			
29	12,42	1,23	0
31	10,45	1,05	3
46	12,95	1,47	34
46	12,17	1,47	2
53	10,48	1,33	81
156	10,1	1,31	1
AB-17-06			
77	12,71	1,19	83
107	11,47	1,34	30
119	12,84	1,33	50
AB-17-07			
10	9,56	1,1	45
96	10,71	1,46	1
119	9,94	1,11	55
144	9,65	1,42	80
179	14,73	1,51	70
AB-17-08			
25	10,84	1,26	52
36	11,11	1,27	58
42	13,28	1,53	41
48	11,22	1,19	59
73	11,22	1,38	83
89	12,99	1,39	77
90	13,38	1,43	67
108	11,23	1,1	83
108	10,36	1,1	77
121	10,5	1,4	75

ANNEXES

Numéro du minéral analysé	Longueur de trace (μm)	Dpar (μm)	Angle par rapport à l'axe C de l'apatite ($^{\circ}$)
200	10,36	1,44	47
215	11,21	1,2	72
AB-17-11			
10	9,8	1,32	66
AB-17-13			
22	11,25	1,17	60
22	10,34	1,17	44
61	10,85	1,11	81
96	10,86	0,97	90
175	10,51	0,98	81
AB-17-18			
4	11,65	1,78	0
90	10,34	1,65	80
160	10,5	1,45	66
AB-17-19			
52	10,92	1,42	49
76	9,73	1,24	44
105	12,63	1,19	38
107	12,08	1,22	57
107	11,79	1,27	52
122	11,73	1,39	66
135	10,65	1,23	64
136	12,71	1,34	40
165	10,86	1,22	69
197	11,65	1,22	73
AB-17-22			
12	11,62	1,38	82
21	13,16	1,5	58
25	9	1,5	84
58	10,03	1,31	43

Numéro du minéral analysé	Longueur de trace (μm)	Dpar (μm)	Angle par rapport à l'axe C de l'apatite ($^{\circ}$)
58	10,53	1,21	70
AB-17-23			
2	11,33	1,27	58
10	9,65	1,2	69
12	11,85	1,35	57
25	11,91	1,2	70
57	12,24	1,29	81
57	12,96	1,15	24
59	12,07	1,24	62
AB-17-25			
10	14,22	1,25	63
10	12,53	1,43	68
26	12,9	1,53	70
84	13,27	1,43	62
107	14,39	1,6	50
107	13,89	1,76	76
107	13,96	1,42	63
AB-17-26			
12	13,03	1,49	65
17	10,26	1,23	33
42	9,92	1,18	67
180	12,69	1,22	81
180	11,62	1,34	35
180	11,22	1,23	68
180	12,72	1,45	69
AB-17-29			
2	12,03	1,72	85
4	11,33	1,49	4
4	11,85	1,32	2
5	11,35	1,32	90
19	12,15	1,25	43
19	14,05	1,25	7

ANNEXES

Numéro du minéral analysé	Longueur de trace (μm)	Dpar (μm)	Angle par rapport à l'axe C de l'apatite ($^{\circ}$)
41	10,17	1,5	43
56	13,01	1,23	86
AB-17-31			
8	12,66	1,17	46
10	12,13	1,23	79
191	11,67	1,07	82
AB-17-32			
40	11,48	1,46	48
59	11,9	1,18	81
AB-17-33			
5	14,98	1,17	57
25	10,35	1,37	90
34	12,06	1,28	45
AB-17-36			
77	10,62	1,19	40
80	10,18	1,35	85
153	11,23	1,34	86
AB-17-37			
13	11,31	1,14	68
13	13,29	1,14	56
14	11,71	1,1	58
AB-17-38			
2	13,55	1,53	68
2	12,75	1,43	66
9	12,08	1,75	80
27	10,75	1,38	73
27	11,41	1,11	32
40	11,74	1,58	80

Numéro du minéral analysé	Longueur de trace (μm)	Dpar (μm)	Angle par rapport à l'axe C de l'apatite ($^{\circ}$)
52	15,03	1,7	76
53	11,81	1,32	2
62	12,57	1,52	24
65	10,95	1,67	60
67	9,81	1,51	71
68	10,98	1,64	75
111	11,54	1,5	86
150	11	1,85	13
168	13,73	1,57	52
184	14,11	1,16	71
195	15,33	2,36	28
195	14,6	1,84	65
AB-17-39			
3	11,32	1,25	52
10	11,34	1,73	2
20	10,14	1,87	54
45	12,35	1,43	74
96	11,73	1,85	53
AB-17-40			
11	9,03	1,57	43
45	10,45	1,3	72
174	10,88	1,53	61
167	11,11	1,18	40
198	9,73	1,22	56
205	13	1,3	68
209	12,41	1,31	70
AB-17-42			
49	10,82	1,64	90
131	11,55	1,66	2
196	10,91	1,51	57
197	12,89	1,73	69
197	11,48	1,78	75
198	11,68	1,44	64
209	12,71	1,37	2

Numéro du minéral analysé	Longueur de trace (μm)	Dpar (μm)	Angle par rapport à l'axe C de l'apatite ($^{\circ}$)
AB-17-44			
3	12,13	1,8	53
7	12,22	2	68
14	12,96	1,62	68
31	9,01	1,48	72
40	10,23	1,66	57
94	9,25	1,47	72
95	10,11	1,83	86
111	12,4	1,71	79
112	14,21	1,96	45
136	11,93	1,77	67
136	11,26	1,81	83
136	14,57	2,03	79
136	10,87	1,82	85
144	9,35	1,85	3
155	8,68	1,96	85
164	9,54	1,79	28
164	9,44	2,01	71
170	8,57	1,82	55
171	16,61	1,95	67
171	10,75	1,82	52
216	14,61	1,55	59
AB-17-55			
12	11,26	0,9	4
48	10,81	0,87	87
64	9,66	0,99	81
69	10,62	1,19	5
69	10,83	1,02	2
100	11,08	0,84	53

TABLE 8.4 – Mesure des longueurs de trace de fission sur apatite

8.3 Résumés des présentations faites à des conférences

Au cours de ces trois années de thèse, j'ai participé et présenté mes travaux sous forme de posters à deux événements majeurs (Thermo2018 et AGU 2018). Les résumés des présentations réalisées lors de ces conférences sont présentés ci-après.

8.3.1 Thermo 2018 – Quedlinburg - Poster

 Thermo 2018 <i>Conference Volume Abstract Preview</i>		 2176	
Submission date:	2018-04-14T21:48:	Status:	SUBMITTED
Submitter:	Gérard	Contribution type:	POSTER
Session 4: Interactions between climate and tectonics			

Exhumation driven by climatic and/or Tectonic processes in the Abancay Deflexion (Peruvian Andes)

Benjamin Gérard^{1*}, Xavier Robert¹, Laurence Audin¹, Cécile Gautheron², Matthias Bernet¹, Carlos Benavente³, Fabrizio Delgado³

¹Université Grenoble Alpes, CNRS, IRD, ISTERRE, 38000 Grenoble, France; ²Université Paris Sud, UMR GEOPS-CNRS 8148, 91405 Orsay, France; ³INGEMMET, Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico, Lima, Peru; *presenting author

Located at the northern edge of the Peruvian Altiplano, the Abancay Deflexion (southern Peru, 12-13.5°S) marks the transition between the northern narrow Andes and the southern wide Andes. This area is a unique and exceptional anomaly at the Andes' scale. Numerous intrusive massifs are co-located with intersecting fluvial basins, and >1000 m-deep knickzones together with curved fault systems in this peculiar part of the Eastern Cordillera. Despite significant differences in their tectonics, but similarly to the Himalayan syntaxes, the Abancay syntaxe entrains major orogen-traversing rivers. Geologically, this arched transition zone extends over ~200 km and presents deflected inherited faults, which strike almost perpendicular to the principal elongation axis of the Andes. Moreover, the highest elevation peaks (Salcantay – 6271 m) east of the Altiplano without any volcanic or seismic activity characterizes the Abancay deflexion. Finally, none of the active orogenic processes at work for the last 40 Ma in this part of the Andes are known nor dated nor described yet.

We aim to discuss the role of tectonic VS climatic contributions in the orogenic processes and topography building during the latest phase of the Andean uplift (~ 40 Ma). Several authors stated from the early time of geology that active landscapes at the orogenic scale contain an important archive and record the differential deformation and erosion patterns. Following this approach, we first focused on the quantification of the exhumation to constrain the timing of the Abancay deflexion uplift. We sampled and processed 40 sites to provide new apatites (U-Th)/He and Fission-Track ages. We also ran quantitative geomorphology analysis to estimate the equilibrium state of the studied area at different times scales.

Our first geomorphologic results (knickpoints, Ksn, χ) point to a strong disequilibrium into the core of the Abancay deflexion suggesting a very recent surface uplift (< 1 Ma). Furthermore, Low-Temperature Thermochronology results highlight differential exhumation episodes between the Eastern and Western Cordillera with respectively very young thermochronological ages (<10 Ma) and older ones (>15 Ma).

8.3.2 AGU 2018 – Washington D.C. - Poster



T51F-0215: The Machu Picchu: Witness of Incision-Driven Exhumation into the Core of the Abancay Deflexion (Southern Peru)?

Friday, 14 December 2018

08:00 - 12:20

📍 Walter E Washington Convention Center - Hall A-C (Poster Hall)

The topography of the Andes results from the interplay between climate, tectonics, and surface processes. Located at the northern edge of the Peruvian Altiplano, the Abancay Deflexion (AD; 12-14°S) marks the along-strike segmentation of the Eastern Andes. Indeed, this huge curved transition zone spreading over ~200 km of distance constitutes a unique and exceptional anomaly at the orogen's scale as it literally articulates the narrow Northern Andes and the wide deep-rooted Central Andes (~250 km-wide - 54 km crustal-depth vs. ~450 km-wide - 70 km crustal-depth respectively). In this remote part of the Eastern Cordillera, no data allowed to constrain the latest building phase of the Andes since 20 Ma. This region is deeply incised, free of Mio-Pliocene volcanics or of prominent seismic activity. The Urubamba River eroded through one of the numerous plutons of the area and formed a 1.5 km-deep narrow valley in the surroundings of the Machu Picchu. Focusing into the core of this unexplored deflexion, we report new *in-situ* apatite (U-Th)/He and fission track data from a 1 km-long vertical profile located along the Inca trail pathway to Machu Picchu. Time-temperature inversions (QTQt) reveal a long duration quiescence period between 20 and 5.3 Ma followed by a drastic continuous cooling phase until now. Firstly, we did not identify the expected pulse of Miocene exhumation into the core of the AD but rather a slow and continuous one. Secondly, we identified a late exhumation phase of the Machu Picchu batholith and *in-extenso* of the core of the AD. As it is hard to directly link a propagation of the deformation front in the sub-Andes to a strong deformation/uplift leading to a drastic incision in the core of the AD, we propose that rapid incision presumably related to a brutal drainage network capture and/or a global climate change which started at the Mio-Pliocene boundary without a local tectonic implication. However we cannot for now exclude contemporaneous large-scale exhumation mechanisms. Few syntaxes have so far been identified in orogens (Himalaya, Alaska). As syntaxes display a set of unusual characteristics, we here identify for the first time a potential syntax in the Andes, both by the rapid exhumation with young cooling ages and by the strong "bull's-eye" spatial location of exhumation in a region of high relief and topography.

Authors

Benjamin Gilles Gérard
ISTerre, Université Grenoble Alpes

Laurence Audin
ISTerre, Université Grenoble Alpes

Xavier Robert
ISTerre, Université Grenoble Alpes

Cécile Gautheron
Université Paris Sud

Matthias Bernet
ISTerre, Université Grenoble Alpes

Carlos Benavente
INGEMMET

Fabrizio Delgado
INGEMMET

