



HAL
open science

Formation, préservation et diagenèse des brèches sédimentaires en contexte extensif: le SW de la Crète et le bassin du Bas Agly (NE Pyrénées)

Tarik Kernif

► To cite this version:

Tarik Kernif. Formation, préservation et diagenèse des brèches sédimentaires en contexte extensif: le SW de la Crète et le bassin du Bas Agly (NE Pyrénées). Sciences de la Terre. Université de Rennes, 2022. Français. NNT: 2022REN1B033 . tel-03910336

HAL Id: tel-03910336

<https://theses.hal.science/tel-03910336v1>

Submitted on 22 Dec 2022

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.

THESE DE DOCTORAT DE

L'UNIVERSITE DE RENNES 1

ECOLE DOCTORALE N° 600

Ecole doctorale Ecologie, Géosciences, Agronomie et Alimentation

Spécialité : Sciences de la Terre et de l'Environnement

Par

Tarik KERNIF

**Formation, préservation et diagenèse des brèches sédimentaires en
contexte extensif : le SW de la Crête et le bassin du Bas Agly (NE Pyrénées)**

Thèse présentée et soutenue à Rennes, le 23 juin 2022

Unité de recherche : UMR 6118

Rapporteurs avant soutenance :

Benjamin Brigaud

Virginie Gaullier

Maître de Conférences – Université Paris-Saclay, Orsay

Professeure – Université de Lille

Composition du Jury :

Président :

Sylvie Bourquin

Directrice de Recherche – Université de Rennes 1

Examineurs : Benjamin Brigaud

Jean-Paul Callot

Sylvie Bourquin

Virginie Gaullier

Maître de Conférences – Université Paris-Saclay, Orsay

Professeur – Université de Pau et des Pays de l'Adour

Directrice de Recherche – Université de Rennes 1

Professeure – Université de Lille

Dir. de thèse : Thierry Nalpas

Maître de Conférences – Université de Rennes 1

Table des Matières

Résumé / Abstract	p.09
Chapitre I : INTRODUCTION GENERALE	p.11
1. Introduction générale	p.13
1.1. Contexte générale de la thèse	p.13
1.2. Questions scientifiques de la thèse	p.13
1.3. Organisations du manuscrit de la thèse	p.13
Chapitre II : ETAT DES CONNAISSANCES	p.15
2. État des connaissances	p.17
2.1. Brèches au sens large	p.17
2.1.1. Définitions et terminologie	p.17
2.1.2. Intérêts des brèches	p.18
2.1.3. Processus et contexte géodynamique de formation des brèches	p.19
2.1.4. Classifications des brèches	p.20
2.2. Type de brèches sédimentaires	p.23
2.2.1. Brèches subaériennes	p.23
2.2.1.1. Brèches de talus-pente et de glissement de terrain	p.23
2.2.1.2. Brèches d'effondrement	p.24
2.2.1.3. Brèches torrentielles	p.25
2.2.1.4. Brèches intraformationnelles	p.26
2.2.2. Brèches subaquatiques	p.26
2.2.2.1. Brèches de talus-pente et de glissement de terrain	p.26
2.2.2.2. Brèches péritidales et marines peu profondes	p.28
Chapitre III : METHODOLOGIE ET OUTILS ANALYTIQUES	p.29
3. Matériels et Méthodes	p.31
3.1. Approche de terrain	p.32
3.2. Analyses de laboratoire	p.32
3.2.1. Analyses pétrographiques	p.32
3.2.1.1. Microscopie binoculaire	p.32
3.2.1.2. Microscopie optique et coloration des lames minces	p.32
3.2.1.3. Microscopie à cathodoluminescence (CL)	p.33
3.2.1.4. Microscopie électronique à balayage (MEB)	p.34
3.2.2. Analyses des isotopes stables du carbone et de l'oxygène ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$)	p.34
3.2.3. Géochronologie U/Pb des carbonates	p.35
3.2.4. Modélisation analogique	p.36
Chapitre IV : CONTEXTE GENERAL DES SITES D'ETUDES	p.39
4. Contexte général des sites d'études	p.41
4.1. Crête : un système géologique récent	p.41
4.1.1. Cadre géographique et objet d'étude	p.41
4.1.1.1. Cadre géographique	p.41

4.1.1.2. Objet d'étude	p.42
4.1.2. Contexte structural et paléogéographique	p.44
4.1.3. Contexte géologique de la Crète	p.48
4.1.3.1. Unités inférieures	p.50
4.1.3.1.1. L'unité Plattenkalk (PKU)	p.50
4.1.3.1.2. L'unité Trypali (TRU)	p.51
4.1.3.1.3. L'unité Phyllite-Quartzite (PQU)	p.51
4.1.3.2. Les unités supérieures	p.52
4.1.3.2.1. L'unité Tripolitza (TPU)	p.52
4.1.3.2.2. L'unité Pindos (PDU)	p.52
4.1.3.2.3. L'unité Flysch (FU)	p.53
4.1.3.2.4. L'unité Uppermost (UMU)	p.53
4.1.3.3. Les sédiments d'âge Mio-Plio-Quaternaire de notre étude	p.53
4.2. LES PYRENEES : un système géologique ancien	p.55
4.2.1. Cadre géographique et structure profonde de la chaîne	p.55
4.2.1.1. Cadre géographique	p.55
4.2.1.2. Structure profonde de la chaîne	p.56
4.2.2. Contexte structural et objet d'étude	p.58
4.2.2.1. Contexte structural	p.58
4.2.2.1.1. Le bassin d'avant-pays de l'Ebre	p.58
4.2.2.1.2. La Zone Sud Pyrénéenne (ZSP)	p.59
4.2.2.1.3. La Zone Axial Pyrénéenne (ZAP)	p.59
4.2.2.1.4. La Zone Nord Pyrénéenne (ZNP)	p.59
4.2.2.1.5. Le bassin d'avant pays Aquitain	p.61
4.2.2.2. Objet d'étude	p.61
4.2.3. Extension mésozoïque : rifting du domaine Pyrénéen	p.62
4.2.3.1. Modèle 1 : rift décrochant	p.62
4.2.3.2. Modèle 2 : ouverture en ciseaux	p.65
4.2.3.3. Modèle 3 : ouverture en transtension	p.65
4.2.4. Synthèse des travaux de la ZNP et problématique	p.66
4.2.4.1. Le problème des brèches de la ZNP	p.66
4.2.4.2. Le métamorphisme HT/BP de la ZNP	p.71
4.2.4.3. Le métasomatisme de la ZNP	p.74
4.2.5. La géologie du bassin du Bas Agly au cours de l'évolution des Pyrénées	p.76
Chapitre V : LES BRECHES SEDIMENTAIRES : formation et préservation en contexte extensif	p.82
5. Les brèches sédimentaires : formation et préservation en contexte extensif	p.84
5.1. Synthèse des articles	p.84
5.1.1. Objet d'étude et objectifs scientifiques	p.84
5.1.2. Méthodologie	p.84
5.1.3. Les principaux résultats et interprétations	p.85
5.2. Formation et préservation de brèches sédimentaires colluviales au cours de l'initiation de l'extension : processus et organisation des faciès (Article 1)	p.87
5.2.1. Introduction	p.88
5.2.2. Geological setting	p.88
5.2.2.1. The Quaternary example: Crete	p.88
5.2.2.2. The ancient case study: Bas Agly	p.91

5.2.3. Methodological approach	p.94
5.2.4. Results: facies analyses and depositional model	p.94
5.2.4.1. Facies analyses	p.94
5.2.4.1.1. Agios Nektarios section (Crete)	p.97
5.2.4.1.2. Bas Agly syncline sections (Pyrenees)	p.102
5.2.4.2. Facies association and depositional model of the colluvial fan during the initiation of the normal faults	p.108
5.2.5. Discussion	p.111
5.2.5.1. Relationships between depositional process and tectonic deformation	p.111
5.2.5.2. Sedimentary breccia formation and preservation processes in extensional basins	p.115
5.2.6. Conclusions	p.117

5.3. Les brèches sédimentaires syn-extension dans le nord-est des Pyrénées (Article 2)

	p.119
5.3.1. Introduction	p.120
5.3.2. Les brèches du Nord-Est des Pyrénées	p.122
5.3.2.1. Contexte géologique	p.122
5.3.2.2. Description et organisation des brèches	p.123
5.3.2.3. Interprétation	p.128
5.3.2.4. Discussion	p.130
5.3.2.4.1. Implication de l'interprétation des brèches du Bas-Agly sur l'évolution des Pyrénées	p.130
5.3.2.4.2. Brèches sédimentaires, des marqueurs de l'extension ?	p.131
5.3.2.5. Conclusion	p.132

Chapitre VI : APPROCHE EXPERIMENTALE PAR MODELISATION ANALOGIQUE

	p.134
6. Approche expérimental par modélisation analogique	p.136
6.1. Synthèse de l'article	p.136
6.1.1. Objet d'étude et objectifs scientifiques	p.136
6.1.2. Méthodologie	p.136
6.1.3. Les principaux résultats et interprétations	p.136

6.2. Modélisation analogique de brèches sédimentaires dans un talus pente avec ou sans extension - comparaison avec les cas naturels (Article 3 soumis)

	p.138
6.2.1. Introduction	p.139
6.2.2. Experimental procedure	p.140
6.2.3. Analogue results	p.143
6.2.3.1. Experiments with extension	p.143
6.2.3.2. Experiment without extension	p.144
6.2.4. Discussion - Comparison with a natural case	p.145
6.2.4.1. Rockfall with or without extension	p.145
6.2.4.2. Rockfall organization in time with extension	p.146
6.2.4.3. Rockfall organization in time without extension	p.148
6.2.4.4. Rockfall architecture with or without extension	p.149
6.2.5. Conclusions	p.151

Chapitre VII : GENESE ET AGE DES BRECHES SEDIMENTAIRES : nouvelles perspectives à partir de la pétrographie, des isotopes stables ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) et des datations (U-Pb) p.152

7. Genèse et âge des brèches sédimentaires : nouvelles perspectives à partir de la pétrographie, des isotopes stables ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) et des datations (U-Pb) p.154

7.1. Synthèse de l'article p.154

7.1.1. Objet d'étude et objectifs scientifiques p.154

7.1.2. Méthodologie p.154

7.1.3. Les principaux résultats et interprétations p.154

7.2. Genèse et âge des brèches sédimentaires (NE Pyrénées, France) : nouvelles perspectives à partir de la pétrographie, des isotopes stables et des datations U-Pb.

(Article 4 en cours) p.158

7.2.1. Introduction p.159

7.2.2. GEOLOGICAL BACKGROUND p.160

7.2.3. MATERIALS AND METHODS p.163

7.2.3.1. Field investigation p.163

7.2.3.2. Laboratory analyses p.163

7.2.3.2.1. Petrographic Analyses p.163

7.2.3.2.2. ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) stable isotopes analyses p.164

7.2.3.2.3. U/Pb geochronology p.165

7.2.4. RESULTS AND INTERPRETATIONS p.166

7.2.4.1. Sedimentological features p.166

7.2.4.1.1. Jurassic breccias (Jbr) p.166

7.2.4.1.2. Oligocene conglomerates and breccias (Ocbr) p.172

7.2.4.2. Petrographic description of the diagenetic stages p.176

7.2.4.2.1. Jbr paragenesis sequence p.177

7.2.4.2.1.1. Subaerial Syngeneses stage p.177

7.2.4.2.1.2. Meteoric Eogenesis stage p.179

7.2.4.2.1.3. Mesogenesis and metamorphism stages p.181

7.2.4.2.1.4. Telogenesis stage p.182

7.2.4.2.2. Ocbr paragenesis sequence p.183

7.2.4.2.2.1. Subaerial Syngeneses stage p.184

7.2.4.2.2.2. Meteoric Eogenesis and Telogenesis stages p.184

7.2.4.3. Metamorphic study p.185

7.2.4.3.1. Jurassic breccias (Jbr) p.185

7.2.4.3.2. Oligocene conglomerates and breccias (Ocbr) p.189

7.2.4.4. Carbon and oxygen isotopic data p.191

7.2.4.4.1. Jurassic breccias (Jbr) p.191

7.2.4.4.2. Oligocene conglomerates and breccias (Ocbr) p.201

7.2.4.5. Geochronological Data p.201

7.2.5. DISCUSSION: Geological evolution of NE Pyrenees p.208

7.2.6. CONCLUSIONS p.210

Chapitre VIII : DISCUSSION p.212

8. Discussion p.214

8.1. Relations entre l'organisation spatiotemporelle des brèches et la déformation p.214

8.2. Processus de formation et de préservation des brèches sédimentaires dans les bassins extensifs p.216

8.3. Une phase tectonique extensive précoce au Jurassique supérieur dans la ZNP	p.218
8.4. Évolution géodynamique du bassin du Bas Agly du Jurassique supérieur à l'Oligocène	p.218
8.5. Formation et préservation des brèches en contexte compressif ?	p.220
Chapitre VIII : Conclusions générales et perspectives	p.222
9. Conclusions générales et perspectives	p.224
9.1. La formation et la préservation des brèches sédimentaires	p.224
9.1.1. Relation déformation sédimentation	p.224
9.1.2 Approche expérimentale	p.225
9.2. Paragenèse et âge des brèches sédimentaires	p.226
9.3. Mise en évidence d'une phase tectonique extensive au Jurassique supérieur dans les Pyrénées orientales	p.227
Bibliographie	p.230
Références bibliographiques du Chapitre I	p.232
Références bibliographiques du Chapitre II	p.233
Références bibliographiques du Chapitre III	p.238
Références bibliographiques du Chapitre IV	p.241
Références bibliographiques du Chapitre V	p.257
Références bibliographiques du Chapitre VI	p.265
Références bibliographiques du Chapitre VII	p.267
Références bibliographiques du Chapitre VIII	p.272
Annexes	p.276
Annexe 1 : Travaux scientifiques réalisées dans le cadre de la thèse et autres	p.278

Résumé : Les brèches sédimentaires proviennent d'une grande diversité de processus physiques. L'identification de ces processus de formation est cruciale pour les replacer dans un contexte paléoenvironnemental et géodynamique. Dans un premier temps, nous nous sommes intéressés aux processus de formation et de préservation des brèches sédimentaires colluviales dans un contexte extensif, en comparant un système récent crétois et un système ancien pyrénéen. Les résultats de terrain, associés à une approche par modélisation analogique, montrent que lorsque les brèches sédimentaires de cône colluvial sont préservées, elles correspondent à des dépôts syntectoniques de bordure de bassins extensifs et peuvent être ainsi considérées comme un indicateur sédimentaire du stade initial de l'extension continentale.

Une nouvelle nomenclature est aussi proposée

Mots clés : Brèches sédimentaires ; Cône Colluvial ; Diagenèse ; Extension ; Crète ; Pyrénées

Abstract : Sedimentary breccias derived from a wide variety of physical processes. The identification of these formation processes is crucial to place them in a paleoenvironmental and geodynamic context. In the first step, we focused on the formation and preservation processes of colluvial sedimentary breccias in an extensive context, by comparing a recent Cretan system with an ancient Pyrenean system. Field results, combined with an analogical modeling approach, show that when colluvial fan sedimentary breccias are preserved, they correspond to syntectonic deposits at the borders of extensive basins and can thus be considered as a sedimentary indicator of the initial stage of continental extension.

A new nomenclature is also proposed for the facies of colluvial fan sedimentary breccias typical of rock-

Keywords : Sedimentary breccia; Colluvial fan; Diagenesis; Extension; Crete; Pyrenees

pour les faciès de brèches sédimentaires de cône colluvial typiques des processus de chute de pierre, d'éboulement et de glissement rocheux. Enfin cette première étude a permis de mettre en évidence l'importance d'une phase tectonique extensive au Jurassique supérieur dans les Pyrénées Orientales. Dans un second temps, nous nous sommes intéressés à l'évolution diagenétique et la datation des brèches du flanc sud du synclinal du Bas Agly au NE des Pyrénées. Ces brèches ont été le sujet de nombreuses controverses quant à leur âge, leur genèse et leur contexte paléoenvironnemental. Cette étude nous a permis d'apporter un éclaircissement sur l'évolution tectonique et paléogéographique du domaine NE pyrénéen. Plus largement nous proposons des pistes méthodologiques d'analyse des brèches sédimentaires dans l'optique d'éclaircir leur signification géodynamique.

fall, rockslide and landslide processes. Finally, this first study has allowed us to highlight the importance of an extensive tectonic phase in the Upper Jurassic in the Eastern Pyrenees. In a second step, we were interested in the diagenetic evolution and dating of the breccias of the southern flank of the Bas Agly syncline in the NE Pyrenees. These breccias have been the subject of much controversy regarding their age, genesis and paleoenvironmental context. This study has allowed us to clarify on the tectonic and paleogeographic evolution of the NE Pyrenean domain. More broadly, we propose methodological ways for the analysis of sedimentary breccias in order to clarify their geodynamic significance.

Chapitre I

INTRODUCTION GENERALE

1. Introduction générale

1.1. Contexte générale de la thèse

Les brèches sédimentaires peuvent découler d'une grande diversité de processus physiques. L'identification de ces processus physiques de formation des brèches est cruciale pour les replacer dans un contexte paléoenvironnemental et géodynamique. Les formations de brèches des bassins du NE des Pyrénées ont été l'objet d'une littérature abondante et ont été le sujet de nombreuses controverses quant à leur âge, leur genèse et leur contexte paléoenvironnemental (e.g., [Mattauer et Proust, 1962](#) ; [Vaudin., 1982](#) ; [Peybernes et al., 2001a, b](#) ; [Frondecave-Wallez et Peybernes., 2003](#) ; [Combes et al., 2003, 2004, 2007](#) ; [Canérot, et al., 2004](#), [Canérot, 2006](#) ; [Clerc, 2012](#) ; [Chelalou, 2015](#)). Répondre à la question de l'âge et des processus de genèse de ces brèches permettra d'apporter un éclaircissement sur l'évolution tectonique et paléogéographique du domaine NE pyrénéen pendant leur formation et plus largement de proposer des pistes méthodologiques d'analyse des brèches sédimentaires dans l'optique d'évaluer leur signification géodynamique.

1.2. Questions scientifiques de la thèse

Les questions scientifiques initiales de cette thèse sont les suivantes :

1. Existe-t-il des critères tectoniques, sédimentologiques, pétrographiques, diagenétiques et géochimiques robustes pour déterminer les processus physiques à l'origine de leur formation et contraindre un modèle paléoenvironnemental, paléogéographique et tectonique régional ?
2. Quel est le processus de formation des brèches (Jurassique à Eocène) des bassins du NE des Pyrénées ?
3. Quel est vraiment l'âge de ces brèches ?
4. Est-ce que les brèches sédimentaires colluviales sont caractéristiques d'un contexte géodynamique particulier ?

1.3. Organisations du manuscrit de la thèse

Les objectifs et résultats de ce manuscrit de thèse s'organise autour de 5 principaux axes :

A) **Les différents outils et méthodes** analytiques utilisés pour l'étude des brèches sédimentaires sont présentés dans une première partie qui suggère leur complémentarité et leur nécessité pour répondre aux problématiques de cette thèse. Un travail de terrain (cartographie, log sédimentologique, organisation géométrique, prélèvement des échantillons) couplé à une analyse détaillée en laboratoire (lames minces, surfaces polies, pétrographie avancée, géochimie, géochronologie, modélisation analogique) permet de proposer un modèle géologique cohérent et novateur.

B) **Le travail de terrain** (cartographie, log sédimentologique, organisation géométrique, prélèvement des échantillons) est présenté dans les deux premiers articles (Comptes Rendus Géosciences et ISTE-SCIENCES), il permet de montrer clairement quels sont les paramètres qui favorisent la formation et la préservation des brèches durant les premières phases de l'extension continentale et la création de bassins extensifs. Il permet de proposer que l'initiation de l'extension des bassins du NE des Pyrénées commence à la limite Jurassique/Crétacé.

C) **Une approche expérimentale par modélisation analogique**, présentée dans le troisième article, montre que l'on retrouve les mêmes organisations spatio-temporelles des clastes que dans la nature, avec de gros clastes qui se retrouvent en position distale en bas de la pente d'éboulement. Cette évolution granulométrique est inverse à celle rencontrée dans les cônes alluviaux. On note aussi l'apparition progressive des clastes en fonction de l'exhumation des terrains pendant l'extension.

D) **Le travail de laboratoire réalisé sur les échantillons de brèches** (lames minces, surfaces polies, pétrographie avancée, géochimie, géochronologie) est essentiellement présentée dans le quatrième article. Ce dernier montre la complémentarité des méthodes qui permet de proposer une évolution diagenétique cohérente avec les âges des brèches pour les différents sites étudiés. Ces approches règlent le problème de l'âge de ces brèches en proposant deux périodes spécifiques Jurassique (Jbr) et Oligocène (Oobr) pour deux types de brèches différentes qui deviennent cohérentes par rapport à l'évolution géologique de la région.

E) Enfin **une synthèse** de ces résultats sur les brèches sédimentaires colluviales en extension et l'initiation du travail sur les systèmes compressifs permet de proposer que ces brèches soient caractéristiques de l'initiation de l'extension continentale. Il nous reste à démontrer quel type(s) de brèche(s) est (sont) caractéristique (s) des systèmes compressifs.

Chapitre II

ETAT DES CONNAISSANCES

2. État des connaissances

Dans ce second chapitre, une synthèse bibliographique est présentée afin de faire brièvement l'état des lieux de nos connaissances sur les brèches au sens large, puis en se focalisant principalement sur les brèches sédimentaires.

2.1. Brèches au sens large

2.1.1. Définitions et terminologie

Selon [Laznicka, \(1989\)](#), les termes *breccia* et brèche sont censés provenir du vocabulaire d'un guerrier médiéval (c'est-à-dire casser une muraille de fortification), mais ont été rapidement adoptés par les carriers et constructeurs italiens et français pour désigner des pierres remarquables et fragmentées. Brèche est donc l'un des noms de roche les plus anciens qui ait conservé jusqu'à présent sa signification fondamentale. Mais bien que le terme brèche soit l'un des noms de roche les plus anciens encore utilisé, une définition approuvable par tous les géologues, reste problématique au jour d'aujourd'hui.

Les brèches sont souvent définies comme un agglomérat de fragments de clastes principalement angulaires, généralement de calcaire ou de dolomie (cf., [Flügel, 2010](#)). Elles sont organisées en unités massives ou stratifiées. La forme des clastes peut varier de très anguleux à subanguleux et rarement subarrondis, avec une taille qui varie de granules jusqu'à des mégablocs (\geq à 2 mm de diamètre à plusieurs mètres, e.g., [Laznicka, 1988](#)). Lithologiquement les clastes peuvent être tous similaires (monogénique) ou différents (polygénique), géométriquement organisés ou pas, simple composé d'une ou plusieurs lithologies, ou complexes hétérogènes résultantes d'une brèche ou d'un conglomérat antérieur ([Norton, 1917](#)). Entre les clastes (l'espace interclastique, la phase de liaison ou matrice) peut être soit composée i) d'une micrite ou d'une argile $< 4\mu\text{m}$; ii) de microfragments de clastes ; iii) d'un précipité chimique (ciment) ; ou iv) d'un mixte de deux ou trois des composants précédents. En fonction de la quantité de matrice, on parle de claste supporté avec peu ou pas de matrice (clastes jointifs) ou de matrice portante lorsque les clastes flottent dans la matrice. En général, les macro et microfossiles sont rares dans les brèches, ce qui rend difficile leur datation (e.g., Chapitre V et VII).

Certaines fois, le terme brèche est confondu avec le terme conglomérat de type poudingue et/ou appliqué indistinctement ; cependant, chacun a une définition spécifique. L'angularité des clastes est le critère de différenciation principal, le conglomérat à clastes subanguleux à arrondis de type poudingues des cônes alluviaux est parfois appelé brèche, il ne doit pas être confondu

avec la brèche à clastes anguleux. Afin d'éviter toute confusion, nous suggérerons d'utiliser i) le terme poudingue pour une roche composée de plus de 70% de clastes très arrondis et émoussés à subarrondis avec quelques rares clastes subanguleux, ayant subis un transport moyen à fort, qui s'appliquera aux cônes alluviaux, dépôts fluviaux et deltaïques (e.g., [Nemec et Steel, 1984](#) ; [Blair et McPherson, 1994a, 1994b](#) ; [Leleu et al., 2009](#) ; [Barrier et al., 2010](#)) ; ii) le terme brèche pour une roche composée de plus de 70% de clastes très anguleux à subanguleux et quelques rares clastes subarrondis, caractéristique d'une préservation rapide, avec absence de remaniement et faible transport. Le terme brèche s'appliquera non seulement aux brèches sédimentaires mais aussi aux roches broyées le long des accidents tectoniques ou brèches de faille et cataclastes (e.g., [Sibson, 1986](#) ; [Woodcock et Mort, 2008](#), [Woodcock et al., 2014](#)), aux brèches de projections volcaniques ou pyroclastiques (e.g., [Fisher, 1960, 1961](#)), aux effondrements karstiques (e.g., [Finch, 1992](#) ; [Loucks, 2001](#)) ou encore aux brèches d'impact météoritique (e.g., [Velasco-Villareal et al., 2011](#)) ; enfin iii) tous les intermédiaires garderont le terme générique, conglomérat.

On retrouve également d'autres termes basés sur les dimensions des clastes : i) les micro-brèches : contenant des clastes de taille souvent < 10 mm, décrits en utilisant les termes intra ou lithoclaste, et/ou en indiquant la taille (e.g., calcirudite, calcasiltite) ; et ii) les méga brèches sont des brèches à clastes angulaires généralement de taille > 256 mm, dans une matrice granulaire.

2.1.2. Intérêts des brèches

L'exploitation des gisements d'hydrocarbures, d'uranium, de sulfure, d'or-argent et ainsi que de potentiel aquifère (e.g., [Wenrich, 1988](#) ; [Wenrich et Aumente Modreski, 1994](#) ; [Bhat et al., 2009](#)), ont suscité un regain d'intérêt économique et académique pour les brèches. Les brèches ont attiré l'attention des chercheurs en géosciences travaillant en particulier dans le domaine de la géologie structurale et minière (e.g., [Jébrak, 1997](#) ; [Laznicka, 1988](#)). D'abord, les brèches hydrothermales, par exemple, présentent des sites propices à des gisements de minerais économiques, ainsi que de zone d'interaction entre fluide-roche ([Laznicka, 1988](#) ; [Taylor et Pollard, 1993](#)). Ensuite, la distinction entre les brèches de dépôt et les brèches de non-dépôt est cruciale pour l'interprétation des environnements de formation ([Blount et Moore, 1969](#)). De plus, des caractéristiques géodynamiques importantes sont associées aux brèches, nécessitant ainsi une attention particulière pour ce groupe de roches (e.g., [Jébrak, 1997](#) ; [Laznicka, 1988](#)). Enfin, l'étude des brèches peut être bénéfique pour aborder les problèmes

géoenvironnementaux tels que le radon et les rayonnements gamma, le drainage acide et les métaux toxiques ainsi que la caractérisation des corps extra-terrestres d'impact de météorite (Shukla et Sharma, 2018).

2.1.3. Processus et contexte géodynamique de formation des brèches

La formation des brèches peut résulter de plusieurs types de processus géologiques à l'origine de leur classement. Pour chaque type de brèche, leurs caractéristiques sont représentatives du processus de formation. Ainsi les brèches peuvent nous renseigner sur l'histoire du système géologique à l'origine de leur formation. Il est possible de différencier des brèches qui se formeront en profondeur dans la croûte (hydrauliques, magmatiques et tectoniques) par rapport à des brèches qui se formeront à la surface de la croûte (volcaniques, karstiques, sédimentaires, éluviales et impactites). Les brèches peuvent posséder des caractéristiques communes, qui font que parfois des confusions peuvent être faites quant aux processus de genèse de ces roches. Cependant, certains critères sont spécifiques du processus de formation. Ces derniers permettent donc d'être discriminants lors de l'identification du processus à l'origine de la formation des brèches.

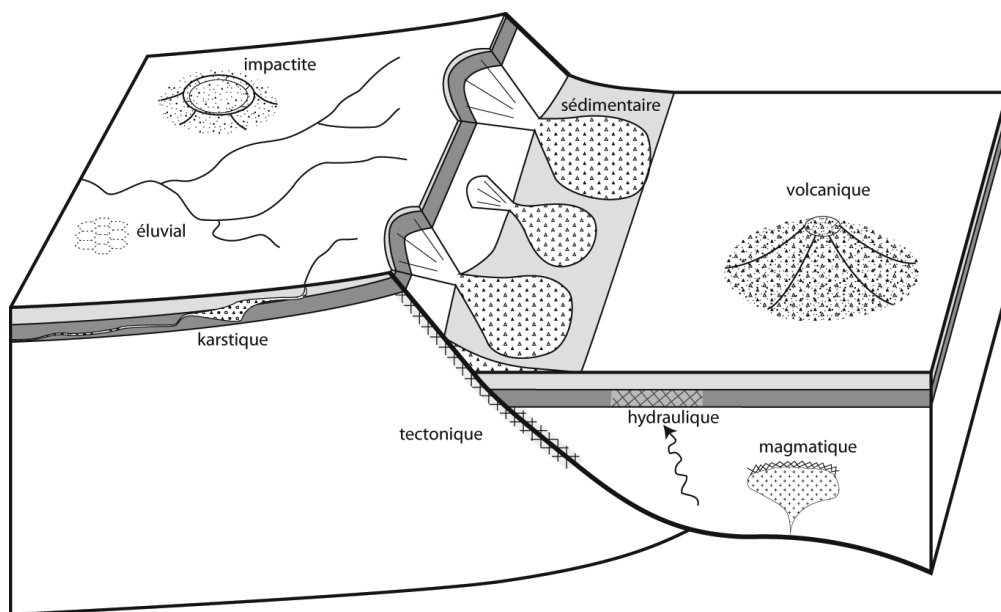


Figure 2.1. Représentation schématique des différents processus à l'origine de la formation de brèches (voir Chapitre V, article 2 ISTE).

Selon Shukla et Sharma, (2018), les brèches de différents types se retrouvent dans plusieurs contextes tectoniques favorables, ce qui les rend omniprésentes (Figure 2.2.).

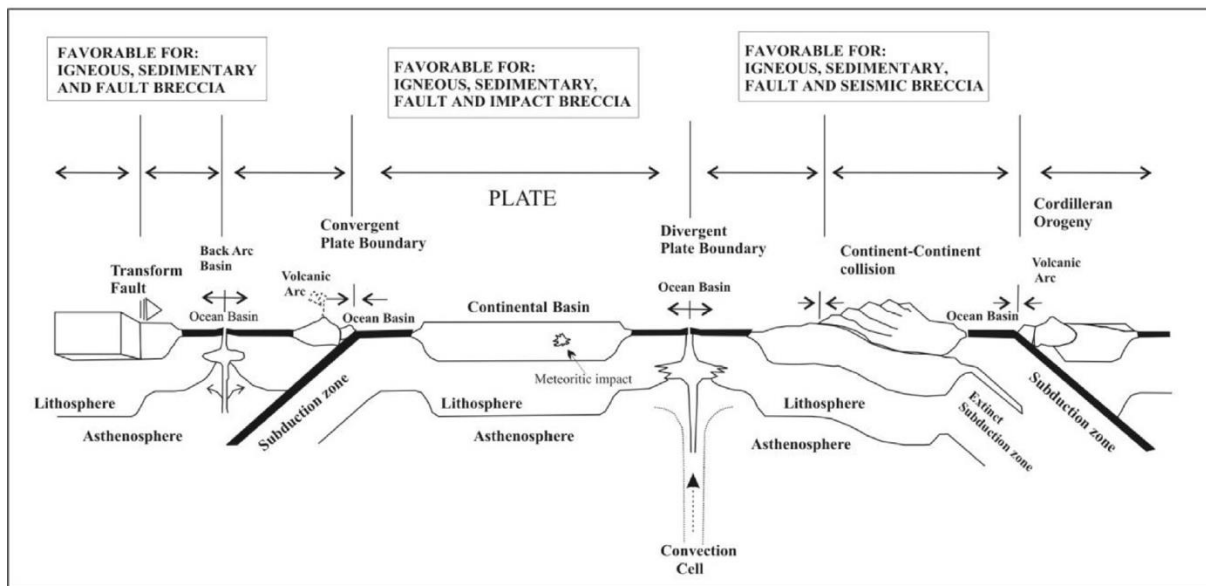


Figure 2.2. Schéma montrant les endroits favorables de la distribution générale de différents types de brèches dans différents contextes tectoniques (Shukla et Sharma, 2018).

2.1.4. Classifications des brèches

Les premières classifications et organisations de toutes les brèches sont celles proposés au début du XXe siècle (e.g., Norton, 1917 ; Grabau, 1924 ; Reynolds, 1928 ; Maslov, 1938). Étant donné l'énorme complexité et l'hétérogénéité de ce type de roches, certains géologues doutent qu'il soit possible d'établir une systématique globale des brèches (Laznicka, 1988). Les contributions les plus récentes sont rares, cependant une classification générale basée sur une revue de la littérature sur les brèches de diverses origines et leurs caractéristiques est proposée par Shukla et Sharma, (2018). Les auteurs simplifient la classification des brèches, en regroupant en trois grands types à partir des modes de formation (Tableau 2.1) : i) La brèche ignée formée par une seule sous-classe de brèche volcanique (ou volcanoclastique), subdivisée en brèche de coulée et brèche de tuff (Tableau 2.1). Les principales signatures diagnostiques de ces unités lithologiques sont la présence de fragments anguleux (>2 mm), de quartz bipyramidal hexagonal, l'orientation aléatoire des clastes et des minéraux ignés. ii) La brèche sédimentaire, avec deux sous-classes, la brèche de Chert résultant d'un remplacement et la brèche d'effondrement, formé par l'effondrement de roches partiellement dissoutes dans un paysage karstique, iii) la brèche tectonique, qui comprend des fragments, formés par l'action d'activités tectoniques. Les brèches de faille, brèches sismiques et brèches d'impact font partie de ce groupe en tant que sous-classe.

Tableau 2.1. Classification générale des brèches d'origines diverses et de leurs caractéristiques (Shukla et Sharma, 2018).

Types of breccia (in broad)	Sub-classes	Mode of formation (in general)	Diagnostic signatures
Igneous	Volcanic breccia or Volcaniclastic	Formed by explosive eruption of a volcano during which clast fragments set in a subordinate matrix of any composition and texture.	Angular fragments (>2 mm), hexagonal dipyrimal quartz, embayed quartz, mosaic of quartz, no preferred orientation of clasts, highly compacted and common igneous minerals (e.g. beta quartz, sanidine, glass shards, biotite, rutile, magmatic zircon)
	Igneous-hydrothermal breccia and Epithermal breccia-pipes	Formed by hydrofracturing of rocks due to highly pressured hydrothermal fluids	Angular fragments and brecciation processes follows the path of pre- existing planes of discontinuity
Sedimentary	Chert breccia	Chert is formed as resultant of replacement of pre-existing carbonate rocks, while the brecciation occurred in it due to the collapsing or crushing of Chert nodules (or layers) after the dissolution of underlying soluble bedrock or due to the tectonic activities.	Abundance of replacement textures; Poorly sorted, loosely compacted and immature fragments of rocks; Fragments and matrix both consist of microcrystalline quartz
	Collapse breccia	Formed by collapse of rocks in a karst landscape, when rocks are partly dissolved.	Dissolution textures
Tectonic	Fault breccia	Formed due to a) Grinding action of two fault blocks; b) Fracture of rocks by tectonic or gravitational stresses.	Unoriented & fractured grains, Brittle deformation features, Fault gauges.
	Seismic breccia	Formed by hydro fracturing of rocks generated due to an earthquake.	Associated with intrusive-related ore deposits such as skarns, greisens and porphyry-related mineralization.
	Impact breccia	Formed as a result of meteoritic impact on continental parts of the Earth.	Shocked minerals (quartz and feldspar), Planar deformation features (PDFs), shatter cones & impact glasses.

Nous pouvons également noter la classification des brèches de [Shanmugam et al., \(2017\)](#) en cinq types de brèches ([Figure 2.3](#)) : 1-2) de faille (ou tectonique) et volcanique qui sont soumises à la diagenèse et à la minéralisation hydrothermale, 3) impactite qui présente des caractéristiques de choc (e.g., quartz choqué) et une distribution sédimentaire localisée à proximité des cratères, 4) sédimentaire de dépôt qui présente une grande variabilité granulométrique, un transport et une provenance sédimentaire variable, une qualité de réservoir primaire souvent associée à des réservoirs pétroliers, 5) sédimentaire d'effondrement karstique pouvant être associée à une minéralisation économique (e.g., l'uranium),

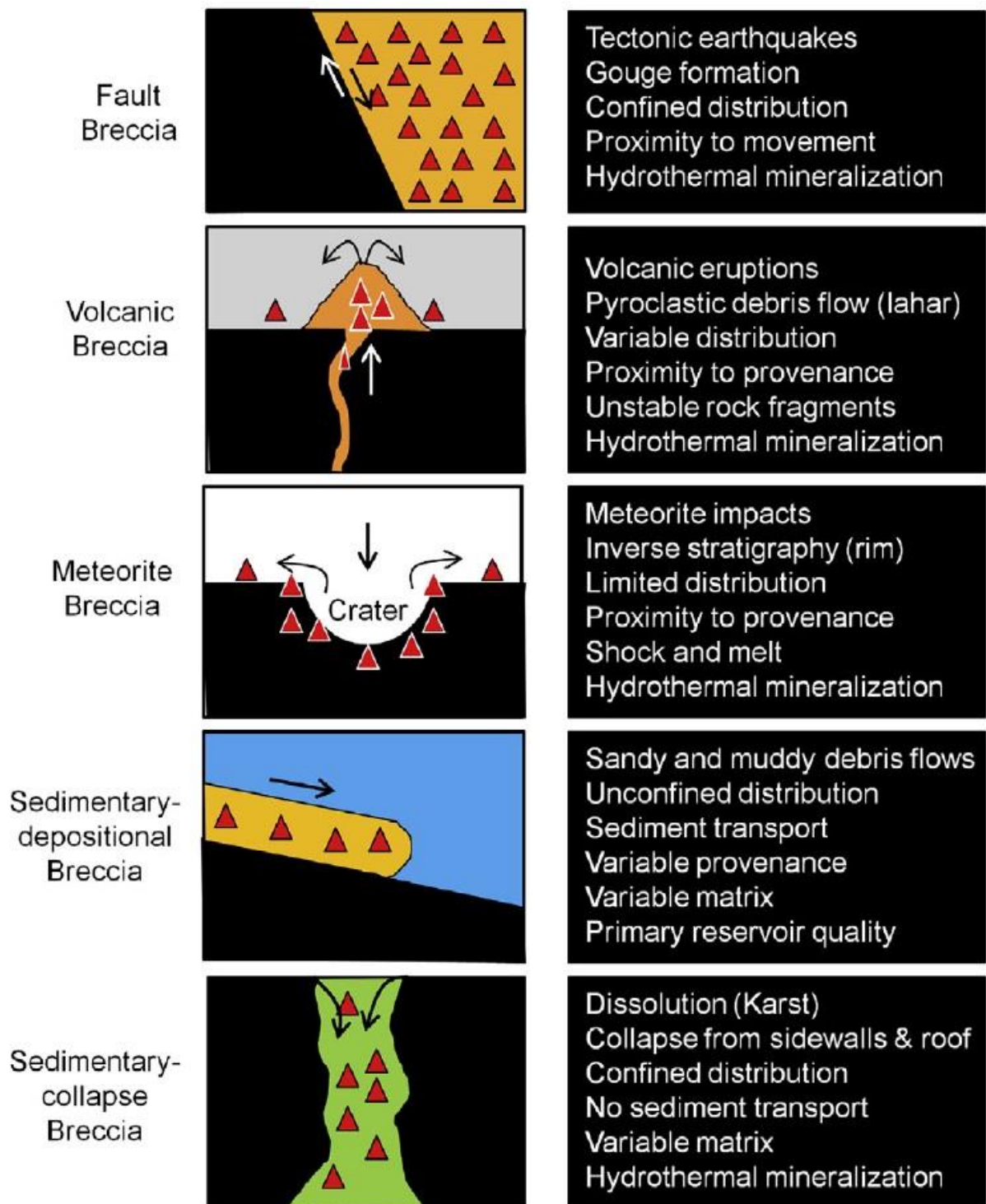


Figure 2.3. Schéma récapitulatif montrant cinq types de brèches avec des implications différentes (modifiée d'après [Shanmugam et al., 2017](#)).

2.2. Type de brèches sédimentaires

Cette partie présente une revue non exhaustive des brèches sédimentaires, classées en deux sous-classes (subaériennes et subaquatiques) ainsi que les différentes caractéristiques associées. Cette revue est basée sur les classifications proposées par [Norton, \(1917\)](#), [Reynolds, \(1928\)](#), [Blount et Moore \(1969\)](#), [Laznicka, \(1989\)](#), [Flügel, \(2010\)](#), [Shanmugam, \(2017\)](#) et [Shukla et Sharma, \(2018\)](#). Les systèmes de classification sont souvent basés sur des critères descriptifs ou sur des processus de formation ([Spence et Tucker, 1997](#)). La diagenèse des brèches sédimentaires dépend de leur processus de formation et pourra avoir des caractéristiques très différentes en fonction de leur origine ([Madden et al. 2017](#)).

2.2.1. Brèches subaériennes

2.2.1.1. Brèches de talus-pente et de glissement de terrain

Ces deux types de brèches sont regroupés en raison des caractéristiques communes, à savoir la force gravitaire et la présence de pente (e.g., glissement en bordure du lac oligocène de Marseille ; [Figure 2.4](#))

i) Les brèches de talus-pente, sont des éboulis cimentés, extrêmement limitées en largeur avec un matériel d'origine très local ([Reynolds, 1928](#)). Ces brèches d'éboulis sont caractérisées par une accumulation au pied des falaises souvent dépourvue de stratification, composées de clastes anguleux avec les plus gros (blocs) regroupés à la base de la pente, ainsi qu'une matrice lithologiquement identique aux clastes et formée par le matériel le plus fin issue de l'altération de la falaise et de l'éboulement ([Norton, 1917](#)). D'après [Norton, \(1917\)](#), il n'y a pas d'organisation zonale des clastes de différentes natures lithologiques.

ii) Les brèches de glissement de terrain ce sont des éboulements composés par un mélange chaotique de blocs de taille variable, transportés sur une distance considérable. Le mouvement est soudain et violent lié à d'importantes forces gravitaires, et les roches sont brisées par des impacts successifs, la fracturation en clastes de plus en plus petits ainsi que leur broyage en poudre s'effectuent si rapidement qu'elle ne laisse pas la possibilité d'arrondir les bords des clastes par attrition ([Norton, 1917](#)). La matrice est constituée de clastes et de matériaux pulvérisés et peut comprendre un apport de sols et de sous-sols arrachés et emportés pendant l'évènement ([Norton, 1917](#) ; [Reynolds, 1928](#)).

Les caractéristiques diagenétiques de ce type de brèches sont évoquées dans quelques rares études (e.g., [von der Borch et al., 1989](#); [Mustard et Donaldson, 1990](#); [Casabianca et al., 2002](#);

Sanders et al., 2009; Sanders, 2010 ; Sanders et al., 2018, 2010, 2022) : i) lithification d'une riche matrice fine et dissolution-reprécipitation météorique de boues carbonatées dans la matrice ; ii) remplissage géopétale, ciments en ménisque, ciments en franges isopaques micritiques à scalénoédriques sur les clastes et rarement en revêtement des pores ; iii) présence de micro-stalactites dans les mégaporosités ; iv) compaction et fracture peu abondantes ou absentes.

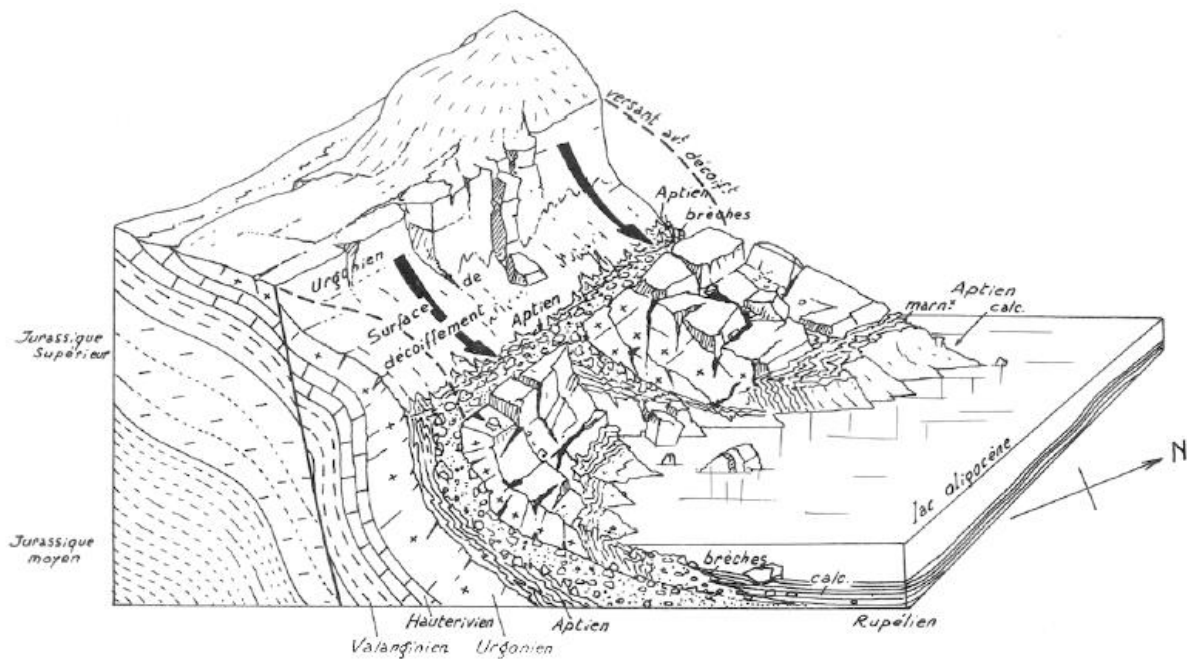


Figure 2.4. Glissement gravitaire subaérien d'ensemble de panneaux crétacés en bordure du lac oligocène (Guieu, 1977).

2.2.1.2. Brèches d'effondrement

Les brèches d'effondrement, brèches karstiques ou brèches de dissolution-solution sont liées aux phénomènes de karstification et d'effondrement du toit et des murs des grottes après un phénomène de dissolution (e.g., Friedman, 1997 ; Loucks, 2001 ; Figure 2.5). Cette brèche montre d'abondantes caractéristiques diagenétiques (e.g., Mylroie and Carew, 1990 ; McMechan et al., 1998; Loucks, 1999; Saller et al., 1999; Udchachon et al., 2014.) : i) formation de cavités par de dissolution météorique ou dans la zone de mélange ; ii) effondrement de la grotte et formation de brèches ; iii) des craquelures autour des clastes et des veines peuvent être présentes suite à une dessiccation ; iv) présence de reste fossiles terrestres et de paléocaliches avec des structures nodulaires dominantes ; v) recristallisation ou dissolution de bioclastes et création d'une porosité moldique ; vi) développement de stylolites autour des clastes et cimentation par pression-dissolution associée ; vii) matrice de brèche généralement cimentée

par de la calcite ou de la dolomite et enfin viii) une porosité vuggy, spéléothèmes et coulées de débris peuvent être localement présents.

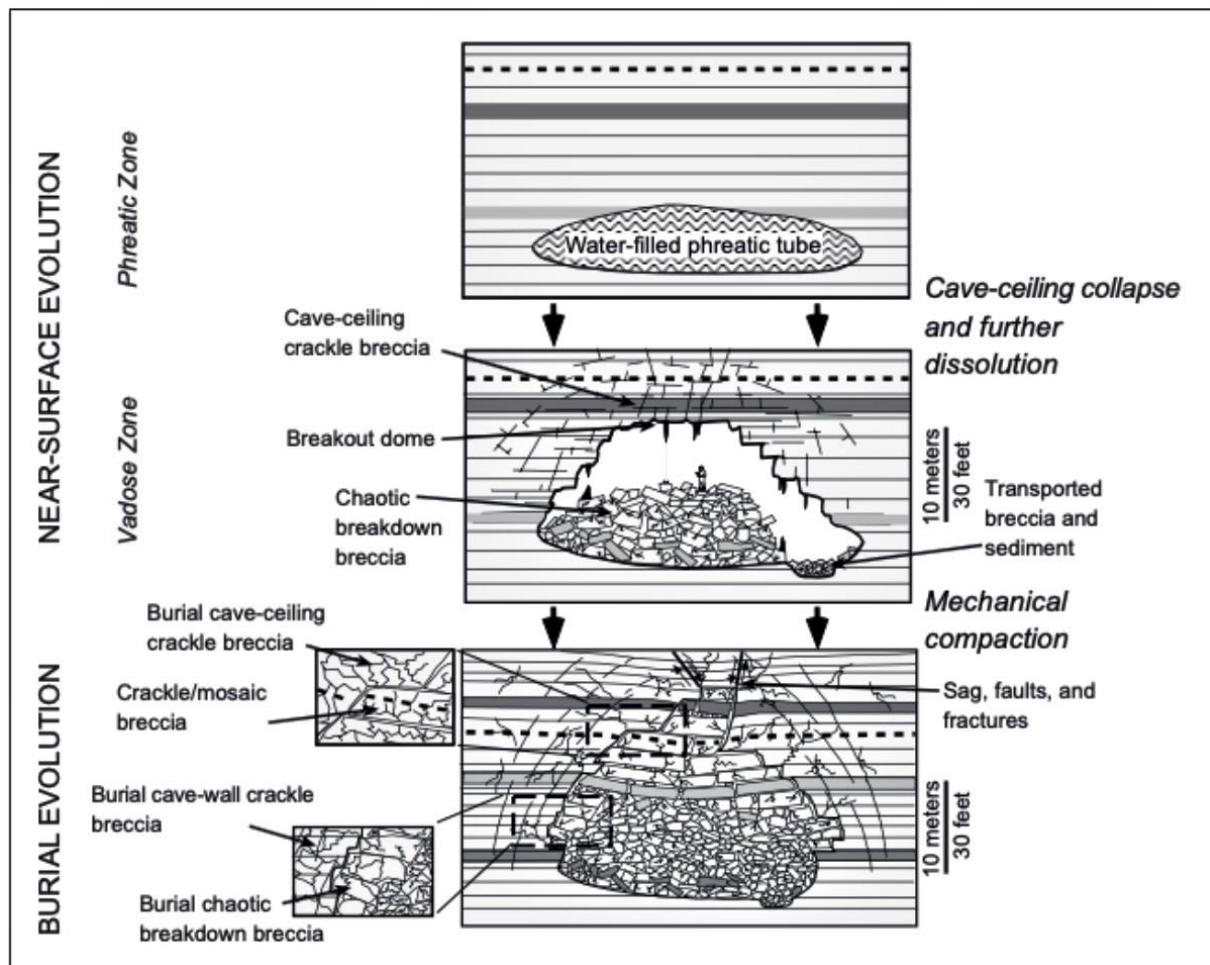


Figure 2.5. Diagramme schématisant l'évolution d'une seule cavité depuis sa formation dans la zone phréatique d'un environnement karstique proche de la surface jusqu'à son enfouissement (Tiré de Louks, 2007).

2.2.1.3. Brèches torrentielles

Les brèches torrentielles se localisent essentiellement dans les milieux arides désertiques ou semi-désertiques (e.g., Glennie, 1970 ; Nilsen, 1969, 1982 ; Bull, 1972 ; Garner, 1974 ; Turner, 1980). Ces brèches sont plus étendues et de composition plus variable que les brèches de talus et sont caractéristiques des régions à faible végétation et de pluies torrentielles occasionnelles très efficaces pour transporter les débris le long de la pente et les redistribuer en bas de pente (Reynolds, 1928). Comme ceux des brèches de talus-pente, les clastes de brèches torrentielles sont formés par altération mécanique. Mais contrairement à d'autres brèches subaériennes, les brèches torrentielles sont largement transportées par des cours d'eau intermittents et ses clastes

sont plus ou moins usés (émoussés ou arrondis) par l'eau formant une brèche imparfaite et est loin d'être un conglomérat typique de clastes bien arrondis (Norton, 1917). La matrice est souvent totalement comblée par une micrite fine boueuse ce qui explique probablement l'absence de phénomène diagenétiques dans ce type de brèche.

2.2.1.4. Brèches intraformationnelles

Les brèches intraformationnelles (dites aussi pseudo-brèches ou fausses brèches) sont souvent attribuées aux brèches formées par l'effondrement de couches à la suite d'une dissolution de matériels solubles comme les évaporites par exemple (Reynolds, 1928). Cependant, les brèches de caliche et les brèches produites par des processus diagenétiques sont souvent associées aux brèches intraformationnelles (e.g., Bathurst, 1975). Les brèches de caliche sont formées in situ dans des climats arides et semi-arides, contrôlée par des processus de pédogenèse et liée à une altération, une érosion, une dissolution et une rétraction importante (Flügel, 2010). Par exemple, la brèche de dessiccation se forme là où il y a de longs intervalles entre les périodes de sécheresse. Les couches superficielles de sédiments meubles de granulométrie fine, comme l'argile ou la boue calcaire, exposées à l'air, sèchent, se rétractent, se fissurent au soleil puis sont recouvertes à nouveau d'eau (Norton, 1917).

Les brèches intraformationnelles présentent de nombreux critères diagenétiques de reconnaissance (e.g., Bowles et Braddock, 1963; Blount et Moore, 1969; Swennen et al., 1990; Tucker, 1991; Freidman, 1997; Eliassen and Talbot, 2005) telles que : i) fluides météoriques entraînant la recristallisation et le néomorphisme de la matrice micritique ainsi qu'un phénomène de dédolomitisation ; ii) dissolution ; iii) cimentation microcristalline tapissant les pores, ciments isopaques, silts cristallins, ciments de la calcite équigranulaire avec une texture drusique ; iv) présence de sparite dolomitique et de quelques veines de calcite ; v) rares phénomènes de compaction et de stylolitisation, souvent associés à une bréchification tardive.

2.2.2. Brèches subaquatiques

2.2.2.1. Brèches de talus-pente et de glissement de terrain

Ces deux variétés peuvent être regroupées comme pour les brèches de talus-pente et de glissement subaérien, en raison de leurs caractéristiques communes. Elles consistent en des couches de clastes anguleux provenant de sources très proches, de chute de falaise, d'un escarpement ou d'un versant rocheux abrupt (Norton, 1917 ; Flügel, 2010). La matrice est

constituée d'un mélange de même nature que les clastes et de boue infiltrée, pouvant contenir les restes d'animaux aquatiques. Les brèches de talus et de glissement de terrain peuvent être distinguées les unes des autres par leurs profils caractéristiques (Norton, 1917) : i) le talus à pente régulière et lisse et la surface bosselée du glissement de terrain (e.g., Figure 2.6) ; ii) par l'extension plus longue du glissement de terrain par rapport aux talus et ; iii) par le glissement de terrain qui arrache les sédiments du fond marin sur lequel il se déplace et les mélange avec ses propres clastes. Les caractéristiques diagenétiques de ce type de brèches sont beaucoup plus nombreuses et bien contraintes par rapport à son équivalent subaérien (e.g., Hopkins, 1977; Huebert et al., 1977; Crevello et Schlager, 1980; James, 1981; James et Stevens, 1986; Pohler et James, 1989; Braithwaite et Heath, 1992; Wilson et Bosence, 1996; Spence et Tucker, 1997; Whalen et al., 2000; Pireno et al., 2009; Wilson et al., 2012; Tanos et al., 2013 ; Madden and Wilson, 2013, Madden et al., 2017 ; Cipriani, et Bottini, C., 2019) : i) cimentation marine syn-sédimentaire avec des ciments en frange fibreuse, des structures géopétales marines ; ii) dissolution des bioclastes aragonitiques et remplacement par néomorphisme, néomorphisme aggradant de la micrite ; iii) figures de compaction mécanique de la matrice et des clastes semi-lithifiés ; iv) présence de fossiles planctoniques dans la matrice et dans les clastes, si ces derniers proviennent de la pente ; v) figures de pression-dissolution aux limites des clastes et vi) présence de fracturations intenses.

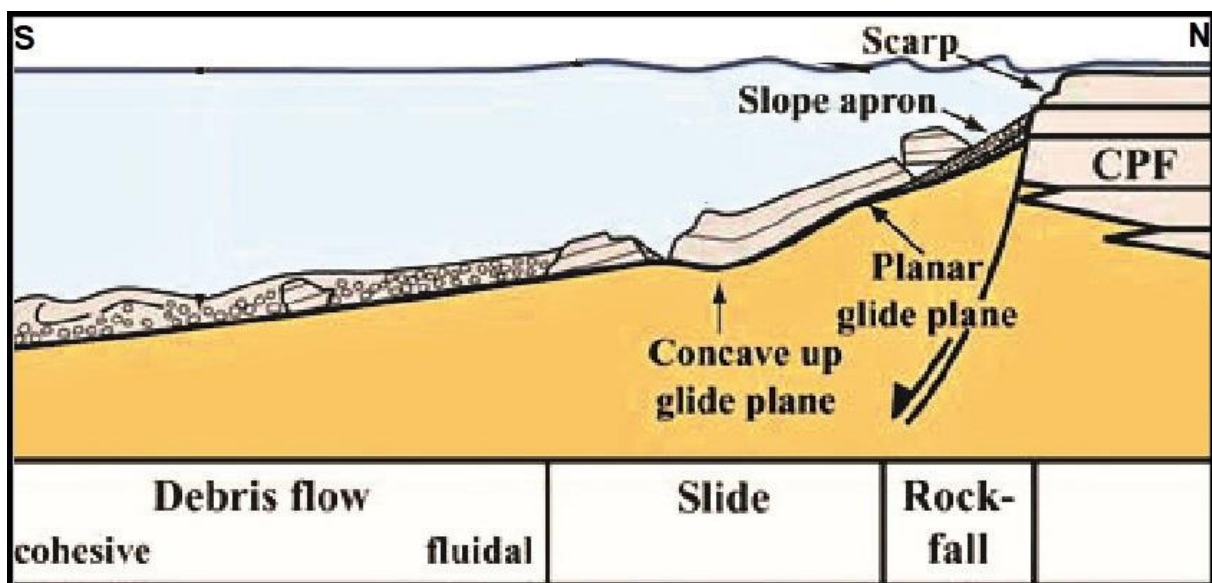


Figure 2.6. Écoulements gravitaires sous-marins (chutes de blocs, glissements, et coulées de débris) en masse dans le bassin provençal (Turonien supérieur-Coniacien moyen), qui viennent de la plateforme carbonatée (CPF) au nord (modifiée d'après Floquet et Hennuy, 2003).

2.2.2.2. Brèches péritidales et marines peu profondes

Brèche synsédimentaire formée par le matériel d'érosion de carbonates péritidaux, subtidaux peu profonds ainsi que des carbonates subaériens, souvent associé à des tempêtes dans les lieux de haute énergie intertidale, supratidale ainsi que sur les plages (Flügel, 2010). Les brèches de récifs coralliens font partie de ce groupe de brèches et elles sont constituées de matériel récifal et corallien érodé ainsi que par des restes d'organismes vivants dans ces environnements, souvent déposées sur la pente vers la mer à haute énergie (Flügel, 2010). La brèche corallienne, la variété la plus courante et la plus étudiée, est produite de plusieurs manières différentes, au fur et à mesure qu'un récif corallien s'élève vers le niveau de la marée basse. Ce groupe de brèches est très bien documenté sur tous les aspects sédimentologiques et diagenétiques.

Cette thèse se focalise sur les brèches de talus-pente et de glissement de terrain subaériennes (voir la partie 2.1.2.1.), en relation avec la présence de pente. Ce type de brèches a été beaucoup moins étudié que son équivalent subaquatique, du point de vue processus de dépôt, caractérisation sédimentologique et diagenétique. Ainsi nous proposons d'analyser plus en détail les points suivants : i) la description et l'organisation des faciès ; ii) la relation entre les faciès et les processus de dépôt, c'est à dire la relation déformation / sédimentation ; iii) l'évolution diagenétique et la paragenèse et enfin iv) la datation des brèches.

Chapitre III

METHODOLOGIE ET OUTILS ANALYTIQUES

3. Matériels et Méthodes

Ce chapitre présente les différents outils et méthodes analytiques utilisés pour répondre aux problématiques de cette thèse. Ici, un travail de terrain avec cartographie, levé de log sédimentologique, caractérisation de l'organisation géométrique, prélèvement des échantillons a été couplé à une analyse détaillée en laboratoire avec étude de lames minces, surfaces polies, pétrographie avancée, géochimie, géochronologie et modélisation analogique. Cette approche multi-échelle et multidisciplinaire permet : (i) à grande échelle de proposer un modèle géologique cohérent et de reconstituer l'évolution des bassins, et (ii) à petite échelle de proposer une classification des brèches sédimentaires et (ii) de remonter à leur processus de genèse et de préservation.

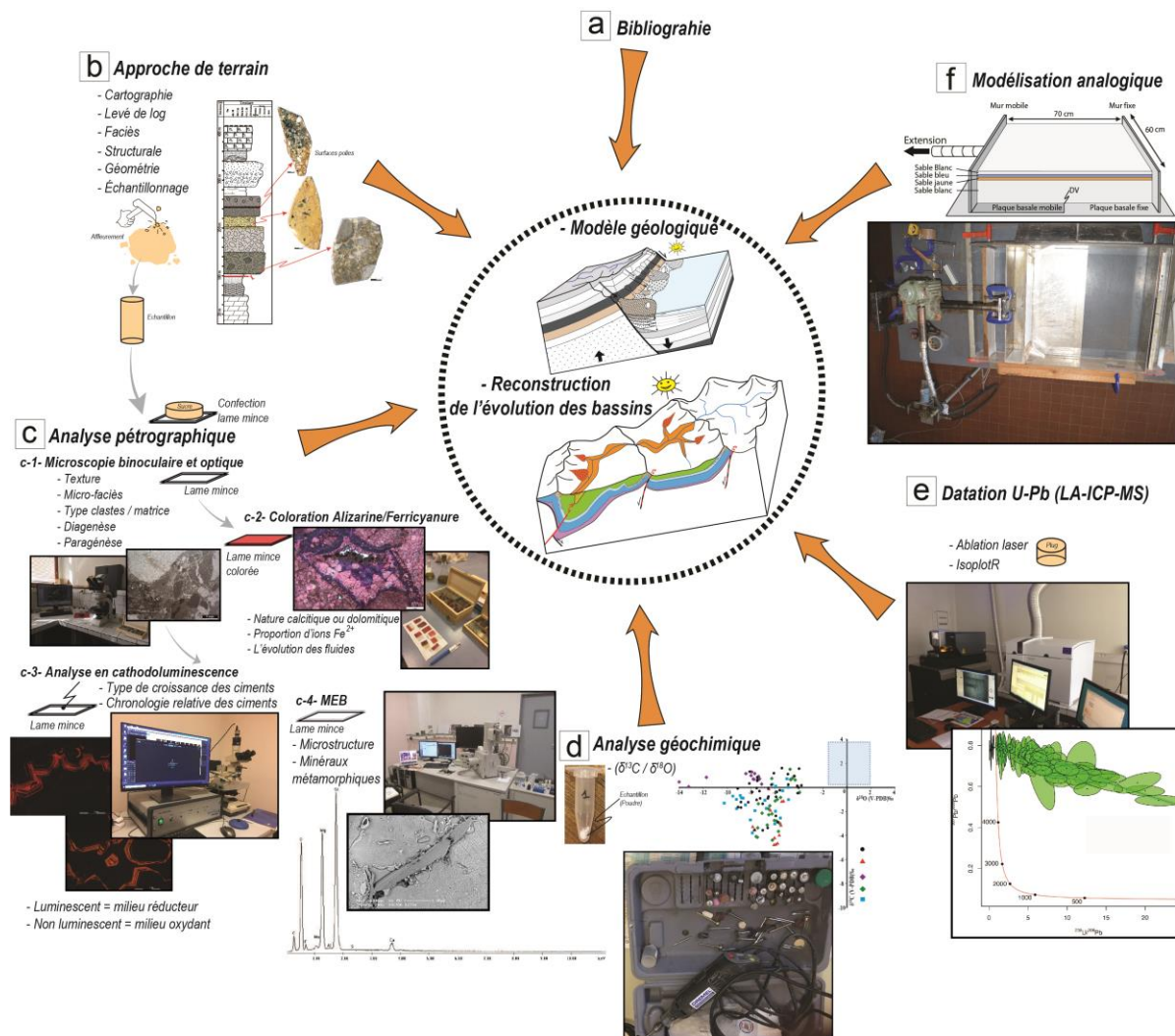


Figure 3.1. Approche méthodologique et outils analytiques de la thèse.

3.1. Approche de terrain

Une cartographie détaillée des brèches a été menée afin de préciser leur géométrie en 3D et les déformations pouvant les affecter. Les observations de terrain ont conduit à une caractérisation de ces brèches incluant la nature lithologique, la couleur de la roche, la forme des clastes, la nature de la phase de liaison (matrice), la texture macroscopique, les structures sédimentaires, la présence de contenu fossile, ainsi leur organisation spatiale et temporelle (voir Flügel, 2010). La classification de Blair et McPherson (1999) a été utilisée pour déterminer la taille des clastes et la granulométrie afin de proposer une nouvelle nomenclature et un nouveau code de faciès des brèches sédimentaires.

Plusieurs colonnes stratigraphiques ont été réalisées : une en Crète, près de la vallée d'Agios Nektarios, et quatre sur le flanc sud et nord du synclinal de Bas-Agly, dans le nord-est des Pyrénées. Deux cent cinquante échantillons de roche ont été collectés le long de ces cinq sections et sur plusieurs autres affleurements remarquables. Par la suite, ces échantillons ont permis de préparer des surfaces polies en laboratoire et des lames minces, dans le but de décrire les caractéristiques sédimentologiques des différents faciès de brèches et d'établir des paragenèses.

3.2. Analyses de laboratoire

3.2.1. Analyses pétrographiques

3.2.1.1. Microscopie binoculaire

Des échantillons de faciès de micro-brèches ont été trempés dans de l'eau distillée pendant 24 heures, puis passés à travers un tamis de 63 μ . Les microclastes piégés dans le tamis ont ensuite été séchés et observés au microscope binoculaire pour visualiser leur sphéricité afin de caractériser les modes de transport.

3.2.1.2. Microscopie optique et coloration des lames minces

Les caractéristiques diagénétiques ont été observées en utilisant la microscopie optique en lumière polarisée analysée et non-analysée sur 310 lames minces. Les séquences diagénétiques et la chronologie des ciments ont été établies, en utilisant les principes de recoupement, de superposition et d'inclusion.

Soixante-dix lames minces représentatives des différents faciès de brèches, ont été sélectionnées pour être colorées avec un mélange de rouge d'alizarine S et de ferricyanure de potassium afin de déterminer la nature des ciments carbonatés (voir [Dickson, 1965](#)).

Deux solutions sont préparées séparément : (i) solution de rouge d'alizarine S + acide chlorhydrique à 37 % + eau distillée. (ii) solution de ferricyanure de potassium + acide chlorhydrique à 37 % + eau distillée. La solution de mélange est préparée en mélangeant (i) et (ii) dans le rapport 3/2. Après 24 heures, les lames minces sont trempées dans la solution froide pendant 3 à 5 mn. Après trempage les lames minces sont lavées délicatement à l'eau distillée puis séchées.

Cette technique de coloration permet de distinguer quatre types différents de minéraux carbonatés (calcite, ferrocalcite, dolomite et ferrodolomite). La combinaison des deux solutions permet d'obtenir des couleurs différentes pour chacun des ciments, ce qui permet de différencier (i) la calcite, de couleur rose très pâle à rouge, (ii) la calcite ferreuse, de couleur bleu pâle à bleu foncé selon sa teneur en fer, ou de couleur mauve, pourpre et bleu royal selon le mélange, (iii) la dolomite, incolore, et (iv) la dolomite ferreuse, de couleur turquoise pâle à turquoise foncé, selon sa teneur en fer.

3.2.1.3. Microscopie à cathodoluminescence (CL)

L'analyse pétrographique a été complétée par des observations sous cathodoluminescence sur une quarantaine de lames minces avec des phases de cimentation importantes, afin d'améliorer la paragenèse établie à partir des observations en microscopie optique. Cette approche permet de caractériser les différentes phases de croissance cristalline et leur évolution temporelle (e.g. [Machel et Burton, 1991](#) ; [Machel, 1985, 2000](#)).

La cathodoluminescence a été réalisée à l'Université d'Aix-Marseille en utilisant l'appareil Cathodyne® mis en œuvre par *NewTec Scientific*. Les lames minces polies sont bombardées par un faisceau d'électrons de haute énergie produit par un canon à électrons avec un contrôle de stabilité du plasma de 2 kV à 22 kV et 25 μ A à 800 μ A de courant. Les images CL ont été capturées avec les paramètres suivants : 16 kV à 18 kV de tension, 160 μ A à 250 μ A de courant, 60 à 80 mTorr de pression de la boîte à vide et une vitesse d'obturation comprise entre 2,7 s et 4 s.

3.2.1.4. Microscopie électronique à balayage (MEB)

Afin d'identifier les minéraux métamorphiques néoformés non reconnaissables par microscopie optique, dix lames minces ont été sélectionnées, puis analysées et imagées sous faible vide avec le microscope électronique à balayage environnemental (MEB) Philips XL 30 de la Plateforme de Recherche Analytique Technologique et Imagerie (PRATIM, Aix-Marseille Université, FSCM, France), équipé d'un filament LaB6 et d'une analyse par rayons X à dispersion d'énergie (EDAX Genesis équipé d'un détecteur Apollo 10 SDD). Les paramètres analytiques utilisés étaient les suivants 20 keV ; mode d'électrons rétrodiffusés BSE ; pas de revêtement de carbone; pression de 0,2 Torr.

3.2.2. Analyses des isotopes stables du carbone et de l'oxygène ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$)

Afin de contraindre les environnements diagénétiques des phases carbonatées distinctes dans les brèches sédimentaires, 250 échantillons de carbonate en poudre de roches en vrac ont été préparés puis analysés pour connaître la composition isotopique de l'oxygène et du carbone. Les poudres ont été prélevées à l'aide d'un outil de micro-foreuse de type Dremel sur des échantillons sélectionnés de clastes, de matrices de brèches (micrite, calcisiltite, calcarénite) et de ciments afin d'avoir une représentation exhaustive.

Les analyses isotopiques ont été réalisées au Laboratoire Leibniz de datation radiométrique et de recherche sur les isotopes stables de l'Université de Kiel (Allemagne) à l'aide d'un dispositif de préparation des carbonates Kiel IV connecté à un spectromètre de masse MAT 253 de ThermoFinnigan. Les poudres de carbonate ont été mises en réaction par addition individuelle d'acide avec de l'acide phosphorique à 100 % (H_3PO_4) sous vide à une température constante de 75°C. Chaque gaz CO_2 dégagé a été analysé huit fois par le spectromètre de masse. Toutes les valeurs sont rapportées en pour mille par rapport à la V-PDB (Vienna Pee Dee Belemnite) en attribuant les valeurs $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$ de +1,95 ‰ et -2,20 ‰ à NBS19 et +2,46 ‰ et -2,37 ‰ à IAEA-603, respectivement. La reproductibilité et le contrôle de qualité ont été contrôlés par l'analyse répétée des étalons carbonatés internes du laboratoire calibré à Hela1, HB1, SHK et Salv3 (dolomite). L'erreur externe standard (précision) pour le matériel standard de carbonate était meilleure que $\pm 0,08$ ‰ et $\pm 0,05$ ‰ pour $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$, respectivement. Les échantillons contenant de la dolomite ont été analysés avec des temps de réaction plus longs (18 minutes), ce qui est suffisant pour la réaction complète de la dolomite, tandis qu'une méthode standard (4 minutes) a été utilisée pour les autres échantillons. Les mesures en vrac reflètent une

combinaison des compositions isotopiques des différents composants carbonatés des brèches (clastes, matrice, ciments) et leur proportion relative dans la roche en vrac.

3.2.3. Géochronologie U/Pb des carbonates

La calcite (CaCO_3) ainsi que d'autres minéraux carbonatés (e.g., l'aragonite, la dolomite ou la magnésite), peuvent incorporer de l'uranium lors de leur formation dans divers environnements géologiques (diagenétiques, biogéniques, ignés, métamorphiques et hydrothermales), ce qui en fait un chronomètre potentiellement approprié pour la géochronologie U-Pb et U-Th (Roberts et al., 2020). La technique de datation U-Pb avec la spectrométrie de masse par plasma à couplage inductif (LA-ICP-MS) permet un échantillonnage direct à petite échelle pour fournir des analyses de haute précision des isotopes élémentaires et stables de matériaux solides et offre un moyen de mesure pour obtenir l'âge radiométrique des minéraux carbonatés. Le premier article révélateur de cette méthode est publié par Li et al. (2014), sur la datation de ciments de calcites précoces dans des ammonites du Toarsien. Depuis, de plus en plus, la datation de minéraux carbonatés a été appliquée sur des ciments carbonatés d'origines variées: (1) des veines calcitiques (e.g., Coogan et al., 2016) ; (2) des calcites sur plan de failles (e.g., Ring et Gerdes, 2016 ; Roberts et Walker, 2016 ; Parizot et al., 2021) ; (3) des carbonates pédogénétiques et de calcrètes (e.g., Methner et al., 2016 ; Liivamägi et al., 2018 ; Kurumada et al., 2020) ; (4) des ciments calcitiques précoces et/ou tardifs (e.g., Drake et al., 2017 ; Mangenot et al., 2018 ; Godeau et al., 2018 ; Drost et al., 2018 ; Hellwing et al., 2018 ; Frisch et al., 2019 ; Brigaud et al., 2021 ; Montano et al., 2021). La nouveauté dans notre étude réside dans le fait qu'en plus des ciments précoces calcitiques généralement ciblés pour datations dans les travaux antérieurs (dont certains sont cités ci-dessus), nous avons initié une nouvelle approche en appliquant cette méthode sur la micro-calcite (une micrite avec des cristaux $< 10 \mu\text{m}$).

Afin de répondre à la question de l'âge de formation des brèches du synclinal du Bas Agly, nous avons donc appliqué cette approche sur la micrite carbonatée (micro-calcite) de la phase syngénétique et le ciment précoce de l'espace interclastique (matrice) des brèches, sur des clastes de brèche ou encore sur des veines de calcite tardives.

Les datations U-Pb ont été réalisées par la méthode d'ablation laser couplée à la spectrométrie de masse à plasma (LA-ICPMS) dans la plateforme analytique GeOHeLiS (Univ. Rennes 1) en

utilisant un laser excimer ESI NWR193UC couplé à un ICP-MS quadripôle Agilent 7700x équipé d'un système de pompage double pour améliorer la sensibilité (Paquette et al., 2014). Le matériel ablaté est transporté par l'intermédiaire d'un flux d'hélium, puis mélangé à l'azote et à l'argon avant d'être injecté dans la source de plasma. L'alignement de l'instrument et l'étalonnage de la masse ont été effectués avant chaque session d'analyse en utilisant le verre de référence NIST SRM 612, en inspectant le signal ^{238}U et en minimisant le rapport ThO^+/Th^+ ($<0,5\%$). Au cours d'une analyse, les signaux des masses ^{43}Ca , $^{204}(\text{Pb}+\text{Hg})$, ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{232}Th et ^{238}U ont été acquis. Le signal ^{235}U est calculé à partir de ^{238}U sur la base du rapport $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}=137,818$ (Hiess et al., 2012). Les analyses individuelles réalisées dans des sections épaisses polies montées dans des rondelles d'époxy, consistaient en 20 s d'intégration de fond suivie de 30 s d'intégration avec le tir laser, puis d'un délai de 10 s pour laver l'échantillon précédent. Des diamètres de tir d'ablation de $100\ \mu\text{m}$ avec des fréquences de répétition de 10 Hz ont été utilisés pour toutes les analyses. Les données ont été corrigées pour le fractionnement U-Pb et pour le biais de masse par les mesures répétées du matériau de référence de calcite WC-1 ($254,4 \pm 6,4\ \text{Ma}$; Roberts et al., 2017). En outre, le matériau de référence WC-1 a été analysé comme un inconnu (contrôle de qualité) et a donné un âge de $258,4 \pm 3,6\ \text{Ma}$ ($N=59$, $\text{MSWD}=1,01$). La réduction des données a été réalisée avec le logiciel Iolite 4 (Paton et al., 2010 et 2011) et le schéma de réduction des données VizualAge UcomPbine (Chew et al. 2014). Le traitement des données et le calcul de l'âge ont été réalisés avec le logiciel IsoplotR (Vermeesch, 2018).

3.2.4. Modélisation analogique

Le but des expériences réalisées est de reproduire avec du sable l'organisation géométrique des sédiments dans le talus-pente en fonction de l'évolution de la zone de déstabilisation afin de comparer les résultats avec nos cas naturels.

La technique de modélisation utilisée ici est similaire à celle habituellement utilisée pour les expériences traitant des systèmes fragiles au Laboratoire de Tectonique Expérimentale de Géosciences Rennes (Université de Rennes, FRANCE) et qui a été décrite dans de nombreuses études (e.g., Vendeville et al. 1987 ; Krantz, 1991). Les couches fragiles ont été simulées par du sable de Fontainebleau, dont l'angle de frottement interne est proche de 30° (Krantz, 1991) et dont la densité (σ) est de l'ordre de $1400\ \text{kg/m}^3$. Le sable sec n'a pas de cohésion, afin d'obtenir une cohésion qui permette la création de falaises, nous avons mélangé le sable avec

de l'eau. Après plusieurs essais, un poids d'eau de 0,03% du poids du sable a été ajouté et mélangé pour obtenir un sable humide avec une cohésion idéale pour la formation de falaise de 0,5 à 1 cm dans l'expérience.

Pour la première série d'expériences Bre 1 à Bre 4, le dispositif expérimental consistait en une plaque basale rigide fixe sur laquelle une plaque mobile mince fixée à une paroi latérale mobile induit une discontinuité de vitesse (DV) à la base du modèle ([Figure 3.1f](#)), qui localise la déformation (cf. [Malavielle, 1984](#) ; [Balé, 1986](#) ; [Allemand et al. 1989](#) ; [Ballard, 1989](#) ; [Nalpas et al., 1999](#)). Le modèle est limité par des murs latéraux (un fixe l'autre mobile) et a une taille de 70 x 60 cm, suffisamment large pour limiter les effets de bord. Les modèles sont constitués de quatre couches, toutes déposées avant la déformation, avec de bas en haut : 12 cm de sable blanc, 1,5 cm de sable jaune, 1,5 cm de sable bleu et 1,5 cm de sable blanc. Pour représenter une faille normale active, une extension perpendiculaire à la DV est appliquée à la paroi et à la plaque mobile au moyen d'un piston actionné par un moteur pas-à-pas dont la vitesse est contrôlée par ordinateur. La quantité d'extension est de 10 cm et la vitesse d'extension est de 15 cm/h.

Pour la deuxième série d'expériences Bre 5, le dispositif expérimental consistait en une plaque basale rigide fixe sur laquelle étaient fixées deux parois latérales, une de chaque côté de l'expérience ([Figure 3.1](#)). Comme dans la première série, le modèle a une taille de 70 x 60 cm. Le modèle est constitué de quatre couches, composées, de bas en haut, de : 6 cm de sable blanc, 1,5 cm de sable jaune, 1,5 cm de sable bleu 1,5 cm de sable blanc. Pour représenter un talus actif sans extension, une topographie est créée dans l'expérience au niveau des couches de sable de couleur en les recoupant selon une pente d'environ 60° à 70° juste après leur dépôt.

Pour les deux séries d'expériences, des photographies de la surface du modèle ont été prises à intervalles de temps réguliers (30s) afin d'observer le développement des structures. À la fin de l'expérience, la structure interne a été observée sur une série de sections transversales coupées parallèlement à la direction d'extension (perpendiculaire à la DV) pour la première série d'expériences, ou perpendiculairement à la pente pour la seconde série. Les couches de sable ont été réalisées avec des sables de différentes couleurs afin de révéler les structures et de les observer sur les photographies, mais la couleur du sable ne modifie pas son comportement mécanique. Les expériences ont été conçues de manière à tester plusieurs organisations des couches de sable, entre sable sec et sable humide. Lorsque le sable est sec donc sans cohésion, la pente d'un talus correspond à l'angle de friction interne du sable, environ 30°, et lorsque le

sable est humidifié, il est possible d'obtenir une pente avec un angle élevé (entre 60° et 90°). Dans la première série d'expériences, l'augmentation du relief pendant l'extension et la diminution de l'humidité dans le sable produisent une chute de sable. Dans la deuxième série d'expériences, après la création du relief seule la diminution de l'humidité dans le sable produit une chute de sable. Les chutes de sable observées dans les expériences sont comparables aux chutes de pierres associées aux talus-pente dans la nature.

Chapitre IV

CONTEXTE GENERAL DES SITES D'ETUDES

4. Contexte général des sites d'études

L'objectif de ce chapitre est de replacer dans le contexte géologique général les deux cas d'études (récent crétois et ancien Pyrénéen). Dans un premier temps, le cadre géographique ainsi que le contexte structural et paléogéographique à l'origine de la mise en place des brèches étudiées sont succinctement présentés. Par la suite, nous présentons la stratigraphie des dépôts sédimentaires.

4.1. Crète : un système géologique récent

4.1.1. Cadre géographique et objet d'étude

4.1.1.1. Cadre géographique

La Crète est une île grecque, située dans la partie orientale de la Méditerranée, au sud-est de la péninsule grecque (Figure 4.1.A.). La Crète est bordée par la mer de Crète au nord, la mer Méditerranée à l'ouest, la mer de Libye au sud et le bassin levantin à l'est (Figure 4.1.A.). L'île montre une forme allongée, qui s'étend sur 260 km d'est en ouest et sur 60 km du nord au sud, dans sa plus grande largeur. Trois massifs montagneux très karstifiés dominent le paysage crétois (Figure 4.1.B.) : (i) les Lefka Ori ou montagnes blanches à l'ouest (culminant à 2452 m); (ii) le massif du mont Dicté ou Dictéa à l'est (culminant à 2148 m); et (iii) le mont Ida ou Psiloriti au centre avec le point le plus haut des sommets de l'île à 2456 m d'altitude. Ces massifs sont séparés les uns des autres par des bassins remplis par des dépôts du Néogène.



Figure 4.1. Cadre géographique et localisation de la zone d'étude : (A) Vue Google Earth© montrant la position géographique de l'île de la Crète ; (B) Vue en relief sur Google Earth© mettant en évidence les trois massifs montagneux culminant le paysage crétois ; la localisation de la zone d'étude est indiquée par un rectangle rouge.

La position actuelle de la Crète (Figure 4.2.) est liée à la subduction de la mer de Libye, où la côte sud de la Crète marque la limite entre la plaque hellénique et la plaque africaine (Fabre et Maire, 1983). Après les phases tectoniques tangentielles et plicatives de l'Oligo-Miocène (nappes de charriages, série décollée de Tripolitza), l'île a été soumise à une intense néotectonique plio-quaternaire de type cassant et à de grands soulèvements verticaux (Voir la partie 4.1.2), d'où la forte surrection en horst des trois massifs crétois (Fabre et Maire, 1983).

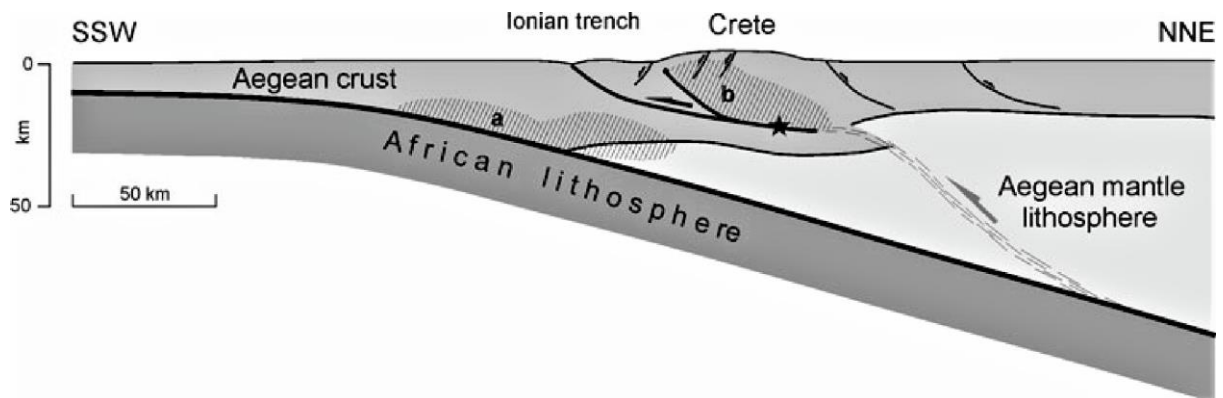


Figure 4.2. Coupe schématique de la lithosphère à travers l'ouest de la Crète (Caputo et al., 2010).

4.1.1.2. Objet d'étude

La zone d'étude est située le long de la côte sud-ouest de la Crète et plus particulièrement autour du piémont de Sfakion (Figures 4.1.B. et 4.3.). Ce système est représenté par une épaisse formation de brèches en association à des glissements superficiels (e.g., Blair et McPherson, 1995) et des conglomérats d'âge Pléistocène-Holocène attribués à des dépôts de cônes alluviaux (e.g., Nemeč et Postma, 1993, Blair et McPherson, 1995, Pope et al., 2016), préservés le long des reliefs. Le piémont de Sfakion présente une plaine côtière apparente sur environ 20 km de long et de 1,5 à 2,5 km de large, d'est en ouest, limitée au nord par une faille normale majeure orientée E-W ("Faille Sfakia", Figure 4.3. et 4.4), parallèle à la côte.

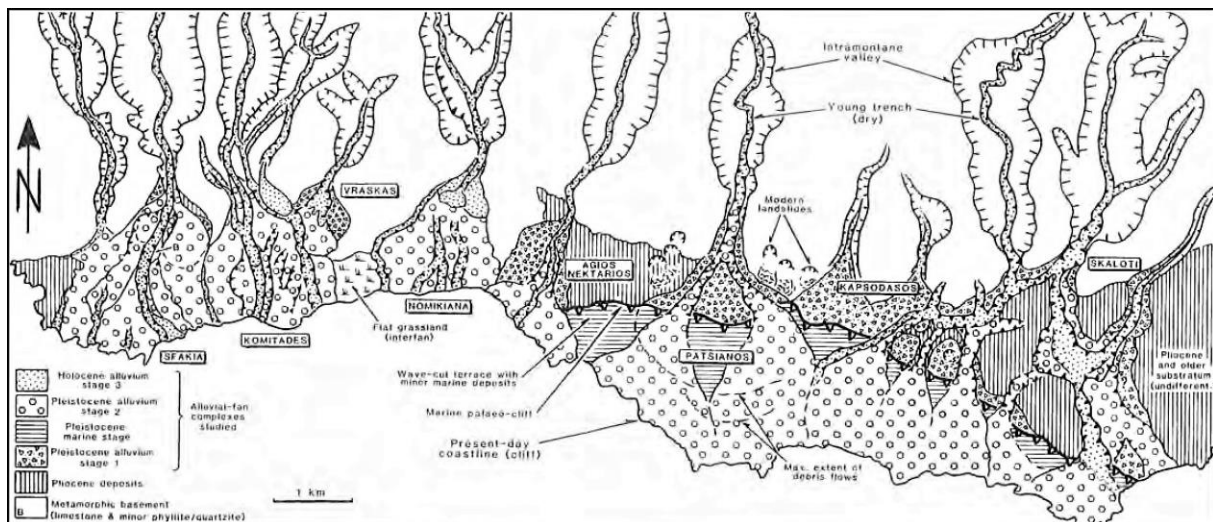


Figure 4.3. Carte du système complexes de cônes alluviaux du piémont de Sfakion, montrant les trois principales divisions stratigraphiques (stades de dépôt) et les escarpements topographiques (Nemec et Postma, 1993).

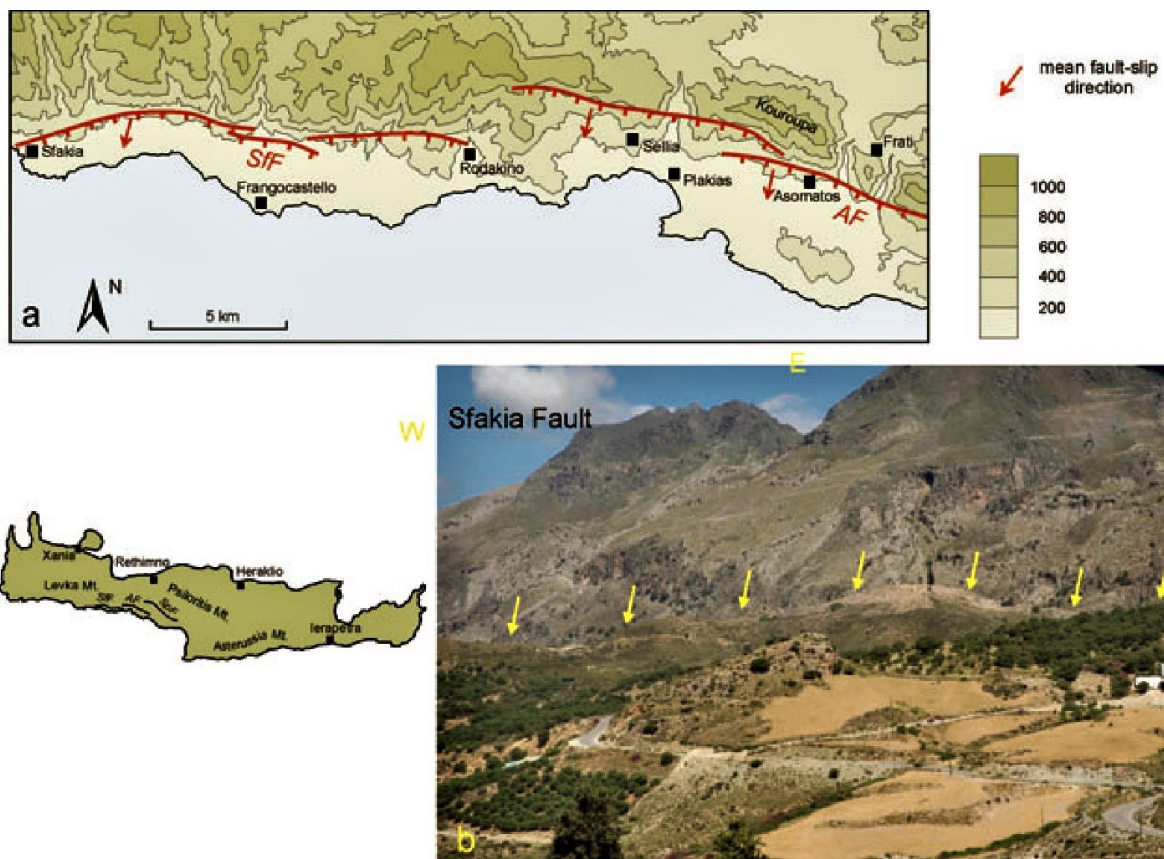


Figure 4.4. Failles normales actives du sud-ouest de la Crète, orientées WNW-ESE (Caputo et al., 2010) : a) Carte topographique et tracé de la surface de la faille de Sfakia (SfF) et Asomatos (AF) ; b) Vue panoramiques des cicatrices de la faille de Sfakia.

4.1.2. Contexte structural et paléogéographique

L'histoire géologique de la Crète s'inscrit dans l'histoire tectonique et paléogéographique de la région Égée-Anatolienne (Figure 4.5.). Il y a environ 45 Ma, le recul de la subduction hellénique induit une extension d'arrière-arc de type « *core complex* » (Jolivet et al., 2013, Figure 4.6. et 4.7.). L'extension a commencé progressivement avec la formation du complexe métamorphique des Rhodopes à l'Éocène (e.g., Jolivet et al., 2003, 2013 ; Jolivet et Brun, 2010, Figure 4.6. et 4.7.) puis a migré vers les Cyclades et le nord du massif des Menderes à Oligo-Miocène (e.g., Jolivet et Brun, 2010 ; Jolivet et al., 2013 ; Jolivet et Faccenna, 2000, Figure 4.6. et 4.7.). Le retrait progressif de la plaque africaine (Slab) provoque la migration des processus tectoniques, métamorphiques et volcaniques depuis le nord vers le sud (e.g., Jolivet et al., 2013 ; Menant et al., 2016, Figures 4.5. ; 4.6. et 4.7.). D'après Jolivet et al. (2008), la subduction du domaine océanique du Pinde pourrait avoir initiée la dynamique de recul du Slab.

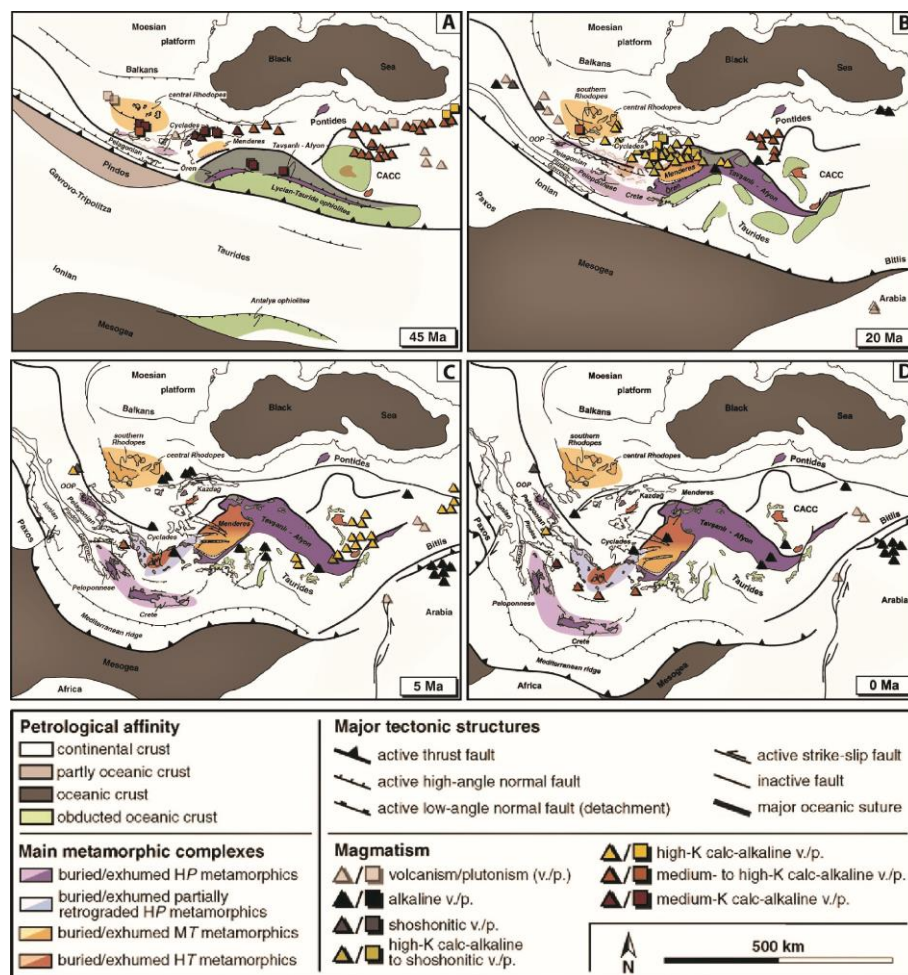


Figure 4.5. (A-D) Cartes paléo-tectoniques du modèle de reconstruction cinématique de la région de la Méditerranée orientale (Menant et al., 2016) : CACC (Complexe Cristallin de l'Anatolie Centrale) ; OOP (fenêtres tectoniques de Olympos-Ossa-Pelion).

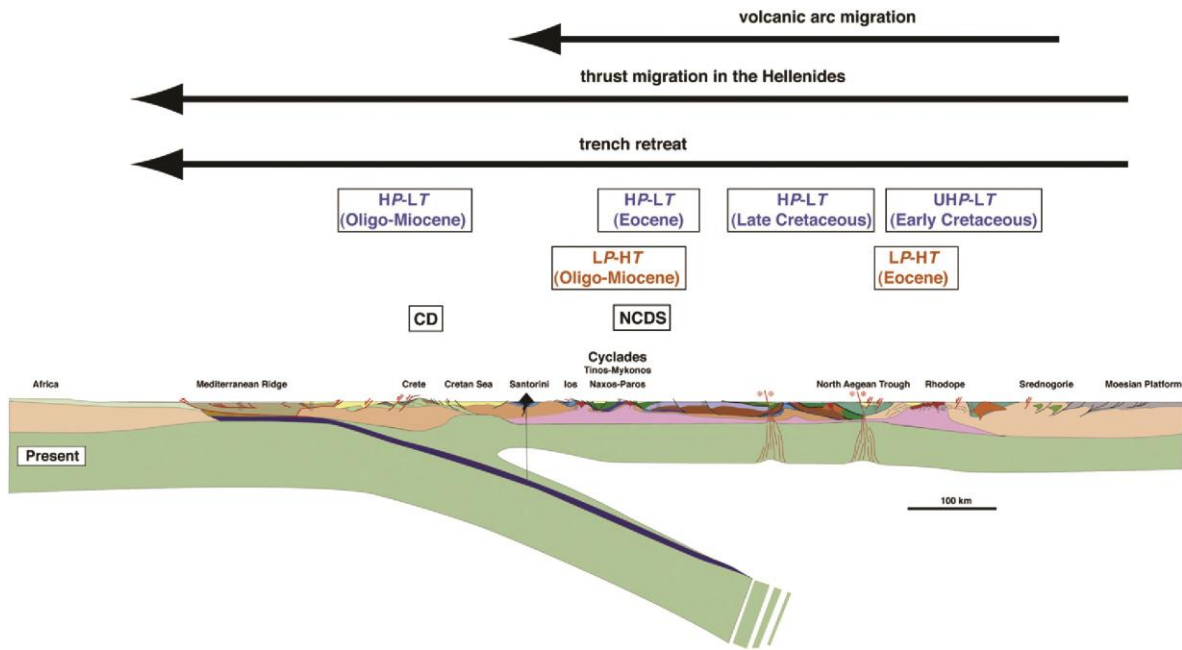


Figure 4.6. Coupe transversale N-S de la région égéenne de la marge passive de l'Afrique du Nord jusqu'à la plate-forme Moésienne en passant par la Crète, les Cyclades et le massif des Rhodopes d'après Jolivet et Brun (2010) et la migration vers le sud des processus métamorphiques, tectoniques et magmatiques (Jolivet et al., 2013).

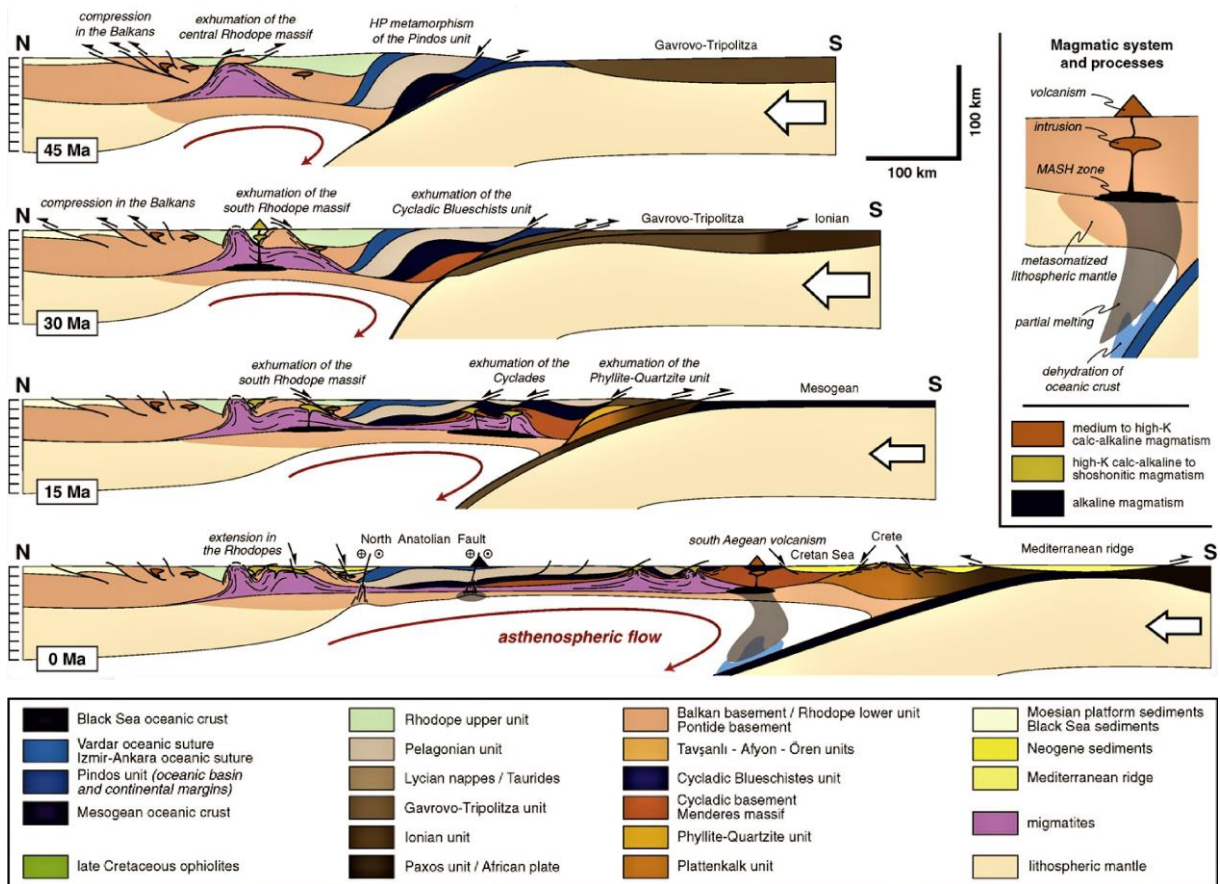


Figure 4.7. Coupes transversales reconstituées de la région égéenne mettant en évidence les différents processus de genèse du magma (modifié d'après Menant et al., 2016).

Au Miocène moyen, l'extension de la croûte continentale est localisée dans deux zones de cisaillement principales, le massif des Menderes à l'est et les Cyclades à l'ouest (Jolivet et al., 2013). A partir du Miocène supérieur, l'extension est distribuée à l'échelle de l'ensemble de l'Égée et implique le développement de très nombreux horsts et grabens, aussi bien en domaine marin qu'en Grèce continentale (Hall et al., 1984 ; Jolivet et al., 2008).

En Crète, Thomson et al. (1998, 1999) et Gautier et al. (1999) proposent un âge minimum de 19 Ma pour le début de l'extension de type détachement. Par la suite, le détachement crétois est déformé par de grands plis orientés ESE – WNW (e.g., Kopp, 1978 ; Greiling, 1982 ; Meulenkamp et al., 1988 ; Kiliyas et al., 1994 ; ten Veen et Postma, 1999a, b ; Zulauf et al., 2002 ; van Hinsbergen et Meulenkamp, 2006). Ces plis sont recoupés par une mosaïque complexe de failles normales qui ont formé des bassins à la fin du Néogène (van Hinsbergen et Meulenkamp, 2006). La déformation tardi-néogène était principalement dominée par des failles normales E – W et des failles décrochantes ENE – WSW (ten Veen et Meijer, 1998 ; ten Veen et Postma, 1999a ; Fassoulas, 2001 ; Ring et al., 2001 ; ten Veen et Kleinspehn, 2003 ; van Hinsbergen et Meulenkamp, 2006).

L'extension généralisée qui régnait au Miocène a été progressivement remplacée par un système de décrochement dextre NE-SW entraînant la formation de bassins de type pull-apart durant le Plio-Quaternaire (Sakellariou et al., 2019). Des zones de failles héritées du Miocène moyen à supérieur ont été réactivées par les décrochements du Plio-Quaternaire (Sakellariou et al., 2019). Pendant la période fini-Pléistocène - Holocène, l'expansion de la mer Egée était plus importante au sud et la courbure de l'arc égéen s'est probablement accentuée, engendrant un régime tectonique extensif durant toute cette période et la formation des failles normales N-S (Angelier, 1978). De plus, une rotation antihoraire de 90° du centre de la Grèce a été enregistrée dans la mer Égée (e.g., Bohnhoff et al., 2005 ; Shaw et Jackson, 2010). Cette dernière a induit une importante transtension au sud de la Crète, responsable de remarquables effondrements (e.g., Fassoulas et al., 1994 ; Ring et al., 2001 ; Papanikolaou et Vassilakis, 2010). Les données récentes de sismiques haute-résolution montrent, qu'à l'actuelle, un cadre tectono-stratigraphique similaire à celui de la fin du Miocène et des faciès sédimentaires (de brèches essentiellement), similaires à ceux exposés dans l'Ierapetra Graben, prédominent le long des pentes continentales au sud de la Crète (e.g., Alves et al., 2007 ; Kokinou et al., 2012 ; Alves et al., 2018).

L'extension crustale N-S de la fin du Néogène a conduit au développement de failles à orientation W-E à WNW-ESE et N-S (Figure 4.8.), et principalement de failles « dip-slip » normales (e.g., Angelier, 1979 ; Skourtsos et al., 2007 ; Caputo et al., 2010). Trois grandes

zones de failles à pendage sud (70° - 75° de pendage et des hauteurs d'escarpement entre 400 et 600 m), les failles de Sfakia, Asomatos et Spili, sont identifiées sur la côte (Figures 4.4. et 4.9), tandis qu'une grande zone de failles (la faille de Messara, à pendage 70° sud), est localisée au large (Caputo et al., 2010).

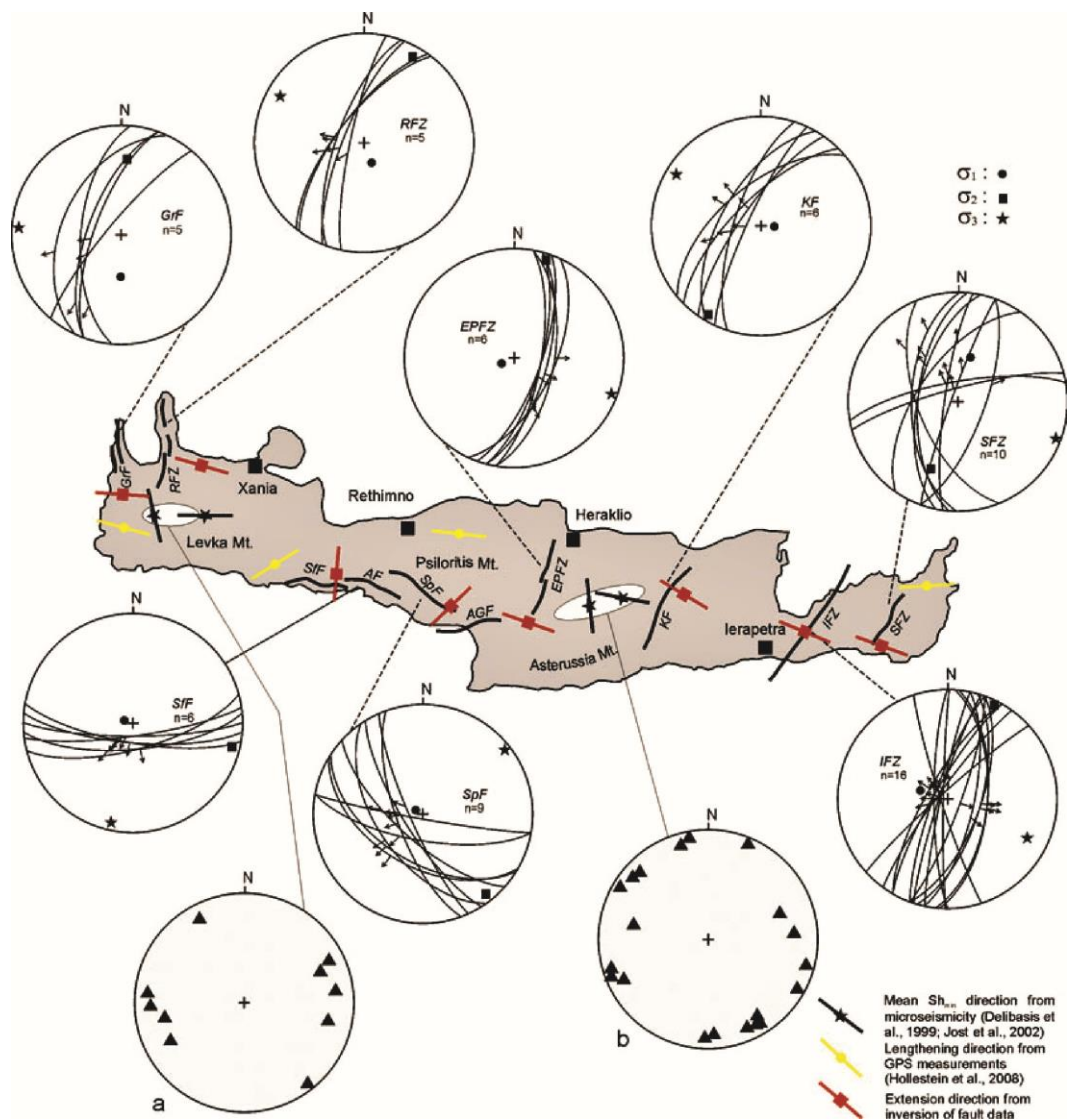


Figure 4.8. Directions d'extension (de l'Holocène à l'Actuel) en Crète basées sur l'inversion des données de glissements de faille à méso-échelle (Caputo et al., 2010).

Notre zone d'étude est située le long de la faille de Sfakia (SF), qui forme un escarpement topographique proéminent séparant les montagnes de Lefka Ori au nord du piémont côtier de Sfakion au sud (Figures 4.4.). Ainsi, la faille de Sfakia représente la faille majeure qui limite la zone de soulèvement (Monts Lefka Ori) et la zone de subsidence (piémont Sfakion vers la mer de Libye), cette faille est donc topographiquement similaire à une faille bordière d'un bassin extensif.

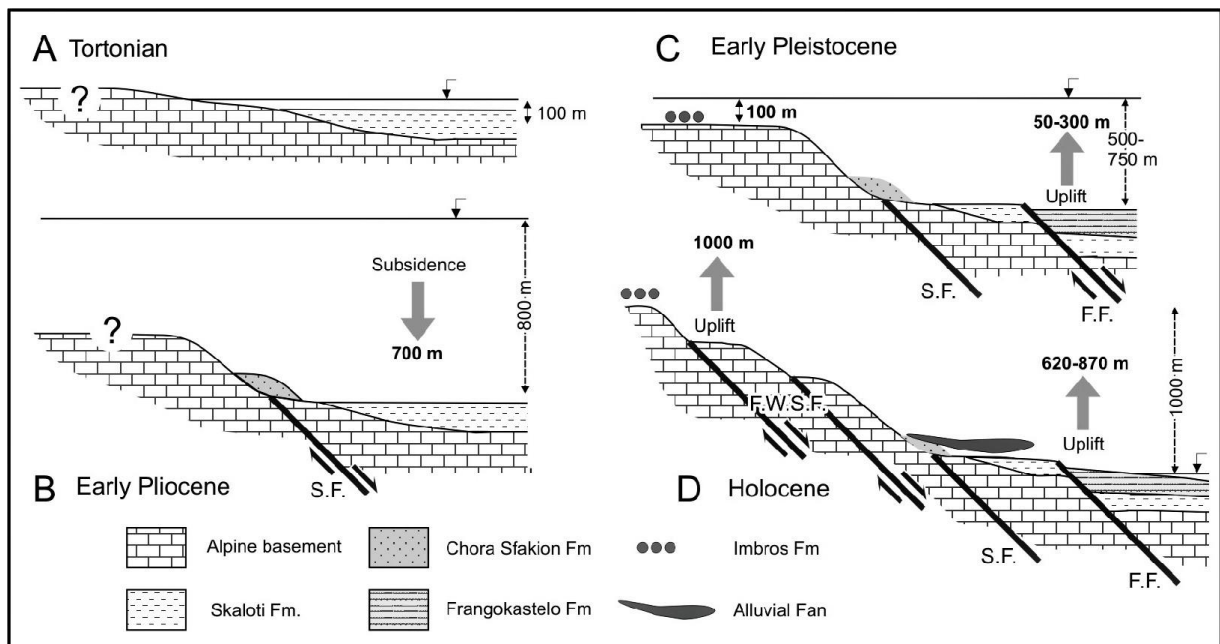


Figure 4.9. (A-D) Coupes schématiques représentant l'évolution de l'histoire géologique de la zone côtière de Sfakia du Tortonien à l'Holocène, sud-ouest de la Crète (Skourtsos et al., 2007).

4.1.3. Contexte géologique de la Crète

La géologie de l'île de la Crète fournit depuis l'Oligocène, un enregistrement quasi complet de l'évolution tectonique dans la région méditerranéo-égéenne. La plupart des unités géologiques pré-néogènes est principalement caractérisée par des dépôts carbonatés qui se sont accumulés sur un ancien microcontinent (plaque adriatique), d'abord dans des environnements néritiques peu profonds puis en eau profonde dans des environnements pélagiques caractérisés par la présence de flysch (e.g., Alves et al., 2010). Aujourd'hui, ces dépôts sont empilés verticalement en une série de nappes « unités » tectoniques provenant de différentes zones paléogéographiques (e.g., Seidel et Wachendorf 1986 ; Seidel, 2003), qui forment le socle de la Grèce et des îles environnantes (e.g., Kissel et Laj, 1988 ; Alves et al., 2018). Ces nappes ont été mises en place à l'Oligocène, à la suite d'une phase tectonique compressive lors de la subduction puis de la collision de la plaque adriatique avec l'Europe (e.g., Creutzburg et Seidel 1975 ; Le Pichon et Angelier 1979 ; Seidel et al., 1982 ; Bonneau, 1984).

Ainsi, la Crète comprend une série d'unités inférieures métamorphiques (HP/LT) et une série d'unités supérieures peu ou non métamorphiques sur laquelle reposent en discordance les dépôts néogènes, accumulés dans des bassins de supra-détachement (van Hinsbergen et

Meleunkamp, 2006 ; Kokinou et al., 2012 ; Alves et al., 2018). Les unités inférieures sont séparées par des chevauchements avec de la base au sommet : Plattenkalk qui est chevauché par Trypali qui est-elle même chevauchée à l'Oligo-Miocène par l'unité Phyllite-Quartzite (Figures 4.9. et 4.10.). L'unité supérieure Tripolitza est séparée des unités inférieures par une faille de détachement montrant une extension nord-sud probablement d'âge Oligocène-Miocène (Seidel et Theye, 1993 ; Fassoulas et al., 1994 ; Jolivet et al., 1994, 1996 ; Kiliyas et al., 1994 Ring et al., 2001 ; Rahl et al., 2005) qui affleure dans certaines parties de la Crète (Alves et al., 2010, 2018 ; Figures 4.9. et 4.10.). De ~ 15 Ma jusqu'à présent, cette série de nappes a été considérablement amincie par des failles normales (Thomson et al., 1998, 1999).

La stratigraphie pré-néogène correspond à celle décrite par [Bonneau, \(1984\)](#) et [Postma et al. \(1993\)](#). Pour décrire les différentes unités stratigraphiques, nous suivons tout au long de cette partie le schéma et les appellations données par [Hall et al. \(1984\)](#), en utilisant les abréviations proposées par [Klein et al. \(2013\)](#).

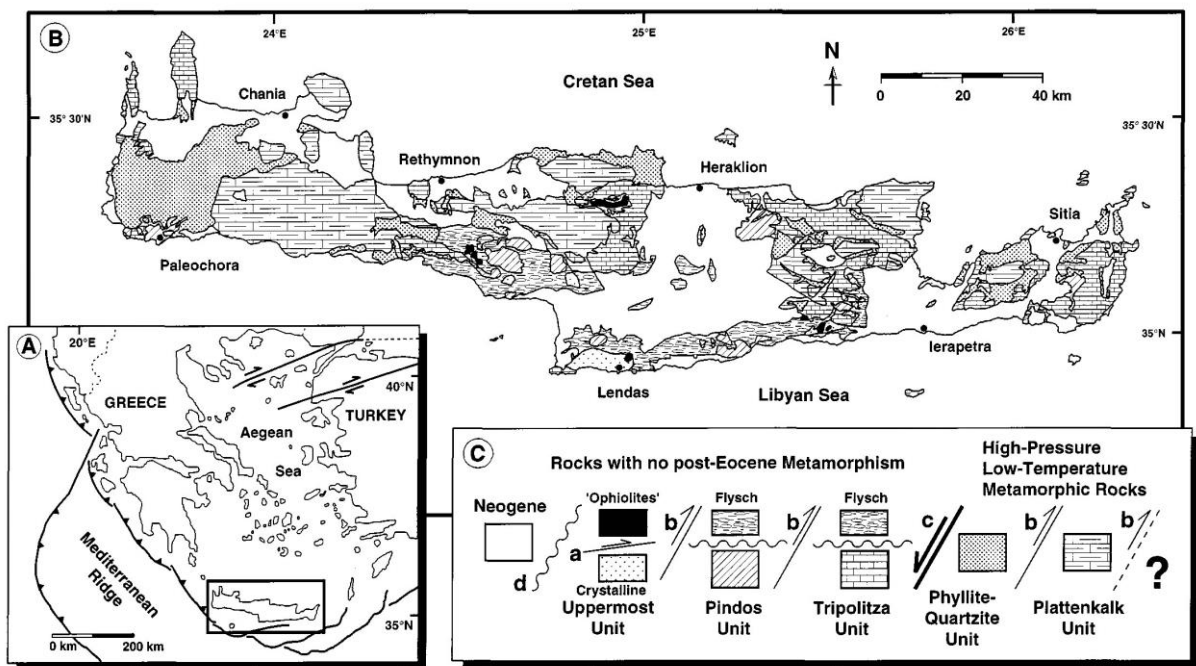


Figure 4.10. Carte géologique et évolution tectono-stratigraphique de la Crète ([Thomson et al., 1998](#)). A) : Localisation de la Crète dans la Méditerranée orientale. B) : Carte géologique de la Crète. C) : Légende et tectono-stratigraphie simplifiée. a : Chevauchement d'âge post-crétacé ; b : contacts des chevauchements majeurs d'âge Oligocène-Miocène ; c : détachement d'extension d'âge Miocène; d : Les roches sédimentaires néogènes d'âge Tortonien recouvrent en discordance toutes les unités tectoniques de Crète.

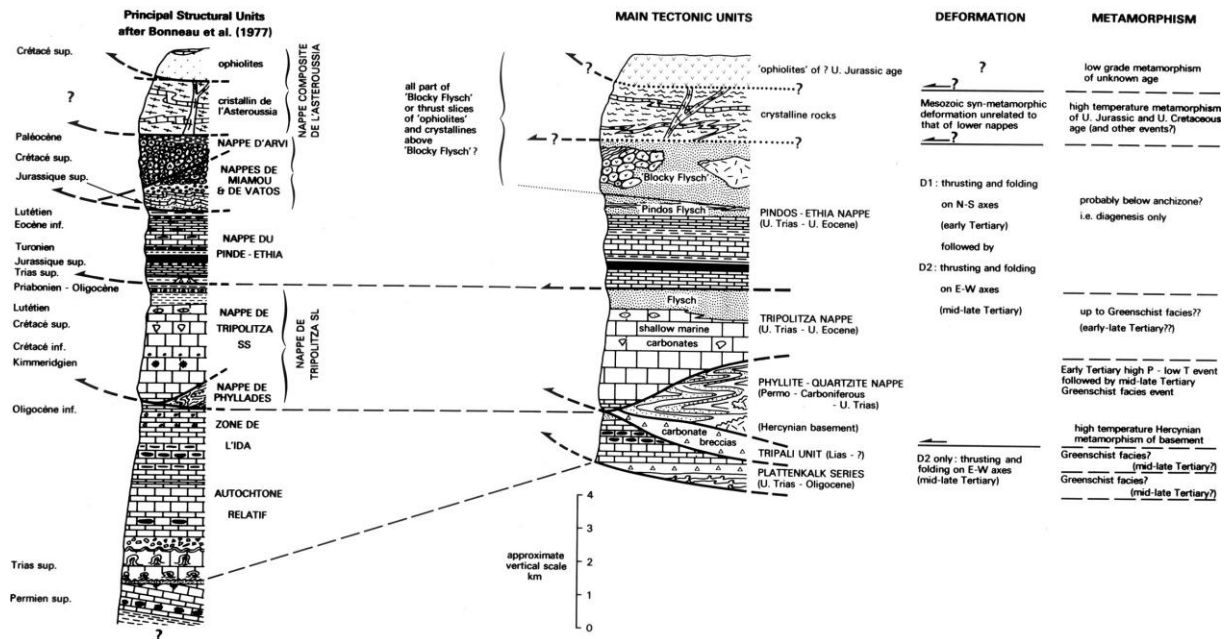


Figure 4.11. Schéma comparatif des principales unités tectoniques de la Crète avec un résumé des histoires structurale et métamorphique de chacune des nappes (Hall et al., 1984).

4.1.3.1. Unités inférieures

Pendant la collision, les unités inférieures décrites plus bas ont été enfouies à plus de 30 km de profondeur et ont subi un métamorphisme HP-LT (e.g., Seidel et al., 1982 ; Jolivet et al., 1996, Seidel, 2003) avant d'être exhumées dans la croûte supérieure il y a environ 19 Ma (Thomson et al., 1998, 1999) :

4.1.3.1.1. L'unité Plattenkalk (PKU), appelée aussi séquence de Talea Ori par Epting et al. (1972) ou nappe d'Ida (autochtone relatif) par Bonneau (1977, 1984) (Figures 4.10), est structurellement l'unité la plus basse qui affleure en Crète (e.g., Seidel, 2003 ; Rahl et al., 2004 ; Klein et al., 2013). Le Plattenkalk est constitué de métacarbonates datés du Mésozoïque à l'Éocène (Fytrolakis 1972 ; Bonneau 1973 ; Bizon et Thiebault 1974 ; König et Kuss 1980 ; Krahl et al., 1988). Certains foraminifères pélagiques donnent un âge plus récent « Oligocène inférieur » (Bizon et Thiebault 1974). La partie inférieure de cette unité présente une épaisse série essentiellement dolomitique à stromatolithe (Epting et al., 1972 ; Seidel et al., 1982 ; Hall et Audley-Charles, 1983 ; Bonneau, 1984 ; Krahl et al., 1988), qui indique une sédimentation intertidale d'environnements marins peu profonds (Hall et al., 1984). Cette série est surmontée par des brèches carbonatées probablement mises en place lors de la subsidence de la croûte continentale au Jurassique précoce (Hall et al., 1984 ; Figure 4.11). La partie supérieure (la plus récente) est constituée de calcaires en plaquettes intercalés par des lits de cherts (comme le nom de la formation l'indique), marquant une transition vers un environnement plus profond (Hall

et Audley-Charles, 1983 ; Hall et al., 1984 ; Rahl et al., 2004; Figure 4.11). Le Plattenkalk est dépourvu d'apport silicico-clastique à l'exception de quelques mètres de flyschs, déposés au sommet de cette unité à la fin de l'Éocène ou au début de l'Oligocène (Fytrolakis, 1972 ; Bonneau, 1973 ; Rahl et al., 2004).

4.1.3.1.2. L'unité Trypali (TRU), n'est présente qu'à l'ouest de la Crète, située entre l'unité Plattenkalk et l'unité Phyllite-Quartzite (Hall et al., 1984 ; Seidel et al., 2003 ; Rahl et al., 2004 ; Figure 4.11). Cette unité est constituée, en partie, par des sédiments qui se sont déposés principalement dans des milieux côtiers très peu profonds, notamment des sebkhas, des vasières, des lagunes hypersalines (Pomoni-Papaioannou et Karakitsios, 2002). Ces derniers forment une série monotone de marbres de dolomie, de calcaires mudstones à péloïdes et de carbonates détritiques (Creutzburg et Seidel, 1975 ; Pomoni-Papaioannou et Karakitsios, 2002 ; Seidel, 2003), signalés comme étant du Trias supérieur (Karakitsios, 1987). La particularité distinctive de cette unité est la présence significative de niveaux de brèches carbonatées de plusieurs centaines de mètres, dans lesquelles des fossiles marins du Jurassique inférieur ont été trouvés (e.g., Kopp et Ott 1977). Un désaccord persiste sur l'origine et l'âge de mise en place de ces brèches, interprétées comme : i) des brèches d'escarpements de failles sous-marines formées lors d'un effondrement, au début du Jurassique, de la plate-forme carbonatée de Plattenkalk (Hall et al., 1984), ii) des brèches associées à une flexure de bassin d'avant-pays, peu avant la subduction de l'unité Plattenkalk de l'Éocène à l'Oligocène (Thomson et al., 1999), ou encore comme iii) des brèches karstiques, formées récemment par altération subaérienne (Pomoni-Papaioannou et Karakitsios, 2002).

4.1.3.1.3. L'unité Phyllite-Quartzite (PQU), selon Creutzburg et Seidel (1975) toutes les roches situées entre Plattenkalk et l'unité Tripolitza forment l'unité Phyllite-Quartzite lato sensu (s.l.) (Figure 4.11). Cependant, Zulauf et al. (2008) distinguent des groupes de roches étrangement différents au sein même de l'unité PQU, ce qui fait que cette nomenclature, pour certains auteurs, est inappropriée pour la description de l'ensemble de cette unité (e.g., Dornsiepen et al., 2001 ; Papanikolaou et Vassilakis, 2010). Le terme PQU est utilisé ici pour l'unité Phyllite-Quartzite stricto sensu (s. str.), composée principalement de phyllites, lentilles de quartzite, quelques roches carbonatées avec des intercalations locales d'évaporites et de roches ignées (e.g., Creiling, 1982 ; Bonneau, 1984 ; Hall et al., 1984) dont l'âge varie du Permien supérieur au Trias supérieur (e.g., Lys et Thiébault, 1971 ; Fytrolakis, 1971 ; Creutzburg et Seidel 1975 ; Seidel 1978; Doert et al., 1985). Cette unité est également appelée Système Cristallin Principal par Lekkas (1980) puisqu'elle permet une description

précise de son évolution métamorphique et par conséquent, localisé une grande partie de la déformation lors de l'enfouissement et de l'exhumation (Jolivet et al., 2010). L'étude pétrologique de ces roches, en Crète occidentale, a révélé des paragenèses métamorphiques : glaucophane-lawsonite-pumpellyite-aragonite-albite dans les metabasaltes et quartz-muscovite-paragonite-chloritoïde-lawsonite dans les métapélites (e.g., Okrusch, 1978).

4.1.3.2. Les unités supérieures

Les séries supérieures reconnues, dans l'ordre de leur superposition tectonique de bas en haut sont (Figures 4.10. et 4.11) : (i) l'unité Tripolitza constituée d'une puissante masse de calcaires, (ii) l'unité du Pinde, et (iii) l'unité ophiolitique « Uppermost » n'étant représentée que par des lambeaux conservés dans des points bas dus à des phases tectoniques postérieures à leur charriage (Aubouin et Dercourt, 1965).

4.1.3.2.1. L'unité Tripolitza (TPU), représentée par une série de roches non métamorphiques, constituée de calcaires et dolomies micritiques à micro-sparitiques massifs, de couleur grise à noire (Seidel, 2003 ; Klein et al., 2013), déposés sur une plate-forme carbonatée d'eau peu profonde (Zager, 1972 ; Leppig, 1974). Également connue sous le nom de « nappe Gavrovo », l'TPU montre des âges qui varient du Trias supérieur à l'Éocène supérieur (Creutzburg et Seidel 1975 ; Bonneau et Karakitsios 1979 ; Bonneau et al., 1984 ; Hall et al., 1984 ; Zambetakis-Lekkas et al., 1998 ; Rahl et al., 2004). Cette série de carbonates évolue, vers le sommet, en une série de flyschs, de calciturbidites et de turbidites (Bonneau, 1984), d'âge Eocène / Oligocène (Seidel et Wachendorf, 1986), qui proviendraient de la plaque eurasiennne (Hall et al., 1984). Notons que la partie supérieure de la série carbonatée de l'unité Tripolitza est fortement fracturée et faillée. Deux phases de déformation associée (D1 et D2) à la compression ont affecté cette unité ; la première est représentée par des plis isoclinaux N-S et la seconde, plus tardive, représentée quant à elle par des plis E-W (Bonneau, 1984 ; Figures 4.11).

4.1.3.2.2. L'unité Pindos (PDU) est représentée par une séquence non métamorphique de sédiments de bassin profond qui s'est formée le long de la marge nord du microcontinent Adriatique (Robertson et al., 1991). Elle est composée de calcaires pélagiques, de radiolarites et de calciturbidites dont l'âge varie du Trias au Paléogène (Bonneau et Fleury, 1971 ; Seidel 1971 ; Seidel, 2003 ; Hall et al., 1984 ; Rahl et al., 2004 ; Klein et al., 2013), avec un mince intervalle silicoclastique du Crétacé inférieur, premier flysch (e.g., Seidel, 2003 ; Hall et al., 1984).

4.1.3.2.3. L'unité Flysch (FU), l'unité Pindos est surmontée par l'unité de flyschs principale (ou deuxième intervalle de flyschs de l'PDU, e.g., [Seidel, 2003](#) ; [Hall et al., 1984](#)), constituée de grès et de schistes turbiditiques du Paléocène à l'Éocène ([Seidel 1971](#) ; [Wachendorf et al., 1980](#) ; [Rahl et al., 2004](#) ; [Figures 4.11](#)).

4.1.3.2.4. L'unité Uppermost (UMU)

L'unité Uppermost est absente à l'ouest de la Crète, cependant des affleurements sont connus dans sa partie centrale et orientale ([Seidel, 2003](#)). Cette unité se compose d'un mélange ophiolitique dans la partie inférieure, d'ophiolites dans la partie supérieure d'âge Jurassique et de diverses roches méta-sédimentaires ([Seidel, 1978](#) ; [Seidel et al., 1981](#) ; [Seidel, 2003](#) ; [Figures 4.11](#)).

4.1.3.3. Les sédiments d'âge Mio-Plio-Quaternaire de notre étude

Les différentes unités sont recouvertes, en discordance, par des sédiments néogènes, Mio-Pliocène, de bassins extensifs de supradétachement ([Ring et al., 2001](#)), en général représentés par une formation marno-sablo-gréseuse de couleur jaune ([Aubouin et Dercourt, 1965](#)), dont l'âge le plus ancien daté avec précision pourrait remonter à 9 Ma en Crète occidentale (e.g., [Frydas et Keupp 1996](#)).

[Skourtsos et al. \(2007\)](#) et [Tsimi et al. \(2007\)](#) montrent dans le sud-ouest de la Crète, que l'activité tectonique en contexte extensif le long des failles normales majeures a probablement commencé au début du Pliocène et s'est considérablement réduite au cours du Pléistocène tardif ou de l'Holocène. Divers grands complexes de cônes (Sfakia, Komitades, Vraskas, Nomikiana, Agios Nektarios, Patsianos, Kapsodasos et Skaloti ; [Figures 4.3. et 4.7.](#)) attribués à des dépôts des cônes alluviaux ([Nemec et Postma, 1993](#) ; [Vidakis et al., 1993](#) ; [Pope et al., 2008](#)) couvrent l'ensemble du piémont côtier Sfakion. Selon [Pope et al. \(2008, 2016\)](#), ces dépôts ont commencé à se développer à la fin du Pléistocène inférieur. [Nemec et Postma \(1993\)](#) et [Pope et al., \(2008, 2016\)](#) ont distingué trois phases principales de sédimentation pendant le développement de ces cônes ([Figures 4.3. et 4.12.](#)) : i) pendant la première phase, les dépôts provenant d'éboulement ont construit de petits cônes avec des pentes de dépôt de 20-22° ; les débris très immatures sont considérés comme provenant de l'érosion locale en amont des ravins de front de montagne ; ii) au cours de la deuxième phase, des dépôts d'écoulement fluvial ont construit un empilement de grands lobes de cônes alluviaux qui représentent la majeure partie des alluvions du piedmont ; iii) la dernière phase quant-à-elle est représentée par des graviers non consolidés, peu abondants, d'âge Holocène, attribués à des épisodes de crues fluviales éphémères.

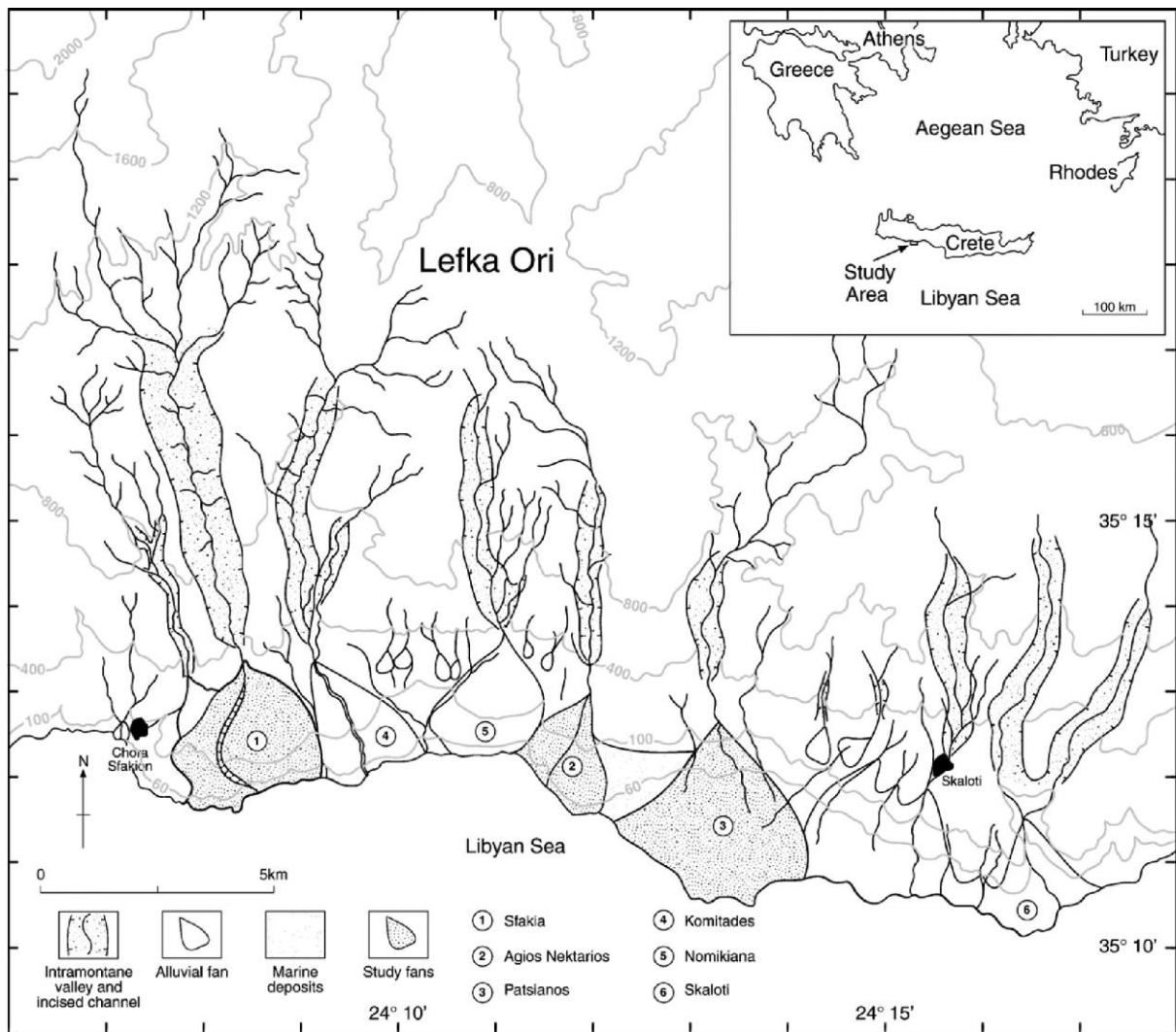


Figure 4.12. La distribution des systèmes de cônes alluviaux du piémont de Sfakion au sud-ouest de la Crète (Pope et al., 2008).

4.2. LES PYRENEES : un système géologique ancien

4.2.1. Cadre géographique et structure profonde de la chaîne

4.2.1.1. Cadre géographique

Les Pyrénées correspondent à une chaîne de montagnes orientées WNW-ESE (N110°), qui actuellement s'étend sur plus de 400 km de la Méditerranée jusqu'au Golfe de Gascogne et d'environ 150 km de large. Elle forme une frontière naturelle entre la France et l'Espagne (Figures 4.13). Cette chaîne à double vergence (Figure 4.14) résulte de la convergence et de la collision entre la microplaque ibérique et la plaque eurasiatique à partir du Crétacé supérieur qui fait suite à une extension allant du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur.

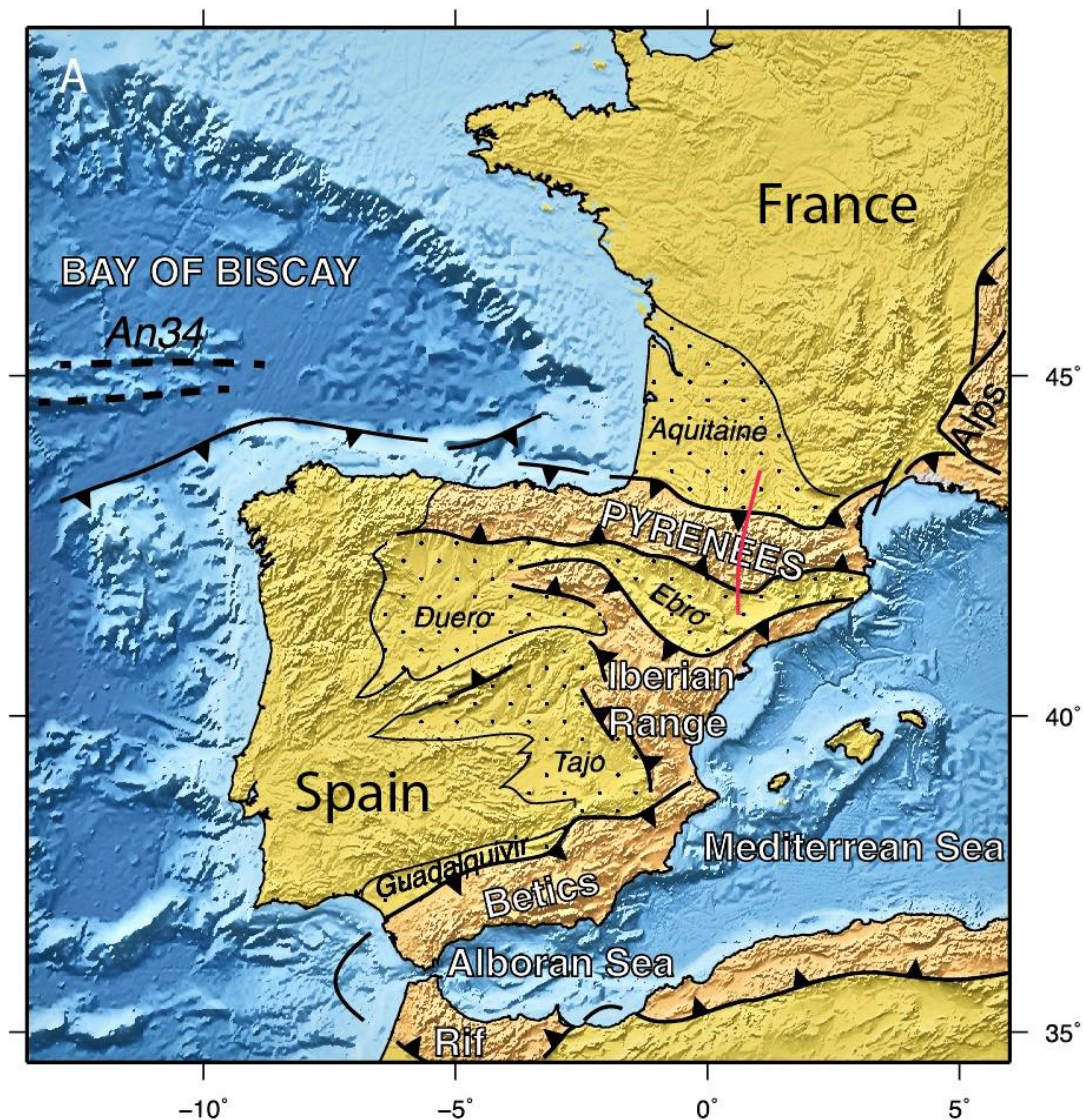


Figure 4.13. Cadre géographique des Pyrénées et les principales structures géologiques et tectoniques liées à la collision dans la zone Ibérie/Europe (modifié d'après Mouthereau et al., 2014). Le trait rouge représente la position du profil sismique ECORS.

4.2.1.2. Structure profonde de la chaîne

Bien que certains travaux géologiques aient déjà permis de démontrer la structure en éventail de la chaîne (e.g., Choukroune, 1976 ; Boillot et Capdevila, 1977 ; Williams et Fischer, 1984 ; Seguret et Daignières, 1986 ; Mattauer, 1990), l'organisation profonde des grandes structures pyrénéennes a longtemps été un sujet de débat, dont des modèles très différents étaient proposés. Certains points majeurs ont été discutés, comme la profondeur d'enracinement des chevauchements observés en surface, l'existence ou non d'une subduction.

Par la suite, le recours aux données de la géophysique (e.g., Daignières et al., 1982) et l'acquisition de profils de sismique réflexion adossée à la campagne ECORS (*Etude de la croûte Continentale et Océanique par Réflexion et réfraction Sismique* ; Figure 4.14A) à la fin des années 80 (e.g., Choukroune et Team ECORS, 1989 ; Daignières et al., 1989 ; Roure et al., 1989 ; Choukroune et al., 1990 ; Davy et al., 1990 ; Déramond et al., 1990 ; Mattauer, 1990 ; Poupinet et al., 1992 ; Vergès et al., 1995 ; Muñoz, 1992 ; Daignières et al., 1994 ; Teixell, 1996, 1998 ; Beaumont et al., 2000 ; Mouthereau et al., 2014 ; Teixell et al., 2016 ; Ford et al., 2016) a permis d'imager la structure profonde de la chaîne et d'apporter des réponses à ces questions majeures : (i) la chaîne des Pyrénées constitue un prisme orogénique à double vergence en forme d'éventail, déversé vers le Sud; (ii) la subduction de la plaque ibérique sous la plaque européenne ; (iii) la profondeur du Moho est donnée par la sismique à plus de 50 km pour la Zone Axiale passant à 30 km à l'aplomb de la Faille Nord Pyrénéenne (Daignières et al., 1982) ; (iv) et enfin, à l'approche du domaine pyrénéen, la profondeur du Moho est de ~40 km sous la plaque ibérique alors qu'elle montre une profondeur moins importante (~32 km) sous la plaque européenne (~32 km) (Daignières et al., 1982 ; Jammes et al., 2010a ; Chevrot et al., 2014). Deux interprétations principales du profil ECORS ont été proposées pour la partie centrale des Pyrénées, (Figure 4.14) : (i) hypothèse 1 : la croûte inférieure de la marge ibérique est empilée et imbriquée sous la ZA, formant une racine crustale importante (Roure et al., 1989 ; Figure 4.14B). (ii) hypothèse 2 : une déformation imbriquée et la formation d'un prisme orogénique à partir de la marge ibérique par la subduction de la croûte inférieure de la plaque ibérique sous la plaque européenne (Beaumont et al., 2000 ; Figure 4.14A).

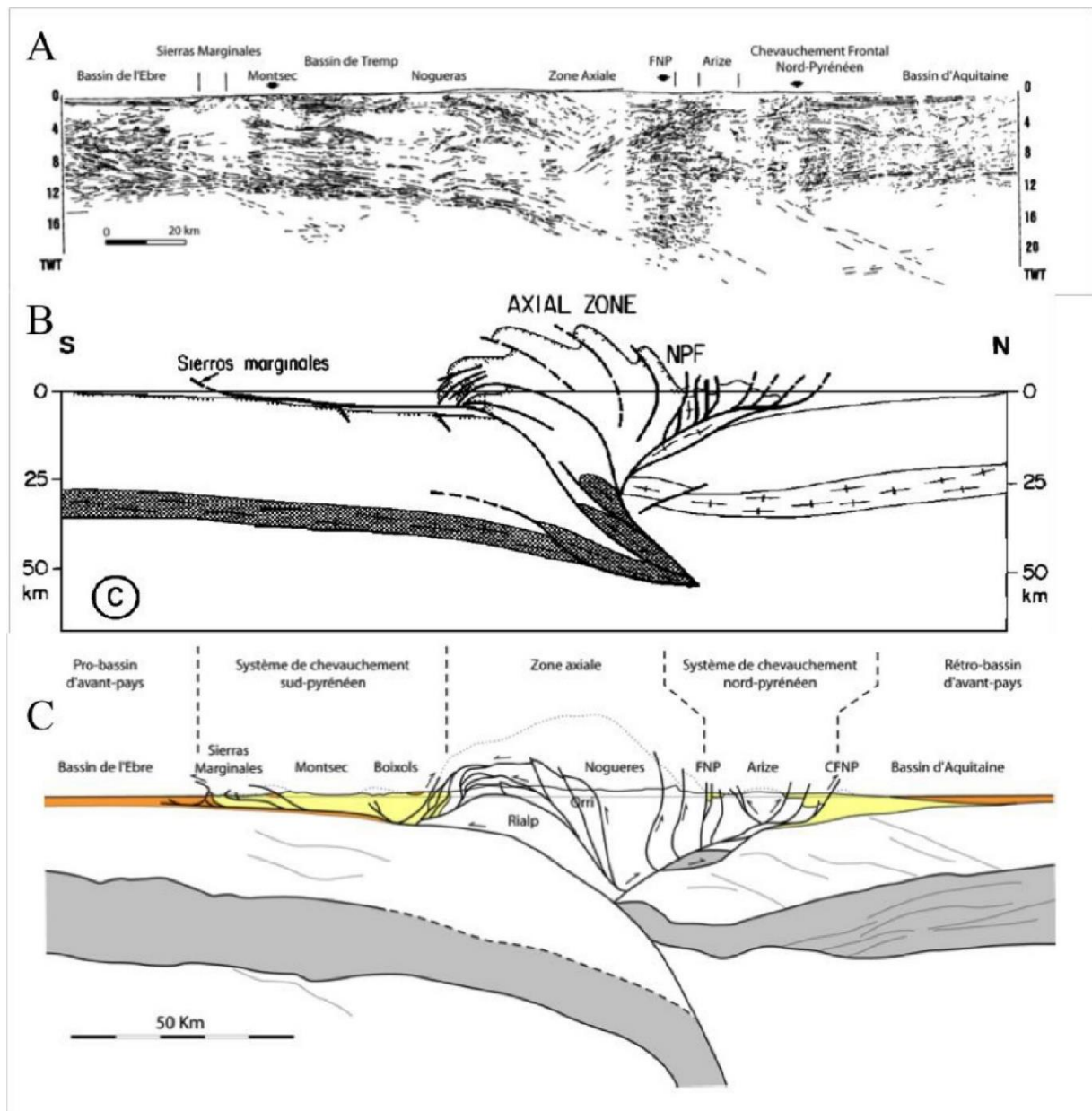


Figure 4.14. A) Profil sismique et interprétations du profil ECORS (voir localisation Figure 4.13) d'après B) Roure et al. (1989) et (C) Beaumont et al. (2000), dans Serrano et al. (2006). Ces deux interprétations du profil ECORS diffèrent notamment sur l'épaisseur de la croûte inférieure ce qui implique des équilibres différents lors des reconstructions. Tiré de Vacherat (2014).

4.2.2. Contexte structural et objet d'étude

4.2.2.1. Contexte structural

La chaîne actuelle est divisée à partir de critères tectono-sédimentaires en cinq zones structurales limitées par quatre structures majeures (e.g., Casteras, 1933 ; Bertrand, 1940 ; Mattauer, 1968 ; Choukroune et Séguret, 1973), du sud au nord (figure 4.15) : i) le bassin d'avant-pays de l'Èbre; ii) la Zone Sud Pyrénéenne (ZSP); iii) la Zone Axiale (ZAP); iv) la Zone Nord Pyrénéenne (ZNP); et enfin v) le bassin d'avant-pays Aquitain.

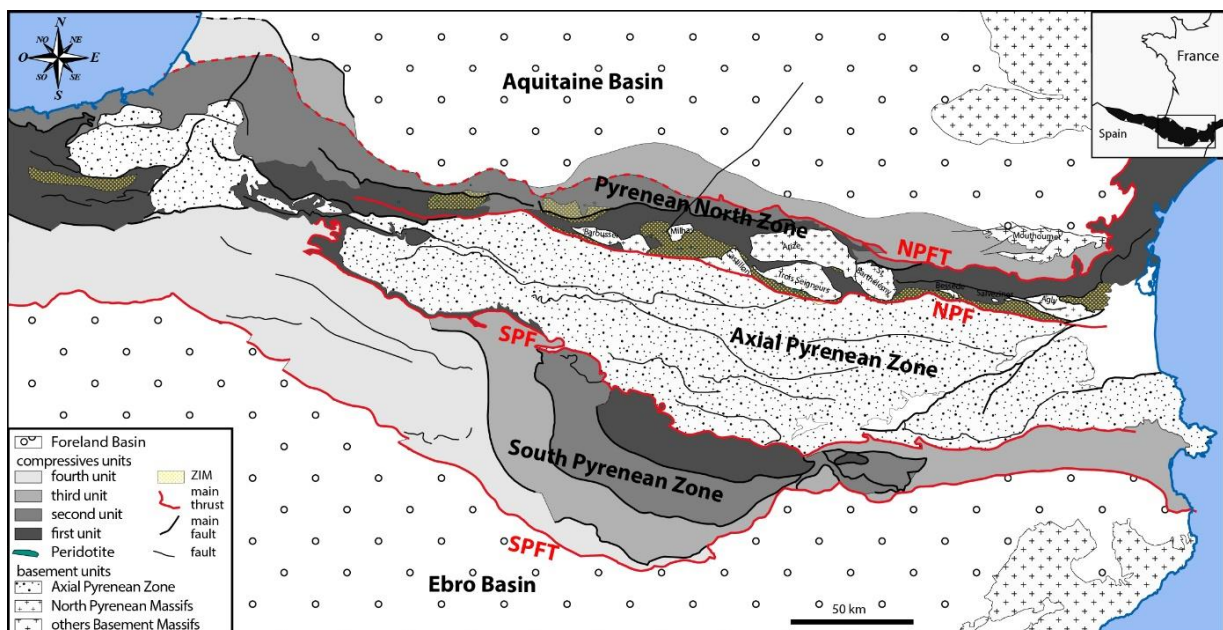


Figure 4.15. Schéma structural de la chaîne Pyrénéenne (simplifié d'après la carte géologique du BRGM 1/1000000 ; ZIM : Zone interne métamorphique et Péridotite d'après Clerc, 2012), présentant les cinq principales zones structurales et les failles qui les délimitent. NPFT : Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen ; NPF : Faille Nord Pyrénéenne ; SPF : Faille Sud Pyrénéenne ; SPFT : Chevauchement Frontal Sud Pyrénéen.

4.2.2.1.1. Le bassin d'avant-pays de l'Èbre

Le bassin de l'Èbre forme le bassin d'avant pays sud-pyrénéen. Ce bassin est limité au nord par le Chevauchement Frontal Sud Pyrénéen (SPFT ; Figure. 4.15.), au sud-ouest par la chaîne Ibérique et sud-est par la Chaîne Catalane (Figure. 4.13.). Il est constitué par une puissante sédimentation Tertiaire (du Paléogène au Néogène). La fermeture de toutes les connexions avec

l'Océan Atlantique, marquée par la transition d'un environnement marin à un environnement purement continental. A partir de l'Eocène supérieur, le bassin de l'Ebre est considéré comme un bassin endoréique et à partir de l'Eocène supérieur ~36 Ma (Vergès et al., 1998 ; Costa et al., 2010), il est caractérisé par la transition d'un environnement marin à un environnement purement continental.

4.2.2.1.2. La Zone Sud Pyrénéenne (ZSP)

La Zone Sud-Pyrénéenne (ZSP) est délimitée au nord par la SPF et chevauche au sud le bassin de l'Ebre le long du SPFT (Figure 4.15.). Elle est principalement dominée par des terrains mésozoïques carbonatés sur lesquels reposent des sédiments clastiques syn- à post-orogéniques tertiaires. La déformation pyrénéenne a engendré un empilement de nappe à vergence sud, découplées dans les évaporites du Trias supérieur (Keuper). Ces nappes de couverture migrent vers le Sud formant des bassins de type « piggy-back » dès la fin du Crétacé Supérieur (Muñoz et al., 1986 ; Huyghe et al., 2009 ; Filleaudeau et al., 2011 ; Whitchurch et al., 2011).

4.2.2.1.3. La Zone Axial Pyrénéenne (ZAP)

La Zone Axiale pyrénéenne (ZAP), qui atteint les altitudes les plus élevées de la chaîne, est appelée aussi la Haute Chaîne Primaire. Elle est limitée au nord par la NPF et au sud par la SPF (Figure 4.15.). Cette zone est constituée par des sédiments Paléozoïques, intrudés par des massifs granitiques à l'Ordovicien (Barbey et al., 2001 ; Cocherie et al., 2005 ; Denèle et al., 2009). Du Carbonifère supérieur jusqu'au début du Permien, une déformation a affecté cette zone engendrant la mise en place de nombreux plutons de granitoïdes (Denèle et al., 2012). Les travaux de datations par thermochronologie basses températures sur les massifs granitiques montrent que l'exhumation de la chaîne a débuté au nord puis a migré vers le sud depuis l'Eocène jusqu'au Miocène (e.g., Jolivet et al., 2007 ; Gunnell et al., 2009 ; Fitzgerald et al., 1999 ; Morris et al., 1998 et synthèse dans Mouthereau et al., 2014).

4.2.2.1.4. La Zone Nord Pyrénéenne (ZNP)

La Zone Nord Pyrénéenne (ZNP) s'étend de la baie de Biscaye à l'ouest jusqu'à la virgation des corbières à l'est avec une largeur qui varié de 10 à 40 km (Figure 4.16.). Cette zone est délimitée par des accidents tectoniques majeurs orientés E-W : (i) au nord par le

Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen (NPFT) à vergence nord, et (ii) au sud par une discontinuité d'échelle crustal qui s'épare la plaque Ibérique de la plaque Eurasiatique (Mattauer, 1968 ; Choukroune, 1976, 1976b ; Choukroune and Mattauer, 1978 ; Choukroune and ECORS Team, 1989), appelé la Faille Nord Pyrénéenne (NPF).

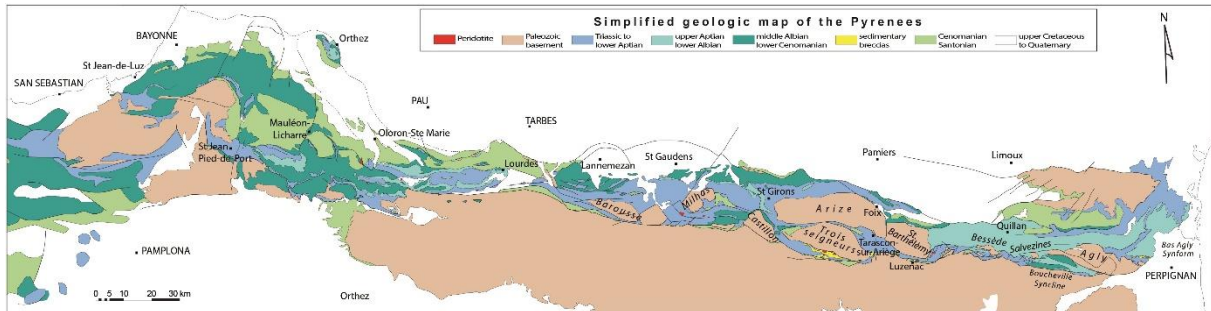


Figure 4.16. Synthèse géologique simplifiée de la Zone Nord Pyrénéenne (Clerc, 2012).

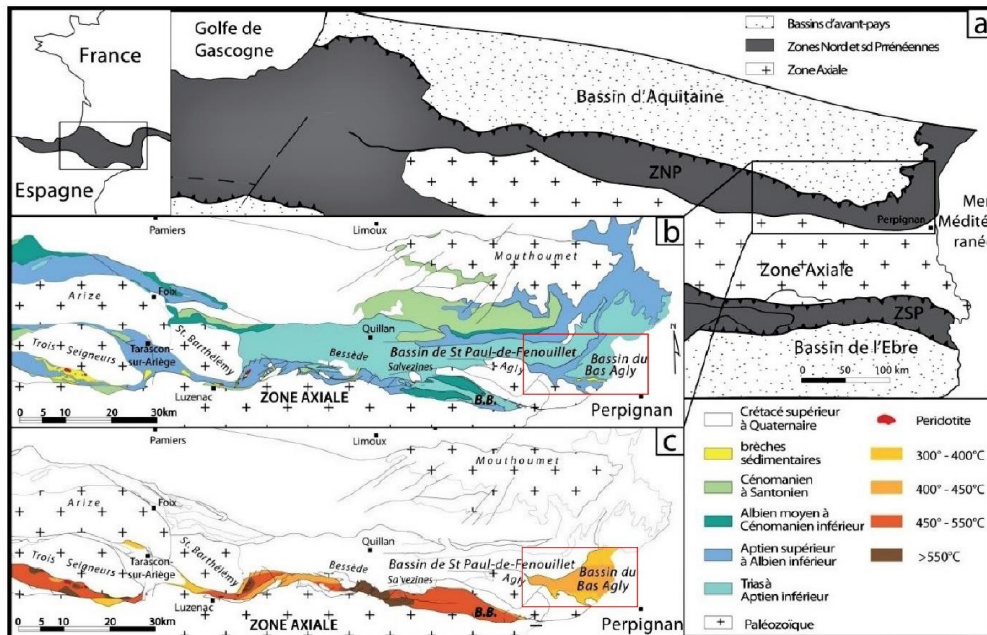
La ZNP est composée essentiellement de bassins mésozoïques en contact avec le socle, constitués de terrains paléozoïques et protérozoïques. Ce socle affleure sous forme de massifs discontinus, appelés massifs nord-pyrénéens qui sont, d'est en ouest : l'Agly, le Saint-Barthélémy, l'Arise, les Trois-Seigneurs, le Castillon, le Milhas et la Barousse (Figure 4.16.). La formation des bassins mésozoïques est associée à l'extension entre la plaque d'Ibérie et la plaque d'Europe. Ces bassins extensifs mésozoïques de marges continentales sont subdivisés en de deux séries distinctes : (i) une série d'âge Jurassique à Aptien formée par des dépôts de plateforme carbonatée et considérée comme une phase anté-rift ; et (ii) une série d'âge Albien à Crétacé Supérieur formée par un remplissage caractéristique des bassins de forte subsidence, il s'agit de dépôts de marnes noires et pélito-gréseux qui sont associés à une phase syn-rift (e.g., Peybernès et Souquet, 1984 ; Souquet et al., 1985 ; Debroas, 1990). Ces séries mésozoïques sont affectées par un épisode thermique contemporain à l'extension, caractérisé par du magmatisme alcalin et du métamorphisme HT/BP associé à du métasomatisme Ca-Na (e.g., Azambre et Rossi, 1976 ; Albarède et Michard-Vitrac, 1978 ; Montigny et al., 1986 ; Golberg et Leyreloup, 1990 ; Boulvais et al., 2006, 2007 ; Poujol et al., 2010 ; Clerc et Lagabrielle, 2014 ; Fallourd et al., 2014).

4.2.2.1.5. Le bassin d'avant pays Aquitain

Le bassin d'Aquitaine est limité au sud par le Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen (NPFT), par le Massif central à l'est et s'étend au nord jusqu'au seuil du Poitou. Ce bassin d'avant-pays est un bassin flexural qui constitue l'avant-pays septentrional de la chaîne des Pyrénées (Figure 4.15.). Ce bassin s'est développé en réponse à la création du prisme orogénique pyrénéen, du Crétacé à l'Eocène (Desegaulx et al., 1990 ; Desegaulx et Brunet, 1990 ; Brunet, 1991 ; Serrano et al., 2001). Le bassin enregistre un remplissage sédimentaire méso-cénozoïque.

4.2.2.2. Objet d'étude

Le système géologique ancien étudié est le bassin du Bas Agly qui se situe à l'extrémité orientale de la ZNP (voir cadre rouge, figure 4.17.A). L'avantage de cette zone d'étude est que ce bassin : (i) possède un grand nombre d'affleurements de brèches de différents âges, observable dans des carrières, tant sur le flanc sud que sur le flanc nord du synclinal ; (ii) a enregistré un métamorphisme albo-cénomaniens de faible intensité pendant l'extension mésozoïque et (iii) peut de raccourcissement pendant la compression pyrénéenne (figure 4.17.B).



4.2.3. Extension mésozoïque : rifting du domaine Pyrénéen

Plusieurs modèles d'évolution cinématique montrant les mouvements relatifs des plaques Ibérie/Europe ont été proposés (e.g., Carey, 1955 ; Le Pichon et al., 1970 ; Debyser et al., 1971 ; Choukroune et al., 1973 ; Roest et Srivastava, 1991 ; Olivet, 1996 ; Sibuet et al., 2004 ; Jammes et al., 2009 ; Vissers et Meijer, 2012). Les différences existantes entre ces modèles impliquent la quantité de déplacement ou le taux de raccourcissement et/ou d'extension, la cinématique des événements, la position des pôles de rotation ou encore les incertitudes dans l'interprétation des anomalies magnétiques. Trois types de modèles d'extension sont généralement proposés pour la période mésozoïque (Figure 4.18.) :

4.2.3.1. Modèle 1 : rift décrochant

Le premier type de modèle de reconstruction cinématique du système Ibérie/Europe correspond à une ouverture liée à un mouvement extensif décrochant sénestre de la plaque ibérique qui induit la formation de rift transtensif, accommodé par le jeu de la faille Nord-Pyrénéenne ou par un système de failles transformantes (e.g., Le Pichon et al., 1970 ; Choukroune et al., 1973 ; Choukroune et Mattauer, 1978 ; Debros, 1990 ; Choukroune, 1992 ; Figure 4.19.). Cette hypothèse est appuyée par l'étude des anomalies magnétiques des fonds océaniques, qui montre une ouverture du Golfe de Gascogne en décrochement sénestre, avec un pôle de rotation situé à l'ouest de Paris (Olivet, 1996 ; Figure 4.18.A). Dans la ZNP, de nombreux bassins ont été interprétés comme une série de bassins en pull-apart durant la période Albien-Cénomanién, organisés en échelons et allongés selon une direction SE-NW relayés par différents accidents SW-NE (e.g., Choukroune et Mattauer, 1978).

Figure 4.18. Synthèse des scénarii de la cinématique des plaques Ibérie/Europe et notamment des déplacements de la plaque ibérique durant le Crétacé inférieur (anomalie M0, ~120 Ma) et durant le début de la convergence fin Crétacé (anomalie A33 à 80 Ma) (modifiée d'après Visser et al., 2016) ; NA : Amérique du Nord ; IB : Ibérie ; EUR : Europe ; NGFZ : Zone de fracture Açores-Gibraltar. A) Modèle de rift transtensif en faveur d'une réactivation dextre et de l'inversion des marges ibériques et européennes pendant la convergence oblique (Olivet, 1996). B) Modèle d'ouverture en ciseaux, impliquant la subduction de la croûte océanique sous les Pyrénées (Srivastava et al., 2000 ; Sibuet et al., 2004). C) Modèle d'ouverture en ciseaux, impliquant la subduction de croûte océanique sous les Pyrénées durant l'Aptien et la rupture du slab durant la fin Aptien-début Albien (Vissers and Meijer 2012a). D) Reconstruction cinématique du mouvement mésozoïque de l'Ibérie impliquant un mouvement transtensif durant la fin Jurassique, suivi par une convergence orthogonale durant le Crétacé supérieur

(Jammes et al., 2009). Les lignes bleues correspondent à l'isobathe 2000 m. Les croix entourées d'un cercle sont les pôles de rotation de la plaque ibérique. Tiré de [Ducoux \(2017\)](#).

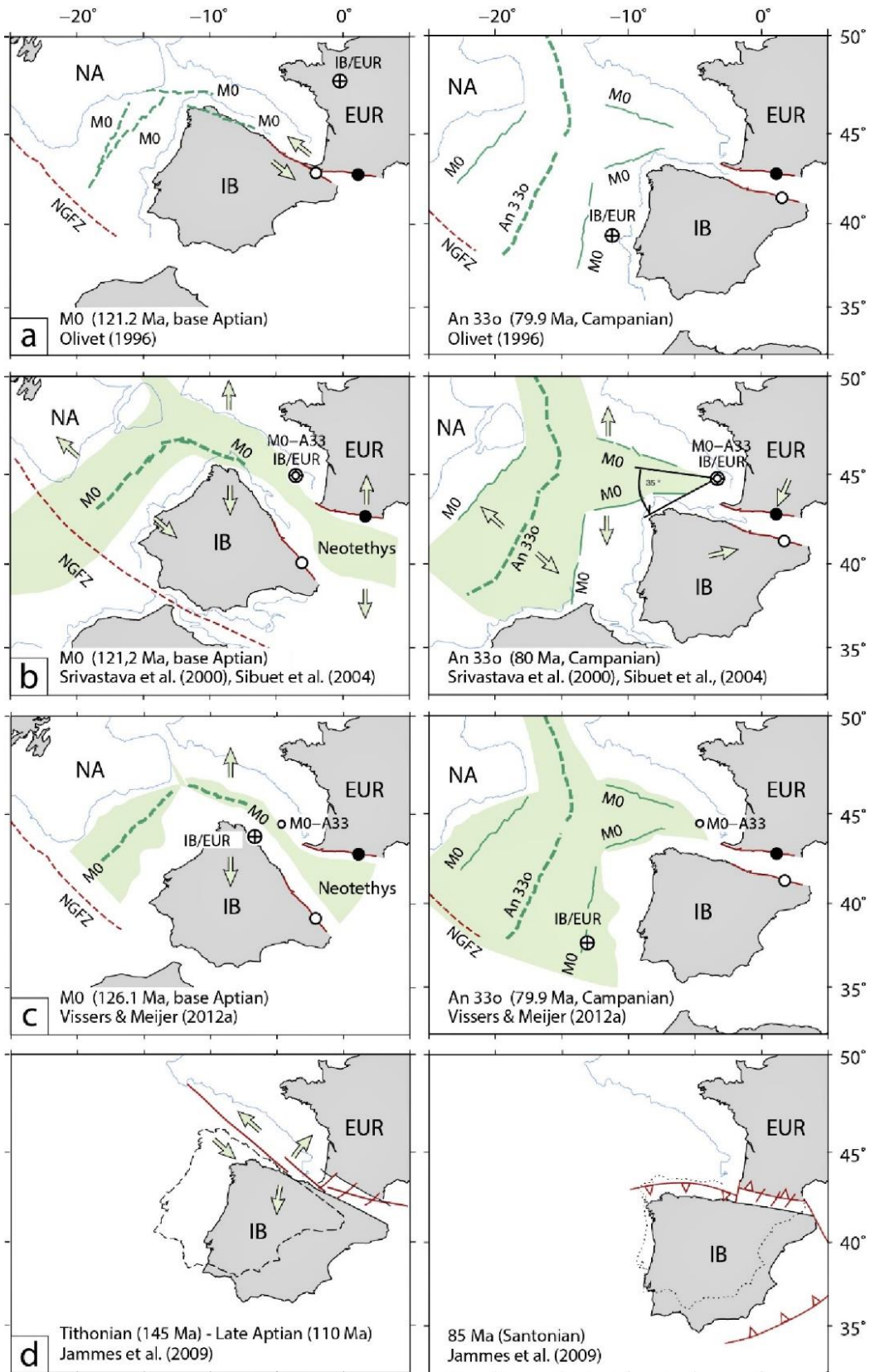


Figure 4.18.

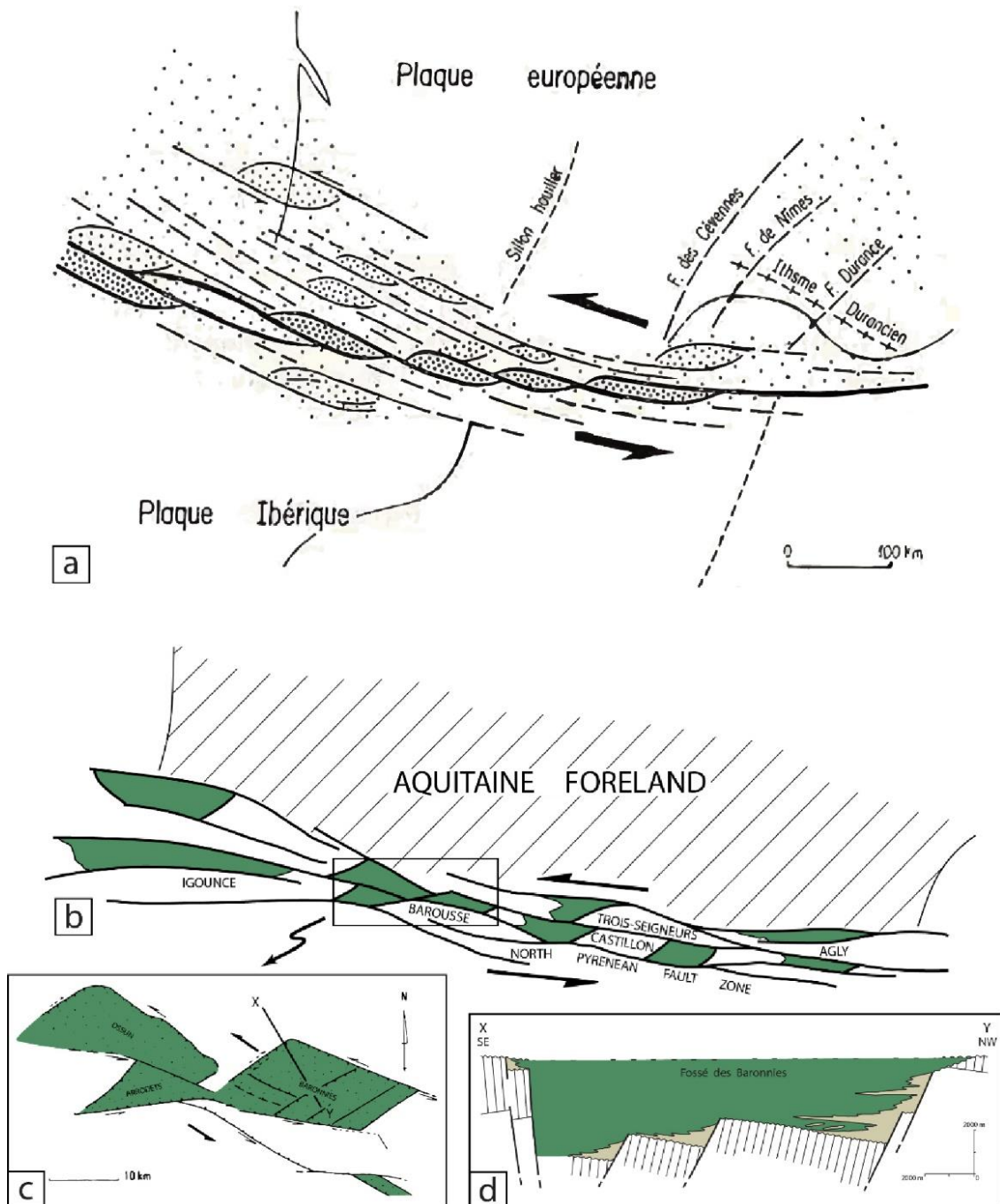


Figure 4.19. Modèle schématique décrochant dans un rift étroit avec formation de bassin de type pull-apart. **a)** reconstitution de la zone transformante Nord-Pyrénéenne et architecture des bassins en pull-apart durant l’Albien, d’après Choukroune et Mattauer (1978). **b)** bassins de type pull-apart albo-cénomaniens compatibles avec un mouvement décrochant senestre et transtensif, d’après Choukroune (1992). **c)** zoom sur les bassins de type pull-apart albo-cénomaniens dans la partie centrale des Pyrénées, témoins d’un coulisage senestre divergent, modifié d’après Debroas (1990). **d)** Coupe du bassin des baronnies montrant le remplissage par les Flyschs Noirs albo-cénoaniens, modifié d’après Debroas (1990). Tiré de [Ducoux \(2017\)](#).

4.2.3.2. Modèle 2 : *ouverture en ciseaux*

Le second modèle correspond à une ouverture en ciseaux (Figure 4.18.B et C), impliquant la subduction de croûte océanique sous les Pyrénées (Srivastava et al., 2000 ; Sibuet et al., 2004), durant l’Aptien et la rupture du slab fini Aptien-début Albien (Vissers et Meijer 2012a). Ce modèle est en accord avec la rotation antihoraire de 35° de l’Ibérie, induisant une quantité d’extension importante et la formation de la croûte océanique de la Néo-Théthys avant la subduction sous la plaque européenne (Srivastava et al., 1990, 2000 ; Rosenbaum et al., 2002 ; Sibuet et al., 2004 ; Vissers et Meijer, 2012a, 2012 ; Vissers et al., 2016). Dans ce contexte de subduction, la Faille Nord-Pyrénéenne est active en décrochement lors de la collision à 83 Ma et la ZNP correspond aux marges hyperamincies d’un large bassin océanique dont le métamorphisme HT-BP, ainsi que l’épisode magmatique sont liés au détachement du slab (Vissers et al., 2016).

4.2.3.3. Modèle 3 : *ouverture en transtension*

Le troisième type de modèle (Figures 4.18D. et 4.20.) est celui de Jammes et al. (2009) qui est en faveur d’une extension polyphasée, basée sur une synthèse de données géologiques ainsi que sur des nouvelles connaissances de l’extension dans les Pyrénées. Dans ce modèle l’extension est marquée par deux phases distinctes : (i) la première durant la fin du Jurassique (Tithonien ~147 Ma) caractérisée par un mouvement décrochant senestre important, de direction NW-SE avec un déplacement de l’Ibérie de l’ordre de 400 km (Schettino et Turco, 2010), à l’origine de la formation de bassins transtensifs et (ii) la seconde à l’Albien caractérisée par une ouverture en ciseaux du Golfe de Gascogne permettant la rotation de la plaque ibérique. Cette dernière, se traduit par des failles de transfert de direction SSW-NNE ainsi que par l’amincissement extrême de la croûte continentale et l’exhumation des péridotites du manteau sous-continentale (Hall et Benett, 1979 ; Vielzeuf et Kornprobst, 1984 ; Lagabrielle et Bodinier, 2008 ; Jammes et al., 2009, 2010a ; Lagabrielle et al. 2010 ; Clerc et al., 2012 ; Masini et al., 2014 ; Tugend et al., 2014).

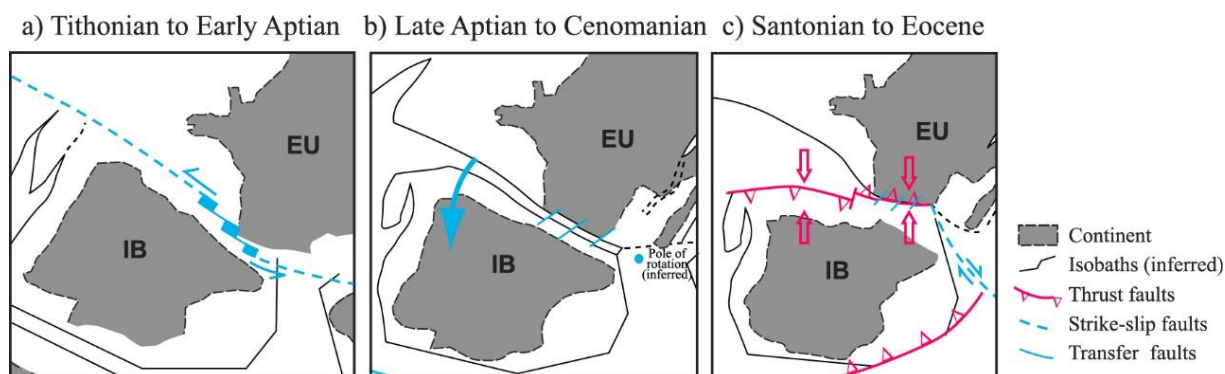


Figure 4.20. Interprétation de la cinématique des plaques Europe-Ibérie du Tithonien à l'Éocène, (Jammes et al., 2009). a) Du Jurassique supérieur au début de l'Aptien, le mouvement de l'Ibérie par rapport à l'Europe a été pris en compte dans un bassin transtensionnel orienté E-W le long d'une limite de plaque diffuse entre l'Ibérie et l'Europe ; b) À l'Aptien supérieur, l'Ibérie a commencé à s'éloigner de l'Europe par rotation, ce qui a entraîné une extension orthogonale localisée à l'intérieur de la limite diffuse de la plaque du Jurassique supérieur à l'Aptien supérieur.

4.2.4. Synthèse des travaux de la ZNP et problématique

4.2.4.1. Le problème des brèches de la ZNP

L'une des principales questions soulevées par les géologues travaillant sur la zone Nord Pyrénéenne (ZNP), est la signification des diverses brèches rencontrées à divers niveaux de la série stratigraphique (Figure 4.21).

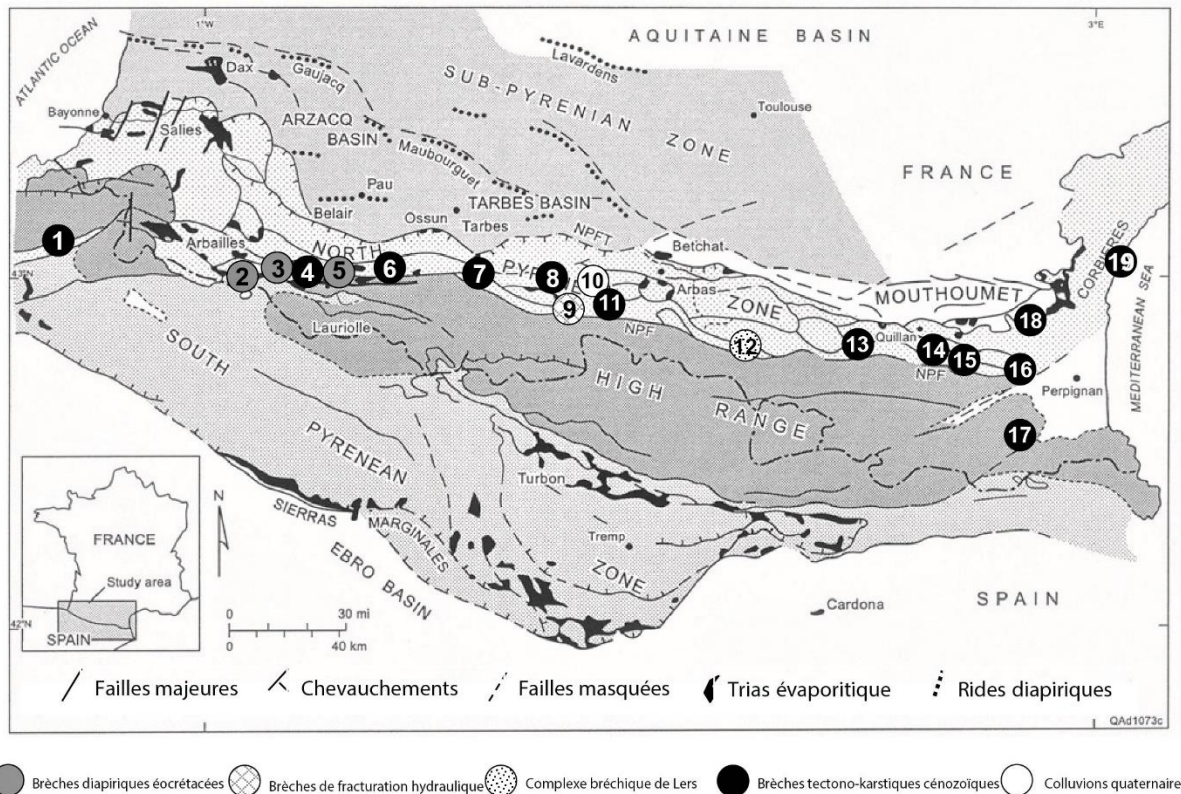


Figure 4.21. Carte de localisation et interprétation des sites pyrénéens à brèches (Canérot et al., 2004). Identification d'au moins 4 types de brèches (Canérot et al. 2004): 1 – des brèches diapiriques éocrétacées dans les chaînons de Béloscaire-Bosmendiette (site 2) du Lichançumendy (site 3) et du Pic de Lauriolle (site 5) dans les Pyrénées-Atlantiques ou dans le secteur du col d'Agnes (site 12), en Ariège; 2 – des brèches de fracturation hydraulique profonde, crétacées, dans les chaînons de Saint-Béat (site 9) en Haute-Garonne, de Lers et du col d'Agnes (site 12) en Ariège; 3 – des brèches de fracturation/karstification cénozoïques, syn, tardi et post-pyrénéennes, dans les chaînons du Layens (site 4) dans les Pyrénées-Atlantiques, de Lourdes-Pibeste (site 6) et Médous-Asté (site 7), dans les Hautes-Pyrénées, de Bramevaque (site 8) et Gerde-Boutx (site 11) en Haute Garonne, de Comus (site 13), Nentilla (site 14) et Sainte-Colombe-sur-Guette (site 15) ou dans la nappe des Corbières orientales, au Cap Romarin (site 19), dans l'Aude, enfin de Baixas (site 16) et d'Amélie-les-Bains (site 17), dans les Pyrénées-Orientales. C'est à cette même catégorie qu'ont été rattachées les brèches faiblement métamorphisées de la « nappe des marbres » (site 1), en Navarre espagnole ou celles du secteur de Cucugnan (site 18, Bilotte et Canérot, 2006); 4 – enfin, des colluvions quaternaires dans la vallée du Job (site 10), en Haute-Garonne.

L'âge et le processus de la formation de ces brèches, font l'objet de débats depuis plus d'un siècle dans la ZNP, depuis les premiers travaux de Lacroix (1894). Un exemple pyrénéen de la difficulté de l'interprétation des processus de mise en place des brèches est celui des brèches calcaro-lherzolitiques, localisées à proximité de la Faille Nord Pyrénéenne et associées aux corps de lherzolites, observables notamment autour de l'étang de Lherz. L'âge de formation de

ces brèches est considéré comme post-Albien. Les principaux modes de formation proposés dans la littérature sont : (i) des brèches hydrauliques (Dauteuil et al., 1987; Golberg, 1987; Ternet et al., 1997) ; (ii) des brèches karstiques (Debroas et Azambre, 2012) et (iii) des brèches sédimentaires en milieu continental (Choukroune, 1973, 1976 ; Meurisse, 1974), en milieu marin déposées dans un fossé (canyon) Paléocène (Peybernes et al., 2001) ou dues à l'exhumation des péridotites (Figure 4.22.), lors de processus anté-alpins (e.g., Lagabrielle et al., 2010, 2016 ; Clerc, 2012 ; De Saint Blanquat et al., 2016).

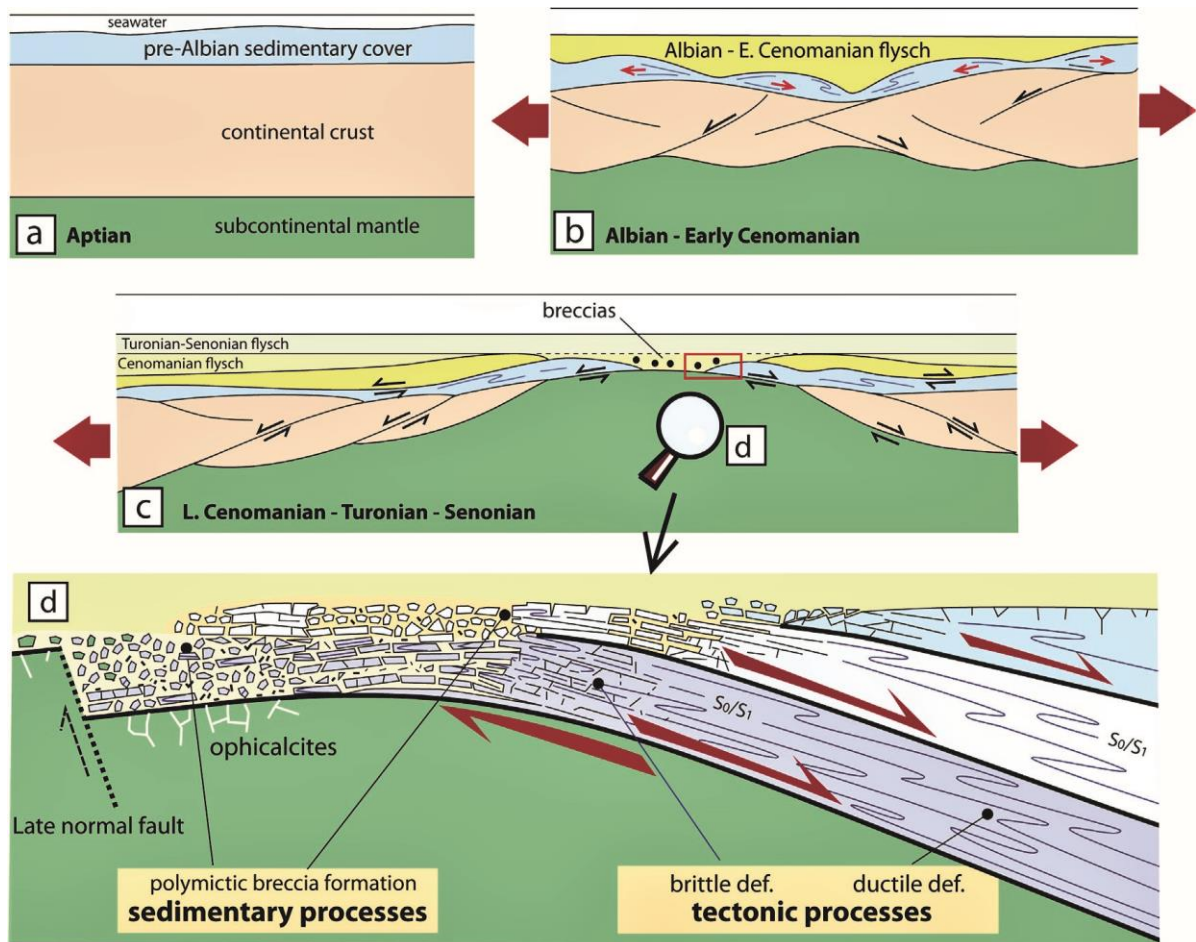


Figure 4.22. Modèle de la transition ductile-fragile affectant les marbres mésozoïques dans le cadre de grandes failles de détachement (à faible angle) actives pendant l'exhumation du manteau après l'extraction latérale de la croûte continentale atténuée. Les dessins A) à C) illustrent l'évolution du bassin d'Aulus pendant la période d'hyperextension crustale du Crétacé. D) se concentre sur la transition du comportement ductile à cassant des marbres pendant leur exhumation et à la formation des brèches sédimentaires (Lagabrielle et al., 2016)

Dans la partie orientale de la ZNP, et plus précisément dans le synclinal du Bas Agly, l'étude est focalisée sur la signification des diverses brèches rencontrées à la limite entre le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur. L'âge et le processus de mise en place des brèches, connues sous le nom de "Brèches post-albiennes", ou "eBr", et les brèches limites "jBr", font l'objet de débats depuis plusieurs décennies. Ces brèches "eBr" sont cartographiées essentiellement dans le flanc sud du synclinal du Bas Agly (Berger et al., 1993) et sont classiquement attribuées à l'Eocène (Bartonien, Mattauer et Proust, 1962). Les brèches du Jurassique supérieur (jBr) aussi appelées "Brèches limites" ou "Brèches intraformationnelles" (e.g., Peybernès, 1976 ; Berger et al., 1997), sont généralement confondues avec les brèches "eBr".

Peybernès et al. (2001a, b), Frondecave-Wallez et al. (2003) et Combes et al. (2003, 2004, 2007) attribuent les brèches "eBr" à une sédimentation marine, basée sur la présence de foraminifères planctoniques du Dano-Selandien dans des remplissages chenalisés d'une paléotopographie karstique à grande échelle (Figure 4.23A). Cependant, l'âge de ces brèches et l'existence d'un fossé marin dans la zone Nord-Pyrénéenne ont été fortement débattus : l'article de Canérot, (2006) et le commentaire de Bilotte et al. (2007) remettant en question la présence des foraminifères planctoniques et, par conséquent, les attributions stratigraphiques. Canérot, (2004, 2006) et Vaudin (1982) se sont ralliés à l'interprétation tectono-karstique et ont associé ces brèches à la collision entre les croûtes convergentes européenne et ibérique au Crétacé supérieur (Figure 4.23B), induisant la création et le développement d'un "corridor de fracturation-karst-bréchification" transpyrénéen.

Plus récemment, ces brèches "eBr" ont été réinterprétées comme des brèches sédimentaires par Clerc (2012), qui propose un processus d'érosion liée à un escarpement subaquatique, potentiellement induit par une activité de faille normale ou de décrochement, déclenchant le développement de coulées de débris et la formation de brèches syn- à post-albiennes. Chelalou (2015) suggère un âge post-Valanginien à syn-Albo-Cénomaniens, lié à la formation de pentes pendant la phase d'extension au Crétacé inférieur (Figure 4.24).

Les brèches peuvent avoir des caractéristiques communes, entraînant parfois une confusion sur les processus de bréchification. Ces incertitudes concernant l'âge et le processus de formation à l'origine de ces brèches ont un impact sur les implications géodynamiques et sont souvent liés au fait que soit (i) les données ne sont pas suffisamment discriminantes, soit (ii) les études se basent uniquement sur des observations naturalistes et ne sont pas complétées par des analyses détaillées de l'évolution diagenétique en laboratoire. En effet, certains critères

sédimentologiques et pétrographiques sont spécifiques au processus de formation des brèches et peuvent être utilisés pour préciser l'origine de la brèche. De plus, ces brèches (jBr et eBr) sont formées essentiellement de clastes et de matrice carbonatés, ce qui permet une étude diagénétique afin d'établir une paragenèse (eg., Choquette et Pray, 1970), ainsi que la reconstruction de l'histoire géologique pendant et après le dépôt.

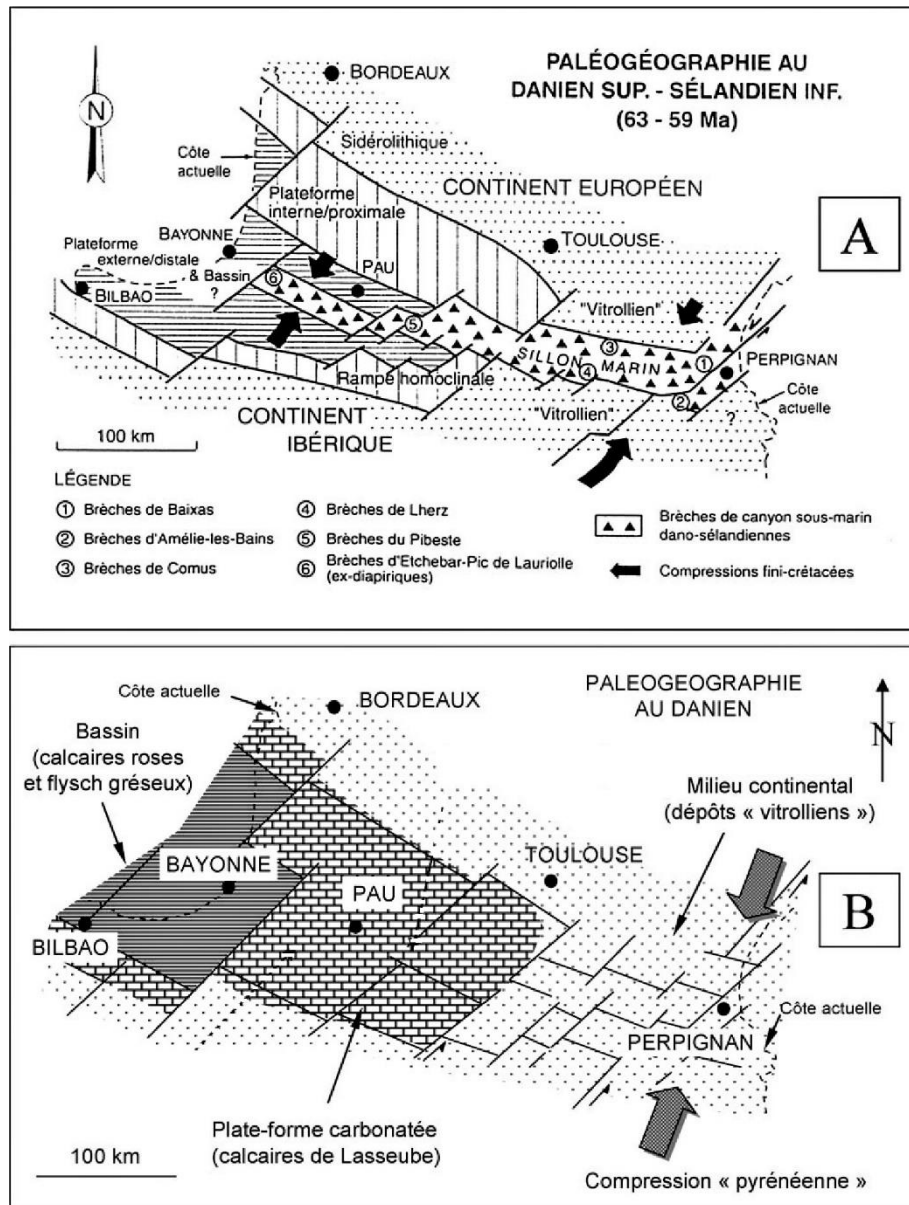


Figure 4.23. Paléogéographies comparées du Danien dans le domaine pyrénéen. A) Selon Peybernès et al. (2002). La tectonique compressive NE–SW, fini-crétacée, est généralisée. Une étape distensive paléocène est à l'origine du sillon marin, transpyrénéen, à brèches. B) Ce sillon marin paléocène n'existe pas. Le régime tectonique compressif (transpressif) amorcé au Crétacé supérieur dans les Pyrénées orientales, se poursuit au début du Tertiaire, pour affecter l'ensemble des Pyrénées à l'Éocène moyen–supérieur. Au Paléocène, le passage graduel, d'est

en ouest, du continent émergé à la plate-forme puis au bassin, s'inscrit dans la logique de fermeture « en ciseaux » du sillon néocrétacé. D'après [Canérot \(2006\)](#).

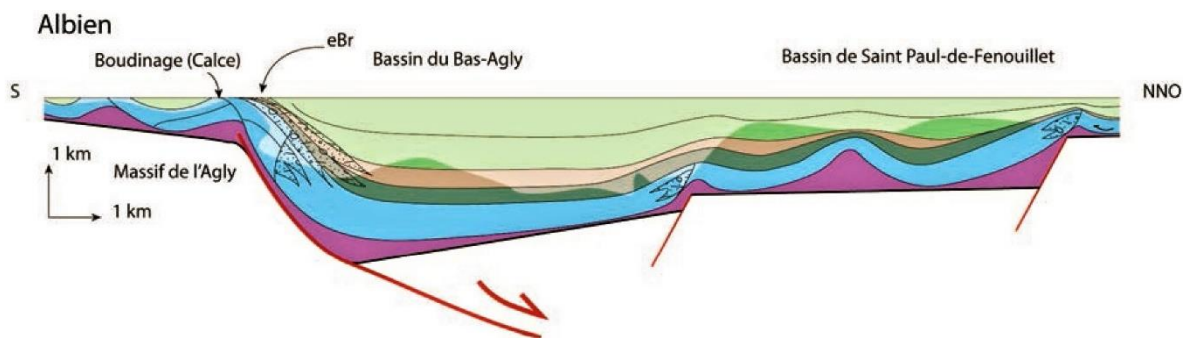


Figure 4.24. Coupe restaurée (à l'Albien) du bassin de Bas Agly et de Saint Paul-de-Fenouillet, montrant le mode de mise en place des brèches eBr ([Chelalou, 2015](#)).

4.2.4.2. Le métamorphisme HT/BP de la ZNP

Le métamorphisme HT-BP pyrénéen est localisé dans une bande étroite le long de la partie sud de ZNP, appelé Zone Interne métamorphique (ZIM ; [Figure 4.15.](#)) par [Souquet \(1977\)](#). Ce métamorphisme est observé dans les métasédiments carbonatés et gréséo-pélitiques mésozoïques avec des températures qui peuvent être supérieures à 550°C ([Figure 4.25.](#)) et des pressions inférieures à 4 kbar ([Ravier 1959](#) ; [Choukroune 1970](#) ; [Azambre and Rossy, 1976](#) ; [Bernus-Maury, 1984](#) ; [Golberg et Leyreloup, 1990](#) ; [Vauchez et al., 2013](#) ; [Clerc et al., 2015](#) ; [Chelalou et al., 2016](#)). Cet événement thermique a été d'abord lié à une "fracturation crustale antécénomaniennne" ([Ravier, 1959](#) ; [Souquet, 1977](#)) ou à la phase compressive du Crétacé terminal ([Mattauer, 1968](#) ; [Choukroune, 1976](#)). Depuis que [Choukroune et Mattauer \(1978\)](#) ont réinterprété ce métamorphisme comme la conséquence d'un important amincissement de la croûte continentale, ce dernier est généralement attribué à l'évènement de rifting Crétacé ([Vielzeuf et Kornprobst, 1984](#) ; [Golberg, 1987](#) ; [Golberg et Maluski, 1988](#) ; [Dauteuil et Ricou, 1989](#) ; [Golberg et Leyreloup, 1990](#) ; [Clerc et Lagabrielle, 2014](#) ; [Clerc et al., 2015](#) ; [Lagabrielle et al., 2016](#)). Ce métamorphisme est caractérisé par un paléo-gradient géothermique très fort, qui affecte certains terrains paléozoïques et la plupart des sédiments mésozoïques pré- et syn-rift, du Trias jusqu'à la base du Crétacé supérieur ([Choukroune, 1974](#), [Clerc et al, 2015](#)). Les plus jeunes terrains dans la ZNP qui ont subi ce métamorphisme sont d'âge Crétacé supérieur

et sont seulement affectés par un métamorphisme épizonal (Mattauer, 1964 ; Choukroune, 1972 ; Debroas, 1987).

Les marqueurs de ce métamorphisme correspondent essentiellement à des assemblages minéralogiques de diopside, de muscovite, phlogopite, trémolite, plagioclase, feldspath potassique, quartz, mica blanc, sphène, pyrite et scapolite (e.g., Ravier, 1959 ; Vaudin, 1982 ; Golberg, 1987). Les nombreuses occurrences de scapolites suggèrent la présence de circulations de fluides (Ravier et Thiebaut, 1982). La circulation à petite échelle de fluides riches en Ca et Na, au sein de la pile sédimentaire, est enregistrée par des zonations chimiques dans ces minéraux (Golberg et Leyreloup, 1990). L'extension du Crétacé inférieur responsable de ce métamorphisme, induit également un boudinage des couches qui est couramment observé dans les marbres en raison de leur contraste rhéologique (e.g., Clerc, 2012 ; Clerc et al., 2015). Ces boudins forment des lentilles symétriques présentant un aspect de " tablette de chocolat " (Vauchez et al., 2013).

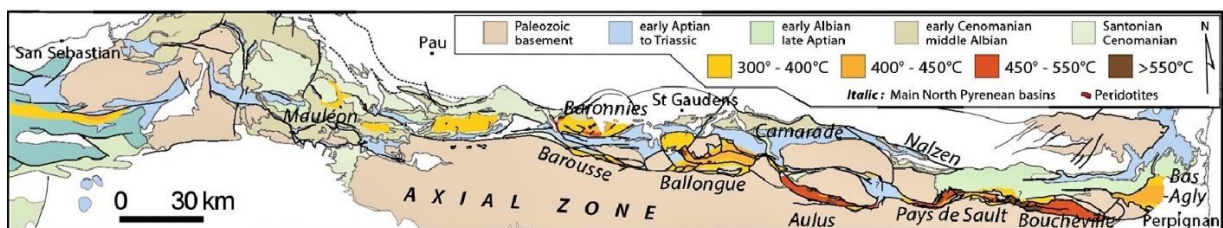


Figure 4.25. Cartes de la thermicité (zones isométamorphiques) dans la ZNP d'après Clerc et al. (2015).

De nombreuses études géochronologiques par le biais de différentes méthodes (40Ar-39Ar, 87Rb-87Sr, 40K-40Ar ; Figure 4.26.) ont été consacrés à la datation du métamorphisme de type HT-BP crétacé des Pyrénées. Ces travaux ont révélé des âges allant de 110 à 85 Ma, c'est-à-dire de l'Aptien au Santonien (Albarède and Michard-Vitrac, 1978a ; Albarède and Michard-Vitrac, 1978b ; Montigny et al., 1986 ; Golberg et al., 1986 ; Golberg and Maluski, 1988 ; Clerc et al., 2015 ; Chelalou et al., 2016). Pour cette période, Azambre et Rossy (1976) proposent deux évènements thermiques responsables de deux métamorphismes successifs : (i) un pic de métamorphisme de forte intensité à l'Albo-Cénomaniens, suivi par (ii) un évènement de type anchi-métamorphique de plus faible intensité attribué au Crétacé terminal. Cependant, Debroas (1976, 1978) propose qu'il existe un seul évènement thermique continu durant toute cette période (50 Ma).

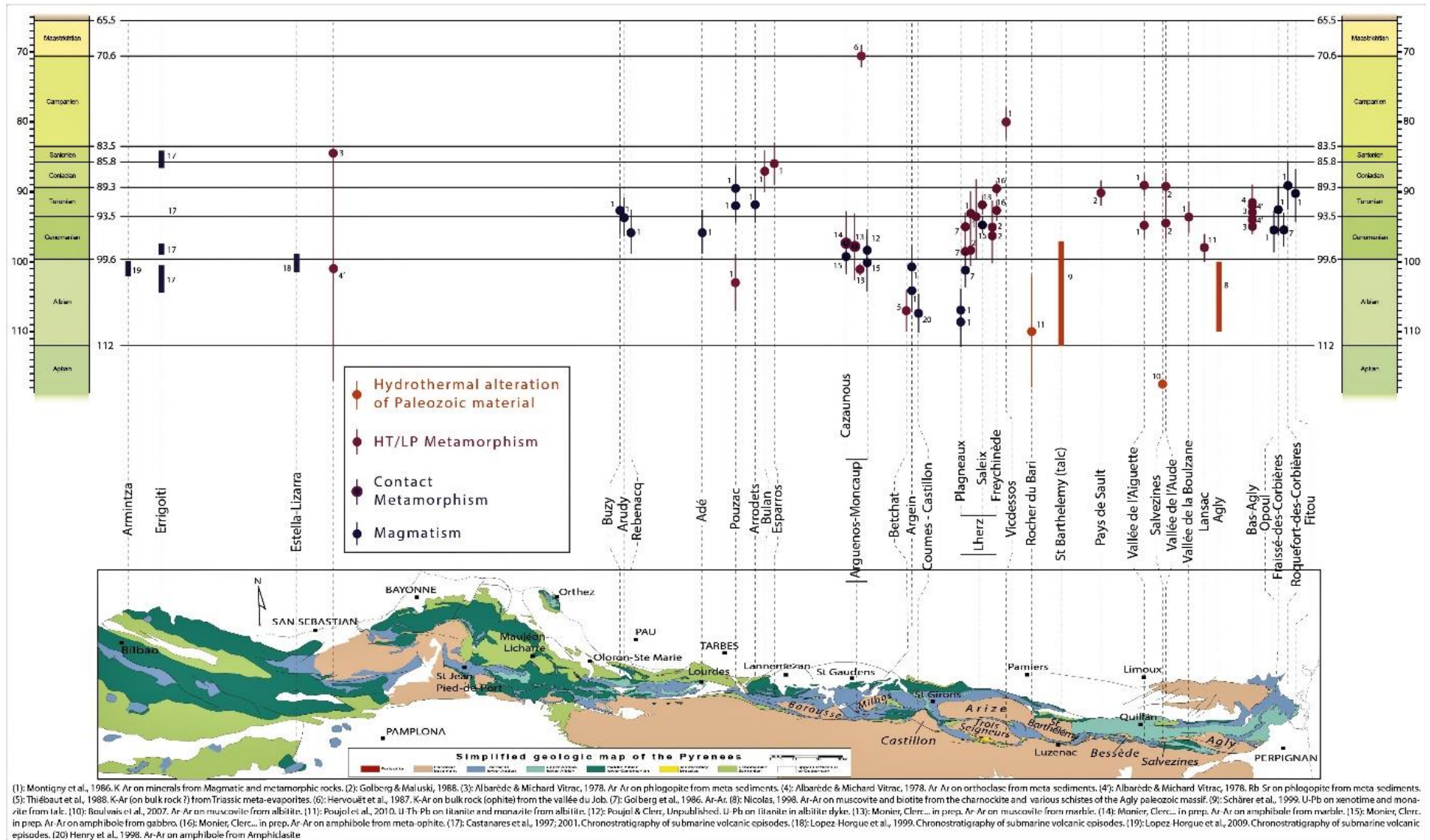


Figure 4.26. Tableau récapitulatif des âges du métamorphisme et magmatisme crétaé dans les Pyrénées (Clerc, 2012).

4.2.4.3. Le métasomatisme de la ZNP

Dans la ZNP, l'évènement thermique pyrénéen n'est pas seulement enregistré dans les bassins sédimentaires. Un métasomatisme (altération hydrothermale) important responsable de l'albitisation et de la déquartzification des terrains a été enregistré dans les Massifs Nord-Pyrénéens (Figure 4.27.), marqué par la formation de dépôts massifs de talc (Moine et al, 1989 ; Demange, 1999 ; Schärer et al., 1999 ; Boulvais et al., 2007 ; Poujol et al., 2010) indiquant des âges Aptien à Turonien entre 117 et 92 Ma (Schärer et al. 1999 ; Boulvais et al., 2006, 2007 ; Poujol et al., 2010 ; Fallourd et al., 2014) et à des températures allant de 250°C (Moine et al., 1989 ; Boulvais et al., 2006) jusqu'à plus de 500°C de métasomatisme sodique-calcique (Fallourd et al., 2014). Cet évènement métasomatique est généralement associé à la tectonique extensive et il aurait une origine commune avec le métamorphisme de HT-BP observé dans la ZNP (e.g., Boulvais et al., 2006 ; Boulvais et al., 2007 ; Poujol et al., 2010 ; Fallourd et al., 2014).

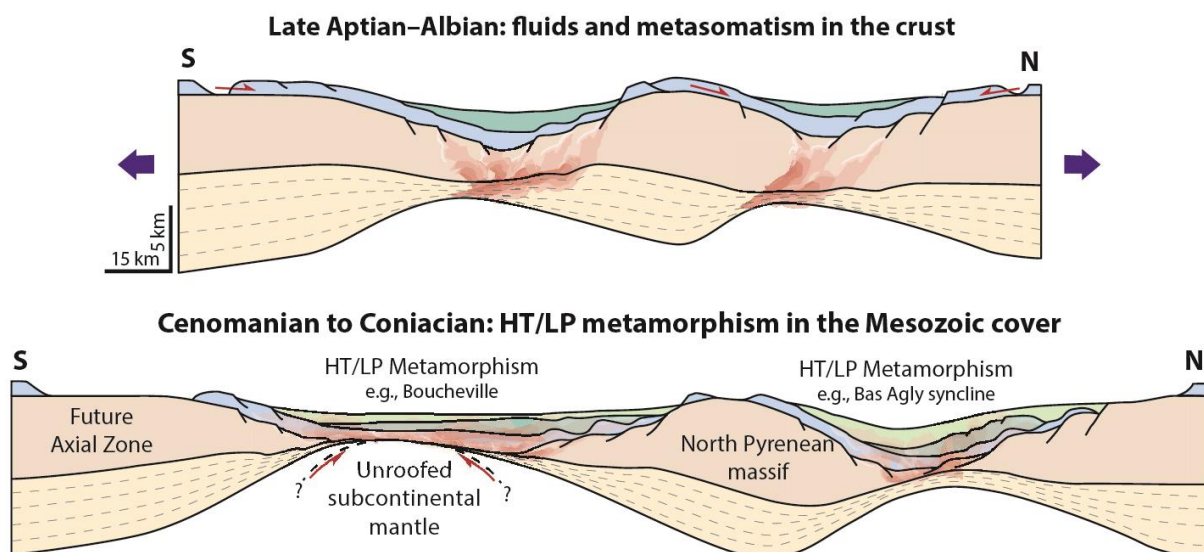


Figure 4.27. Représentation schématique de l'évolution dans le temps du métamorphisme crétacé dans le domaine pyrénéen (Clerc et al., 2015): En haut : phase hydrothermale précoce affectant le socle paléozoïque. En bas : métamorphisme HT/BP affectant essentiellement la couverture anté- et syn et post- rift à la suite du boudinage de la croûte continentale.

Cette activité hydrothermale est marquée par la présence : (i) de nombreux dépôts de talc-chlorite (Moine et al. 1989 ; Schärer et al. 1999 ; Boulvais et al. 2006 ; Poujol et al. 2010), de corps d'albitite (Boulvais et al. 2007 ; Poujol et al. 2010) et (iii) de la serpentinitisation et de la carbonatation des péridotites à l'origine des ophicalcites des Pyrénées (Clerc et al., 2013 ; Defelipe et al., 2017). Selon Boulvais et al (2006), la formation des gisements de talc et les occurrences d'albitites sont liées la circulation d'eau de mer dans le système (Figure 4.28.).

Ces fluides circulent à l'échelle de la croûte à travers des failles à fort pendage (Choukroune and Mattauer, 1978) et remontent lors de l'épisode de rifting après avoir subi un réchauffement par le flux de chaleur associé à l'advection du matériel mantellique. L'interaction des fluides minéralisateurs avec les roches du socle se traduit par une albitisation ou une talcification (Figure 4.28.).

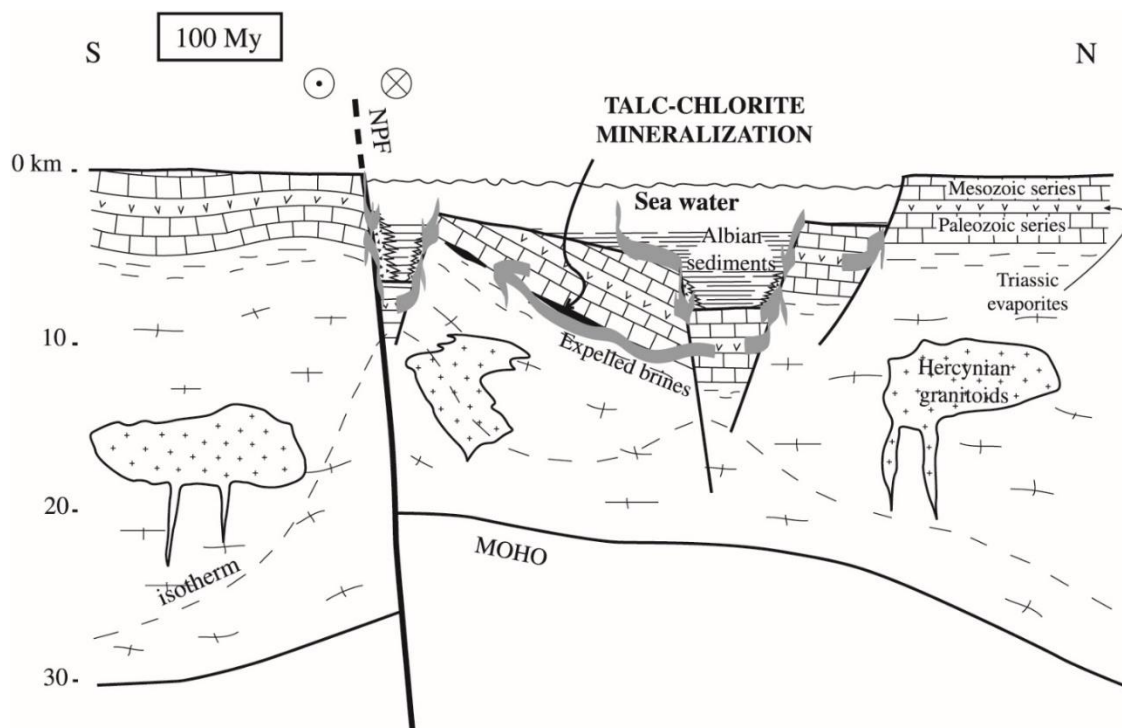


Figure 4.28. Coupe schématique de la ZNP à 100 Ma durant le contexte transtensif albien, montrant un modèle de circulation des fluides pour expliquer le métasomatisme et la formation des gisements de talc et des occurrences d'albitites dans le socle Varisque (Boulvais et al., 2006).

4.2.5. La géologie du bassin du Bas Agly au cours de l'évolution des Pyrénées

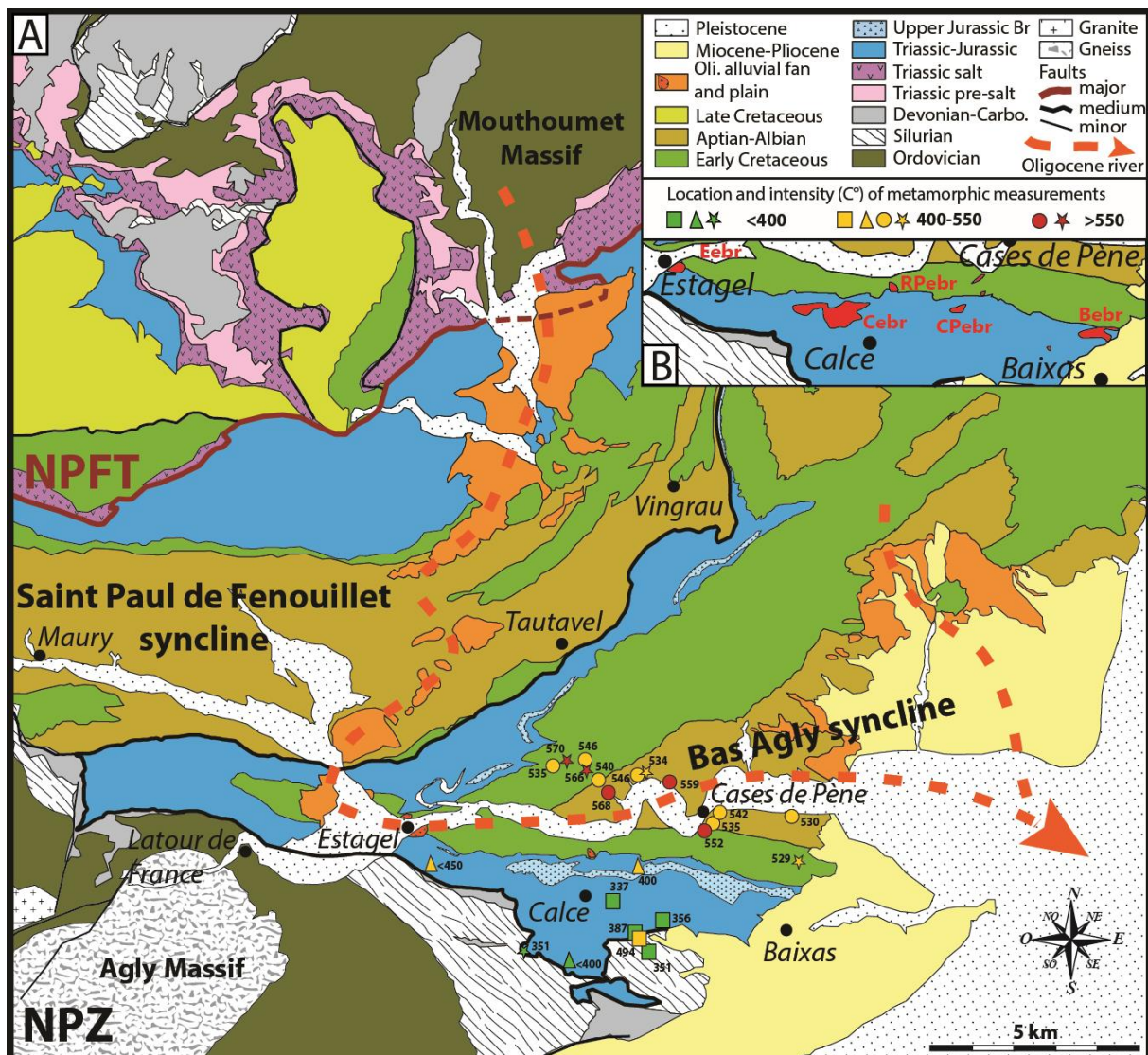


Figure 4.29. A) Carte géologique de l'extrémité Est de la ZNP (simplifiée d'après les cartes géologiques du BRGM 1/50.000 de Tuchan (Berger et al., 1997), Perpignan (Berger et al., 1988), Leucate (Bles and Berger, 1982), Quillan (Crochet et al., 1989) and Rivesaltes (Fontelles et al., 1993). Localisation et intensité (C°) des mesures métamorphiques dans le synclinal du bassin du Bas-Agly : les carrés représentent les données de Clerc et al, (2015), les triangles d'après Golberg and Leyreloup (1990), les cercles d'après Chelalou (2015) et les étoiles d'après Ducoux (2017). B) Extrait de la carte géologique de Rivesaltes (modifié d'après Berger et al., 1993) du flanc sud du synclinal du Bas Agly. En rouge la localisation des affleurements de la brèche eBr ; EeBr: Brèches d'Estagel ; RPeBr: Brèches de Roc Pointu ; CeBr: Breccias de Calce ; CPeBr: Brèches de Case de Pène ; BeBr: Brèche de la marbrerie de Baixas.

Le synclinal ou bassin du Bas Agly est situé dans la zone la plus orientale de la zone Nord-Pyrénéenne (ZNP, Figure 4.29A). Il est délimité au sud-ouest par le massif de l'Agly, au nord par le synclinal de Saint Paul de Fenouillet, et au sud et sud-est par le fossé de Roussillon (Figure 4.29A). La partie inférieure de la succession mésozoïque du synclinal du Bas Agly est composée de dépôts marins triasiques à gypse, marnes et dolomies qui ont servi de niveau de décollement sur le socle Paléozoïque (Figure 4.30.). Vaudin (1982) et Berger et al. (1993) ont subdivisé le Jurassique inférieur (Lias) en : (i) dolomies et brèches associées, attribuées à l'Hettangien, (ii) calcaires oolithiques avec une abondance de grains d'hématite et de quartz attribués au Sinémurien, et (iii) marnes d'âge Pliensbachien et Toarcien. Les dépôts du Jurassique supérieur (Dogger et Malm inférieur) sont principalement composés de dolomies massives noires et grises, alternant avec des dolomies calcaires de la plate-forme carbonatée (Berger et al., 1993). Une phase de rifting à la fin du Jurassique est largement enregistrée dans l'océan Atlantique Nord ainsi que dans le nord de l'Ibérie et marque les prémices de l'extension du Crétacé Inférieur dans les Pyrénées (Péron-Pinvidic et al., 2007 ; Sibuet et al., 2004 ; Jammes et al., 2009 ; Figures 4.20. et 4.31.). La limite entre le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur est caractérisée par la présence de dépôts de brèches (ces brèches font l'objet du chapitre V), nommés "Brèche limite" ou "jBr" dans la région de Rivesaltes, Saint-Paul de Fenouillet, Tuchan et Leucate (e.g., Souquet et Debroas, 1980 ; Vaudin, 1982 ; Peybernès, 1976 ; Berger et al., 1993 ; Chelalou, 2015). La base du Crétacé inférieur commence par le niveau repère Berriasien (Perami, 1960), formé par les calcaires métamorphiques qui affleurent de manière continue de Baixas à Estagel et contiennent des minéraux néoformés (Scapolite et micas, Figures 4.29 et 4.30). Le faciès Urgonien (Figure 4.30), composé de calcaires blancs à rudistes (bivalves) et Orbitolina (foraminifères), est caractéristique des plateformes carbonatées internes du Crétacé inférieur (e.g., Vaudin, 1982 ; Berger et al., 1993). L'ouverture du Golfe de Gascogne et l'extension associée, a entraîné l'ouverture et le remplissage des bassins (synclinaux de Saint Paul de Fenouillet, de Boucheville et du Bas Agly) durant l'Aptien supérieur à l'Albien, qui est représenté par une épaisse série de faciès cornéens (marnes métamorphiques noires) caractérisés par l'abondance de minéraux métamorphiques (Pyrite et micas, Figure 4.30). Ces dépôts, correspondant à la dernière succession du Mésozoïque, affleurent dans le cœur du synclinal du Bas-Agly (Debroas, 1987, 1990 ; Berger et al., 1993).

L'amincissement de la lithosphère pendant l'extension a produit un métamorphisme à haute température/basse pression (HT/LP) dans les bassins de la ZNP (Choukroune et Mattauer, 1978). Les roches métamorphiques du synclinal du Bas Agly enregistrent des températures

allant de 568°C au centre du synclinal à 337°C sur les flancs (e.g., Choukroune et Mattauer, 1978 ; Golberg et Leyreloup, 1990 ; Vauchez et al., 2013 ; Clerc, 2012 ; Clerc et al., 2015 ; Chelalou, 2015 ; Chelalou et al., 2016 ; Ducoux, 2017 ; Odlum et Stockli, 2019). Le synclinal du Bas Agly est donc considéré comme représentant un bassin à métamorphisme modéré, comparé au bassin faiblement métamorphique du bassin de Saint Paul de Fenouillet et au bassin fortement métamorphique de Boucheville. De plus, Moine et al. (1989) et Boulvais et al. (2006) montrent une activité hydrothermale intense dans l'ensemble des Pyrénées orientales, mise en évidence par un grand nombre de minéralisations de talc-chlorite d'âge Albien (112-97 Ma). À la fin du Santonien (~85 Ma ; Figure 4.31), l'initiation de la convergence entre la péninsule Ibérique et l'Europe a conduit à l'inversion structurale des bassins albo-aptiens, à la réactivation des failles normales en failles de chevauchement, à la verticalisation des flancs de plis et, enfin, à la formation des Pyrénées (Choukroune, 1976 ; Bessière et al., 1989 ; Sibuet et al., 2004 ; Ford et Vergés, 2020 ; Ducoux et al., 2021 ; Calvet et al., 2021).

Le Cénozoïque du synclinal du Bas Agly est représenté par des dépôts de brèches dites " Brèches post-albiennes " ou " eBr ". Comme pour les brèches Jbr, ces brèches sont également situées à la limite Jurassique supérieur-Crétacé inférieur dans le flanc sud du synclinal du Bas Agly (Figure 4.29B) et sont attribuées à l'Eocène (e.g., Mattauer et Proust, 1962, Berger et al., 1993), ce qui est resté hypothétique jusqu'à aujourd'hui. Une ré-investigation et une réinterprétation de la formation de ces brèches ont été réalisées pendant cette thèse (Voir chapitre VII). Les dépôts oligocènes sont représentés par la Formation de Paziols, affleurant sous forme de lambeaux discontinus (Berger et al., 1993, Figure 4.29A). La Formation de Paziols est caractérisée par une sédimentation siliciclastique à gros grains essentiellement composée de conglomérats, avec épisodiquement des silts et des grès. Le sommet du Cénozoïque est attribué au Pliocène (Zancléan) et est caractérisé par une sédimentation de delta de Gilbert remplissant le graben de Roussillon (e.g., Nemeč et steel, 1988).

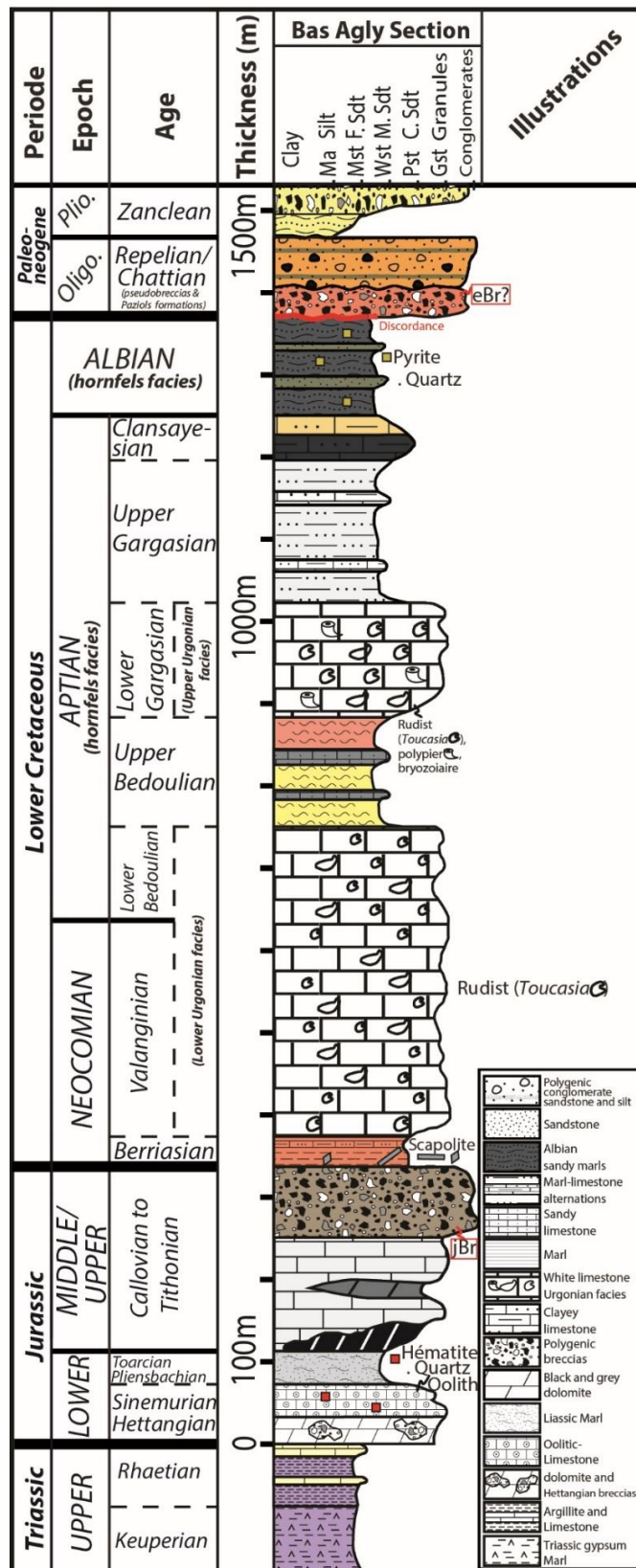
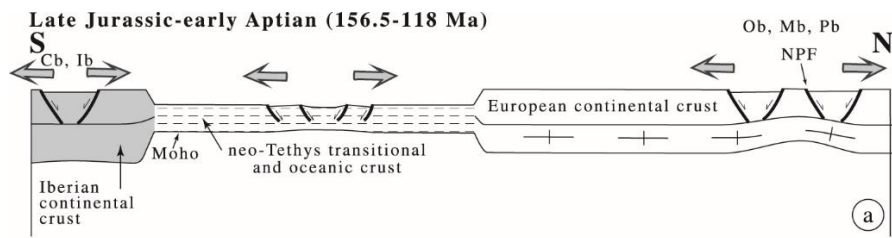
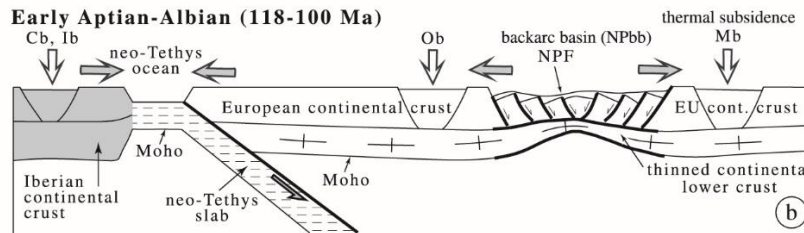


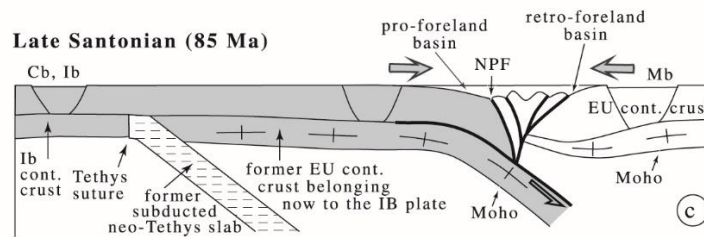
Figure 4.13. Colonne lithostratigraphique synthétique du bassin méso-cénozoïque du Bas Agly (modifié d'après Berger et al., 1993). jBr et eBr : dépôts de brèches qui font l'objet d'étude de la thèse.



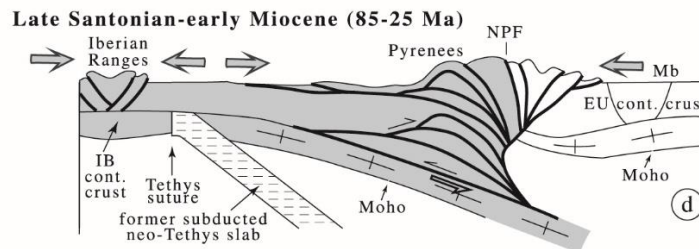
Extension within the Tethys domain, IB and EU continental crusts



Neo-Tethys subduction and backarc basin extension



Beginning of continental subduction and backarc basin inversion



Continental subduction and wedging

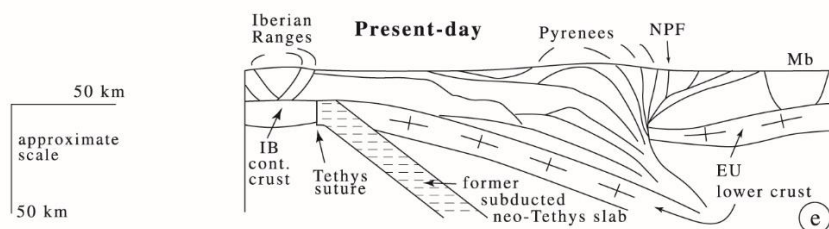


Figure 4.31. Diagrammes schématiques montrant l'évolution des Pyrénées, intégrant l'interprétation des profils ECORS et tomographiques, combinés aux contraintes des reconstructions cinématiques du Golfe de Gascogne et de l'Atlantique Nord-Est (Sibuet et al., 2004). Gris : croûte IB ; blanc : croûte EU. Lignes épaisses : failles actives.

Chapitre V

LES BRECHES SEDIMENTAIRES : formation et préservation en contexte extensif



5. Les brèches sédimentaires : formation et préservation en contexte extensif

Ce chapitre présente deux articles scientifiques : i) un article publié dans la revue *Comptes rendus Géoscience – Sciences de la Planète* et ii) un chapitre accepté dans un ouvrage sur les Pyrénées de l'ISTE-SCIENCES intitulé : « Évolution des Pyrénées au cours du cycle varisque et du cycle alpin - Évolution tectonique, thermique et sédimentologique ».

5.1. Synthèse des articles

5.1.1. Objet d'étude et objectifs scientifiques

Dans cette étude, nous nous sommes intéressés aux processus de formation et de préservation des brèches sédimentaires colluviales en contexte extensif. Cette étude se focalise sur les brèches sédimentaires associées à des pentes formant une épaisseur importante (>50 m), cartographiable sur une carte géologique au 1/50 000. Comme certaines formations sédimentaires (e.g., turbidites) qui peuvent avoir une signification géodynamique nous pensons qu'il peut en être de même pour ce type de brèches sédimentaires. Les brèches sont des roches qui peuvent se former dans tout type de contexte géodynamique (e.g., [Shukla et Sharma, 2018](#)). L'objectif de ce travail est d'analyser l'organisation interne des brèches sédimentaires, les processus sédimentaires et la déformation associée afin de déterminer si le contexte géodynamique extensif est favorable à leur formation.

Cette étude repose sur une comparaison d'un système ancien avec un système récent. Le système récent correspond aux dépôts Quaternaire (Pléistocène-Holocène) de la côte sud de la Crète, dans la région de Chora Sfakion. Le système ancien correspond à la brèche « limite » très largement développés dans les Pyrénées à la limite Jurassique supérieur/Crétacé inférieur. Elle n'a jamais fait l'objet d'une étude couplant terrain, analyse sédimentologique (dans ce chapitre), paragenèse et datations (Voir Chapitre VII) ; il est donc essentiel de donner une description détaillée de l'agencement de ces brèches afin de retrouver l'origine de leur formation.

5.1.2. Méthodologie

L'étude est basée principalement sur des observations de terrain, complétés par des analyses en laboratoire : i) Sur le terrain, la méthode suivie est celle proposée par [Flügel, 2010](#) qui permet de décrire des brèches carbonatées, à savoir : les relations de terrain, géométrie, épaisseur et extension latérale, stratification, limites et relations avec les unités inférieures et supérieures, différences dans la couleur des clastes et de la matrice, composition lithologique des clastes et

composition minéralogique de la matrice, taille, tri et forme de l'arrondi des clastes, limite et ratio clastes/matrice, relations entre les clastes (Puzzle/Chaotique) et orientation préférentielle des clastes. La classification de [Blair et McPherson, 1999](#) a été utilisée pour la granulométrie des clastes et la codification des différents types de faciès de brèche mis en évidence dans cette étude. Ce type d'analyse permet de déchiffrer la provenance des clastes et de comprendre les relations entre la déformation et la sédimentation. Trois colonnes stratigraphiques ont été levées : la première, au sud-ouest de la Crête, pas loin de la région de Chora-Sfakion et les deux dernières, dans les Pyrénées orientales grâce aux fronts de taille dans les carrières en exploitation (Omya et LafargeHolcim) sur les deux flancs sud et nord du synclinal du Bas-Agry.

5.1.3. Les principaux résultats et interprétations

Les brèches étudiées dans ce travail (provenant de Crête et des Pyrénées) présentent des critères communs, tels que : (i) des clastes anguleux à très anguleux de tailles variées, (ii) d'origines diverses, (iii) organisés en unités massives (couches indistinctes) granocroissante et (iv) les unités des brèches sont organisées avec des clastes de la taille de cailloux à galets près de la pente de la faille et les méga-clastes, tels que gros cailloux et les blocs, loin de la pente. Ces caractéristiques, montre que les brèches sédimentaires colluviales formées au cours de la tectonique en extension sont spatialement associées à des failles normales majeures et sont organisées avec des clastes de plus en plus gros loin de la pente, contrairement à ce que l'on trouve dans les systèmes de cônes alluviaux.

Une nouvelle terminologie et nomenclature pour les processus d'éboulement et de glissement rocheux typiques des faciès de brèches sédimentaires a été proposée dans cette étude. Nous distinguons trois associations de faciès : (i) l'association de faciès CPZ, comprend trois faciès de brèches massives, Bp, Bpc et Bpcm, liés aux processus d'éboulement générés par la rupture du substratum rocheux de la faille, représentative de la partie proximale du dépôt d'un cône colluvial subaérien, (ii) l'association de faciès CDZ comprend les faciès de méga-brèches massives Bpb et Bpbm, liés aux éboulements et aux glissements de terrain générés par la rupture du substratum rocheux de faille, représentative de la partie distale du dépôt d'un cône colluvial subaérien à subaquatique, (iii) l'association de faciès DF est constituée de micro-brèches stratifiées à brèches liées à des coulées de débris cohésives subaériennes.

Ces brèches sédimentaires sont donc déposées et préservées le long de failles normales majeures pendant l'extension et sont liées à la création d'une topographie importante dans le compartiment inférieur de la faille (pendant son soulèvement) et à son effondrement sur le

compartiment supérieur de la faille avec une préservation rapide des brèches grâce à la subsidence, empêchant ainsi le remaniement des clastes.

Les brèches sédimentaires associées aux processus de chutes de pierres et d'éboulements correspondent à des dépôts syntectoniques pendant le stade précoce de la formation du bassin extensif et peuvent être considérées comme caractéristiques du début de l'extension continentale.

Les brèches rencontrées sur les deux flancs du synclinal du Bas Agly, qui sont intercalées entre le Jurassique supérieur et les calcaires berriasiens, sont liées à une phase d'extension précoce durant le Jurassique supérieur, qui servira de guide pour l'extension du Crétacé inférieur.

5.2. Formation et préservation de brèches sédimentaires colluviales au cours de l'initiation de l'extension : processus et organisation des faciès (Article 1)

*Comptes Rendus
Géoscience — Sciences de la Planète*
2022, 354, p. 205-231
<https://doi.org/10.5802/crgeos.128>



Original Article — Stratigraphy, Sedimentology

Formation and preservation of colluvial sedimentary breccias during early extension: processes and facies organization

Tarik Kernif^{*, a}, Thierry Nalpas^a, Pierre Gautier^a, Sylvie Bourquin^a,
Marc Poujol^a and François Fournier^b

^a Univ. Rennes, CNRS, Géosciences Rennes, UMR 6118, 35000 Rennes, France

^b Aix-Marseille Université, CNRS, IRD, Cerege, Um 34, 3 Place Victor Hugo (Case 67),
13331 Marseille Cedex 03, France

E-mails: kernif.tarik@gmail.com (T. Kernif), thierry.nalpas@univ-rennes1.fr
(T. Nalpas), pierre.gauttier@univ-rennes1.fr (P. Gautier),
sylvie.bourquin@univ-rennes1.fr (S. Bourquin), marc.poujol@univ-rennes1.fr
(M. Poujol), fournier@cerege.fr (F. Fournier)

Abstract. In this study, we focused on the formation and preservation processes of colluvial sedimentary breccias within an extensional context. The breccias studied in this work (from Crete and the Pyrenees) are characterized by poorly sorted polygenic deposits of highly angular carbonate clasts whose size ranges from pebbles to blocks measuring several millimeters to several meters. This study shows that the colluvial sedimentary breccias were formed during extensional tectonics and are spatially associated with large-throw normal fault. They are related to the creation of a substantial topography in the footwall of the normal fault followed by its collapse on the hanging wall, leading to fast sediment accumulation and preservation. These breccias are organized, with pebble- to cobble-sized clasts near the slope of the fault while the mega-clasts, such as boulders and blocks, are preserved away from the slope. Such a clast size organization is indicative of a dry rockfall process and is opposite to that of alluvial fan systems dominated by gravity process involving water. This study also revealed that the breccias from the NE of the Pyrenees, encountered on both flanks of the Bas Agly syncline and previously attributed to the Lower Cretaceous, are related to a first phase of extension during the Upper Jurassic.

Résumé. Dans cette étude, nous nous sommes intéressés aux processus de formation et de préservation des brèches sédimentaires colluviales dans un contexte d'extension. Les brèches étudiées dans ce travail (provenant de Crète et des Pyrénées) sont caractérisées par des dépôts polygéniques mal triés de clastes carbonatés très anguleux dont la taille varie de galets à blocs mesurant plusieurs millimètres à plusieurs mètres. Cette étude montre que les brèches sédimentaires colluviales formées au cours de la tectonique en extension sont spatialement associées à des failles normales majeures et sont organisées avec des clastes de la taille de petits cailloux à galets près de la pente de la faille et des mégaclastes, tels que des gros cailloux et des blocs, loin de la pente, contrairement à ce que l'on trouve dans les systèmes de cônes alluviaux. Cette étude révèle également que les brèches rencontrées sur les deux flancs du synclinal du Bas Agly, qui sont intercalées entre des calcaires du Jurassique supérieur et du Berriasien, sont liées à une phase d'extension précoce durant le Jurassique supérieur.

Keywords. Sedimentary breccia, Rockfall, Rockslide, Colluvial fan, Extension, Crete, Pyrenees.

Mots-clés. Brèche sédimentaire, Chute de pierres, Glissement de roches, Colluvial cône, Extension, Crète, Pyrénées.

Manuscript received 9th December 2021, revised 11th April 2022, accepted 21st April 2022.

* Corresponding author.

5.2.1. Introduction

Breccias rocks that can form in any type of geodynamic context (e.g., [Shukla and Sharma, 2018](#)). The objective of this work is to analyse the internal organization of sedimentary breccias, the sedimentary processes and the associated deformation in order to assess the geodynamic context that prevailed during their formation.

This study focuses on the formation processes of sedimentary breccias occurring as large masses (i.e., a thickness greater than ~50 m and a lateral extension of several kilometers), and their preservation, by studying two case-localities: the Pleistocene deposits along the southern coast of Crete (Greece) and the Late Jurassic deposits of the Bas Agly syncline in the northeastern Pyrenees (France). Given the relatively young age of the Cretan breccias, they present two main advantages: (i) the tectonic setting during their deposition is well constrained, corresponding to the development of a large normal fault zone, and (ii) the deposits are well preserved and were not disturbed by later deformation. For the Pyrenean breccias, our interpretation will therefore partly rely on the comparison with the Cretan case. The Pyrenean sedimentary breccias of the Bas Agly syncline were deposited prior to the Upper Cretaceous to Tertiary Pyrenean compression. As a consequence, the Cretan and Pyrenean examples are complementary in order to clarify the depositional processes and the role of the extension for the preservation of this type of breccia.

Detailed sedimentological analyses (clast size, clast shape, clast provenance, nature of matrix, stratigraphy, etc.) of the studied outcrops will be used to understand how the various breccia facies formed over time and to assess their spatial and temporal distributions. We will demonstrate that, based on the vertical and horizontal relationship between the various breccia facies, it is possible to determine the depositional processes and to reconstruct a depositional model, in relation with the early stage of formation of an extensive basin.

5.2.2. Geological setting

5.2.2.1. The Quaternary example: Crete

The lower part of the thrust pile of the Hellenides outcrops in western Crete ([Figure 5.1.](#)) and consists of a thick sequence of metamorphic nappes overlain by remnants of non-metamorphic nappes (e.g., [Bonneau, 1984](#)). The contacts between these two nappes appear either as one or several late-orogenic extensional detachments ([Fassoulas et al., 1994](#); [Jolivet et al., 1994, 1996](#);

Kilias et al., 1994; Thomson et al., 1998, 1999; Rahl et al., 2005). Peak pressure-temperature conditions in the metamorphic nappes reached 10 ± 2 kbar and $400 \pm 50^\circ\text{C}$ (Theye et al., 1992). Because of these relatively low-grade conditions, the recrystallization of rocks has been limited, thereby making it easier to identify the protoliths.

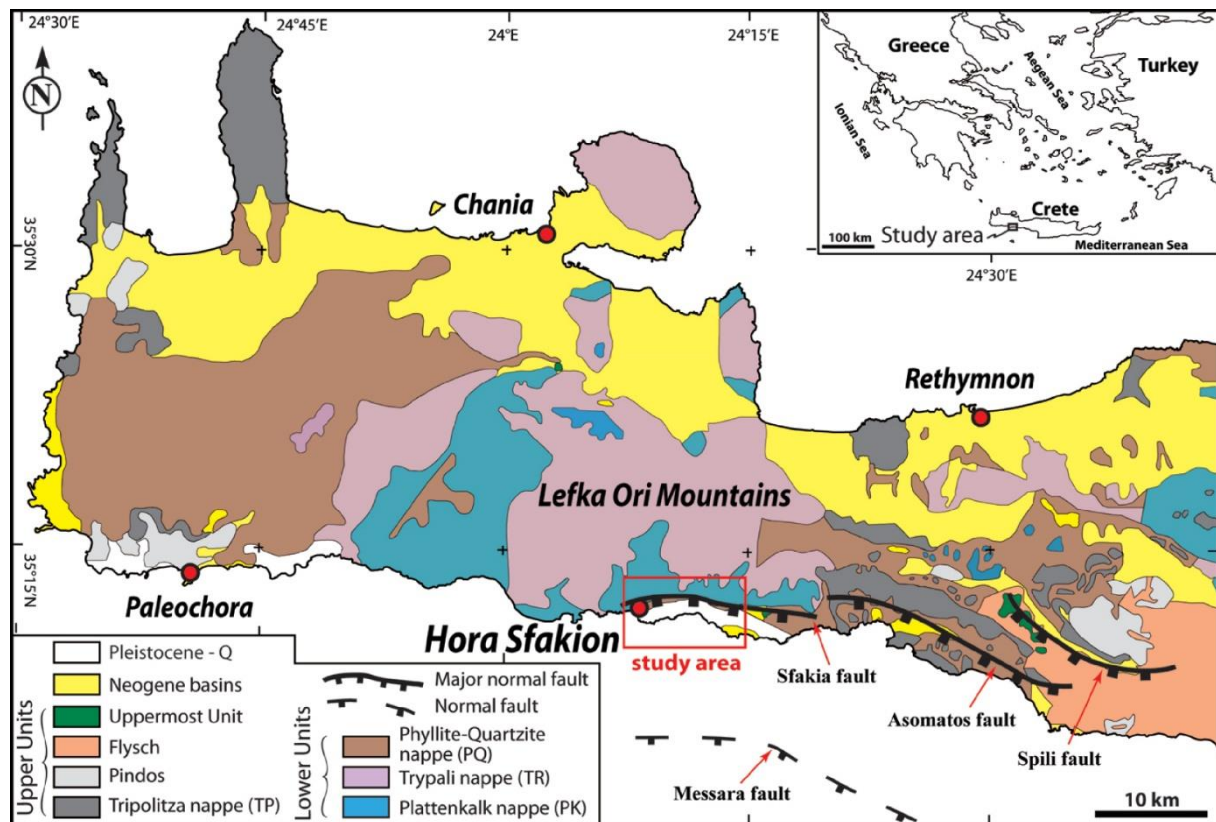


Figure 5.1. Simplified geological map of western Crete and location of the study area (modified after the IGME 1/200 000 geological map of Crete by Creutzburg et al., 1977; major normal fault taken from Caputo et al., 2010).

This study area is found at the foot of the Lefka Ori Mountains (Figure 5.1.); within and around these mountains, the non-metamorphic nappes are represented by the Tripolitza nappe (TP), which consists of grey to black massive micritic to microsparitic limestones and dolomites (Seidel, 2003; Klein et al., 2013). The TP nappe was deposited between the Late Triassic and the Eocene (e.g., Creutzburg and Seidel, 1975; Bonneau and Karakitsios, 1979; Zambetakis-Lekkas et al., 1998). The lowermost part of the TP nappe is intensely fractured, probably due to the vicinity of the detachment fault(s) separating it from the metamorphic nappes.

The following metamorphic nappes have been distinguished, from base to top (Figures 5.1. and 2.): i) the Plattenkalk nappe (PK) which consists of Mesozoic to Eocene (e.g., Fytrolakis 1972;

Bonneau, 1973) or even Oligocene metacarbonates and metaflysch (Bizon and Thiebault, 1974) which are mostly composed of dolomitic, thick-bedded deposits in the lower part and platy limestones interlayered with chert beds in the upper part (e.g., Hall and Audley-Charles, 1983; Bonneau, 1984); ii) the Trypali nappe (TR) exhibits a lithological association similar to the PK but is made of older (early Mesozoic) sedimentary rocks including dolomites, pelmicritic limestones, detrital carbonates and breccias (Hall et al., 1984; Seidel, 2003; Rahl et al., 2004); and iii) the Phyllite-Quartzite nappe (PQ) consists of phyllites and lenticular quartzites with subordinate carbonates, evaporites and volcanic rocks (e.g., Greiling, 1982; Bonneau, 1984; Hall et al., 1984).

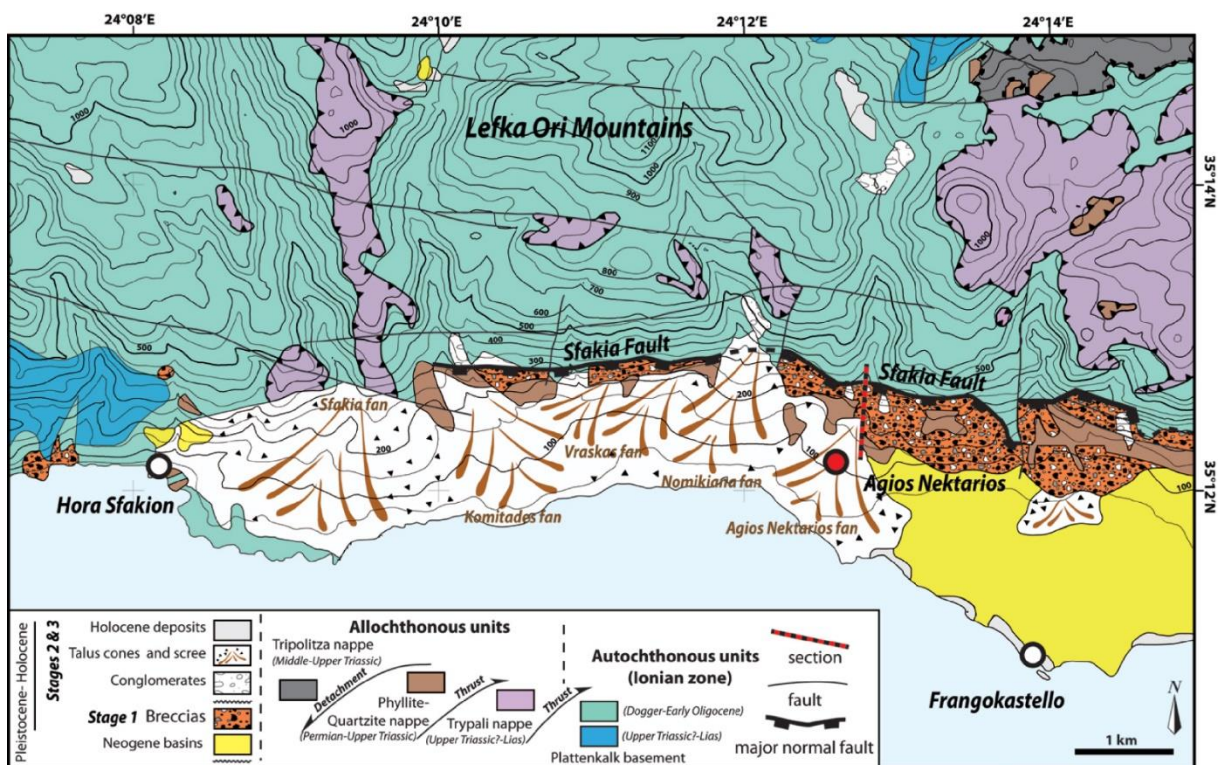


Figure 5.2. Geological map of the study area (modified after the IGME 1/50 000 geological map of Vrisses Sheet; Vidakis et al., 1993).

In southwestern Crete, the late Neogene N-S crustal extension led to the development of W-E to WNW-ESE striking, and predominantly normal dip-slip faults (e.g., Angelier, 1979; Skourtsos et al., 2007; Caputo et al., 2010). Three major south-dipping fault zones (70°-75° dip and scarp heights between 400 and 600 m), the Sfakia, Asomatos and Spili faults, are identified onshore while one major south-dipping fault zone (70° dip), the Messara fault, is localized offshore (Caputo et al., 2010) (Figure 5.1.). The study area is located along the Sfakia fault

(SF), which forms a prominent topographic scarp separating the Lefka Ori Mountains from the Sfakion coastal piedmont (Figure 5.2.). Thus, the Sfakia fault represents the major fault limiting the uplift zone (Lefka Ori Mountains) and the subsidence zone (towards the Libyan Sea), this fault is therefore topographically similar to a borderline fault of an extensional basin. Extensional activity along the Sfakia fault was probably initiated during the early Pliocene, and significantly reduced during the late Pleistocene or the Holocene (Skourtsos et al., 2007; Tsimi et al., 2007). Various large fan complexes formed by colluvial-alluvial deposits occur along the ~1.5 to 2.5 km wide coastal piedmont (Nemec and Postma, 1993; Vidakis et al., 1993; Pope et al., 2008). To the west, five fans (Sfakia, Komitades, Vraskas, Nomikiana and Agios Nektarios) cover the whole piedmont (Figure 5.2.). According to Pope et al. (2008, 2016), the fans started to develop during the late early Pleistocene. Nemec and Postma (1993) distinguished three main sedimentation stages during the development of the fans (see also Pope et al., 2008, 2016): i) during Stage 1, angular debris-flow deposits built small fans with depositional slopes of 20-22°. The highly immature debris are viewed as having derived locally through the headward erosion of mountain-front ravines; ii) during Stage 2, streamflow deposits built a stack of large fan lobes which represent the bulk of the piedmont alluvium; iii) Stage 3 is represented by minor Holocene unconsolidated gravel attributed to ephemeral stream-flood surges.

The sedimentological and geochronological analyses undertaken by Nemec and Postma (1993) and Pope et al. (2016) were mostly derived from the study of the very large Sfakia Fan, at the western end of the piedmont (Figure 5.2.). Our study presents a revision of the Stage 1 depositional patterns as far east as the Agios Nektarios Fan.

5.2.2.2. The ancient case study: Bas Agly

The Bas Agly syncline is located in the easternmost area of the North Pyrenean Zone (NPZ, Figure 5.3.). It is bounded to the southwest by the Agly Massif, to the north by the Saint Paul de Fenouillet syncline, and to the south and southeast by the Roussillon graben (Figure 5.3.). The Upper Triassic of the Bas Agly syncline is composed of marine deposits with gypsum, marls and dolomites and is characterized by a decollement level (gypsum). The evaporites allow for the decoupling between the Paleozoic (or Variscan) basement and the Mesozoic strata. The Upper Triassic to Lower Jurassic deposits often forms a transgressive, infralittoral to circalittoral succession, dominated by alternating gray and red limestones and marls (e.g.,

Vaudin, 1982; Berger et al., 1993). The Middle Jurassic to lower Upper Jurassic deposits are mainly composed of massive black dolomites, alternating with calcareous dolomite and white limestones from inner carbonate platform environments (e.g., Berger et al., 1993).

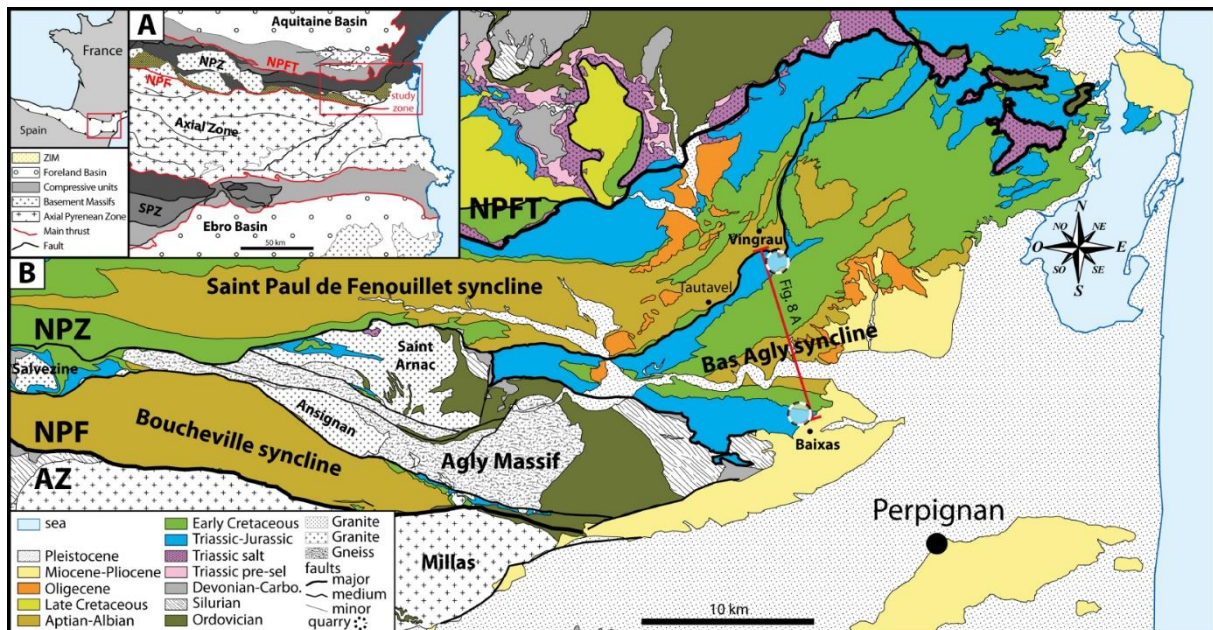


Figure 5.3. A) Structural sketch map of the Pyrenean range simplified after the BRGM 1/1000,000 geological maps (IMZ: Internal Metamorphic Zone and Peridotite from Clerc, 2012). B) Simplified geological map of the study area modified after the BRGM 1/50.000 geological maps of Tuchan (Berger et al., 1997); Perpignan (Berger et al., 1988); Leucate (Bles and Berger, 1982); Quillan (Crochet et al., 1989) and Rivesaltes (Fonteilles et al., 1993).

The late Upper Jurassic-Early Cretaceous boundary is characterized by the presence of breccia deposits, named the “Brèche limite” in the region of Rivesaltes, Saint-Paul de Fenouillet, Tuchan and Leucate (e.g., Souquet and Debroas, 1980; Vaudin, 1982; Peybernès, 1976; Berger et al., 1993; Chelalou, 2015). The studied “Brèche limite” outcrop is located on the northern and southern Bas Agly syncline flanks (Figure 5.3.). This breccia is intercalated between lower Upper Jurassic and Berriasian limestone on both flanks of the Bas Agly syncline. Their process of formation is attributed to result from large-scale tectonic instability of the region (e.g., Peybernès, 1976) and syntectonic deposition at the foot of major accidents (e.g., Souquet and Debroas, 1980). More recently, Chelalou (2015) suggests that their formation is related to a phase of tectonic destabilization of the Jurassic carbonate platform that allowed the formation

of slopes favoring gravity-driven processes leading to the deposition of sedimentary breccia, such an interpretation remaining hypothetical until today.

The “Brèche limite” is commonly confused with the so-called “Brèches post-albiennes” or “eocene breccia ebr” which are located at the late Jurassic-Early Cretaceous boundary in the southern Bas Agly syncline flank and attributed to the Eocene (Bartonian) (e.g., [Mattaueer and Proust, 1962](#); [Berger et al., 1993](#); [Chelalou, 2015](#)). Our study focuses only on the formation and the preservation of the “Brèche limite” deposits intercalated between Upper Jurassic and Berriasian limestone.

A rifting phase at the end of the Jurassic is widely recorded in the North Atlantic Ocean as well as in northern Iberia and marks the beginning of the Early Cretaceous extension between the Iberian Peninsula and Europe ([Péron-Pinvidic et al., 2007](#); [Jammes et al., 2009](#)). In the studied quarries, breccias are overlain by Berriasian limestone (e.g., [Berger et al., 1993](#)) and Valanginian to early Aptian Urgonian limestone facies (e.g., [Vaudin, 1982](#); [Berger et al., 1993](#)). The Urgonian facies is composed of white limestones with rudists (bivalves) associated with *Orbitolina* (benthic foraminifera) characteristic of shallow-water carbonate platforms (e.g., [Vaudin, 1982](#); [Berger et al., 1993](#)). The opening of the Bay of Biscay, and the associated extension, resulted in the opening and filling of the basins (Saint Paul de Fenouillet, Boucheville and Bas Agly synclines) by a thick series of black marls (black flyschs) during the Aptian-Albian, which corresponds to the last series of the Mesozoic outcropping in the core of the Bas-Agly syncline ([Debroas, 1987, 1990](#); [Berger et al., 1993](#)). Lithospheric thinning has been shown to induce a high temperature-low pressure (HT/LP) metamorphism in the extensional basins of the NPZ (e.g., [Choukroune and Mattaueer, 1978](#); [Golberg and Leyreloup, 1990](#); [Clerc, 2012](#); [Clerc et al., 2015](#); [Chelalou, 2015](#); [Chelalou et al., 2016](#); [Ducoux, 2017](#); [Odlum and Stockli, 2019](#)). At the end of the Santonian stage (~84 Ma), the initiation of the convergence between the Iberian Peninsula and Europe led to the structural inversion of the Albo-Aptian basins, the reactivation of normal faults into thrust faults, the verticalization of folds limbs and finally the formation of the Pyrenees (e.g., [Choukroune, 1976](#); [Bessière et al., 1989](#); [Sibuet et al., 2004](#); [Ford and Vergés, 2020](#); [Ducoux et al., 2021](#); [Calvet et al., 2021](#)).

5.2.3. Methodological approach

The two areas were investigated by means of a sedimentological analysis with field and thin section observations, facies description, spatial organization and temporal evolution (see Flügel, 2010). In addition, the classification of Blair and McPherson (1999) was used to determine the clast sizes and grain sizes in order to create the abbreviations (code) used for the facies mentioned in this study.

Three sedimentological sections were compiled (\approx 1200 m in total): one in Crete, near the Agios Nektarios valley (Figure 5.2.), and two on the southern and northern flank of the Bas-Agly syncline, in the northeastern Pyrenees (Figure 5.3.). One hundred and fifty-two rock samples were collected along these three sections in order to prepare laboratory polished surfaces and thin sections, with the aim of describing the sedimentary characteristics of the various breccia facies.

The sedimentological characteristics observed in the field (Crete and Pyrenees) are clarified by standard petrographic analysis performed on the samples in the laboratory. Ten microbreccia facies samples were soaked in distilled water for 24 hours and then passed through a 63 μ sieve. The micro-clasts trapped in the sieve were then dried and observed under a binocular microscope to visualize their roundness and sphericity.

5.2.4. Results: facies analyses and depositional model

5.2.4.1. Facies analyses

The sedimentary description of the Crete and Bas Agly sections have highlighted a total of six facies, detailed in Table 5.1. and pictured in Figure 5.4., ranging from massive breccia to stratified breccia. In sedimentary breccias, limestone or dolomitic clasts (e.g., Flügel, 2010) are very angular to sub-angular, with sizes ranging from granules to blocks i.e., 4 mm to 65.5 m. The interclastic space (matrix) can be either a micrite, granule-sized clast, calcisiltite, calcarenite, or/and chemical precipitate (cement).

The facies descriptions presented in Table 1 can be used to suggest that both the clast size and the proportion of matrix are key parameters to identify the depositional processes. In order to identify the various facies, we propose a facies code that is largely based on the conglomerate classification of Blair and McPherson (1999). The grain size classes used in this study can be

subdivided as follows: (i) micro-breccias: granule (< 2 to 4 mm); (ii) breccias: pebble (> 4 to 64 mm) and cobble (> 64 mm to 0.25 m), and (iii) mega-breccias: boulder (> 0.25 m to 4.1 m), block (> 4.1 m to 65.5 m) and slab (> 65.5 m to 1 km, i.e., mega-breccias or internal gliding in this study). The following abbreviations are used in this study: breccias are indicated by a capital letter B, followed by 1 or 2 lowercase letter(s) to specify the size of the most prominent clasts (p: pebble, c: cobble, b: boulder), while, if present, the last letter (m) indicates the presence of a matrix.

Facies code	Facies description	Interclastic space (matrix)	Depositional processes
Massive breccias			
Bp	Moderately sorted breccias with very angular pebble-sized clasts and rarely angular cobble-sized clasts, pseudo-monogenic, calcisiltite-matrix (Fig. 4A)	<5%	
Bpc	Poorly sorted breccias with very angular to angular coarse pebble-to fine cobbles-sized clasts and occasionally fine to medium boulder-sized clasts, pseudo-monogenic to polygenic, calcarenite-matrix and frequently meteoric cement phase (Fig. 4B, C)	<10%	Rockfall generated by fault bedrock failure
Bpcm	Very poorly sorted breccias with very angular to angular coarse pebble- to fine cobble-sized clasts and wich can contain fine boulders-sized clasts, polygenic, granule-sized clasts or/and micrite matrix-phase (Fig. 4D)	<15%	
Massive mega-breccias			
Bpb	Unsorted breccias with very angular to sub-angular coarse pebble- to coarse boulders-sized clasts (occasionally fine blocks , polygenic, with an organization in the direction of the falling rocks increasing size of the clasts downslope), clast-supported, granule-sized clasts or calcarenite matrix (Fig. 4E)	5-10%	Rockfall, rockslide generated by fault bedrock failure
Bpbm	Unsorted breccias with very angular to sub-angular pebble- to very coarse boulder-sized clasts, frequently blocks, polygenic, matrix supported, calcarenite or/and micrite rich-matrix (Fig. 4F)	15-25%	
Stratified micro-breccias to breccias			
Bpm	Well-sorted stratified breccias with angular to sub-angular rich in granule-sized clasts, pebble sized clasts and rarely sub-rounded fine cobble-sized clasts, monogenic to polygenic, muddy-matrix (Fig. 4G)	>80%	Cohesive debris flows generated by intense rainfall

Table 1. Facies definition of the carbonate sedimentary breccia (Bas Agly syncline, Crete), and interpretations of the depositional processes.

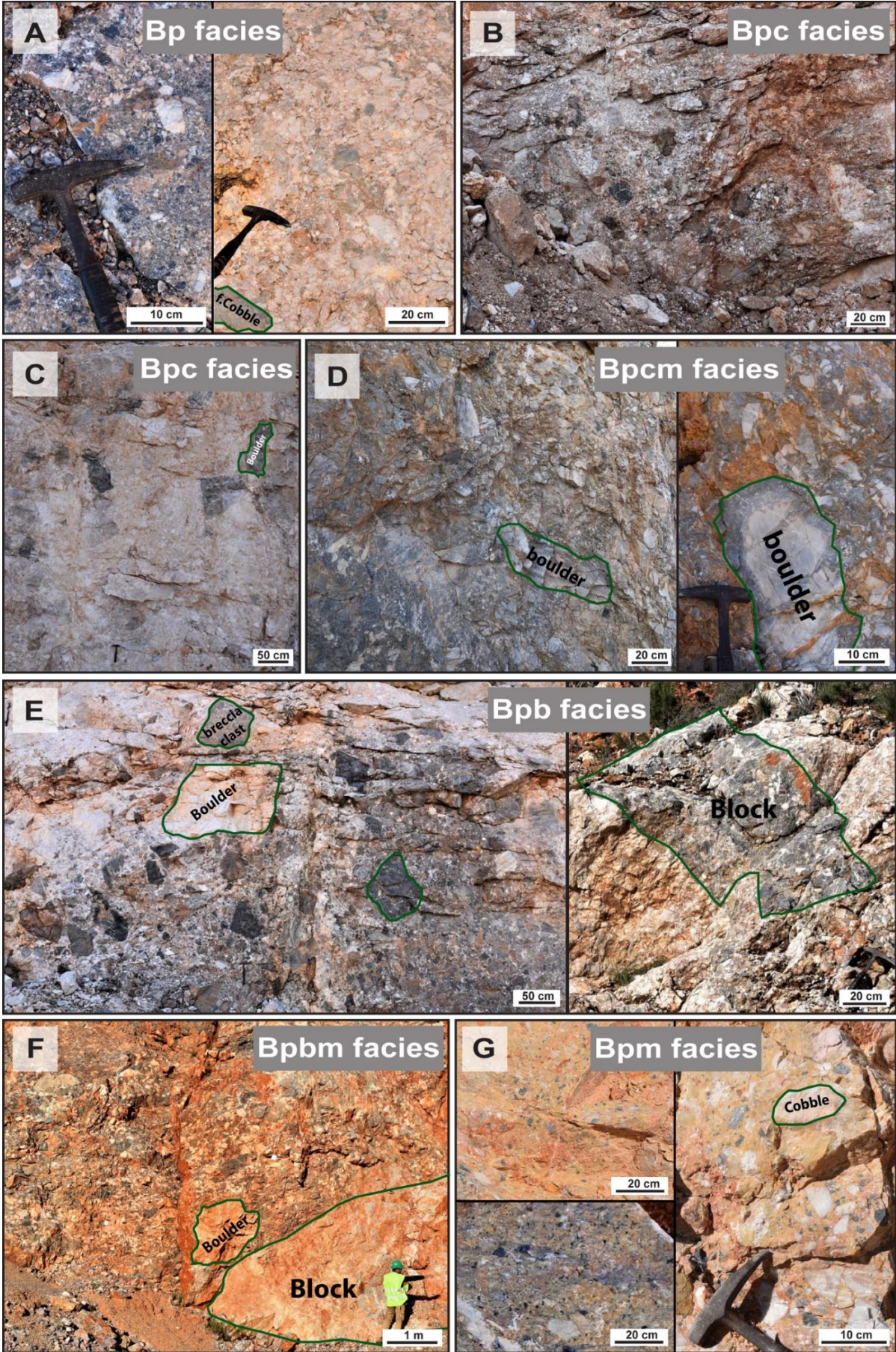


Figure 5.4.

Figure 5.4. Outcrop images of the different types of sedimentary breccia facies: **A)** Bp facies, pseudo-monogenic breccias with very angular pebble-sized clasts and rarely angular fine cobble-sized clasts, **B)** Bpc facies, polygenic breccias with very angular to angular coarse pebble- to fine cobble-sized clasts, **C)** Bpc facies, pseudo-monogenic very angular to angular coarse pebble- to fine cobble breccias and showing the occasional presence of fine to medium boulder-sized clasts **D)** Bpcm facies, polygenic breccias with very angular to angular coarse pebble- to fine cobble-sized clasts and which can contain fine boulder-sized clasts, **E)** Bpb facies, polygenic breccias with very angular to sub-angular coarse pebble- to coarse boulder-sized clasts and occasionally fine blocks, **F)** Bpbm facies, polygenic breccias with very angular to sub-angular pebble- to very coarse boulder-sized clasts, and coarse blocks, **G)** Bpm facies, polygenic breccias with angular to sub-angular pebble-sized clasts and rarely sub-rounded fine cobble-sized clasts.

5.2.4.1.1. Agios Nektarios section (Crete)

Description

The sedimentological section of the study area of Agios Nektarios valley in Crete shows, from base to top: (i) three distinct lithological units of breccias (denoted as I to III, [Figure 5.5.](#)); these breccias consist mainly of matrix-supported breccias with unsorted clasts of variable sizes ranging from granules to blocks, the shape of the clasts is predominantly angular with low sphericity, (ii) one lithological unit of conglomerate (denoted as IV, [Figure 5.5.](#)):

- **Unit I** is represented by the Bpm facies, formed by stratified microbreccia with large volume of micritic matrix (> 80 %), monogenic black dolomitic clasts (micrometric to granule-sized clasts, observed under an optical and binocular microscope) showing angular to sub-angular roundness and low sphericity. The presence of these clasts is characteristic of the Tripolitza nappe. The matrix of these breccias is composed of dolomicrite and/or calcisiltite.

- **Unit II** is represented by two facies, Bpcm and Bpbm, characterized by massive clasts or/and matrix-supported breccias and polygenic clasts within the breccias, coarsening upward. The internal beddings are indicated by vertical variations in the nature of clasts and/or matrix, forming steeply dipping (50° to 60° related to the tilting of layers during the extension), poorly stratified bodies. Clasts consist of fine pebbles to coarse boulders (from 4 mm to 4.1 m). The boulders-sized carbonate clasts show an organization in the direction of the falling rocks increasing size of the clasts downslope.

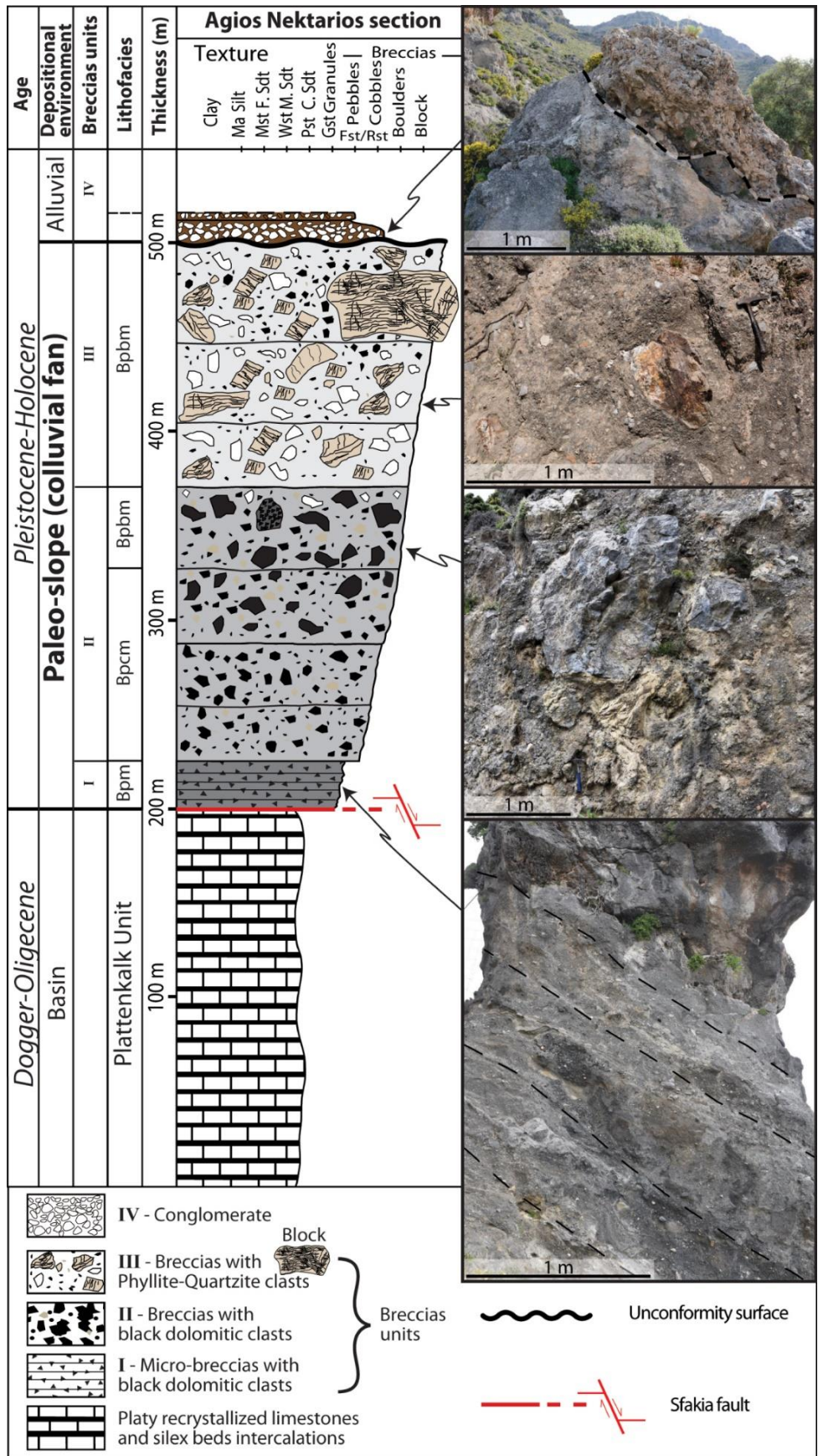


Figure 5.5. Sedimentological section of the study area (Agios Nektarios valley) located in southwestern Crete (See Figures 5.1 and 5.2. for location).

The clasts are mainly very angular and with low sphericity except for the boulders which exhibit moderate to high sphericity. A detailed microscopic analysis shows that the clasts from these two facies (Bpcm and Bpbm) consist essentially of limestone and biomicritic and/or biosparitic dolomite. The matrix of these breccia facies is composed of microclasts ranging from granules to calcisiltites and/or calcisiltites to calcimicrites. However, in the top of this unit, there is a change in the nature of the clast sources since the black dolomitic clasts, characteristic of the Tripolitza nappe, are progressively replaced by metacarbonate clasts, rare quartzite clasts, highly altered phyllites from the Phyllite-Quartzites metamorphic nappe and clasts resulting from the reworking of the unit I breccia.

- **Unit III** is characterized by a Bpbm facies, and the breccias are essentially composed of clasts from the Phyllite-Quartzite metamorphic nappe and rare various carbonate clasts. The clasts are essentially poorly sorted but the vertical succession displays an overall coarsening upward trend, with the clast size ranging from coarse pebbles to coarse boulders, i.e. 16 mm to 4.1 m. Occasional fine to medium-sized blocks, from 4.1 to 16.4 m, can be observed at the top of this section (Figure 5.5.). Like in the previous unit, this unit shows indistinct layers but with a decrease in the dip towards the top (30°). Petrographic analyses of thin sections show that the phyllites are very altered and form the finest fraction of the matrix. Moreover, the matrix shows a granule-sized carbonate and/or calcarenitic fraction formed by micro-fragments and large mineral debris. At the top of this unit, associated with fine to medium-sized phyllite blocks, i.e. 4.1 to 16.4 m, large volumes of limestone (pebble to cobble, i.e., 4 to 128 mm) have been observed, showing a peloidal mudstone texture with detrital carbonate and rare siliceous debris, strongly recrystallized, making it difficult to identify the allochems. These limestone clasts come from the lower nappes (Trypali and Plattenkalk nappe, respectively) of the Crete bedrock. Note that clasts distribution from unit II and from unit III, show pebble to cobble-sized clasts near the fault scarp while the mega-clasts, such as boulders and blocks, at a greater distance.

- **Unit IV** unconformably overlaying the breccia described for the previous units (units I, II and III) is characterized by conglomerates, with rounded pebble to cobble sized clasts (Figure 5.6B). In contrast to Units I to III, breccia from Unit IV are well-stratified and display very low dips (<5°).

Such a vertical evolution in internal organisation of breccia units, with a transitional upward decrease in dip, as well as the superimposition of unit IV conglomerates over units I, II and III breccias, is visible along the Agios Nektarios valley (Figure 5.6.).

- These three breccia units (I, II and III) observed in the Agios Nektarios area are in contact with the metacarbonates from the Plattenkalk Nappe along the Sfakia normal fault (Figures 5.1, 5.2 and 5.6) where a tectonic breccia (cataclasite) has been evidenced and shows a thickness varying from ten centimeters to two meters in some places, and which varies in size

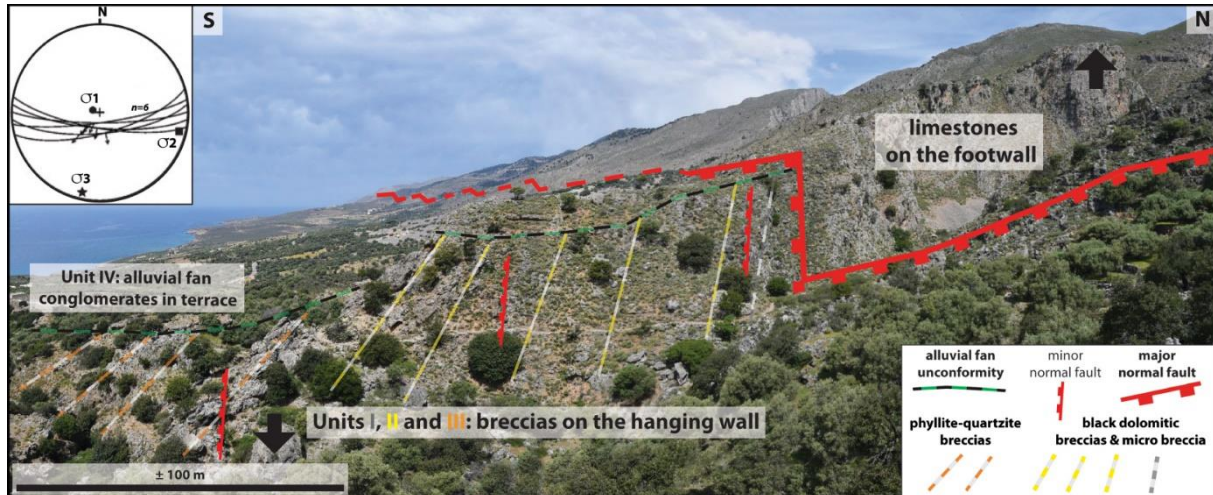


Figure 5.6. Panorama of the breccias in front of the Sfakia normal fault cut by the Agios Nektarios valley (in southwestern Crete). Top left corner frame shows stereographic projection of slip data collected by [Caputo et al. \(2010\)](#) on fault planes along the Sfakia fault.

from granule to clay as a result of intense grinding. The deformation affecting the breccias shows that in addition to the major fault (ESE-WNW, dip 70° south) that limits the metacarbonate bedrock of the breccias, various minor normal faults that are parallel to the major fault (Figure 5.6) also affect the whole breccias and are sealed by the conglomerate. These minor normal faults exhibit a metric to plurimetric vertical throw. Slip data collected on fault planes suggest an extension direction trending N-S to NNE-SSW along the Sfakia fault (Figure 5.6A) and NNE-SSW further east ([Caputo et al., 2010](#)). Additionally, the base of unit I is affected by gently dipping ($20\text{-}30^\circ$) normal faults which likely represent gliding surfaces of unconsolidated (unlithified) breccia deposits, as evidenced by associated folds and slumps. These slumps are represented by a mixture of centimeter beds of granule to fine pebble-sized clasts with beds of dark-gray calcarenite and light-gray calcilutite.

Interpretation

The Bpm facies observed in unit I form a stratified unit and are characterized by angular to sub-angular clasts and a large volume of micritic matrix (80%) thus suggesting a deposition in the presence of a high proportion of water (e.g., [Blair and McPherson, 1994 a, b](#); [Coussot and](#)

Meunier, 1996). These criteria are typical of colluvial slope failures, with disintegration of a colluvial slide into a debris flow by entrainment of air and water through the jostling, deformation and loss of clast individuality as it moves downslope (Johnson and Rahn 1970; Campbell 1974, 1975; Costa, 1988). This transformation requires the presence of water in the colluvium and is therefore most likely to occur during or immediately after excessive rainfall or snowmelt (Blair and McPherson, 1994 a, b; Coussot and Meunier, 1996), thus causing rapid infiltration and runoff to form a flash flood. As a consequence, this facies is attributed to a cohesive debris flow generated by intense rainfall (Table 1).

The Bpcm and Bpbm facies observed in units II and III on the southwestern coast of Crete are characterized by angular to very angular carbonate clasts of various sizes, colors and origins. The interclastic space consists of rare sparry calcite cement, granule-sized clasts, calcisiltite, calcarenite and/or calcimicrite, which form massive units (indistinct layers). The unit exhibits an overall coarsening upward trend (pebbles to boulders and/or blocks) and pebble to cobble-sized clasts are located near the slope of the fault while the mega-clasts, such as boulders and blocks, are located far away from the slope (Figure 5.7).

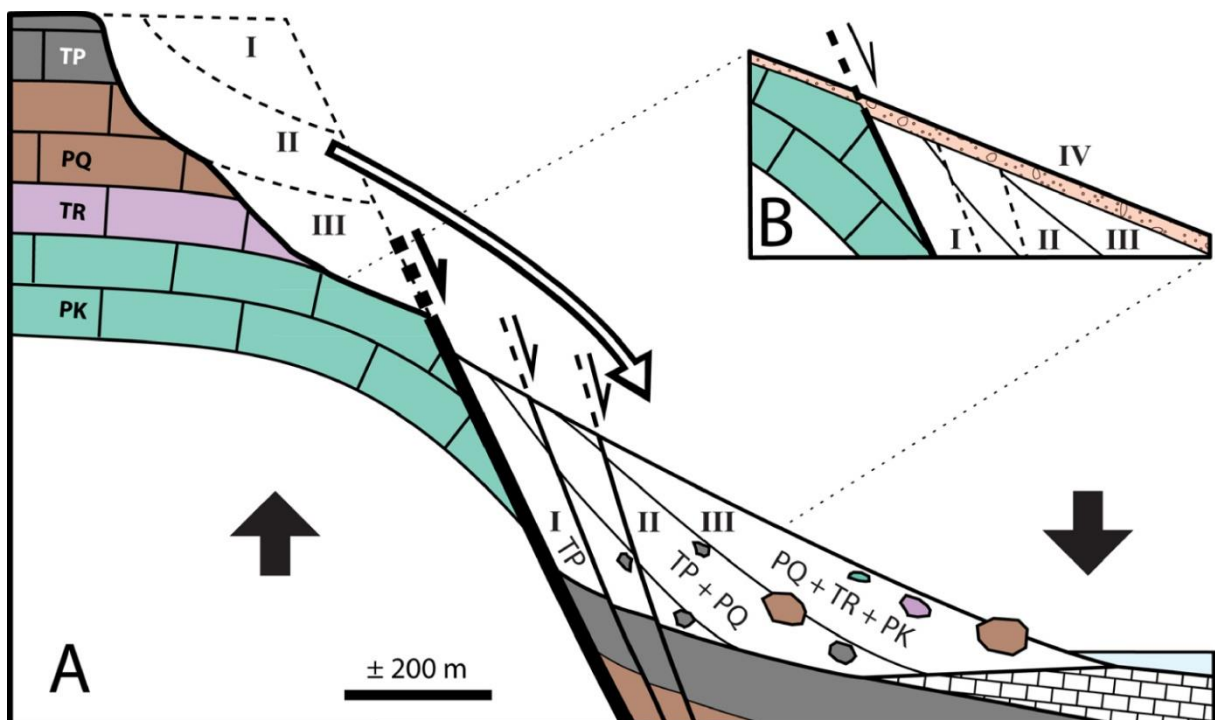


Figure 5.7. Breccia preservation model and the provenance of the clasts (Agios Nektarios valley, in southwestern Crete). The nappe codes are PK for Phyllite-Quartzite nappe, TR for Trypali nappe, PQ for Plattenkalk nappe, TP for Tripolitza nappe and for unit codes (I, II, III and IV) see Figures 5.1 and 5.5, respectively.

Deposits at the top of units II and III partly derive from the reworking of the underlying breccias. Nemeč and Postma (1993) have documented a preserved surficial depositional slope of 20-22°. All of these criteria are indicative of a short transport, and these breccias likely result from the destabilization of a steep relief and are related to sedimentary processes that are active on colluvial fans at the base of a slope, formed by gravity flows (e.g., Church et al. 1979; Blair and McPherson, 1994a, b, 1995). The increasing size of the clasts away from the fault (downslope) is due to fall sorting and the scarcity or a complete lack of muddy matrix during deposition, as larger clasts are heavier and therefore have greater kinetic energy (e.g., Rapp, 1960a; Gardner, 1979; Bones, 1973). These processes result from rockfalls and rockslides generated by a fault bedrock failure in absence of water (e.g., Drew, 1873; Gardner, 1983; Sharpe 1938; Mudge, 1965; Varnes, 1978; Blair and McPherson, 1994a, Table 1), where the biggest clasts acquire the greatest energy during their fall and therefore travel downslope farther than the smaller ones (e.g., Beaty 1989; Beaty and DePolo, 1989; Gómez et al., 2003; De Blasio and Sæter, 2015). This is marked by the upward coarsening trend of the units but also by an organization of the coarse boulders-sized clasts inside the layers of the units. These breccia deposits (or colluvium) are often misinterpreted and considered to represent a proximal part or an early stage of alluvial fan development (stage 1, see Blair and McPherson, 1994a). The fall sorting of clasts in the colluvial fan is opposite to what is observed in an alluvial fan (eg., Nemeč and Steel, 1984; Nemeč and Postma, 1993; Blair and McPherson, 1994a, b; Leleu et al., 2009; Barrier et al., 2010) and is therefore a key parameter to discriminate breccias from these depositional environments.

Lastly, clast to matrix-supported breccias from Unit IV with rounded pebble to cobble sized clasts, are interpreted as typical alluvial fan deposits in agreement with previous studies (Nemeč and Postma, 1993; Pope et al., 2008).

5.2.4.1.2. Bas Agly syncline sections (Pyrenees)

Description

The breccias from the Bas Agly Syncline crop out extensively in quarries and therefore detailed observations can be made. More specifically, the Vingrau section located in the eastern part of the Coume Roujou quarry (municipality of Vingrau), at the eastern extremity of the northern flank of the Bas Agly syncline, and the Baixas section located in the western part of the exploited Baixas quarry (municipality of Baixas), at the eastern extremity of the southern flank

of the Bas Agly syncline (Figure 5.3 and 5.8A), have been studied in the present work. Three main facies groups have been identified from the two sedimentological sections analysed from these quarries (Figure 5.8B, C). From base to top: (i) recrystallized mudstone and dolomites typical of the Bathonian to Oxfordian carbonate platform facies, (ii) a large mass of polygenic breccia (up to 250 meters thick) with, locally, interbedded recrystallized mudstone to wackestone layers, and (iii) fissile recrystallized grainstone (~ 30 meters thick), which form the Berriasian benchmark, overlain by white rudist-rich rudstones characterizing the lower Urgonian facies (i.e., Valanginian to early Aptian shallow-water carbonate platforms). In our study, we present the breccias (facies group ii) from both sections (Vingrau and Baixas):

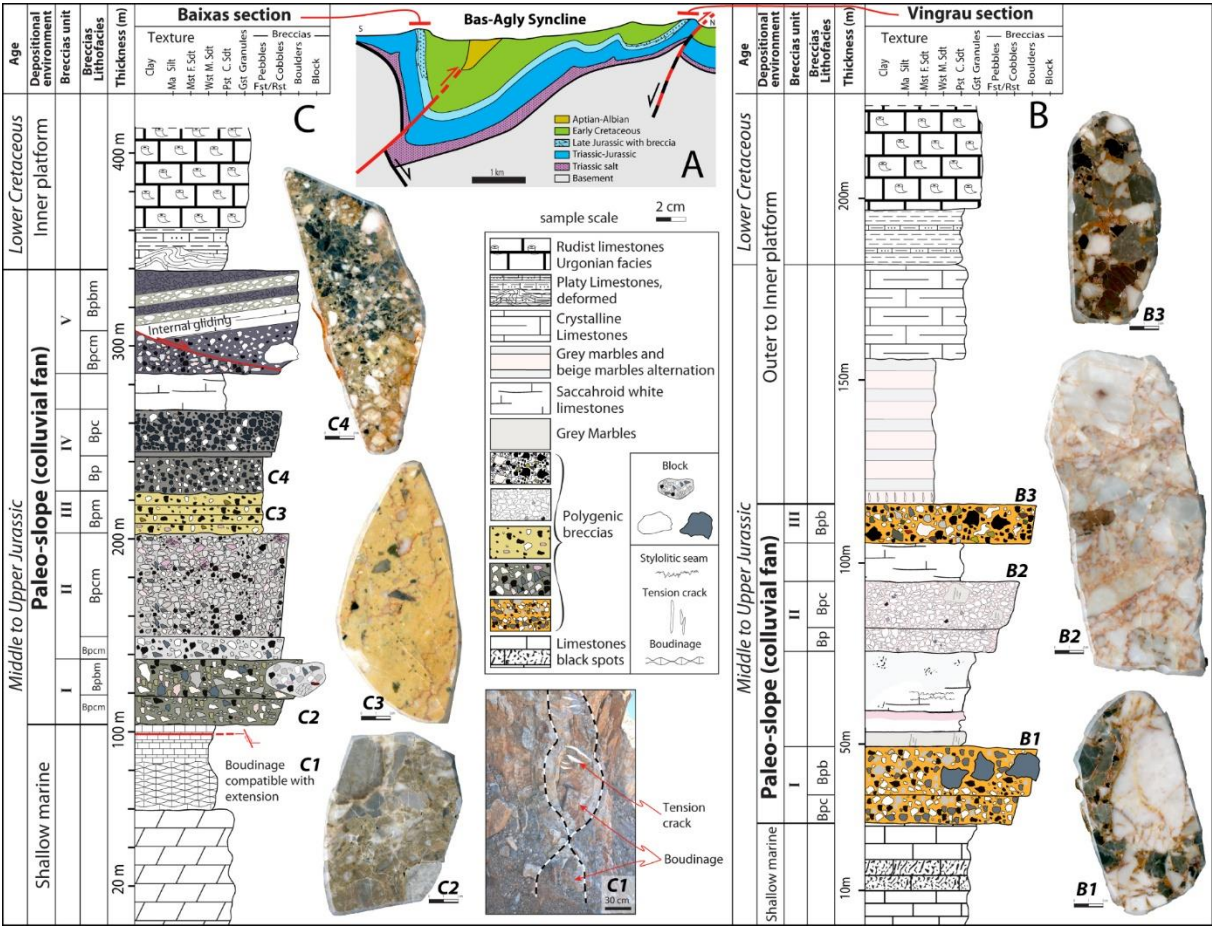


Figure 5.8. **A)** Geological cross-sections through the eastern part of the North Pyrenean Zone (NPZ) illustrating the Bas Agly syncline and the location of the breccias studied in this work. **B)** Sedimentological section of the Baixas quarry (Baixas, southern flank of the Bas Agly syncline). **C)** Sedimentological section of the Coume Roujou quarry (Vingrau, northern flank of the Bas Agly syncline).

Vingrau section (northern flank)

The Vingrau Breccias are composed of three units (denoted I to III, [Figure 5.8B](#)), which are stratigraphically above the Bathonian to Oxfordian limestones and below the Berriasian limestones. These units (I to III) are interbedded within recrystallized white limestone layers of initial mudstone to wackestone texture and are in stratigraphic contact with these different breccia units, which means that these limestones are interstratified within the breccias.

The breccia units (I to III) show a general chaotic character although an upward coarsening trend is evidenced for the different units, ranging from a medium clast size (i.e., pebbles) to a very coarse clast size (i.e., cobbles, boulders or even blocks).

- **Unit I** overlies the Jurassic limestone bedrock and is represented by two facies (Bpc and Bpb) both consisting of a clast-supported accumulation of polygenic elements that show, in the thin sections, significant compaction features such as stylolitic seams around the clasts and concave-convex contacts. The breccias are made of angular carbonate clasts with low sphericity (except coarse boulder and block clasts showing a moderate to high sphericity). The interclast space consists of a matrix composed of calcisiltite to calcarenite-sized clasts that are reddish-orange in color and occasionally containing anisopachous calcite cement characterizing meteoric vadose environments. Polarized-light microscopic observations reveal that the matrix is frequently composed of mm-thick laminae displaying an upward coarsening trend, in which no fossils have been found. It is very difficult to discern individual layers within the breccia, but an upward coarsening trend from fine pebbles to coarse boulders has been evidenced from base to top within this unit.

- **Unit II** is dissimilar from the first unit and is represented by the Bp to Bpc facies with low matrix content (5 to 10%), showing a carbonate cemented breccia consisting essentially of white clasts with rare very angular grey clasts and large grey and/or black fine to medium boulders at the top that are pseudo-monogenic in nature. The shape of the clasts is very angular with low to elongate sphericity. These breccias show moderately sorted clasts and an upward coarsening trend, which is not as apparent as in unit I. The matrix consists of calcisiltite-sized clasts of reddish-pink color.

The clasts of units I and II previously described, derived from local rocks from the Mesozoic cover.

Unit III is very similar to the upper part of unit I (Bpb facies) but with a greater diversity of clast provenances. This unit is characterized by the presence of abundant black limestone clasts

from the Lower Jurassic and by rarer Rhaetian yellow limestone clasts, with a very low matrix content. Although less abundant, the very coarse boulder-sized, carbonate clasts, are still present in this unit, with sub-angular to sub-rounded shapes and high sphericity and are organized in the direction of the falling rocks increasing size of the clasts downslope.

The analysis of the thin sections shows that the breccias from Units I and II are essentially composed of limestone clasts with an initial mudstone to wackestone texture that has been partly recrystallized. These clasts contain poorly preserved biota, including foraminifera (essentially trocholines), echinoid fragments and bivalves. Also, in the unit I, some clasts exhibit dedolomitization features. These facies characterize shallow and low energy environments specific to the Middle Jurassic and lower Upper Jurassic inner platforms (Figure 5.9.). We also find these clasts in the unit III, but heavily enriched in foraminifera with uniserial forms (Lituolidae), dasycladacean green algae and gastropods. In addition, calcareous and marly bioclastic clasts of packstone texture that are very rich in ooids and bioclasts (echinoderms including ophiuroids and bivalves) characterize this unit III. This faunal assemblage indicates an inflow of material coming mainly from the dismantling of the carbonate layers from outer environments (infralittoral to circalittoral) from the Upper Triassic to Lower Jurassic platforms (Figure 5.9.).

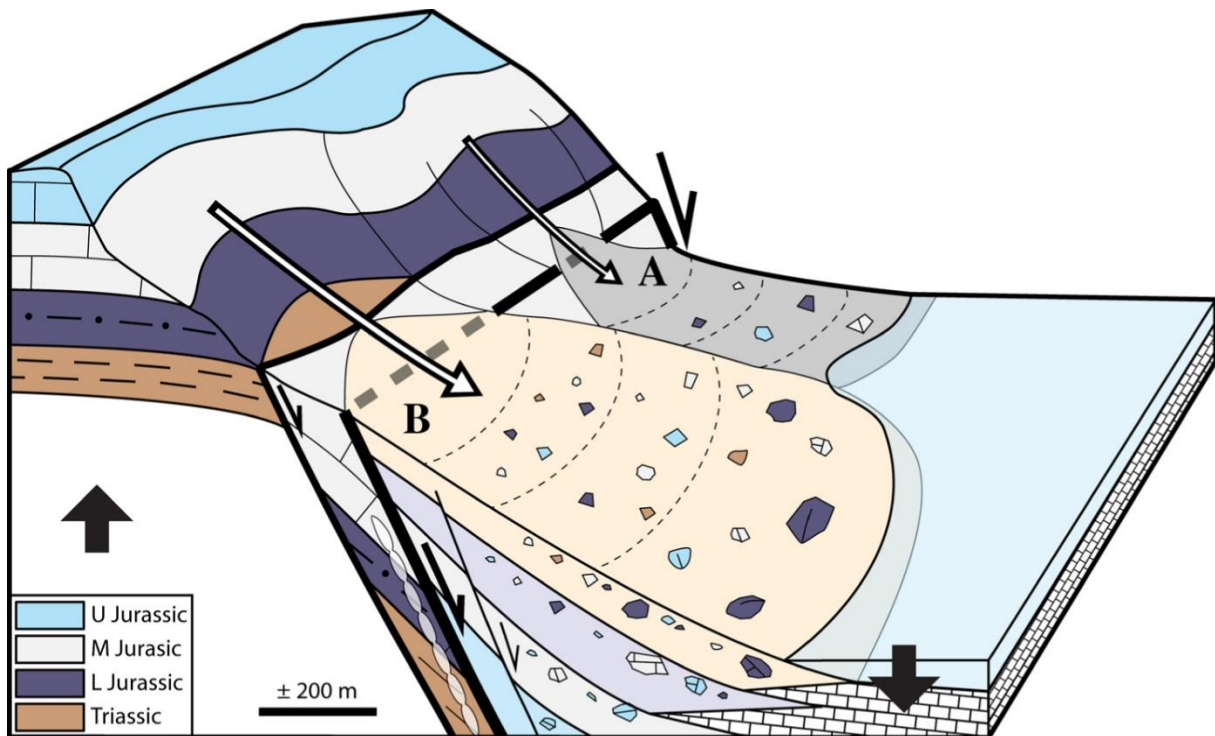


Figure 5.9. Breccia preservation model proposed for the Bas-Agly Basin, Pyrenees (See Figure 3 for location). The small colluvial fan **A**) resulting from extent of the destabilization area shows

less variation with regards to clast lithology than colluvial fan **B**) which resulted from a large destabilization area.

Baixas section (southern flank)

In the Baixas Breccias, five units have been identified (denoted I to V, [Figure 5.8C](#)), which are stratigraphically above the Bathonian to Oxfordian limestones and below the Berriasian limestones. The bedrock of these breccia units is made up of dolomites with a peloidal or pelletal packstone initial texture. Near the breccias, these limestones and dolomites exhibit boudinage features at different scales ([Figure 5.8C1](#)) in the vicinity of a fault zone at the base of the breccias. The breccias result from a chaotic and poorly sorted polygenic accumulation of clasts, that is often matrix-supported and more rarely clast-supported. The calcareous clasts varying from very angular to sub-rounded in shape, with low to high sphericity, and are heterometric with their size ranging from pebbles to coarse blocks. The petrographic study shows that the interclastic space is filled with a dominantly micritic material, that is either associated with calcarenite, calcisiltite clasts and/or cement, or not. The matrix is devoid of microfossils.

Unit I is characterized by two polygenic breccia facies displaying upward coarsening trend ([Figure 5.8C](#)). The first, at the base, mainly consists of blue and grey, pebble to cobble-sized clasts encased in a calcisiltite greenish matrix (Bpcm facies). The second facies, at the top, is characterized by pebble to boulder-sized clasts with same color and calcarenitic greenish matrix (Bpbm facies). A plurimetric mega-block of polygenic breccia and bedrock clasts with a light grey matrix occurs at top of the Bpbm breccia.

Breccias from **unit II** exhibit a massive homogeneous Bpcm facies with a thickness of about 60 m ([Figure 5.8C](#)). This facies consists mainly of grey, black and pink, pebble to cobble-sized clasts embedded within a micritic to calcisiltite light grey matrix at the base and calcarenitic dark grey matrix at the top.

Units III is thinner than the other units, and is represented by the Bpm facies, which is made of stratified matrix-supported micro-breccias, with black and white granule to pebble-sized clasts embedded in a yellow micritic matrix. Matrix represents more than 80% in volume of the whole breccia.

Units IV is characterized by two polygenic clast-supported breccia facies (Bp and Bpc) displaying an upward coarsening trend (Figure 5.8C), exclusively formed by dark-blue and white clasts with a calcisiltite dark-grey matrix.

Unit V is composed of Bpcm and Bpbm breccia facies, together with interbedded meter-thick beds of monogenic breccias with white limestone clasts or recrystallized mudstone layer. Moreover, a white plurimetric mega-block (Figure 5.4F) occurs within a Bpbm breccia, showing a gliding plane that intersects the Bpcm facies (Figure 5.8C).

The analysis of the thin sections shows that the Units from the Baixas breccias are composed with the same clasts and biological assemblage than the ones found in Units I and II from the Vingrau breccias.

The internal organization and sedimentological features of the units I and IV are similar to those observed in Vingrau, particularly regarding the upward coarsening trend evidenced in units I and III. Units I to IV from Baixas as well as the bedrock at the base and the Berriasian benchmark at top of this unit show a dip towards the north, while breccias from unit V display a dip towards the south-southwest. It should also be noted that the last two units (IV and V) are separated by a saccharoidal, recrystallized white limestone layers.

The contact between the limestone bedrock and the breccia is a north-verging steeply-dipping normal fault (66N360). The faulted zone is composed of a 10 centimeter-thick cataclasite (core zone), and of a puzzle-shaped tectonic breccia (~ 1 meter) above (damaged zone). Below this zone of fault deformation, boudinage features occur within the bedrock, which are consistent with a stretching parallel to the normal fault. Compared to the previous Vingrau section, minor normal faults that are generally dipping parallel to this fault are present in the Baixas quarry. Like in the Vingrau section, the Baixas breccias are capped by the same lower Cretaceous carbonate succession.

Interpretation

The breccias observed on the Bas Agly syncline of the Pyrenees present similar characteristics and processes than those observed on the southwestern coast of Crete. However, additional facies (Bp, Bpc, Bpb) are observed. The Bp and Bpc facies are interpreted as resulting from the same processes than those of the Bpcm facies and are attributed to rockfalls generated by fault bedrock failure (e.g., Drew, 1873; Gardner, 1983; Blair and McPherson, 1994a, Table 1). The Bpb facies results from the same process as the Bpbm facies and is attributed to rockfall and rockslide processes generated during fault bedrock failure (e.g., Drew, 1873; Gardner, 1983;

Sharpe, 1938; Mudge, 1965; Varnes, 1978; Blair and McPherson, 1994a, Table 1). Therefore, the breccia deposits in the Bas Agly Basin result from gravity flow processes such as rockfalls and rockslides (Figure 5.9.). The increasing size of the clasts downslope is due to fall sorting and to the scarcity of mud-matrix, as larger clasts are heavier and therefore have greater kinetic energy (e.g., Rapp, 1960a; Gardner, 1968; Bones, 1973). In addition, the Late Jurassic period was subject to significant periods of extreme dryness (e.g. Hesselbo et al., 2009; Dera et al., 2011; Martinez and Dera, 2015). The scarcity of mud matrix is consistent with "dry" rockfalls in dry colluvial environment. In contrast, in alluvial fan deposits, debris flows are frequently characterized by a high matrix content so that coarse boulders or block can be transported over long distance within a matrix-supported flow (e.g., Harvey, 2012). A lateral evolution between the breccia units in relation to the lithologic variation of the layers is affected by the destabilization of the hanging wall of the normal faults (Figure 5.9.); as a result of this lithologic variation destabilized area, the colluvial cone deposits differ by the provenance of their clasts and can vary from monogenic to polygenic clasts (Figure 5.9A, B).

The main differences with the sedimentological sections studied in Crete are the presence of:

- breccia facies with very low matrix content (Bp, Bpc, Bpb facies);
- carbonate layers with a mudstone texture, interstratified within the breccias, mostly in the Vingrau section (Figure 5.8B); the short and curved micro-fractures filled with cement that characterize these limestones are typical of in-situ destabilization whereas the sediment is still loose or very loosely consolidated. The presence of intercalated carbonate mudstones between the breccia intervals represents the subaqueous sedimentation of lime mud between two successive stages of relief destabilization and rockfall/rockslide breccia deposition.

5.2.4.2. Facies association and depositional model of the colluvial fan during the initiation of the normal faults

The facies detailed in Table 5.1 are positioned in the depositional model in Figure 5.10., ranging from pebble and cobble clast-sized near the normal fault in the Colluvial Proximal Zone (CPZ) to boulder and block clast-sized far from the normal fault in the Colluvial Distal Zone (CDZ), with occasional Debris Flow (DF) in wet conditions. These facies are grouped into three facies associations based on the fall sorting concept (e.g., Rapp, 1960; Gardner, 1968; Bones, 1973) and are used to interpret depositional environments in this study (Table 2):

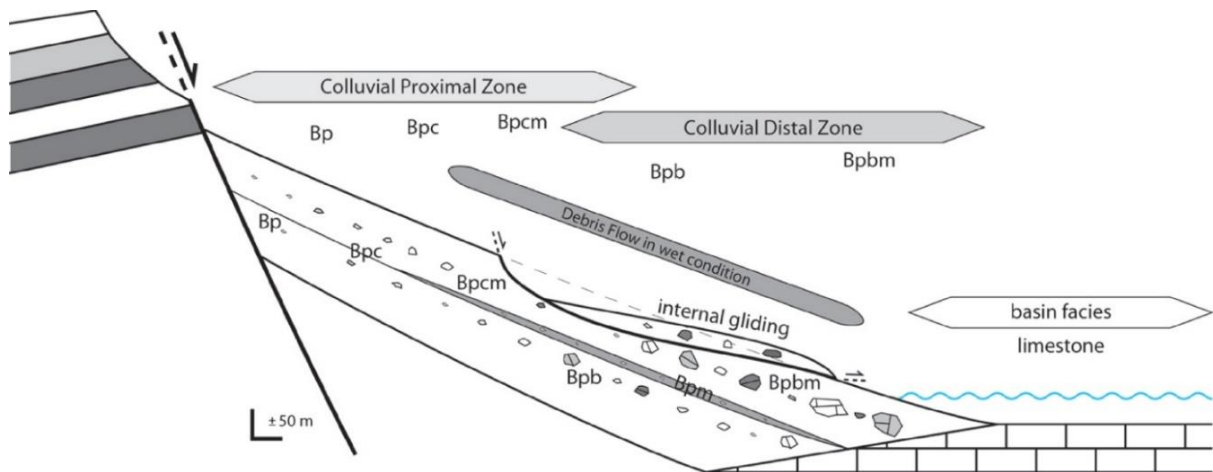


Figure 5.10. Depositional model for the breccia deposits during the first stage of the extensional basin, visualizing the different facies and facies associations of the sedimentary breccias and their organization from the proximal zone to the distal zone with regard to the fault.

Name	Facies association	Depositional environment
CPZ	Massive breccias, pebble to cobble-sized clast, clast-supported, and poor-matrix, represented by Bp, Bpc, Bpcm facies	Proximal zone of a subaerial colluvial fan deposit
CDZ	Massive mega-breccias, pebble to block-sized clast, clast to matrix supported, represented by Bpb, Bpbm facies	Distal zone of a subaerial to subaqueous colluvial fan deposit
DF	Stratified micro-breccias to breccias, granule to pebble-sized clasts, matrix-supported, represented by Bpm facies	Subaerial debris flows, which extends a large part of the slope

Table 5.2. Definition of the facies associations (Bas Agly syncline, Crete), and depositional environment interpretations. Abbreviations for the facies association: *CPZ* (Colluvial Proximal Zone); *CDZ* (Colluvial Distal Zone) and *DF* (Debris Flow). For the facies codes, see [Table 1](#).

- Facies association *CPZ* is composed of three massive breccia facies, Bp, Bpc and Bpcm (Table 2), that are characterized by pebble and cobble-sized clasts, as well as clast-supported and poor-matrix breccias related to the rockfall processes generated by a fault bedrock failure, representative of the proximal part of the subaerial colluvial fan deposit ([Figures 5.5. and 5.10](#)).
- Facies association *CDZ* is composed of two massive mega-breccias facies, Bpb and Bpbm ([Table 5.2.](#)), essentially characterized by boulder and block-sized clasts, clast- to matrix-supported breccias related to rockfall and rockslides, such processes are representative of the distal part of the subaerial to subaqueous colluvial fan deposit ([Figure 5.10](#)). Internal gliding

processes are generated by the increase of the layer dip associated to the progressive slip on the fault, such processes are representative of the distal part of the subaerial to subaqueous colluvial fan deposit (Figure 5.10.).

- Facies association *DF*, formed by the stratified micro-breccia facies Bpm (Table 5.2.), is composed of granule to pebble-sized clasts, matrix-supported breccias related to subaerial cohesive debris flows, caused by colluvial slope gliding in response to the addition of a significant amount of water that underwent rapid infiltration and runoff to form a flash flood (e.g., Blair and McPherson, 1994a; Coussot and Meunier, 1996). In this study, the *DF* facies association extends over a large part of the slope (Figure 5.10.).

In both the Cretan and Bas Agly case studies, the breccias are deposited during the deformation and are associated with extensional tectonics, which provides the morphotectonic characteristics required to produce sedimentary breccia. The evolution of the depositional environments for the two stratigraphic columns investigated in the Bas Agly syncline show that the most proximal breccias are preserved in the Baixas zone whereas the most distal breccias are preserved in the Vingrau zone (Figure 5.8B, C). More distal breccia (Vingrau zone) are preserved in areas where limestone is also preserved (Figure 5.8B). In the case of Agios Nektarios valley in Crete, the breccias observed in the column are progressively further away from the Sfakia normal fault and thus change from proximal to distal breccias.

Therefore, the three stratigraphic columns from Crete and the Bas Agly syncline can be positioned within a general depositional profile of rockfalls, and rockslides associated with the major border normal fault of an extensional basin (Figure 5.11.).

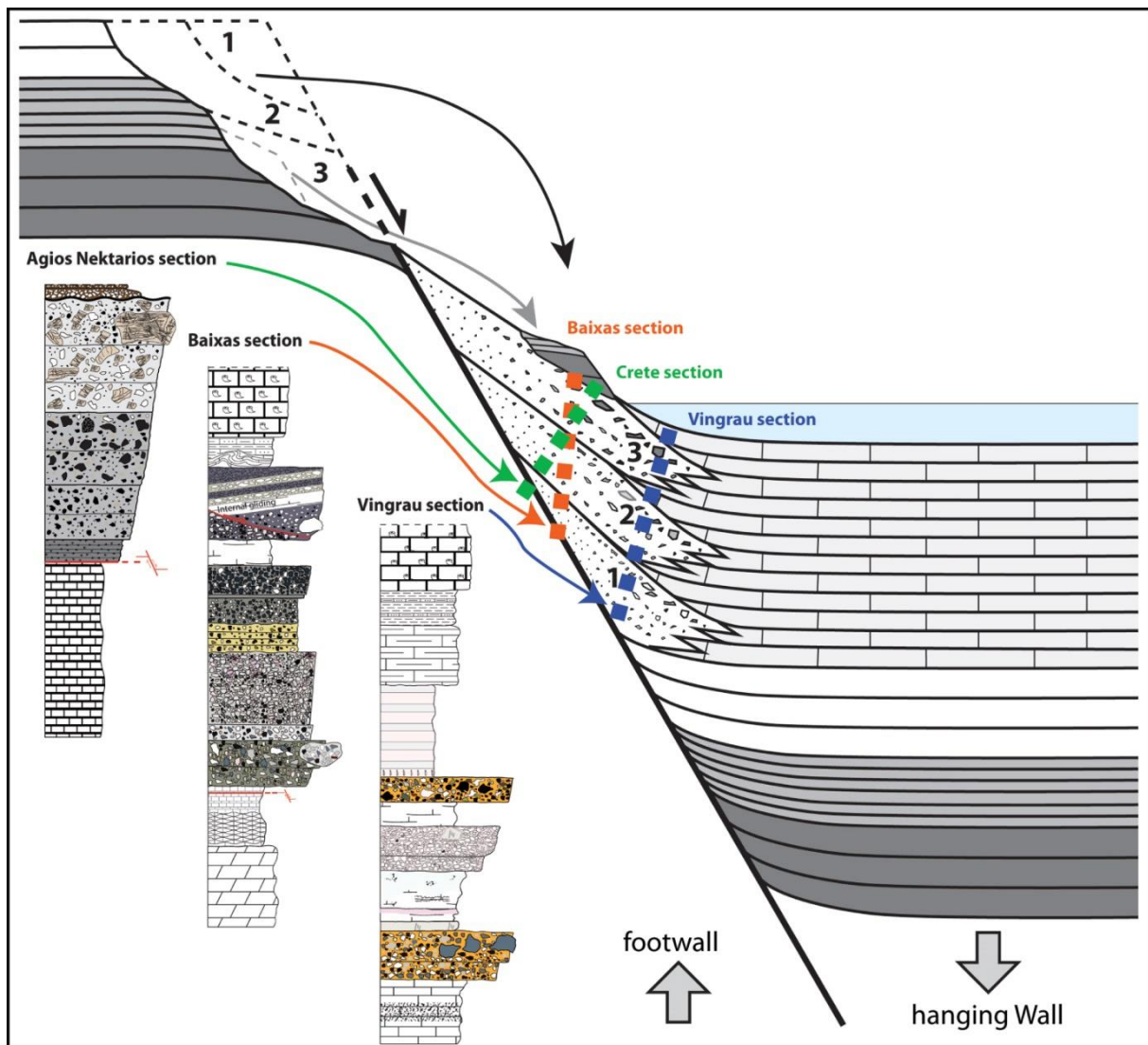


Figure 5.11. Sedimentological sections for southwestern Crete and the Bas-Agly Basin positioned on an integrated model.

The stratigraphic columns of Crete and the Bas Agly syncline are indicative of the same depositional processes and represent different zones of a depositional profile within an extensional basin. These three stratigraphic columns can be used to capture the whole system from the proximal to the distal zone.

5.2.5. Discussion

5.2.5.1. Relationships between depositional process and tectonic deformation

In the quaternary analogue (Crete), during deformation in an extensional regime, the hanging wall of the normal fault subsides while its footwall is uplifted thereby favoring the progressive

rise of the relief of the Crete bedrock nappe (PK, TP, PQ, TR). Over time, this substantial local relief becomes unstable and then collapses, producing major rockfalls and rockslides.

The sedimentological section (Figure 5.5.) representing the area along the Agios Nektarios valley allows us to observe the evolution of the breccia facies (Table 5.2.) from the proximal zone to the distal zone, away from the normal fault (Figure 5.7 and 5.11). The distribution of these facies shows an upward vertical coarsening trend. In addition, unit I is exclusively composed of black dolomite clasts coming from the Tripolitza nappe, unit II is dominated by black dolomite with microfacies clasts coming from the lower part of the Tripolitza nappe and unit III is composed of metamorphic clasts coming from the Phyllite Quartzite nappe, as well as carbonate clasts from the Trypali nappe and non-metamorphic clasts from the Plattenkalk bedrock (Figure 5.5.). This succession in the breccia units is indicative of a gradual arrival of clasts coming from the progressively exhumed reliefs of the footwall, during the movement of the normal fault (Figure 5.7.). The source of the debris flow material may be both from the footwall and also partially from proximal zone of fine clasts-sized breccia deposits. The initial maximum dip of the deposits is around 35°. After the movement of the fault, the deposits show a dip around 50° to 60° close to the fault dip. The order of arrival of the different clasts in the sedimentary basin is linked to the successive exhumation (uplift) of the different source units along a tectonic structure (in this study, a normal fault). This order can be predicted by the *unroofing sequence* concepts (Colombo, 1994) which are used to provide evidence of gradual basin deformation. In this study, the earlier deposits derived from the denudation of the footwall (PK, TR, PQ, TP, Figure 5.7.) are represented by sedimentary breccias with very angular clasts showing an unroofing sequence with an inverted distribution of clast arrival (TP, PQ, TR, PK, Figure 5.7.) with respect to the source (normal sequence, see Colombo, 1994). This means that the rockfall and rockslide processes are active during the whole period of normal fault activity and that the sedimentation and preservation of the breccias are syn-tectonic (Figure 5.7.). The rockfall and rockslide breccias appear to be coeval (syn-kinematic) with the normal faulting and are related to this tectonic process.

In the Mesozoic case study (Bas Agly syncline), more specifically in the Baixas quarry, a fault separates the breccias from the Upper Jurassic carbonates, and the layers of carbonate stratigraphically situated just below this fault present a typical boudinage-type deformation consistent with an extensional regime (Figures 5.8C and 5.9.) (e.g., Goscombe et al., 2004). As a result, we interpret this fault as a paleo-normal fault. In the Pyrenees, after the Upper Jurassic to Lower Cretaceous extensional phase, the late Upper Cretaceous and Tertiary are

characterized by compression-transpression (e.g., Choukroune, 1976; Bessière et al., 1989; Sibuet et al., 2004; Ford and Vergés, 2020; Ducoux et al., 2021; Calvet et al., 2021). Therefore, the earliest faults created during the extension are difficult to find in the field because most of these normal faults were subsequently reactivated as reverse faults (Figure 5.8A) during compression and basin inversion (e.g., Nalpas et al., 1995). The zone of boudinage associated with the fault that we interpret here as a normal fault corresponds to an early extensional deformation zone of the basin margin. In such an extensional tectonic setting, major sediment-gravity flows formed and the resulting breccias accumulated in the hanging wall where shallow subaqueous sediments are deposited as evidenced by the interstratified limestones (Figures 5.8B and 5.9).

As a consequence, the predominantly subaerial nature of the breccias suggests stages of instantaneous infill of the subaqueous coastal space during gravity flow events, while intercalated shallow subaqueous carbonates are indicative of transgressions resulting from basin subsidence and/or eustatic pulses. Additionally, increased fault activity may have favored the triggering of gravity flows and subsequent breccia deposition whereas autochthonous carbonate sedimentation may have prevailed during periods of tectonic quiescence. Variations in the slope of the uplifted blocks through time is another possible factor favoring slope destabilization and sedimentary breccia deposition.

In addition, it is not rare to find a disorganized superposition of the units; this is directly related to the movement of the normal fault that gradually increases the dip of the breccia layers and the gliding of these layers on the slope (Figure 5.12.). It is very important to take into account the gliding of the breccia layers in a colluvial system because this internal gliding (or colluvial slides; Blair and McPherson, 1994a, b) may disorganize the layering; in addition, it may create specific geometries such as onlap around blocks and may produce deformation within breccias layers which could be mistakenly interpreted as regional tectonic deformations.

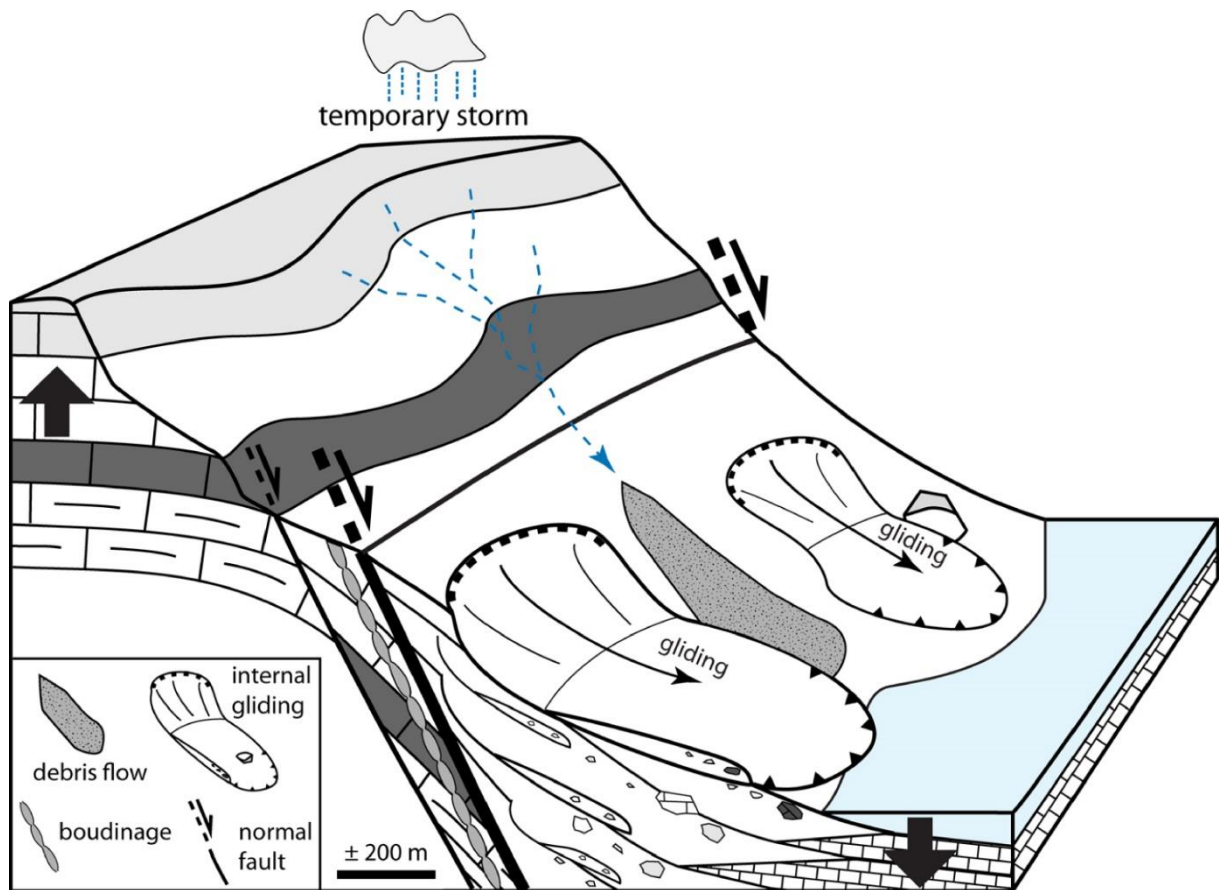


Figure 5.12. Schematic block diagram to visualize the internal gliding (colluvial slide) and debris flow process affecting the sedimentary breccias.

The internal gliding (Figure 5.12.) consists of intact masses of destabilized pre-existing colluvium that move downslope along a decollement level (Varnes, 1978; Bovis, 1986; Cronin, 1992). Colluvial slides or internal gliding are more often initiated by the addition of rainfall or snowmelt when the sediment is significantly saturated with water (Caine, 1980; Ellen and Fleming, 1987; Reneau et al., 1990).

The origin of the breccias is still under debate for specific areas in the North Pyrenean Zone (NPZ, Figure 5.3.), while most of the breccias are associated with the Lower Cretaceous (Aptian-Albian) episode of lithospheric extension (e.g., Choukroune, 1973; Clerc et al., 2012). The present work has demonstrated that the sedimentary breccias encountered on both flanks of the Bas Agly syncline are sedimentary breccias and are related to the destabilization of the hanging wall of the normal faults created during the Upper Jurassic extension. In addition, the observations and results of this study have established that: (i) Bas Agly breccias result from similar sedimentary processes as for the Pleistocene breccia from the southwestern coast of

Crete; (ii) the order of arrival of the clasts (unroofing sequence) in the sedimentary basin evidences the syn-kinematic nature of the Bas Agly breccias, and (iii) breccias from the lower units are affected by syn-depositional faults which are sealed by breccias from the upper units (Figure 5.9). In addition, these breccias are intercalated between the Callovo-Oxfordian and upper Berriasian limestones (e.g., Jaffrezo, 1980), thereby suggesting a Kimmeridgian to lower Berriasian age for the breccias. These Upper Jurassic-lowermost Cretaceous breccias are called "brèche limite" on most geological maps (Rivesaltes, Saint-Paul de Fenouillet) of the northeastern Pyrenees.

This Jurassic lithospheric brittle extension associated with a high-dipping normal fault and the creation of a topographic gradient is consistent with the geodynamic reconstruction described by Péron-Pinvidic et al. (2007) and Jammes et al. (2009). The structures created during this first Jurassic phase of extension serves as a guide for the Lower Cretaceous extension, which is described as being associated with high temperature and lithospheric boudinage and, as a result, with more ductile deformation at the scale of the lithosphere (e.g., Clerc et al., 2016; Lagabrielle et al., 2016).

This incipient Jurassic extension foreshadows the lower cretaceous extension in the whole Northern Pyrenean Zone. Some of the normal faults created during the Jurassic extension are certainly reactivated during the lower Cretaceous extension (Albo-Aptian times).

5.2.5.2. Sedimentary breccia formation and preservation processes in extensional basins

The breccias are deposited at the base of the slope created by the normal fault and therefore they fill the hanging wall, which represents a subsiding area. Subsidence of the hanging wall during the sedimentation of the breccia is a key parameter controlling their preservation and preventing the reworking of the clasts. In subsiding areas, the breccia deposits are rapidly covered by new layers of breccias and there is no time for the surface processes to smooth the edges of the clasts with water. This is not the case in talus-slope breccias where they are rarely preserved, since normal faults are absent (e.g., Sanders et al., 2009; Sanders, 2010).

Furthermore, in an extensive system, similar to a rift, the rivers flow in an opposite direction from the rift at the beginning of extension and the watersheds oriented towards the rift are very small or non-existent, in contrast to compressive systems where, in front of the main thrust, watersheds are very well developed. Recent studies on extensional basins have shown that positive precipitation–evaporation (P–E) balances prevail on the escarpment, while P–E deficits

commonly occur on the rift floor (e.g., Bergner et al., 2009). Therefore, along the rift borders, mass transfer is related to collapse processes such as rockfalls and rockslides and dominate towards the basin in the opposite direction to the main drainage (Figure 5.13.).

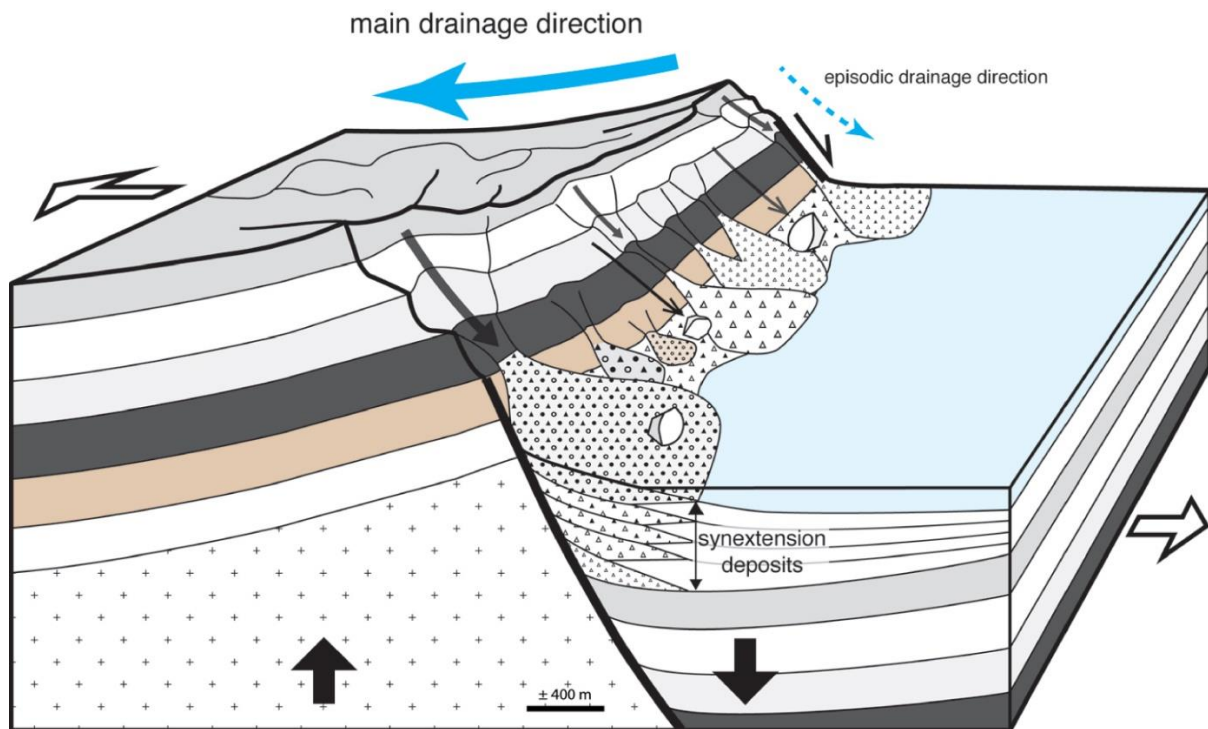


Figure 5.13. Schematic block diagram visualizing the formation and preservation of the sedimentary breccias during the early stage of the extensional basin.

These breccias are deposited at the beginning of the deformation in extension, and the parameters required to produce and preserved sedimentary breccias are met, i.e.: i) footwall uplift, which creates substantial topography, ii) hanging wall rapid subsidence, iii) the collapse of the topography, in the direction of the base of the slope of the normal fault, and iv) rapid preservation to avoid the reworking of clasts by the drainage system. As a result, sedimentary breccias correspond to syn-tectonic deposits during the first stage of extensional basin formation that favors both the creation and preservation of sedimentary breccias. Sedimentary breccias may be considered as a typical lithology and a marker of continental extension.

After the deposition and preservation of the breccias, the surface of the slope created by the faults evolves and gradually decreases as the size of the watersheds oriented towards the rift increases. At one stage of the morphotectonic evolution of the extensional basin, the sedimentary flow coming from the watersheds oriented towards the rift becomes more substantial than the rockfall or rockslide and the breccias are reworked, eroded and replaced by

conglomerates of alluvial fan systems, which unconformably overlie the breccias (e.g., [Figures 5.5 and 7](#), denoted IV).

5.2.6. Conclusions

1. Sedimentary breccias are deposited and preserved along major normal faults during extension and are related to the creation of substantial topography in the footwall and its collapse on the hanging wall with rapid preservation thereby preventing the reworking of the clasts.
2. The sedimentary breccias studied here present common criteria, such as: (i) angular to very angular clasts of various sizes, (ii) of various origins, (iii) organized in massive units (indistinct layers) showing an upward coarsening, and (iv) the units of the breccias are organized with pebble to cobble-sized clasts near the slope of the fault and the mega-clasts, such as boulders and blocks, far away from the slope. These features, as related to the movement of the normal fault, and sedimentary processes active on the colluvial fans, favor rockfall, rockslide and internal gliding (colluvial slides) where clasts are supplied from the uplifted footwall of the fault and become coarser distally, in contrast with what is found in alluvial fan systems.
3. A new terminology and nomenclature for the typical rockfall and rockslide processes of the sedimentary breccia facies has been proposed to serve as a reference in the future. We distinguish three facies associations: (i) the *CPZ* facies association, includes three massive breccia facies, *Bp*, *Bpc* and *Bpcm*, related to rockfall processes generated by fault bedrock failure, and is representative of the proximal part of the subaerial colluvial fan deposit, (ii) the *CDZ* facies association consists of massive mega-breccias facies *Bpb* and *Bpbm*, related to the rockfall and rockslides generated by a fault bedrock failure, representative of the distal part of the subaerial to subaqueous colluvial fan deposit, (iii) the *DF* facies association consists of stratified micro-breccias to breccias related to subaerial cohesive debris flows.
4. Sedimentary breccias associated with rockfall and rockslide processes correspond to syn-tectonic deposits during the early stage of the extensional basin formation and may be considered as a sedimentary marker of the initiation of continental extension.
5. The breccias encountered on both flanks of the Bas Agly syncline, which are intercalated between Upper Jurassic and Berriasian limestone, are related to a first phase of extension during the Upper Jurassic and served as a guide for the Lower Cretaceous extension.

Acknowledgements

This work was based on studies carried out in and samples taken in the Vingrau (OMYA) and Baixas (LafargeHolcim) quarries in the Bas Agly syncline. This paper benefited greatly from discussions with M. De Saint Blanquat (Toulouse University) and J. Borgomano (Aix-Marseille University). We would like to thank the Hellenic Survey for Geology et Mineral Exploration (HSGME) for allowing us to carry out our study in the Chroira Skakia region, X. Lecoq for the preparation of the thin sections and S. Mullin for proofreading the English content. The authors acknowledge anonymous reviewer and have appreciate constructive comments from Sophie Leleu.

5.3. Les brèches sédimentaires syn-extension dans le nord-est des Pyrénées (Article 2)



SCIENCES
www.iste-sciences.com

Domaine **GEOSCIENCES**

Evolution des Pyrénées au cours du cycle varisque et du cycle alpin

ÉVOLUTION TECTONIQUE, THERMIQUE ET SEDIMENTOLOGIQUE

Chapitre 4

Les brèches sédimentaires syn-extension dans le nord-est des Pyrénées

Tarik Kernif¹, Thierry Nalpas¹, Romain Bousquet¹⁻², Roman Chelalou¹

1 Univ. Rennes, CNRS, Géosciences Rennes, UMR 6118, 35000 Rennes, France.

2 Institute of Geosciences, Christian-Albrechts-Universität zu Kiel, Ludewig-Meyn-Straße 10, 24098 Kiel, Allemagne.

5.3.1. Introduction

Les brèches correspondent à un agglomérat de clastes anguleux de roches. Il existe plusieurs types de brèches en fonction de leur processus de formation (Figure 5.14.). Pour chaque type de brèche, leurs caractéristiques sont représentatives du processus de formation. Ainsi les brèches peuvent nous renseigner sur l'histoire du système géologique à l'origine de leur formation. On peut déjà différencier des brèches qui se formeront plutôt en profondeur dans la croûte (hydrauliques, magmatiques et tectoniques) par rapport à des brèches qui se formeront plutôt à la surface de la croûte (volcaniques, karstiques, sédimentaires, éluviales et impactites).

Les brèches peuvent posséder des caractéristiques communes, qui font que certaines fois des confusions peuvent être faites quant aux processus de genèse de ces roches. Cependant, certains critères sont spécifiques du processus de formation. Ces derniers permettent donc d'être discriminant lors de l'identification du processus à l'origine de la formation des brèches.

De nombreuses brèches ont été décrites dans les Pyrénées et pour certaines d'entre elles plusieurs processus de formation ont été proposés. Ces incertitudes concernant l'identification des brèches peuvent résulter de deux raisons (i) soit les données ne sont pas suffisamment discriminantes pour pouvoir trancher (ce qui est rarement le cas), (ii) soit les données collectées sont orientées vers un modèle déjà préétabli.

Dans ce chapitre, nous nous focalisons sur les brèches de la fin du Jurassique dite "brèche limite" qui sont préservées dans une grande partie des Pyrénées. Leur âge coïncide avec les premières phases de déformation extensives entre les plaques ibérique et eurasiatique (Sibuet, 1974 ; Jammes et al., 2009). L'origine de mise en place de ces brèches, sédimentaires, tectoniques ou encore karstiques, est largement débattue depuis plusieurs décennies.

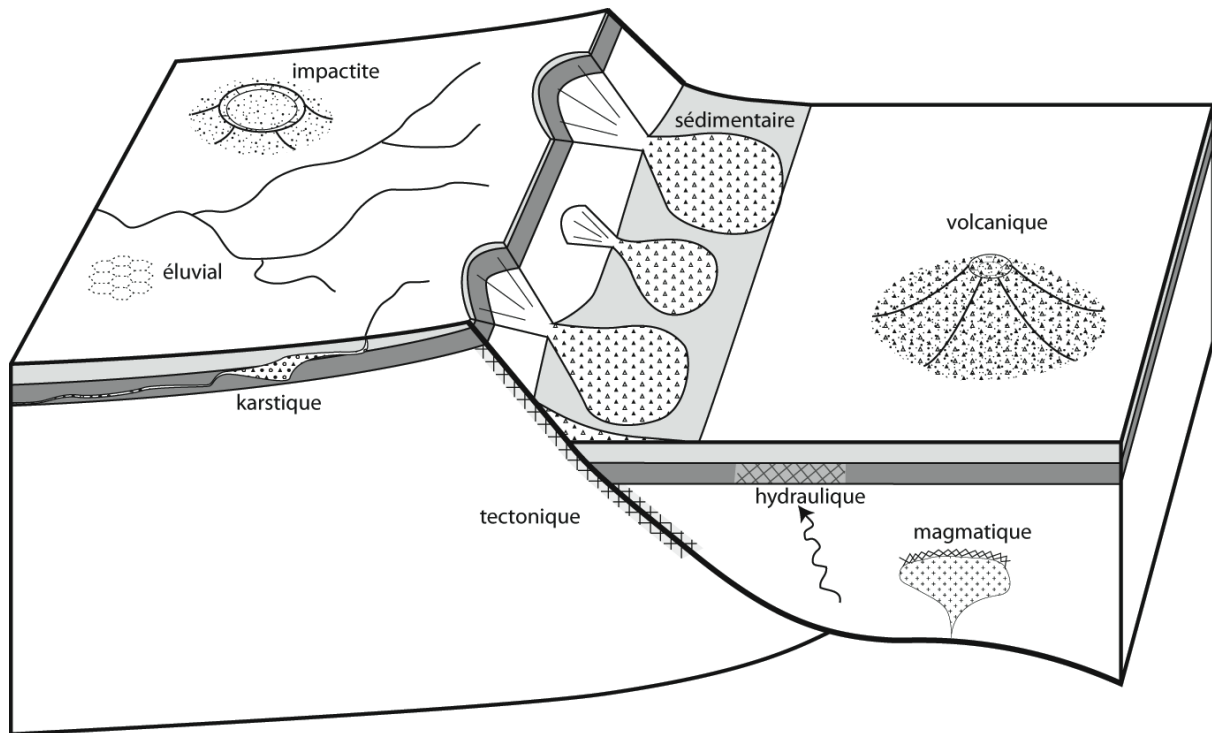


Figure 5.14. Les différents processus à l'origine de la formation de brèches.

Les brèches présentées dans ce travail peuvent atteindre une épaisseur de près de 300 mètres. Elles sont généralement polygéniques et mal triées. Les clastes carbonatés, composant ces roches, présentent une dimension plurimillimétriques à plurimétrique (granules à blocs) et sont très anguleux. Ces brèches se situent à proximité d'une paléofaille normale. On trouve proche de la faille des clastes de la taille de granules à gros cailloux, alors que les clastes de la taille de blocs (métriques) sont loin de la faille normale. Nous montrerons que cette organisation résulte d'éboulements et de glissements de terrain, type talus-pente, où les clastes proviennent du bloc soulevé par le jeu de la faille normale (hangingwall). De manière générale, les clastes deviennent de plus en plus grossiers en s'éloignant de la faille, contrairement à ce que l'on trouve dans les systèmes de cônes alluviaux.

Notre but ici est de montrer comment à partir d'une étude de terrain et une analyse en laboratoire classique on peut lever les ambiguïtés sur les processus de formation des brèches dans le Nord-Est des Pyrénées, et proposer une explication cohérente pour la mise en place de ces brèches.

5.3.2. Les brèches du Nord-Est des Pyrénées

5.3.2.1. Contexte géologique

Les Pyrénées correspondent à une chaîne qui actuellement s'étend sur plus de 400km de l'Atlantique à la Méditerranée. Cette chaîne à double vergence témoigne de la collision des plaques ibérique et eurasiatique à partir du Crétacé supérieur qui fait suite à une extension allant du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur.

La chaîne actuelle est divisée en cinq zones structurales limitées par quatre structures majeures (e.g., [Bertrand, 1940](#) ; [Mattauer, 1968](#) ; [Choukroune *et al.*, 1973](#) ; [Figure 4.2a](#)) : i) le bassin d'avant-pays de l'Èbre limité au Nord par le chevauchement frontal sud pyrénéen, ii) la Zone Sud Pyrénéenne limitée au Nord par la faille sud-pyrénéenne, iii) la Zone Axiale limitée au Nord par la faille nord-pyrénéenne , iv) la Zone Nord Pyrénéenne limitée au nord par le chevauchement frontal nord-pyrénéen, et enfin v) le bassin d'avant-pays Aquitain.

La zone d'étude située dans la zone Nord Pyrénéenne à l'extrême Nord-Est des Pyrénées concerne les synclinaux de Boucheville, du Bas-Agly et de Saint-Paul de Fenouillet ([Figure 5.15](#)). Ces trois domaines représentent différents dépôcentres des bassins de rift crétacés. Leur forme synclinale actuelle est, quant à elle, le résultat de la collision pyrénéenne. On peut noter qu'une phase de rifting est largement enregistrée dans l'océan Atlantique Nord ainsi que dans le nord de la péninsule ibérique, à la fin du Jurassique, et marque le début de l'extension du Crétacé inférieur entre la péninsule ibérique et l'Europe ([Sibuet, 1974](#) ; [Péron-Pinvidic *et al.*, 2007](#) ; [Jammes *et al.*, 2009](#)), en concomitance avec un événement de rift jurassique dans l'Atlantique Nord. C'est à cette période que les dépôts du Jurassique supérieur du Nord-Est des Pyrénées présentent tous une formation particulière dénommée "brèche limite" ([Peybernès, 1976](#)).

Beaucoup d'affleurements montrent des brèches préservées sur des épaisseurs variables allant de quelques mètres à plusieurs centaines de mètres dans les trois synclinaux de terrains mésozoïques, mais aussi coincés dans le massif de l'Agly ([Figure 5.15](#)). La majeure partie de ces brèches est cartée comme datant du jurassique supérieur. Certaines d'entre elles sont cependant suspectées d'appartenir à l'Éocène (cartes Rivesaltes, Saint-Paul de Fenouillet, Tuchan). Nous nous intéresserons principalement aux brèches du jurassique supérieur des synclinaux de Saint Paul de fenouillet, Boucheville et du Bas Agly, afin de déterminer leur processus de mise en place et leur intérêt géodynamique. Leur formation est attribuée à une activité syn-sédimentaire d'accidents tectoniques (e.g., [Souquet et Debroas, 1980](#)).

Le synclinal du Bas Agly présente les plus remarquables affleurements de brèches grâce à la présence de carrières sur le flanc Sud (Baixas) et le flanc Nord (Vingrau) du synclinal (Figure 5.15.).

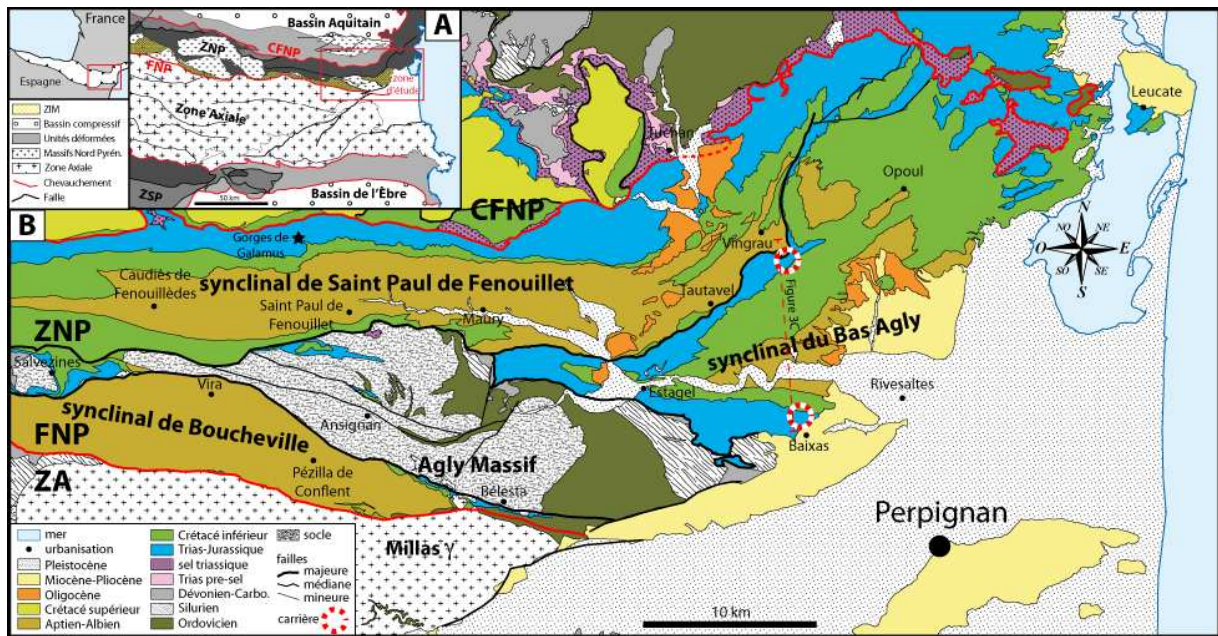


Figure 5.15. Localisation de la zone d'étude (modifié d'après Kernif et al., 2022). A) Carte structurale d'une partie de la chaîne pyrénéenne (d'après la carte géologique du BRGM au 1/1000 000 ; ZIM : Zone Interne Métamorphique d'après Clerc, 2012); B) Carte géologique simplifiée de la zone d'étude modifiée d'après les cartes géologiques BRGM 1/50 000 de Tuchan (Berger et al., 1997) ; Perpignan (Berger et al., 1988) ; Leucate (Bles et Berger, 1982) ; Quillan (Crochet et al., 1989) et Rivesaltes (Fontelles et al., 1993).

5.3.2.2. Description et organisation des brèches

Le long de tout le flanc Sud et Nord du synclinal du Bas-Agly on retrouve des brèches dans le Jurassique supérieur juste avant la base du Crétacé inférieur. Ces brèches ont pu être étudiées sur le terrain dans les carrières du groupe Lafarge-Holcim à Baixas, et dans les carrières du groupe OMYA à Vingrau. Les brèches sont organisées différemment dans les deux carrières par rapport aux couches qui les environnent (nombre, épaisseur, intercalation) mais elles forment au Sud comme au Nord des couches ayant des caractéristiques propres.

Le flanc sud du synclinal du Bas-Agly est en contact par faille sur le socle paléozoïque, et est composé de terrains allant du Trias supérieur au Crétacé inférieur. Le substratum sur lequel se déposent les couches de brèches montre, à la base, un ensemble de couches calcaires plus ou

moins dolomitique qui présente une déformation de type boudinage sur quelques mètres avant le contact avec les brèches (Figure 5.16A1). La limite entre ce substratum et les premiers dépôts de brèches est marquée par une faille sub-verticale (Figure 5.16A).

Les couches de brèches sont organisées, de la base au sommet, de la façon suivante (Figure 5.16A) :

- ✓ brèches polygéniques à clastes anguleux à très anguleux avec très gros blocs au sommet (Figure 5.16A2) ;
- ✓ brèches moins polygéniques ;
- ✓ brèches polygéniques à matrice jaune dominante (Figure 5.16A3) ;
- ✓ brèches polygéniques (Figure 5.16A4) ;
- ✓ passée calcaire ;
- ✓ brèches très polygéniques à gros bloc (certains clastes proviennent du socle paléozoïque), avec surfaces de glissements internes.

Des couches de calcaires non bréchiques puis de calcaires à rudistes reposent stratigraphiquement sur les couches de brèches.

Le flanc Nord du synclinal du Bas-Agly est en contact par faille sur le synclinal de Saint-Paul de Fenouillet, et est composé de terrains allant du Trias supérieur au Crétacé inférieur. À la base des couches de brèches, on retrouve un ensemble de couches calcaires, de couleur grisâtre.

Les couches de brèches s'organisent, depuis la base jusqu'au sommet, de la façon suivante (Figure 5.16B) :

- ✓ brèches polygéniques chaotiques à clastes anguleux à très anguleux, avec de très gros blocs au sommet (Figure 5.16B1) ;
- ✓ passée calcaire ;
- ✓ brèches faiblement polygénique granocroissante (Figure 5.16B2) ;
- ✓ passée calcaire ;
- ✓ brèches très polygéniques à gros blocs subarrondis (Figure 5.16B3) ;

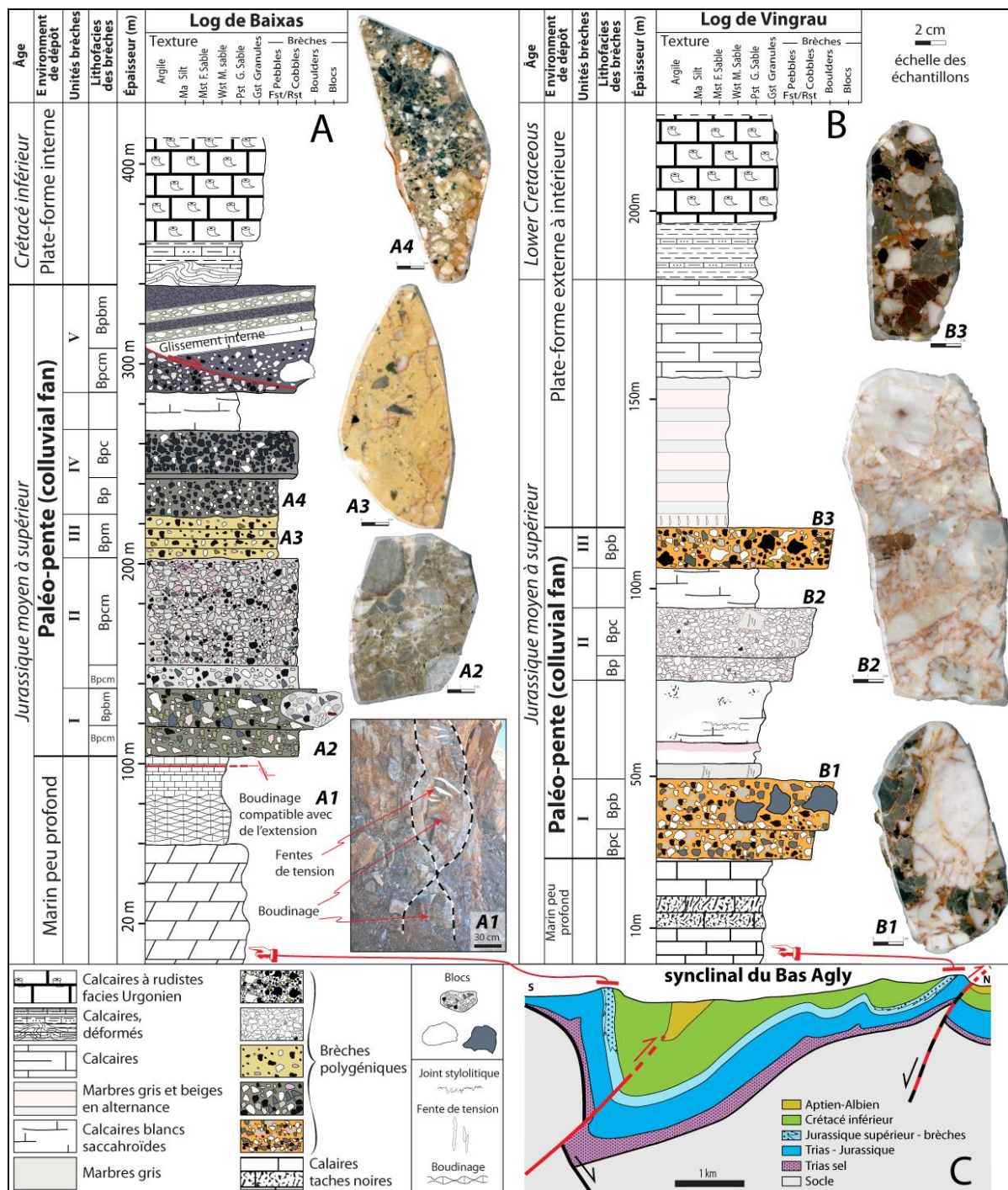


Figure 5.16. Logs sédimentologiques et coupe géologique dans le synclinal du Bas Agly (modifié d'après Kernif et al., 2022). **A)** Log sédimentologique de la carrière de Baixas (Baixas, flanc sud du synclinal du Bas-Agly); **B)** Log sédimentologique de la carrière de la Coume Roujou (Vingrau, flanc nord du synclinal du Bas-Agly); **C)** Coupe géologique à travers le synclinal du Bas-Agly illustrant la localisation des deux Log sédimentologiques.

Les mêmes couches de calcaires non bréchiques et de calcaires à rudistes recouvrent stratigraphiquement les couches de brèches. Un travail de terrain minutieux (cartographie, log sédimentologique, organisation géométrique, mesure des épaisseurs...) a été couplé à l'analyse, en laboratoire, des échantillons prélevés sur le terrain (lames minces, surfaces polies et pétrographie...). Cette approche multi-échelle permet : (i) de proposer une classification précise de ces brèches et (ii) de remonter à leur processus de genèse et de préservation ([Tableau 5.3.](#)). L'organisation latérale des faciès est présentée dans la partie interprétation ([Figure 5.18.](#)). Le processus pouvant générer ces faciès de brèches sédimentaires très mal triées et très anguleuses est à relier au processus de chute de pierre dans des systèmes de dépôts de pente ([Kernif et al., 2022](#)).

Tableau 5.3. Faciès des brèches sédimentaires carbonatées du synclinal du Bas Agly, et interprétations des processus de dépôt (modifié d'après [Kernif et al., 2022](#)).

Code du faciès	Description de faciès	Phase de liaison Matrice	Processus de dépôt
Brèches massive			
Bp	Brèches modérément triées avec des clastes très anguleux à anguleux de la taille de petits cailloux, pseudo-monogènes, matrice de calcsiltite	<5%	Chute de pierre Générée par l'effondrement du bloc exhumé par la faille normale
Bpc	Brèches mal triées avec des clastes très anguleux à anguleux de la taille de petits cailloux à gros cailloux, occasionnellement blocs, pseudo-monogène à polygénique, matrice de calcarénite	<10%	
Bpcm	Brèches très mal triées avec des clastes très anguleux à anguleux de la taille de petits cailloux à gros cailloux, occasionnellement blocs, polygéniques, phase matricielle de granules ou/et de micrite	<15%	
Méga brèches massive			
Bpb	Brèches non triées avec des clastes très anguleux à sub-anguleux de la taille de petits cailloux à gros cailloux et parfois des blocs, polygéniques, alignement des blocs parallèles à la direction de l'écoulement gravitaire, clastes supportés, phase matricielle de granules ou calcarénite	5-10%	Chute de pierre, éboulement Générée par l'effondrement du bloc exhumé par la faille normale
Bpbm	Brèches non triées avec des clastes très anguleux à sub-anguleux de la taille de petits cailloux à gros cailloux et fréquemment des blocs, polygéniques, glissement interne, matrice supportées riches en calcarénite ou/et micrite	15-25%	
Micro-brèches à brèches stratifiées			
Bpm	Brèches stratifiées bien triées avec des clastes anguleux à sub-anguleux, des clastes de la taille de granules, quelques petits cailloux, rarement des clastes sub-arrondis de gros cailloux, monogéniques à polygéniques, à matrice boueuse	>80%	Coulée de débris cohésive Générée par des précipitations intenses

On notera que l'ensemble des couches a été redressé pendant la compression pyrénéenne avec création de failles qui recoupent l'ensemble des couches. Cependant, dans les niveaux de brèches on ne rencontre aucune évidence de déformation syn-sédimentaire (type brèche de faille), comme des stries sur les clastes, des fragmentations de clastes, des fentes de tension ou des stylolithes.

Le synclinal de Saint Paul de Fenouillet est utilisé comme une zone de référence dans la région pour la datation des terrains sédimentaires. Les datations de certains dépôts sédimentaires dans la région (e.g., bassin de Boucheville), trop métamorphisés pour avoir conservés des marqueurs biostratigraphiques, sont faites par analogie avec les dépôts du synclinal de Saint Paul-de-Fenouillet. Le métamorphisme ayant affecté ce bassin est de basse température, 240°C en moyenne (Chelalou et al., 2016). Le flanc nord du synclinal de Saint Paul de Fenouillet est limité dans sa partie Nord par le Chevauchement Frontal Nord Pyrénéen qui se localise sur le niveau de décollement triasique et montre parfois des passées de brèches tectoniques. On peut retrouver des brèches monogéniques dans le Jurassique qui ont été interprétées comme tectonique. Dans le Jurassique supérieur, le long du flanc nord du synclinal de Saint Paul-de-Fenouillet, on rencontre un ensemble de plusieurs dizaines de mètres de brèches polygéniques comportant quelques clastes arrondis. On retrouve comme dans le cas du synclinal du Bas-Agry une interstratification entre des brèches plus ou moins polygéniques et des couches de calcaires, comme dans les gorges de Galamus au nord de Saint Paul de Fenouillet (Figure 5.17a). Ces brèches d'origine sédimentaire sont associées à la formation de la "brèche limite" (Peybernès, 1976 ; Chelalou, 2015). Nous intégrerons ces brèches dans un schéma d'ensemble, mais l'absence de carrières ne permet pas une étude aussi détaillée que dans le synclinal du Bas-Agry.

Dans le synclinal de Boucheville les affleurements de brèches sont préservés sur le flanc Nord dans les zones où l'on retrouve des terrains qui sont cartographiés comme Jurassique supérieur. Ces brèches polygéniques sont principalement constituées de clastes anguleux de carbonates et peuvent former des alternances entre des brèches et des slumps (Figure 5.17b). La présence de slumps est caractéristique d'une pente syn-dépôt. Cette partie Nord du synclinal de Boucheville a été interprétée comme la limite majeure d'un bassin extensif crétacé inférieur (Chelalou et al., 2016). Le synclinal de Boucheville a été très affecté par le métamorphisme HT-BP durant l'extension Crétacé inférieur, et fait partie de la Zone Interne Métamorphique (encart figure

4.2). Nous intégrerons ces brèches dans un schéma d'ensemble, mais l'absence de carrières ne permet pas une étude aussi détaillée que dans le synclinal du Bas Agly.

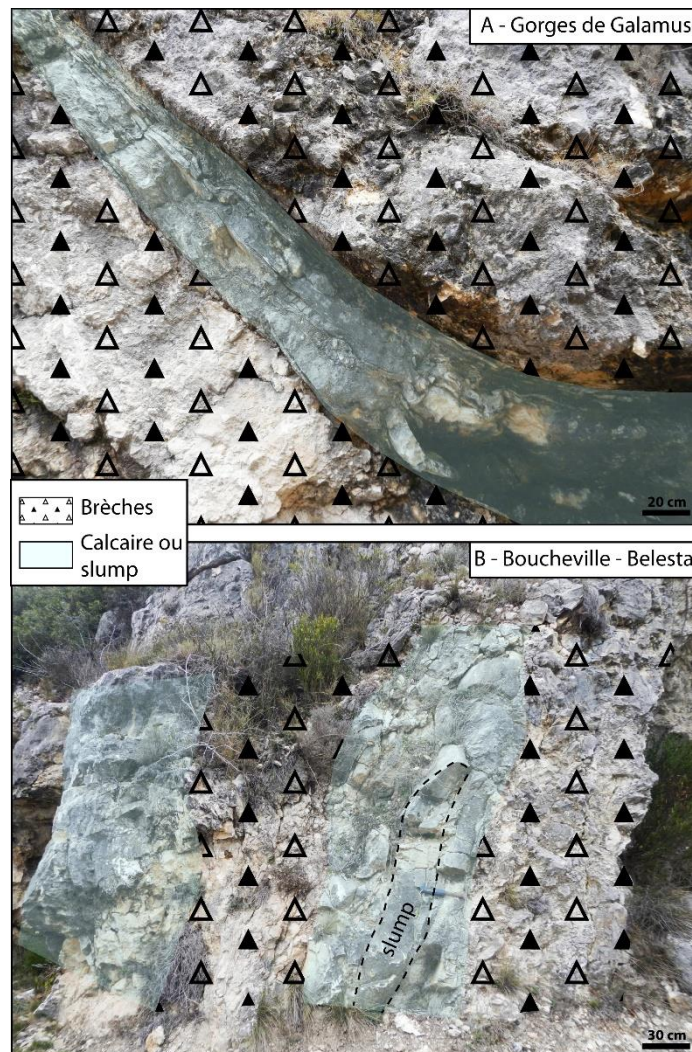


Figure 5.17. Alternance de brèches avec des couches de calcaire, **A)** dans les gorges de Galamus, et **B)** avec des slumps a dans le synclinal de Boucheville vers Bélesta.

5.3.2.3. Interprétation

Les brèches forment des couches différentes, dont les clastes sont polygéniques, avec des variations de granulométrie très importante. Ces couches sont limitées par des dépôts de calcaires. De plus ces couches de brèches ne présentent aucune trace de déformation synformation (type brèche de faille). Les seules déformations observables sont des glissements sur une pente post dépôt. On ne peut donc qu'envisager une origine sédimentaire pour ces couches de brèche.

Sur le flanc sud du synclinal du Bas-Agly les brèches sont limitées à leur base par une ancienne faille associée à un boudinage dans les calcaires sous-jacents. Cette concomitance se retrouve le long du flanc sud du synclinal du Bas-Agly et est compatible avec une déformation en extension (voir aussi Clerc, 2012). La faille verticalisée est donc une ancienne faille normale bordière d'un bassin sédimentaire.

L'organisation en couches successives de brèches plus ou moins intercalées de calcaires est caractéristique d'arrivées successives de matériels consécutifs à des éboulements. L'apparition progressive de clastes de plus en plus polygéniques avec présence de clastes de socle dans les dernières brèches résulte d'une exhumation progressive des formations qui sont ensuite éboulées.

L'ensemble de ces observations est cohérent avec un processus d'éboulement (rockfall) associé à la formation d'une faille normale syn-sédimentaire majeure de bordure de bassin, avec soulèvement du bloc inférieur de la faille (hangingwall uplift), et exhumation des terrains (Figure 5.18.). Les paramètres importants à l'origine de la formation de ces brèches sédimentaires sont :

- ✓ La création d'un relief lié au fonctionnement de la faille normale et au soulèvement du bloc inférieur ;
- ✓ L'éboulement successif des terrains exhumés, et leur sédimentation en bas de la pente devant la faille normale ;
- ✓ La subsidence du bloc supérieur de la faille normale permettant la préservation rapide des brèches et leur recouvrement par de nouveaux dépôts bréchiques évitant le remaniement des clastes par un système de drainage longitudinal ;
- ✓ La pente du système permet aux blocs les plus gros d'acquérir plus d'énergie pendant la chute, et d'aller le plus loin, ainsi les couches de brèches présentent une évolution des faciès du plus fin vers le plus grossier.

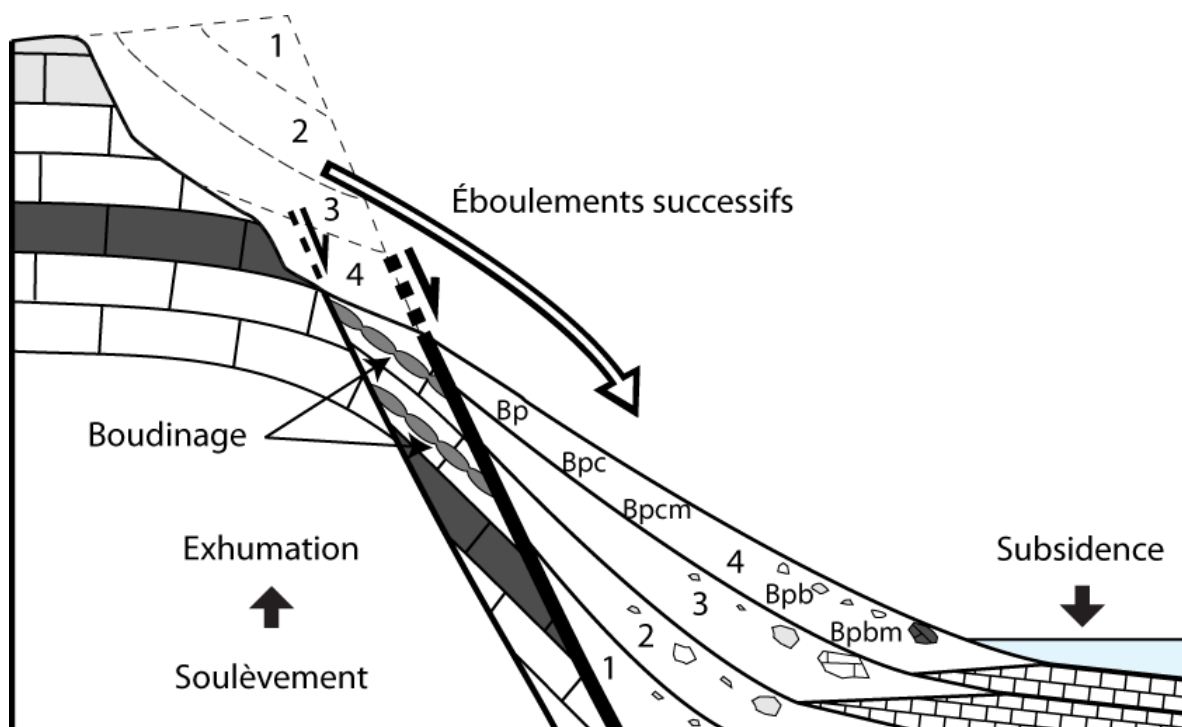


Figure 5.18. Processus de formation des brèches syn-extension dans le bassin du Bas Agly au Jurassique supérieur (modifié d'après Kernif et al., 2022).

5.3.2.4. Discussion

5.3.2.4.1. Implication de l'interprétation des brèches du Bas-Agly sur l'évolution des Pyrénées

Ces brèches sont interstratifiées avec des niveaux de calcaire, sur tout le flanc Nord du synclinal du Bas-Agly, ce qui est cohérent avec la formation d'un bassin sédimentaire pendant le processus d'éboulement à l'origine des brèches. Ce bassin sédimentaire est limité par des failles normales et est donc un bassin extensif fini Jurassique qui précède la phase d'extension du Crétacé inférieur (Figure 5.14), ce qui est en accord avec les événements géodynamiques dans cette zone (Péron-Pinvidic et al., 2007 ; Jammes et al., 2009). Les failles normales créées lors de cette première phase d'extension du Jurassique supérieur, forment des reliefs importants à cause de la rhéologie fragile de la croûte. Ces failles normales servent ensuite de points de faiblesse et favorisent la localisation de la déformation au cours du rifting créacé inférieur. L'épisode créacé inférieur est décrit comme étant associé à une température élevée, une déformation plus ductile et un boudinage lithosphérique (e.g., Clerc et al., 2016 ; Lagabrielle et al., 2016), qui n'est pas favorable à la formation de reliefs important et la création de brèches de talus.

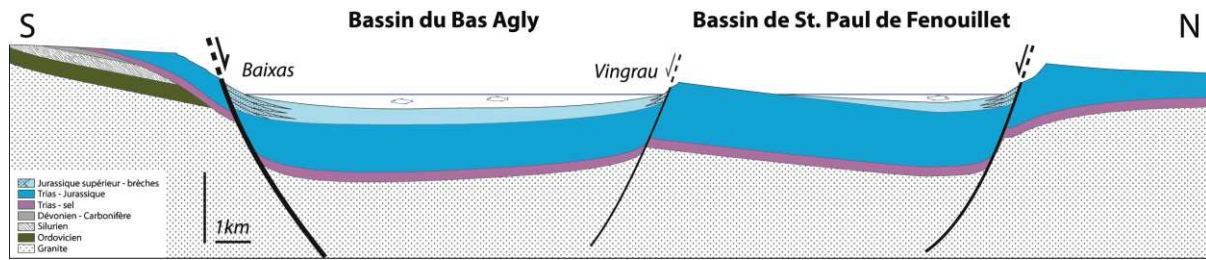


Figure 5.19. Schéma d'organisation des bassins du Bas-Agly et de St. Paul de Fenouillet avec localisation des brèches pendant l'extension au Jurassique supérieur.

5.3.2.4.2. Brèches sédimentaires, des marqueurs de l'extension ?

Un modèle de dépôt des brèches sédimentaires préservées dans les bassins du nord-est des Pyrénées montre une association évidente avec l'extension continentale jurassique terminal. Les paramètres importants pendant le début de l'extension continentale pour expliquer la formation de brèches sédimentaires associées aux failles bordières d'un bassin extensif sont : (i) la pente importante ($\pm 60^\circ$) et le relief créé par l'exhumation du compartiment inférieur de la faille normale et (ii) la subsidence rapide du compartiment supérieur de la faille normale.

Le relief créé, associé à une pente importante permet la déstabilisation des terrains et la création d'effondrement vers le bas de la pente, ce qui forme des brèches de talus. La subsidence rapide permet la préservation des brèches sédimentaires sans remaniement des clastes par le ruissellement. Au début de l'extension, les rivières coulent dans la direction opposée au bassin extensif à cause de l'exhumation du compartiment inférieur de la faille normale et les bassins versants orientés vers le bassin sont très petits voire inexistants. Par conséquent, le long des bordures des bassins extensifs, les transferts de masse sont liés aux processus d'effondrement tels que les chutes de pierres et les éboulements vers le bassin. Le drainage principal des rivières va dans la direction opposée aux bordures du bassin extensif et ne permet donc pas le remaniement des clastes (Figure 5.20.).

Le système de drainage majeur orienté dans la direction opposée aux bordures du bassin extensif est caractéristique de ce système géologique, contrairement aux systèmes compressifs, où le drainage principal va en direction du bassin compressif et transporte des clastes arrondis qui forment des dépôts très importants de cônes alluviaux (e.g., [Barrier et al., 2010](#)).

Ainsi la préservation de brèches sédimentaires peut être considérée comme un marqueur des premières phases d'extension en étant associées aux failles normales majeures.

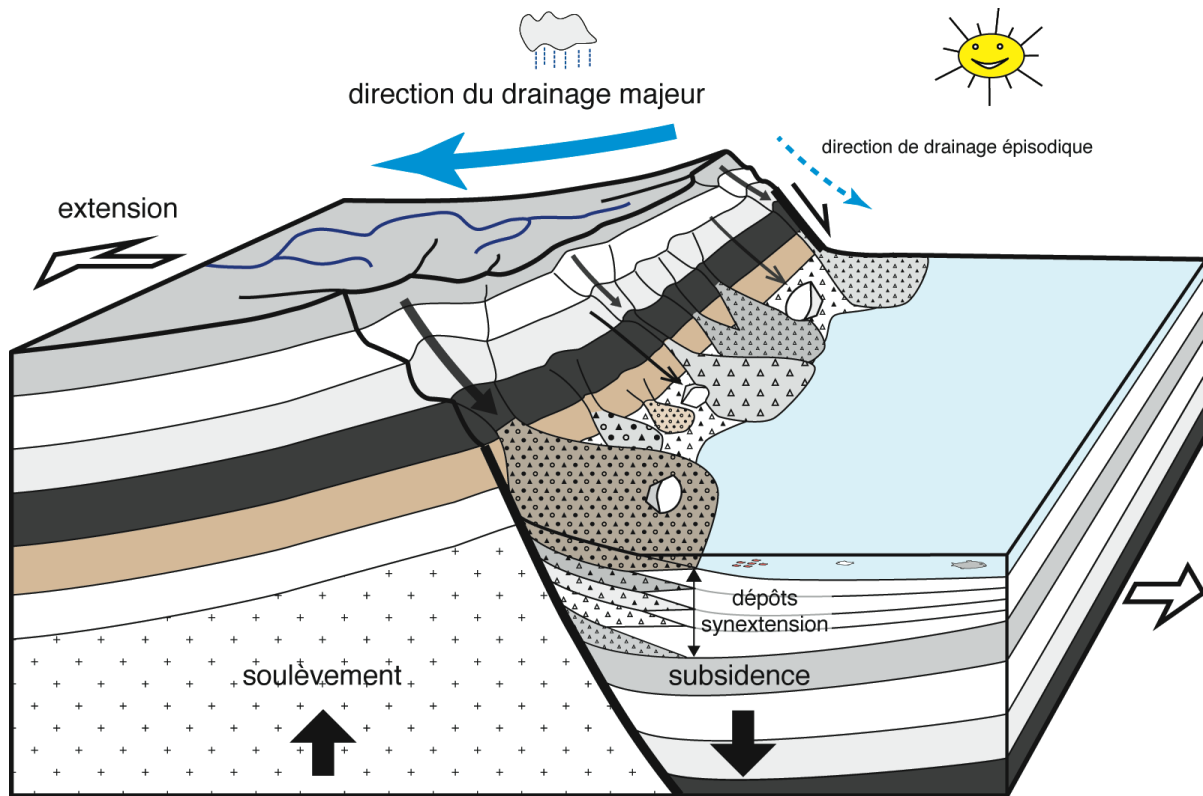


Figure 5.20. Modèle de formation et de préservation des brèches sédimentaires pendant l'extension continentale sur une faille normale bordière du bassin extensif (modifié d'après Kernif et al, 2022).

5.3.2.5. Conclusion

1) Les brèches sédimentaires présentent des critères communs : (i) des clastes anguleux à très anguleux de tailles variées, (ii) une origine diverse des clastes, (iii) des brèches organisées en unités massives granocroissantes.

2) Les brèches sédimentaires sont caractéristiques de processus d'éboulement d'une pente, type brèches de talus.

3) Elles se rencontrent sur les failles bordières des bassins extensifs du Jurassique supérieur du nord-est des Pyrénées.

4) Elles sont associées au fonctionnement d'une faille normale avec soulèvement du bloc inférieur de la faille normale pendant l'extension et la création d'une topographie locale importante, puis sa déstabilisation et le glissement des terrains sous forme d'écoulement de débris en bas de pente.

5) La subsidence du bloc supérieur de la faille normale pendant l'extension permet l'enfouissement rapide des terrains glissés et la préservation d'une grande quantité de brèches sédimentaires.

6) La formation de failles normales pendant l'extension favorise la production et la préservation de brèches sédimentaires qui deviennent un marqueur du début de l'extension continentale.

Chapitre VI

APPROCHE EXPERIMENTALE PAR MODELISATION ANALOGIQUE

6. Approche expérimental par modélisation analogique

Ce chapitre présente un article soumis au Comptes rendus Géoscience – Sciences de la Planète.

6.1. Synthèse de l'article

6.1.1. Objet d'étude et objectifs scientifiques

Les travaux de terrain sur les brèches sédimentaires en contexte extensif, présentés dans le chapitre précédent, tant sur un système récent que sur un système ancien montrent que l'organisation spatiale des clastes dans les dépôts de brèches sédimentaires d'un cône colluvial est particulière. En effet l'évolution temporelle des clastes dans les couches témoigne de l'exhumation liée à l'extension ("normal unroofing sequence") et l'organisation latérale des clastes dépend de l'énergie acquise pendant leur chute, avec préférentiellement des clastes de granulométrie importante en bas de pente et de faible granulométrie en haut de pente. Cette évolution granulométrique est d'ailleurs inverse à celle traditionnellement rencontrée dans les cônes alluviaux (cf. Discussion 6.2.4.2.).

6.1.2. Méthodologie

Afin de tester l'organisation spatiale et temporelle des clastes d'un cône colluvial des d'expériences analogiques ont été réalisée au laboratoire de "Modélisation analogique en tectonique et géomorphologie" de Géosciences Rennes. L'idée étant de reproduire un système produisant des cônes colluviaux en relation avec une pente crée le long d'une faille normale et d'analyser l'organisation spatiale et temporelle des clastes dans les couches. Ceci a été possible en rendant le sable cohésif par ajout d'eau de façon à conserver une pente forte au moment de la création du relief, puis une déstabilisation de ce relief en liaison avec le séchage progressif du sable pendant l'expérience et la perte de cohésion associée.

6.1.3. Les principaux résultats et interprétations

Les photos de surface durant l'expérience et les coupes réalisées à la fin de chaque expérience montre l'organisation spatiotemporelle des clastes, avec clairement de gros amas de sable formant de gros clastes qui se retrouve en position distale en bas de la pente d'éboulement du sable et l'apparition progressive des clastes en fonction de l'exhumation des terrains suite à l'extension. Une expérience a été réalisée sans extension, mais en construisant dès le début une pente dans le modèle comparable à un relief de faille normale. Cette dernière expérience montre un éboulement progressif du relief avec ennoisement de celui-ci, ce qui donne une évolution

inverse des clastes dans les couches allant d'un mélange de toutes les couches vers une arrivée de claste provenant uniquement de la couche la plus superficielle et jeune ("reverse unroofing sequence").

L'organisation spatiotemporelle des clastes dans les expériences avec extension est comparable à celle que l'on a observé sur le terrain pour les exemples anciens et à ce qui est observé sur les éboulements actuels.

6.2. Modélisation analogique de brèches sédimentaires dans un talus pente avec ou sans extension - comparaison avec les cas naturels (Article 3 soumis)

Analogue modelling of sedimentary breccias in a talus slope with or without extension - comparison with a natural case

Thierry Nalpas^{*,a}, Tarik Kernif^a, Jean Nick Bassandi^a, Jean-Jacques Kermarrec^a

^a Univ. Rennes, CNRS, Géosciences Rennes, UMR 6118, 35000 Rennes, France.

*Corresponding author: thierry.nalpas@univ-rennes1.fr

Abstract. Sedimentary breccias deposited on a talus slope during extension at the front of a normal fault or at the base of a slope are related to the creation of substantial topography. The architecture of talus slopes resulting from exhumation during extension is different from that of from rock cliffs without deformation. In this work, we run several analogue models, with or without extension, in order to analyse the external geometry and internal organization of sedimentary breccias and their evolution in time and space. This temporal organization of the sand layers in the experiments shows that normal unroofing sequences are characteristic of progressive exhumation and continuous deformation during extension, whereas reverse unroofing is related to cliff destruction without vertical movement. In the experiment with wet layers of sand, the blocks that resulted from the aggregates of sand grains are generally deposited farther away than single sand grains and are located at the base of the slope; this is one of the main characteristics of rockfalls. The analogue results are compared to natural examples.

Keywords. Normal fault, sedimentary breccias, normal/reverse unroofing sequence, talus fan

6.2.1. Introduction

Breccias are rocks produced through a large variety of processes: they can have a sedimentary, tectonic, karstic, hydrothermal or magmatic origin, or they may be produced by the impact of a meteorite (e.g., [Shukla and Sharma, 2018](#)). As a result, breccias may be found in a wide range of geodynamic environments.

This study focuses on the sedimentary organization of two different depositional contexts of slope breccias: with and without extensional tectonic coupling. During extension, these breccias are either related to the creation of substantial topography in the footwall and its collapse on the hanging wall of the normal fault ([Kernif et al., 2022](#)), or they form during rock cliff erosion. These colluvial fan breccias correspond either to a ‘talus fan’ ([Salomon, 2007](#)) or to the ‘Precursor Stage’ and ‘Stage 1’ in the evolution of an alluvial fan system (e.g., [Blair and McPherson, 1994](#)). Sedimentary breccias are described in many places: i) associated with a normal fault (e.g., [Alonso-Chaves and Rodriguez-Vidal, 1998](#); [Sanders et al., 2018](#); [Bourli et al., 2019](#); [Cipriani and Bottini, 2019](#); [Ribes et al., 2019](#)) or ii) associated with rock cliffs on a talus slope without bedrock deformation ([Blair and McPherson, 1994](#); [Salomon, 2007](#); [Sanders et al., 2010](#); [Ruiz-Carulla et al., 2015](#)). Very few analogue models address the problems associated with the creation and organization of slope deposits. Some experiments have studied the collapse of volcano flanks ([Vidal and Merle, 2000](#)) or the collapse of granular slopes along weak horizons ([Liu and Koyi, 2014](#)).

The various types of organization between talus slopes resulting from exhumation during extension or from rock cliffs without deformation are not presented. For example, the following questions still need to be answered: what are the various lithologic evolutions of the clasts in time and space and how is the size of the clast organized during the preservation of these sedimentary breccias? This is what we are attempting to understand via an analogical modelling approach.

With this objective in mind, we ran several analogue models, either with or without extension, to analyse the external geometry and internal organization of sedimentary breccias and their evolution in time and space.

The results of these experiments are compared to natural examples with and without extensional tectonic coupling to specify the key discriminant parameters.

6.2.2. Experimental procedure

The aim of the experiment is to use sand to reproduce the geometric organization of sediments in the talus slope based on the evolution of the destabilization zone. The sandfall observed in the experiments is comparable to the rock fall associated with a talus slope in nature.

The modelling techniques used here are similar to those commonly used for experiments dealing with brittle systems in the Laboratory of Experimental Tectonics of Géosciences Rennes (Rennes University, FRANCE) and that have been described in numerous studies (e.g., [Vendeville et al., 1987](#); [Krantz, 1991](#)). Brittle layers were represented by sand, with an angle of internal friction close to 30° ([Krantz, 1991](#)) and a density (σ) of about 1,400 kg/m³. In our experiment, one centimetre of sand represents about 250 - 300 m in nature. Dry sand has no cohesion, and therefore we mixed the sand with water to obtain a cohesion in the sand close to 50 to 100 Pa, allowing the creation of cliffs measuring 0.5 to 1 cm high in the experiment that represent 150 to 300 m in nature. After several tests, a water weight of 0.03% of the sand weight was added and mixed in a cement mixer to obtain moistened sand.

For the first set of experiments, Bre 1 to Bre 4 (with extension), the experimental apparatus was set up as follows: the base was a fixed rigid plate. On top of this base, one side of the model was a fixed wall and the opposite side was a thin mobile plate on which was fixed on a mobile wall (allowing it to be displaced at a constant rate). The two remaining perpendicular sides are limited only by the sand ([Figure. 6.1A](#)). The shape of the mobile plate induces a velocity discontinuity (VD) at the base of the model that localizes the deformation (see [Malavieille 1984](#); [Balé 1986](#); [McClay and Ellis, 1987](#)). The model was set in a 70 x 60 cm sandbox, wide enough to achieve a relatively large amount of stretching without lateral edge effects. The prekinematic pile of the models was made of four layers of sand (dry and/or wet, see [Table. 6.1](#)), composed of, from bottom to top: 12 cm of white sand, 1.5 cm of yellow sand, 1.5 cm of blue sand and 1.5 cm of white sand ([Figure. 6.1A](#)). To represent an active normal fault, an extension perpendicular to the VD is applied to the wall and moving plate by means of a piston driven by a computerized motor. The amount of extension is 10 cm and the extension velocity is 15 cm per hour.

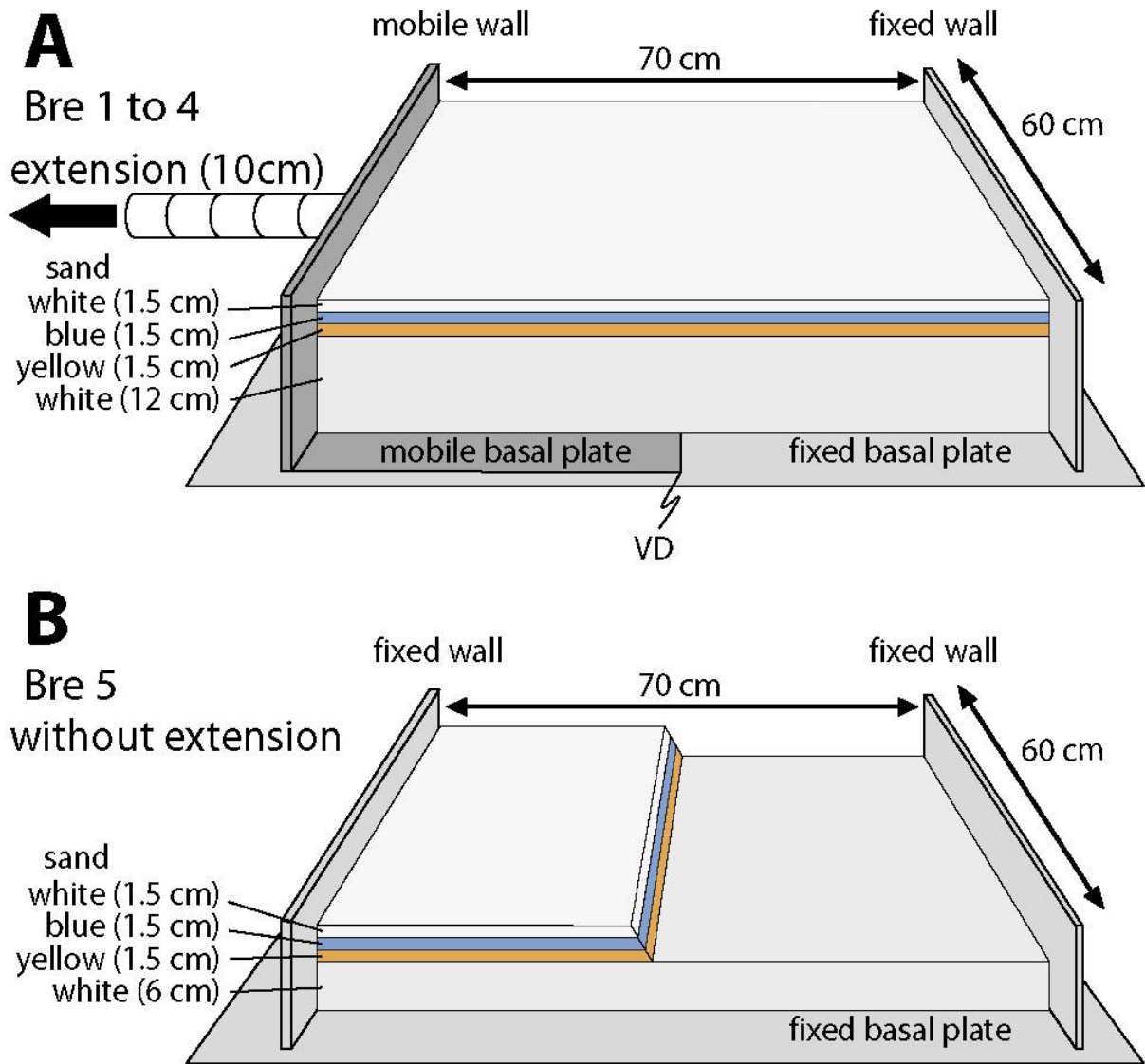


Figure 6.1. Experimental device. a) with extension (10 cm at 15 cm/h), b) without extension (the coloured sand layers are cut with a slope of about 60° to 70°).

For the second set of experiments, Bre 5, the experimental apparatus was similar to the apparatus used in the previous experiments with the sole difference being that there were two fixed walls on top of the fixed rigid basal plate instead of only one (i.e. the mobile wall used in the first set of experiments was replaced by a fixed wall here, Figure 6.1B). As in the previous set of experiments, the two remaining perpendicular sides are limited only by the sand. The model was set in a 70 x 60 cm sandbox. The prekinematic pile of the models was made of four layers composed of, from bottom to top: 6 cm of dry white sand, 1.5 cm of wet yellow sand, 1.5 cm of wet blue sand 1.5 cm of wet white sand (Figure 6.B and Table 6.1). To represent an active talus slope without extension, a topography was created in the experiment in the colour layers by cutting them with a slope of about 60° to 70° just after they were deposited.

Photographs of the model surface were taken at regular time intervals to observe the structural development. After deformation, the internal structure was observed on a series of cross-sections cut parallel to the extension direction (perpendicular to the VD) for the first set of experiments, or perpendicular to the slope for the second set of experiments. Brittle sand layers were comprised of various colours of sand: i) to reveal the tectonic structures and ii) to reveal the provenance of clasts inside the deposits, as well as to observe them on photographs. It should be noted that the colour of the sand does not modify its behaviour in any way.

The experiments were designed to test several different sand layer architectures, between dry sand and moistened sand (Table 6.1). When the sand is dry, i.e. without cohesion, the slope of a talus corresponds to the internal friction angle of the sand, close to 30°, and when the sand is moistened, it is possible to obtain a slope with a high angle (between 60° and 90°). In the first set of experiments, an active sandfall is produced by the increase in relief during extension and the decrease in humidity through time in the sand, whereas in the second set of experiments only the decrease in humidity through time in the sand produces an active sandfall. The experiments with extension last 40 minutes with an extension of 15 cm/h, which gives 10 cm of extension. The sand avalanches start once a cliff is created by the emergence of the normal fault at the surface and occur both alternately in different parts of the created relief and continuously, for as long as the extension lasts. The avalanches stop almost immediately at the end of the extension when the slope stability of about 30° is reached. The experiment without extension lasts about 30 minutes, when the sand becomes dry and the avalanches stop. The sand avalanches start as soon as the cliff is artificially created and occur both alternately in different parts of the created relief, and continuously, until the slope stability of about 30° is reached.

Experiment	White sand base	Yellow sand	Blue sand	White sand	Tectonic Extension
Bre 1	NC	C	C	C	Yes
Bre 2	NC	C	NC	C	Yes
Bre 3	NC	NC	C	NC	Yes
Bre 4	NC	NC	NC	NC	Yes
Bre 5	NC	C	C	C	No

Table 6.1. Architecture of the sand layers in the experiments, NC = non-cohesive sand, C = cohesive sand.

6.2.3. Analogue results

6.2.3.1. Experiments with extension

Four experiments were performed to investigate the role of cohesion in the organization of sand in an active colluvial system during extension. The experiments are presented by a cross-section and final surface view that focus on the slope created by the normal fault (Figure. 6.2).

In experiments Bre1 and Bre4, all the coloured sand layers are either dry or wet, therefore there is no rheological variation in the layers of coloured sand and extension produces only a major normal fault. In experiments Bre2 and Bre3, some layers of coloured sand are dry and others are wet; this leads to rheological variations in the coloured sand layers and extension produces a major normal fault associated with minor faults.

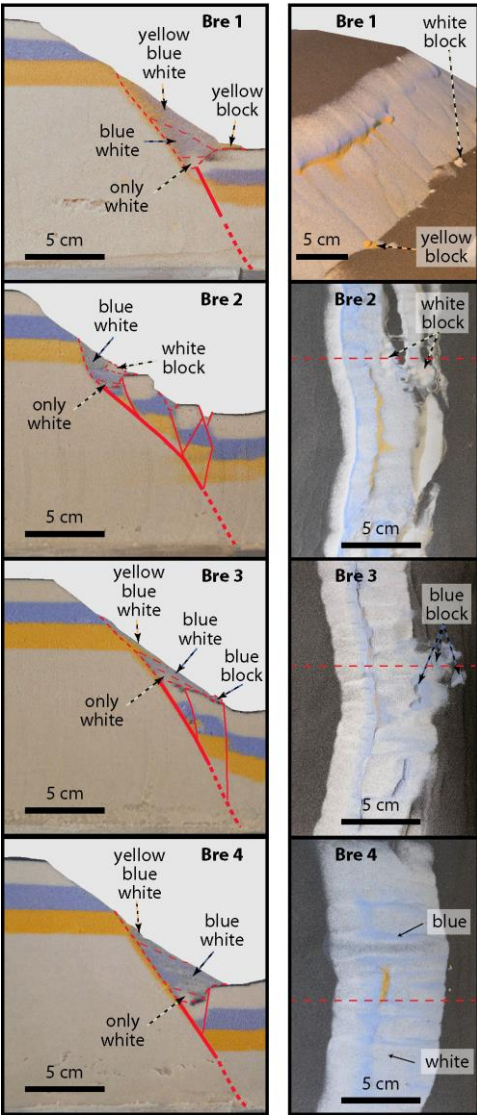


Figure. 6.2. Experiment with extension; cross-section on the left side, surface view on the right side (oblique surface view for Bre 1). The amount of extension is 10 cm and the extension velocity is 15 cm per hour for all experiments.

The topography created by the movement of the normal fault produces a steep slope, the fault escarpment, that is systematically destabilized in a sandfall towards the base of the slope. The sand is then deposited in a medium slope sand layer. The oblique surface view of the experiment is shown in order to visualize the slope created by the normal fault, which is a minimum of 60° for the yellow layer and the base of the blue layer, compared with the slope close to 35° of the sand layers deposited over the base of the slope (**Figure. 6.2**, Bre1).

The first sand layer exhumed by the normal fault is the white layer, and therefore the first deposit at the base of the fault scarp corresponds to white sand. The second sand layer exhumed by the normal fault is the blue layer, and therefore the second deposit at the base of the slope corresponds to a mixture of white and blue sand. The third sand layer exhumed by the normal fault is the yellow layer, and therefore the third deposit at the base of the slope corresponds to a mixture of white, blue and yellow sand (**Figure. 6.2**, cross-section).

Depending on the destabilization zone, it is possible to observe that the deposit does not correspond to only a simple mix of white, blue and yellow sand colours. Instead, we see a zone with more white sand or more blue sand or more yellow sand in the surface view (**Figure. 6.3**). This is related to the non-cylindrical destabilization of the sand, and therefore it is impossible to have a good correlation of the deposition along the fault escarpment. The deposits at the base of the fault scarp are not homogeneous. This lack of homogeneity is visible regardless of how the layers (wet and dry) are organized. The heterogeneity of the deposits is only visible if the destabilized layers are of different colours.

When the sand is moistened, it is possible to obtain aggregates of sand grains in the sand layers when they are destabilized (**Table. 6.1**, Bre 1, 2, 3, 5). Therefore, in all experiments with at least one wet sand layer, it is possible to observe aggregates of white, blue or yellow sand grains that are detached from the upper slope layers and combined together within the sand deposited at the base of the slope. It should be noted that these aggregates of sand grains (like blocks of sand grains) may move further than a single sand grain (**Figure. 6.2**, Bre1 to 3).

6.2.3.2. Experiment without extension

One experiment was performed to investigate the organization of destabilized deposits on a slope without extension. In order to create a slope of about 60° in the sand at the beginning of

the experiment, the yellow, blue and white layers are constructed with moistened sand to increase cohesion. The experiments are presented by a cross-section and final surface views that focus on the evolution of the slope over time (Figure. 6.3).

The progressive destabilization of the topography created by scraping is related to the gradual sand moisture loss by surface dehydration, thereby decreasing the cohesion of the sand layers. At the beginning of the experiment, all the colours of the sand layers crop out; the first deposit at the base of the slope corresponds to a mixture of white, blue and yellow sand. This first sand layer deposited at the base of the slope progressively covers the previously exposed lower yellow sand layer. During the middle phase of the experiment, when only the white and blue layers crop out, the second deposit at the base of the slope corresponds to a mix of white and blue sand. This second sand layer deposited above the first sand layers progressively covers the previously exposed middle blue sand layer. At the end of the experiment, when only the white layer crops out, the third deposit above the previous ones is made of white sand only (Figure. 6.3). This colour organization of the sand layers deposited at the base of the slope is opposite of what we observe with extension. Progressively, the layers forming the destabilized slope are covered by the collapsed sand and the sand collapse stops when the dip of the entire slope reaches about 30-35°.

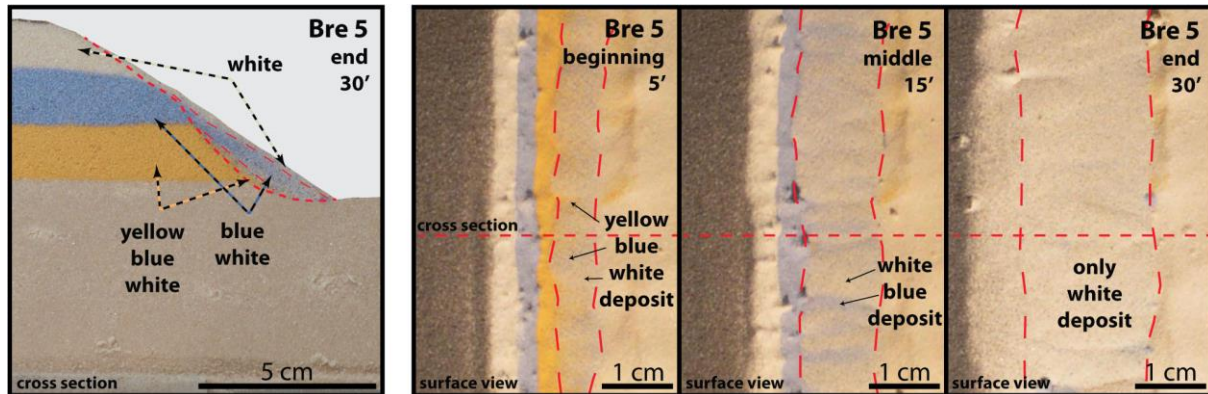


Figure. 6.3. Experiment without extension, cross-section on the left side. The thick red dashed line corresponds to the base of the deposits whereas the thin red dashed line separates the various colours of the deposits. Surface views on the right side, at the beginning, middle and end of the experiment. The thin red dashed line delimits the deposits.

6.2.4. Discussion - Comparison with a natural case

6.2.4.1. Rockfall with or without extension

In all experiments, sand that has glided to the base of the slope is organized in steeply dipping layers, about 30°, as observed in natural examples (e.g., Salomon, 2007; Sanders, 2010); this is

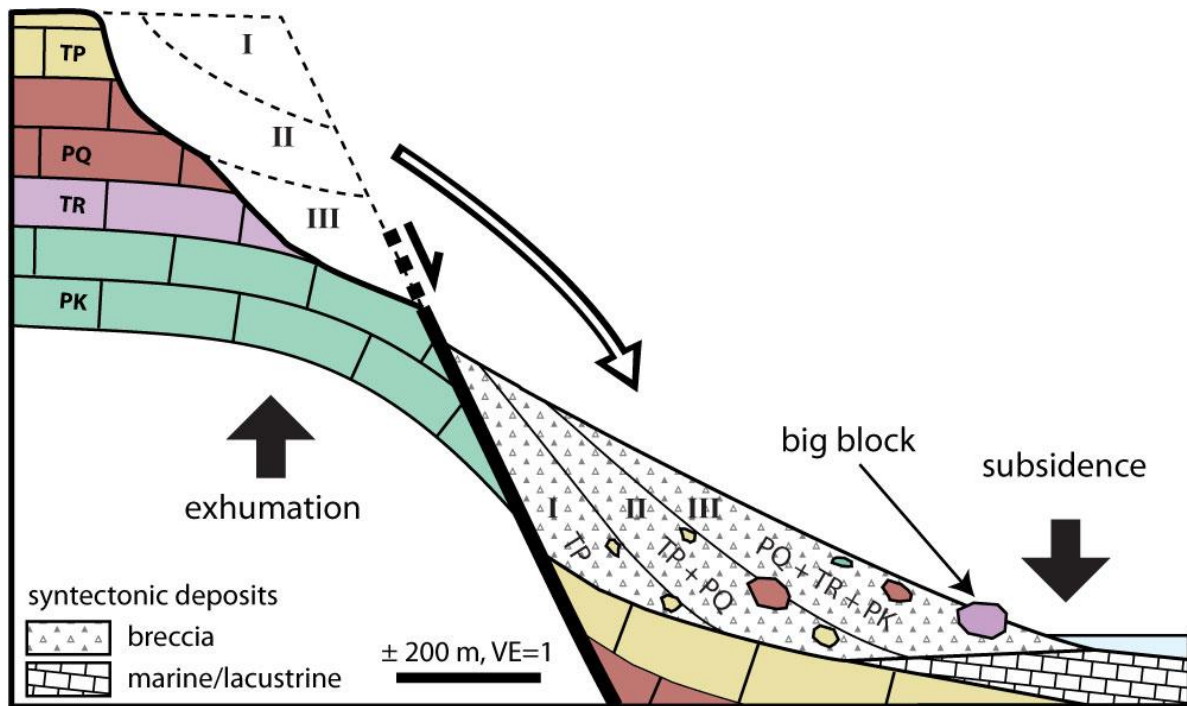
comparable to the destabilized zone which corresponds to a steep slope (e.g., [Ruiz-Carulla et al., 2015](#); [Cipriani and Bottini, 2019](#); [Kernif et al., 2022](#)).

In all the experiments performed with cohesive sand ([Figure. 6.2](#), Bre1, 2 and 3), it is possible to observe the creation of aggregates of sand grains during the destabilization of the sand layers. These aggregates of sand grains correspond, in nature, to blocks spanning several meters that are usually observed during extension, associated with synkinematic sedimentary breccias (e.g., [Cipriani and Bottini, 2019](#); [Ribes et al., 2019](#); [Kernif et al., 2022](#)), or that are deposited at the base of a slope without extension ([Copons et al., 2009](#); [Ruiz-Carulla et al., 2015](#); [Melzner et al., 2020](#)).

6.2.4.2. Rockfall organization in time with extension

The layers of sand deposited at the base of the slope in the experiments during extension are similar to layers of breccias deposited in front of a normal fault during extension in a continental, marine or transitional domain (e.g., [Alonso-Chaves and Rodriguez-Vidal, 1998](#); [Sanders et al., 2018](#); [Bourli et al., 2019](#); [Cipriani and Bottini, 2019](#); [Ribes et al., 2019](#); [Kernif et al., 2022](#)). These layers are syntectonic deposits.

The sand that comes from the exhumed layers is progressively deposited at the base of the fault scarp during extension. A direct positive relationship is observed: the larger the amount of extension, the thicker and more laterally extended the layer deposited at the base of the fault. The first sand layers deposited at the base of the fault scarp are composed of white sand only, then white and blue sand only and lastly white, blue and yellow sand ([Figure. 6.2](#)). The first sand layer (white only, [Figure. 6.2](#)) deposited at the base of the fault scarp is very homogeneous whereas the second (white and blue, [Figure. 6.2](#)) and third layers (white, blue and yellow, [Figure. 6.2](#)) are heterogeneous and composed of a mixture of different sand colours. In nature, this corresponds to a classic normal unroofing sequence during exhumation ([Decelles et al., 1991](#); [Colombo, 1994](#)). This architecture of the sand layers in the experiments is comparable to what is observed in natural cases in front of an active normal fault such as in southern Crete ([Kernif et al., 2022](#); [Figure. 6.4](#)). The progressive exhumation of rocks during extension is recorded in the lithological evolution of the clast deposited at the base of the slope and representative of its provenance. The first clasts deposited at the base of the slope come from the first formation exhumed and new clasts are progressively deposited in function of the exhumed material ([Figure. 6.4](#)).



Figures. 6.4. Provenance of the clasts during breccia formation in front of a normal fault, with PK: Plattenkalk, TR: Trypali, PQ: Phyllite-Quartzite, and TP: Tripolitza (Agios Nektarios valley, in southwestern Crete, modified from Kernif et al., 2022).

This normal unroofing sequence during extension is characteristic of a progressive exhumation and continuous deformation without movement quiescence (Figure 6.5.). This important point is used to discern between, in terms of clast organization in the deposited layers, what is related to tectonic exhumation (normal unroofing) and what is related to the natural destruction of cliffs without associated deformation (reverse unroofing, Colombo, 1994).

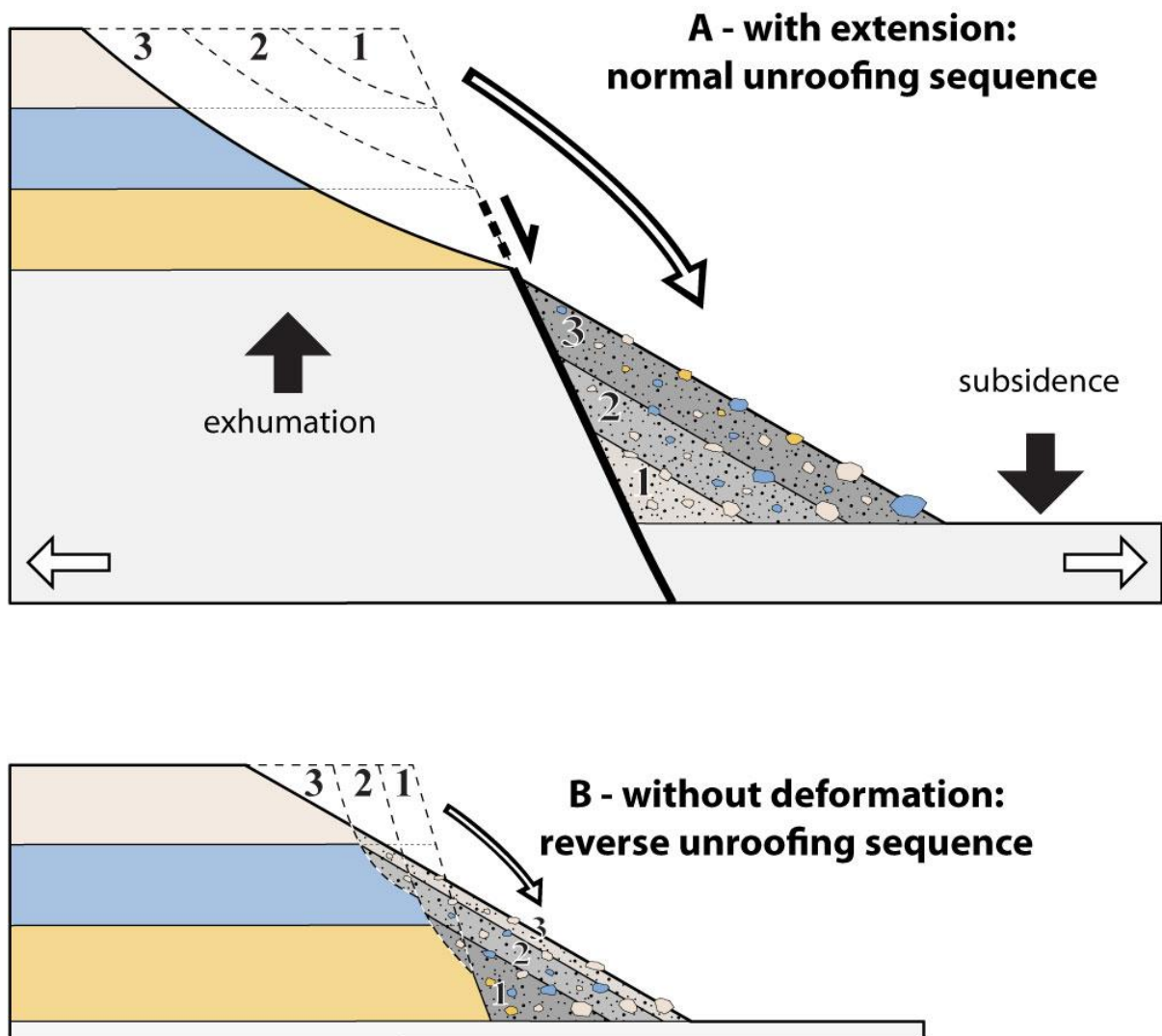


Figure. 6.5. A – Normal unroofing sequence with extension corresponding to an inverted vertical clast distribution in breccias. B – Reverse unroofing sequence without deformation corresponding to a stratigraphic clast distribution in breccias.

6.2.4.3. Rockfall organization in time without extension

Without extension, the topography is created at the beginning of the experiment and all layers outcrop (yellow, blue and white); therefore, the first sandfall at the base of the slope is composed of sand grains of all three colours (Figure. 6.3.). At the beginning of the destabilization, like in the experiment with extension, the first layer deposited at the base of the slope is thin and then, during the destabilization of the sand, new layers are progressively deposited above the older layers. However, the progressive increase in the thickness and lateral extent of the entire slope deposits (Figure. 6.3.) is not as much as for the experiments with extension. This thinner thickness of the slope deposits, at the end of the experiment, is related

to the amount of sand to be destabilized because, without extension, the topography is progressively covered by the slope deposits and the amount of sand that can slide is limited. The evolution of the various sliding masses, first from a mixture of white, blue and yellow sand, then a mixture of white and blue sand and then the last sliding mass with only white sand corresponds to a reverse unroofing sequence (Colombo, 1994) that is characteristic of a progressive destruction of a cliff without exhumation (Figure. 6.5).

6.2.4.4. Rockfall architecture with or without extension

In the experiments with white sliding sand only, it is impossible to see lateral variations, as is the case in the first layer deposited with extension, or the last one without extension (Figures. 6.2 and 6.3). For the other layers deposited either with white and blue sand only or with white, blue and yellow sand, there is no homogeneity in the surface view (Figures. 6.2 and 6.3). The zone of deposits is either more white, more blue or more yellow in relation to the destabilized zone and therefore there is no lateral continuity overall (Figures. 6.2, 6.3 and 6.6).

The same architecture is observed in natural examples at the base of a natural cliff (Figure. 6.6C.) or in front of a normal fault (Figure. 6.6D.). This is why it may be difficult to correlate slope breccia along a talus slope.

In natural cases of erosion of a cliff without extension (Figure. 6.6C) and of exhumation and erosion with extension (Figure. 6.6D), it is possible to observe the same architecture where each colluvial fan (shown in green in Figure. 6.6), is linked to an upstream destabilization zone (shown in red in Figure. 6.6). Again, we observe a direct positive relationship: the larger the destabilization zone, the larger the colluvial fan. In natural cases of exhumation and erosion with extension (Figure. 6.6D), the bigger the fault displacement, the larger the colluvial fan. Thus, laterally, the deposits are composed of several single fans for which the material does not necessarily come from the same set of layers and therefore each fan presents clast types that might be specific to each fan and that may be different from adjacent fans. Note that regardless of the size of the colluvial fan, the slope of the deposits is the same, close to 30°, corresponding to the stability angle of the deposits. The cliff angle gradually decreases to a value that depends on the cohesion of the cliff material.

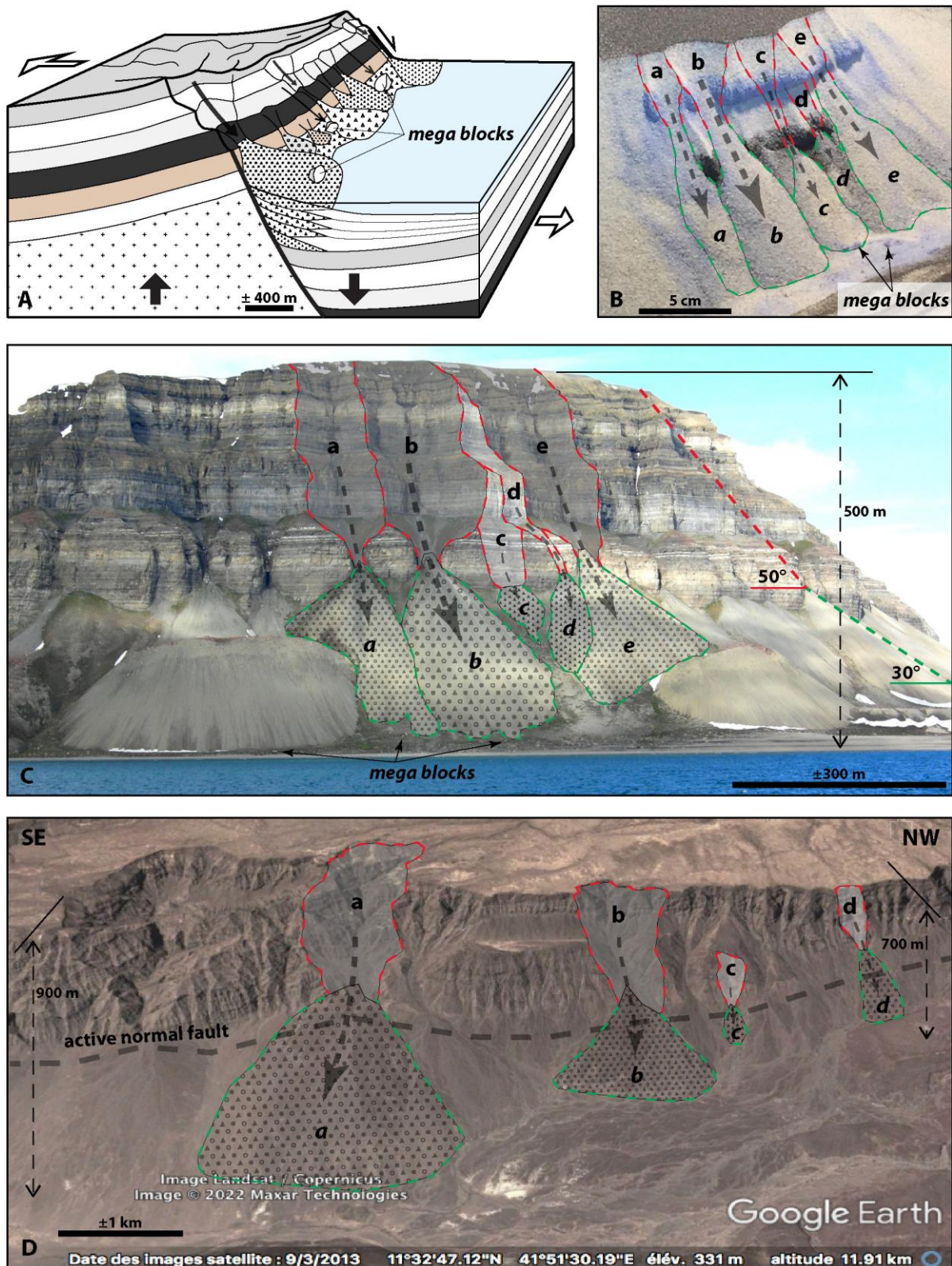


Figure 6.6. A – Lateral organization of the colluvial fan during extension (modified after Kernif et al., 2022). B - Architecture of the sand colluvial fan in the experiment. C - Organization of the colluvial fan at the base of a cliff (photo by Mark A. Wilson, Ifjorden, Svalbard, Norway, with his permission for use here). D - Organization of the colluvial fan in an active normal fault

(Google Earth version 7.3.4.8642. March 9, 2013) 20 km west of Yoboki, Djibouti. 11°32'37.18" N, 41°54'54.76" E, eye altitude of 7.45 km).

In the experiment with wet layers of sand, the blocks that resulted from the aggregates of sand grains may be deposited on the slope, but they are generally deposited farther than single sand grains and are located at the base of the slope (Figure. 6.2 Bre1, 2 and 3). This is also the case in natural examples (Figure. 6.6) and this phenomenon is related to the amount of energy acquired during falling and the ability of large boulders to roll downhill (e.g., Copons et al., 2009; Ruiz-Carulla et al., 2015; Ruiz-Carulla et al., 2016; Melzner et al., 2020).

6.2.5. Conclusions

1 - The progressive exhumation during extension is visible in the lithology of the clasts found in the talus deposits. The clasts coming from the first formation that was exhumed are encountered in the first deposit at the base of the slope, and then the clasts come from the first and second formation in the second deposits, and so on. Therefore, during extension, a normal unroofing sequence is characteristic of a progressive exhumation, continuous deformation and synchronous sedimentation of the talus deposits.

2 - The first slope deposits from a cliff that is being destroyed show clasts coming from the material of the whole cliff. Then, as the deposits cap part of the cliff, we only find the clasts coming from the material of the high parts of the cliff. This evolution corresponds to a reverse unroofing sequence characteristic of a progressive destruction of a cliff without exhumation.

3 - During extension, depending on the destabilized exhumation zone, the material sliding at the base of the fault scarp is different from one sliding to another. It is therefore impossible to have a good correlation of the deposition along a normal fault.

4 - With regards to the cohesion of the destabilized material, it is possible to find large blocks in the talus deposits. They are generally deposited farther away than fine-grained material and are found at the base of the slope. This is related to the amount of energy acquired during the falling of the blocks and their ability to roll downhill.

Acknowledgements

The authors appreciate the constructive comments from Bruno Vendeville and anonymous reviewer. We would like to thank Mark A. Wilson for the photo in Figure 7A of a cliff in Ifjorden, Svalbard, Norway. We would also like to thank S. Mullin for proofreading the English content.

Chapitre VII

GENESE ET AGE DES BRECHES

SEDIMENTAIRES :

nouvelles perspectives à partir de la pétrographie, des isotopes stables ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) et des datations (U-Pb)

7. Genèse et âge des brèches sédimentaires : nouvelles perspectives à partir de la pétrographie, des isotopes stables ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) et des datations (U-Pb)

Ce chapitre présente un article prêt à soumettre prochainement ...

7.1. Synthèse de l'article

7.1.1. Objet d'étude et objectifs scientifiques

L'une des principales problématiques géologiques de la partie orientale de la zone nord-pyrénéenne (NPZ) est la signification des diverses brèches que l'on peut rencontrer à la limite entre le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur. L'âge et le processus de formation de ces brèches, appelées "Brèches post-albiennes" ou "eBr", font l'objet de débats depuis plusieurs décennies. Les brèches "eBr" sont cartographiées essentiellement dans le flanc sud du synclinal du Bas Agly (Berger et al., 1993) et sont classiquement attribuées à l'Éocène (Bartonien) (Mattauer et Proust, 1962). Tant leur âge que les processus de formation sont restés hypothétiques jusqu'à aujourd'hui. Il est important de noter que, les brèches du Jurassique supérieur (jBr) aussi appelées "Brèches limite" ou "brèches intraformationnelles" (e.g., Peybernès, 1976 ; Berger et al., 1997) qui ont fait l'objet d'étude du Chapitre V sont généralement confondues avec ces brèches "eBr".

7.1.2. Méthodologie

Sur la base d'observations sous microscopie S.E.M, lumière polarisée et cathodoluminescence, un inventaire détaillé des phases diagenétiques a été réalisé. A partir de ces analyses, une séquence diagénétique et une chronologie des ciments ont été reconstruites en utilisant les principes de recouvrement, de superposition et d'inclusion. Les compositions isotopiques en oxygène et en carbone de certains ciments et matrices de ces brèches ont permis de préciser les environnements diagenétiques. En outre, la datation U-Pb par LA-ICP-MS sur la matrice carbonatée des brèches s'est avérée fructueuse et a donné des âges cohérents avec ceux proposés (par l'étude sédimentologique et diagenétique) dans le modèle d'évolution géologique.

7.1.3. Les principaux résultats et interprétations

Ces brèches précédemment décrites comme brèches éocènes ebr, peuvent être subdivisées en deux dépôts de brèches distincts d'âges différents : (i) des dépôts de brèches (cône colluvial) d'âge jurassique (Jbr) lié au premier stade d'extension lithosphérique et à la déstabilisation des

compartiments inférieurs soulevés des failles normales et (ii) des conglomérats et brèches d'âge Oligocène (Oocr) de dépôts proximaux de cônes alluviaux, préservés sur les reliefs bordiers d'une plaine alluviale.

Les échantillons prélevés sur les différents affleurements de la brèche attribuée au Jurassique supérieur montrent plusieurs marqueurs du métamorphisme pyrénéen HT/BP au sein de la matrice et des clastes. On remarque, outre que l'altération de la brèche par des circulations de fluides et la calcite recristallisée, des minéraux de néogène recoupent la micrite de dépôt et/ou les dernières phases de cimentation, ce qui suggère que l'évènement thermique est forcément postérieur au dépôt de la brèche. Les minéraux qui apparaissent le plus souvent sont la scapolite, le quartz, la pyrite, le talc, le mica blanc et le feldspath potassique. Les scapolites qui apparaissent dans cette brèche sont surtout abondantes dans la matrice m0 et au sein des clastes argileux et marneux ou calcaires mudstone à packstone, souvent sous forme de baguettes disposées de façon quelconque et sans orientation préférentielle. Elles sont en revanche absentes dans les ciments et les clastes de nature purement calcitique. Les scapolites se développent donc là où existait une quantité importante d'ions aluminium nécessaires à leur formations (cf. [Vaudin, 1982](#)). Les autres minéraux comme le quartz, le mica ou encore le feldspath potassique sont également localisés que dans certains clastes et matrices, vraisemblablement riche en minéraux nécessaires à leur formation. Donc l'apparition de ces minéraux est liée à la composition originelle des clastes et de la matrice et non pas à un degré de métamorphisme (cf. [Ravier, 1957](#), [Vaudin, 1982](#)). Selon [Ravier et Thiebaut, \(1982\)](#), les nombreuses occurrences de scapolites suggèrent la présence de circulation de fluides hydrothermaux. Ainsi, l'hypothèse selon laquelle cette brèche serait post-métamorphisme (e.g. [Vaudin, 1982](#) ; [Mattauer et Proust, 1962](#) ; [Berger et al., 1993](#) ; [Peybernès et al., 2001](#) ; [Canérot, et al., 2004](#) ; [Clerc, 2012](#) ; [Chelalou, 2015](#)), fondée sur la présence de minéraux au sein des clastes et leur absence dans la matrice doit être révisée. Si avant le métamorphisme, la brèche est de minéralogie purement calcitique (clastes et matrice), non favorable à la formation de minéraux de néogène, elle donnera un marbre, également de minéralogie purement carbonatée. C'est la présence d'autres minéraux au sein de la matrice ou des clastes qui va permettre le développement des minéraux de néogène.

L'abondance de minéraux de talc observés au MEB, au sein de la brèche suggère qu'elle est probablement affectée après le dépôt par le métasomatisme décrit par [Boulvais et al. \(2006\)](#) dans les Pyrénées orientales. Les minéralisations de talc recoupent les dernières phases de cimentation qui comblent l'espace interclastique de la brèche. Elles se développent

essentiellement au sein de l'espace microporeux localisé entre les cristaux de calcite et/ou au sein des clastes altérés de la brèche. Selon [Boulvais et al. \(2006\)](#), le talc se développe par remplacement hydrothermal des dolomies, qui ont été formées par altération des marbres calcaires. Dans cette étude, la talcification qui se développe au sein de la brèche est probablement lié à l'altération des horizons dolomitiques du Jurassique moyen et/ou des clastes dolomitiques des premiers dépôts de la brèche du Jurassique supérieur par les circulations de fluides hydrothermaux (per-ascensum), lors de l'épisode de rifting albien.

L'étude pétrographique des échantillons prélevés sur la brèche de la carrière de Roc Pointu (brèches attribuées à l'Oligocène dans cette étude) montre clairement que le dépôt de la brèche est postérieur à l'événement thermique pyrénéen. Les indices de métamorphisme, les scapolites, sont observés uniquement dans les roches du substratum et dans les clastes de la brèche. Ces scapolites sont cependant absentes dans la matrice, bien que la composition chimique de cette matrice soit clairement favorable à la formation de minéraux de néogène. De plus la recristallisation de la calcite est localisée dans les clastes et n'affecte en aucun cas la matrice. Les scapolites observées dans le substratum, se présentent sous forme de baguettes allongées dans une seule direction préférentielle, tronçonnée et étirée selon la linéation. Ce qui indique une cristallogénèse syn-cinématique du boudinage et de l'étirement pendant la phase d'extension albienne (cf. [Vaudin, 1982](#) ; [Clerc, 2012](#)).

Trois classes d'âge différentes ont été mises en évidence à partir des rapports isotopiques U/Pb mesurés sur les échantillons des dépôts Jbr :

- 1) La classe I correspond probablement à l'âge de dépôt des brèches pendant l'extension du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur ;
- 2) Dans la classe II, les âges mesurés sur la matrice de Jbr sont cohérents avec la période d'intense activité métasomatique (talcification, albitisation) de 117 à 92 Ma ([Moine et al., 1989](#) ; [Schärer et al., 1999](#) ; [Boulvais et al., 2006, 2007](#) ; [Poujol et al., 2010](#) ; [Fallourd et al., 2014](#)) et avec le métamorphisme régional HT/LP dont l'âge varie de 110 à 85 Ma (voir synthèse dans la thèse de [Clerc, 2012](#)). De plus, la datation U/Pb de claste d'un échantillon a donné un âge comparable ($109,50 \pm 27,40$ Ma) à l'âge de la matrice du même échantillon, ce qui suggère que ces âges de la fin du Crétacé inférieur à la fin du Crétacé supérieur reflètent l'événement thermique pyrénéen et non l'âge de dépôt de la brèche. Comme le montre l'analyse pétrographique, cet événement thermique majeur dans les Pyrénées a affecté la matrice, les

ciments et les clastes de la brèche au cours de leur évolution et a probablement provoqué une ouverture du système U/Pb conduisant à une remise à zéro de l'âge ;

3) Les âges mesurés dans la classe III correspondent à l'âge i) des ciments de remplissage de veines ou l'espace interclastique des brèches tectoniques qui se sont formées postérieurement, probablement pendant la période de collision pyrénéenne et à l'âge ii) du remplissage karstique lié au soulèvement et à l'exhumation des brèches Jurassiques.

7.2. Genèse et âge des brèches sédimentaires (NE Pyrénées, France) : nouvelles perspectives à partir de la pétrographie, des isotopes stables et des datations U-Pb. (Article 4 en cours)

Genesis and age of sedimentary breccias (NE Pyrenees, France): new insights from petrography, stable isotopes and U-Pb dating.

Tarik Kernif^{1*}, François Fournier², Thierry Nalpas¹, Marc Poujol¹, Sylvie Bourquin¹, Michel De Saint Blanquat³, Pierre Huruguen¹, Milton Boucard⁴, Sarah Boularand⁵

¹ Univ Rennes, CNRS, Géosciences Rennes-UMR 6118, F-35000 Rennes, France.

² Aix-Marseille Université, CNRS, IRD, Cerege, Um 34, 3 Place Victor Hugo (Case 67), 13331 Marseille Cedex 03, France.

³ Géosciences Environnement Toulouse, Université de Toulouse, CNES, CNRS, IRD, UPS, (Toulouse), 14 avenue Edouard Belin, 31400, France.

⁴ Géosciences Montpellier, Université des Antilles, Université de Montpellier, CNRS, Campus de Fouillole, Pointe-à-Pitre, Guadeloupe (FWI), France.

⁵ Aix Marseille Univ, CNRS, Centrale Marseille, FSCM (FR1739), PRATIM, F-13397 Marseille, France.

*kernif.tarik@gmail.com

ABSTRACT

This study focuses on breccias, widely developed in the Bas Agly syncline at the Late Jurassic/Early Cretaceous boundary. Both their age and formation processes are still debated. These breccias previously described as Eocene breccias ebr, can be subdivided into two distinct breccias deposits of different ages: (i) Breccias deposit (colluvial fan) of Jurassic age (Jbr) related to the first stage of lithospheric extension and the destabilization of uplifted footwalls and (ii) conglomerates and breccias (or Pseudo-breccias) of Oligocene age (Oobr) deposited in alluvial fan environments, preserved on the margin of an alluvial plain. Based on observations under S.E.M, polarized-light and fluorescence microscopy a detailed inventory of the diagenetic phases has been performed. From these analyses, a diagenetic sequence and a chronology of the cements have been reconstructed, using the principles of overlapping, superposition and inclusion. The oxygen and carbon isotopic compositions of some cements and matrices from these breccias allowed to specify their diagenetic environments.

The occurrence of metamorphic minerals overprinting the latest phase of calcite cementation strongly suggests that the Jbr deposited prior to the Albo-Cenomanian regional metamorphic phase in contrast to previous stratigraphic attributions (Eocene) and support our interpretation of an interstratified sedimentary breccia of Late Jurassic age. In addition, U-Pb dating by LA-ICP-MS on the carbonate matrix of some breccias has been successfully performed and yielded ages consistent with those proposed in the model of the geological evolution.

Keywords: Breccias, colluvial fan, alluvial fan, extension, diagenesis, metamorphism, stable isotope ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$), S.E.M, carbonate U-Pb dating, Bas Agly, Pyrenees.

7.2.1. Introduction

One of the main questions that remains to be resolved the North Pyrenean Zone (NPZ) is the significance of the various breccias that can be encountered at the Late Jurassic-Early Cretaceous boundary. The age and the processes that controlled the formation of these breccias, known as “Brèches post-albiennes” or “eBr”, are the subject of debates for several decades. The “eBr” breccias are mapped essentially in the southern flank of the Bas Agly syncline (Berger et al., 1993) and are classically attributed to the Eocene (Bartonian) (Mattauer and Proust, 1962). These breccias are attributed to marine sedimentation, based on the occurrence of a Dano-Selandian planktonic foraminifers, and are described as filled channels, gulfs and/or holes of a large-scale karstic paleotopography (e.g., Peybernès et al., 2001a, 2001b; Fondécave-Wallez and Peybernès, 2003; Combes et al., 2003, 2004, 2007). However, the age of these breccias, the determinations of the planktonic foraminifers and consequently the stratigraphic attributions, and the existence of marine trough in Northern Pyrenean Zone (NPZ) were questioned by Canérot, (2006) and Bilotte et al. (2007). Canérot, (2004b, 2006) and Vaudin (1982) agreed with the tectono-karstic interpretation and associated these breccias with the collision between the European and Iberian crusts, inducing the creation and development of a trans-Pyrenean “fracturing-karst-brecciation corridor”. More recently, these "eBr" breccias were reinterpreted as sedimentary breccias by Clerc (2012), who propose a subaqueous scarp erosional process, potentially induced by normal or strike-slip fault activity, triggering the development of debris flows and the formation of syn- to post-Albian breccias. In addition, Chelalou, (2015) suggested a post-Valanginian to syn-Albo-Cenomanian age for the emplacement of these breccias associated with the formation of slopes during the Early Cretaceous extensional stage. These uncertainties regarding the age and the formation processes at the origin of these breccias bear some consequences on the geodynamic reconstitution of the region. They are related to the fact that either (i) the data are not sufficiently discriminating, or (ii) the studies carried out in the field are not complemented by detailed analyses in the laboratory.

It is also important to note the presence of Upper Jurassic breccias (jBr), also named "Brèches limites" or "brèches intraformationnelles" (e.g., Peybernès, 1976; Berger et al., 1997), in the north-eastern part of the Pyrenees, that are generally confused with the "eBr" breccias. In a recent study, the formation of these Upper Jurassic breccias has been attributed to rockfall and rockslide processes generated during fault bedrock failure and thus described as subaerial colluvial fan deposit (Kernif et al., 2022). Breccias may share common characteristics,

sometimes leading to confusion about their formation processes. However, some sedimentological and petrographic criteria can be used to precise the origin of the breccia (Kernif et al., 2022). In addition, these breccias (jBr and eBr) contain exclusively carbonate clasts and matrix (eg., Clerc, 2012; Chelalou, 2015; Kernif et al., 2022). Therefore, a diagenetic study can be performed in order to describe their paragenesis evolution (e.g., Choquette and Pray, 1970), and to reconstruct their geological history during and after the deposition.

The aim of this study is to better constrain the formation processes and the age of the breccias in the Bas Agly syncline based on field and laboratory analyses, advanced petrographic methods (thin section staining, cathodoluminescence, confocal, SEM), geochemistry (measurement $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) and geochronology (U-Pb dating by in-situ LA-ICP-MS).

Our main results show that the breccias of the Bas Agly syncline (previously described as Eocene breccias ebr), can be divided into two distinct breccias deposits of different ages: (i) breccia deposit (colluvial fan) of Jurassic age (Jbr) related to the first stage of lithospheric extension and the destabilization of the uplifted footwall of normal faults and (ii) conglomerates and breccias (or pseudo-breccias) of Oligocene age (Ocbr) in alluvial fan environments, preserved on the margin of an alluvial plain.

7.2.2. GEOLOGICAL BACKGROUND

The Bas Agly syncline is located in the easternmost area of the North Pyrenean Zone (NPZ, Figure 7.1A). It is bounded to the southwest by the Agly Massif, to the north by the Saint Paul de Fenouillet syncline, and to the south and southeast by the Roussillon graben (Figure 7.1B). The lower part of the Mesozoic succession of the Bas Agly syncline is composed of Triassic marine deposits with gypsum (decollement level), marls and dolomites (Figure 7.1C). Vaudin (1982) and Berger et al., (1993) subdivided the Early Jurassic deposits, i.e., lower Liassic, into: (i) dolomites and associated breccias, attributed to Hettangian, (ii) oolitic limestones with an abundant hematite and quartz grains assigned to the Sinemurian, and (iii) marl sedimentation of Pliensbachian and Toarcian age. The middle and lower Upper Jurassic, i.e., Dogger and lower Malm, are mainly composed of massive black and grey dolomites together with alternating calcareous dolomite of the carbonate platform (Berger et al., 1993). The upper Malm is characterized by the sedimentary breccia deposits (Jbr, Figure 7.1C), outcropping on both flanks of the Bas Agly syncline, related to the early phase of extension during the Late Jurassic

(Chelalou, 2015, Kernif et al., 2022). A rifting phase at the end of the Jurassic is widely recorded in the North Atlantic Ocean as well as in northern Iberia and marks the beginning of the Early Cretaceous extension between the Iberian Peninsula and Europe (Péron-Pinvidic et al., 2007, Jammes et al., 2009). The base of the Lower Cretaceous shows the benchmark Berriasian metamorphic limestones (Perami, 1960). They outcrop continuously from Baixas to Estagel and contain neoformed minerals (eg., Scapolite and automorphic micas, Figure 1B, C). The Urgonian facies (Figure 7.1C), composed of white limestones with rudists (bivalve) and *Orbitolina* (foraminifera), characterizes the inner carbonate platform attributed to the Early Cretaceous transgression (e.g., Vaudin, 1982; Berger et al., 1993). The opening of the Bay of Biscay, and the associated extension, resulted in the opening and filling of the basins (Saint Paul de Fenouillet, Boucheville and Bas Agly synclines) by a thick series of hornfels facies (now black metamorphic marls) during the late Aptian to Albian, characterized by the abundance of metamorphic minerals (eg., Pyrite and automorphic micas, Fig 1C). These marl deposits, which correspond to the last succession of the Mesozoic, outcrops in the core of the Bas-Agly syncline (Debroas, 1987, 1990; Berger et al., 1993).

Lithospheric thinning during extension produced a High Temperature/Low Pressure (HT/LP) metamorphism in the basins of the NPZ (Choukroune and Mattauer, 1978). Metamorphic rocks from the Bas Agly syncline record temperatures ranging from 568°C in the center of the syncline to 337°C on the flanks (e.g., Golberg and Leyreloup, 1990; Clerc et al., 2015; Clerc, 2012; Chelalou, 2015; Ducoux, 2017). The Bas Agly syncline has therefore been affected by a moderate metamorphism, compared to the low metamorphic basin of Saint-Paul-de-Fenouillet and the highly metamorphic Boucheville basin. In addition, Moine et al., (1989), Boulvais et al., (2006), Poujol et al. (2010), Fallourd et al. (2014), Boutin et al. (2016), suggested an intense hydrothermal activity throughout the eastern Pyrenees evidenced by large number of talc-chlorite and albitite mineralization of Albian age (112–97 Ma). During the late Santonian (~84 Ma), the convergence initiation between the Iberian Peninsula and Europe led to the structural inversion of the Albo-Aptian basins, the reactivation of normal faults into thrust faults, the verticalization of fold limbs and, finally, the formation of the Pyrenees (Choukroune, 1976; Bessière et al., 1989; Sibuet et al., 2004; Ford and Vergés, 2020; Ducoux et al., 2021; Calvet et al., 2021).

The Cenozoic series of the Bas Agly syncline are composed at their base by breccia deposits, the so-called “Brèches post-albiennes” or “eBr”. These breccias are essentially located at the

late Jurassic-Early Cretaceous boundary in the southern Bas Agly syncline flank (**Figure 7.1B'**) and are attributed to the Eocene (e.g., **Mattauer and Proust, 1962, Berger et al., 1993, Chelalou, 2015**). Our study presents a reinvestigation and reinterpretation of the formation of these breccias. The Oligocene deposits are represented by the Paziols Formation (Fm), outcropping in the form of discontinuous patches (**Berger et al., 1993, Figure 7.1B**). The Paziols Fm is characterized by coarse-grained siliciclastic sedimentation essentially composed of conglomerates, with episodic silts and sandstones. The top of the Cenozoic is attributed to Pliocene (Zanclean) and is characterized by Gilbert delta sedimentation infilling the Roussillon graben (e.g., **Nemec et steel, 1988**).

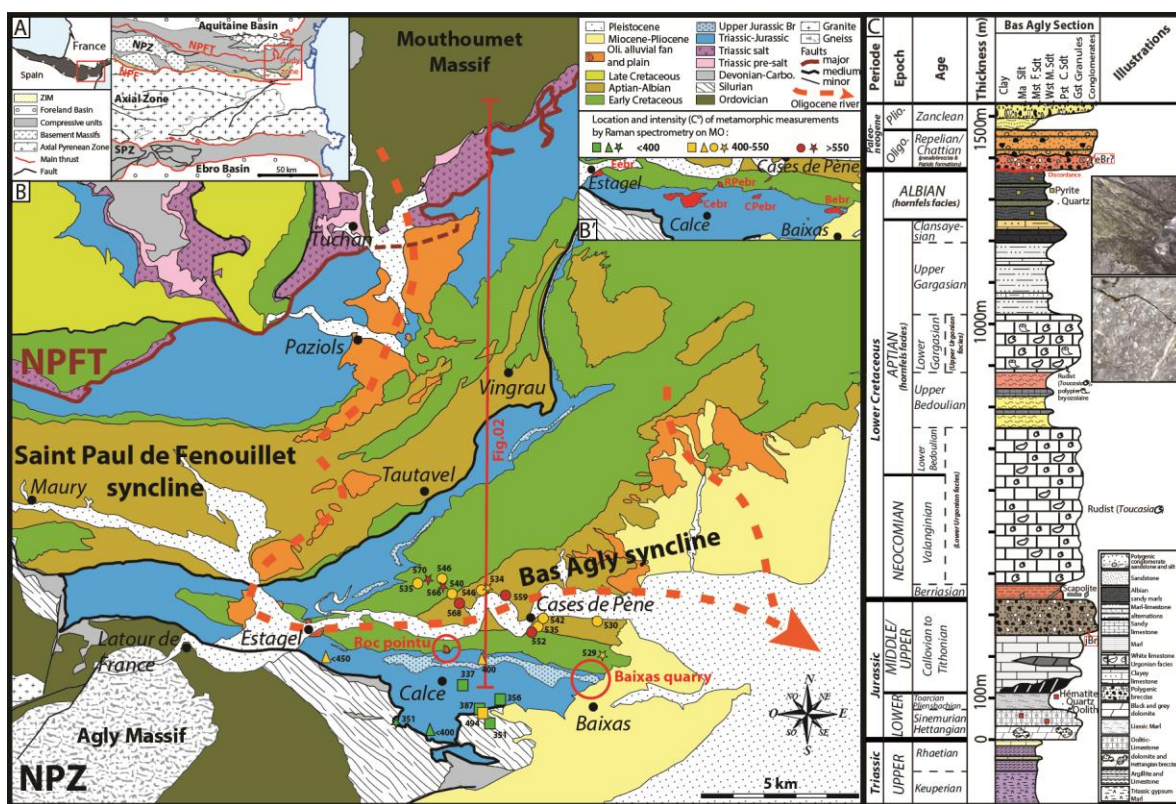


Figure 7.1. A) Structural sketch map of the centre to eastern Pyrenees and B) Geological map of the study area (**Modified after Kernif et al., 2022**) with the locations and temperature metamorphic (in C°) in the Bas-Agly basin: squares represent data from **Clerc et al, (2015)**, triangles from **Golberg and Leyreloup (1990)**, circles from **Chelalou (2015)** and stars from **Ducoux, (2017)**. B') Geological map of the southern flank of the Bas Agly syncline with the locations of the eBr (Eocene Breccias) outcrops (**extracted and modified from Rivesaltes map, Berger et al., 1993**): EeBr: Estagel breccias, RPeBr: Roc Pointu breccias, CeBr: Calce breccias, CPeBr: Case de Pêne breccias, BeBr: Baixas Marble quarry breccias; C) Synthetic stratigraphic column of the Bas Agly syncline (**modified after Berger et al., 1993**).

7.2.3. MATERIALS AND METHODS

7.2.3.1. Field investigation

The breccias of Bas Agly syncline were investigated by geological mapping and sedimentological analysis: lithology, rock colour and macroscopic texture, sedimentary structures, fossil content, stratigraphic relationships, clasts shape, spatial organization, and vertical stacking pattern (see Flügel, 2010). The revised classification of Kernif et al., (2022) for colluvial sedimentary breccias was used to determine the different breccia facies as well as depositional process and environment. The texture of limestone rocks and clasts has been defined according to the classification of Dunham (1962).

7.2.3.2. Laboratory analyses

250 rock samples were collected in order to prepare polished surfaces and thin sections, with the aim to describe the sedimentary characteristics of the various breccia facies and to establish the paragenesis.

7.2.3.2.1. Petrographic Analyses

7.2.3.2.1.1. Optical microscopy and staining of thin sections

Diagenetic features were observed using polarized light optical microscopy on 120 µm thin sections. Diagenetic sequences and chronology of cements have been established, by using principles of overlapping, superposition, and inclusion.

Seventy thin sections were selected for staining with Alizarin Red S (ARS) and Potassium Ferricyanide (PF) mixture in order to determine the nature of carbonate cements. This staining technique allows distinguishing between four different types of carbonate minerals (calcite, ferrocalcite, dolomite and ferrodolomite). The combination of the two solutions allows us to obtain different colours for each of the cements, allowing to differentiate (Dickson, 1965) (i) calcite, with very pale pink to red colours, (ii) ferroan calcite with pale to dark blue depending on its ferrous content, or mauve, purple, and royal blue colours depending on the mixture, (iii) dolomite, colourless, and (iv) ferroan dolomite, with pale to deep turquoise colours, depending on its iron content.

7.2.3.2.1.2. Cathodoluminescence microscopy

Petrographic analyses were complemented by observations under cathodoluminescence (CL), in order to improve the paragenesis established from the optical microscopy observations. This approach allows to characterize the different phases of crystal growth, and their temporal evolution (Machel and Burton, 1991).

Cathodoluminescence was conducted at Aix-Marseille University by using Cathodyne® apparatus implemented by NewTec Scientific. The thin polished sections are bombarded with a high-energy electron beam produced by an electron gun with a plasma stability control from 2 kV to 22 kV and 25 μ A to 800 μ A of current. The CL images were captured with the following parameters: 16 kV to 18 kV of voltage, 160 μ A to 250 μ A of current, 60 to 80 mTorr of vacuum box pressure and shutter speed between 2.7 and 4 s.

7.2.3.2.1.3. Scanning Electron Microscopy (SEM)

In order to identify the neoformed metamorphic minerals, five thin sections were selected, analyzed and imaged under low vacuum with the Philips XL 30 Environmental Scanning Electron Microscope (ESEM) of the Plateforme de Recherche Analytique Technologique et Imagerie (PRATIM, Aix-Marseille University, FSCM, France), equipped with a LaB₆ filament and Energy Dispersive X-Ray analysis (EDAX Genesis equipped with an Apollo 10 SDD detector). The analytical settings used were: 20 keV; back-scattered electron mode BSE; no carbon-coating; pressure of 0.2 Torr.

7.2.3.2.2. ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) stable isotopes analyses

In order to constrain the diagenetic environments of the distinct carbonate phases within the sedimentary breccias, 166 powdered carbonate samples of bedrock, bulk breccias, clasts, breccia matrices (micrite, calcisiltite, calcarenite) and early cements were prepared using a Dremel micro-drill tool and analysed for their oxygen and carbon isotope compositions.

The isotope analyses were performed at the Leibniz Laboratory for Radiometric Dating and Stable Isotope Research at Kiel University (Germany) using a Kiel IV carbonate preparation device connected to a ThermoFinnigan MAT 253 mass spectrometer. Carbonate powders were reacted by individual acid addition with 100 % phosphoric acid (H₃PO₄) under vacuum at a constant temperature of 75°C. Each evolved CO₂ gas was analysed eight times by the mass spectrometer. All values are reported in per mil relative to V-PDB (Vienna Pee Dee Belemnite) by assigning $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values of +1.95 ‰ and -2.20 ‰ to NBS19 and +2.46 ‰ and -2.37 ‰ to IAEA-603, respectively. The reproducibility and quality control were monitored by

replicate analysis of the laboratory internal carbonate standards calibrated to Hela1, HB1, SHK and Salv3 (dolomite). The standard external error (precision) for the carbonate standard material was better than $\pm 0.08\text{‰}$ and $\pm 0.05\text{‰}$ for $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$, respectively. Dolomite-bearing samples were analysed with longer reaction times (18 mn), which is sufficient for the complete reaction of dolomite, while a standard method (4 mn) was used for the other samples. Bulk measurements reflect a combination of the isotopic compositions of the different carbonate components of breccias (clasts, matrix, cements) and their relative proportion in the bulk rock.

7.2.3.2.3. U/Pb geochronology

In order to get a better of the age of the breccias, we initiated a geochronological study, using in-situ U-Pb dating by LA-ICP-MS and focusing on the carbonate micrite (micro-calcite) of subaerial syngeneses stage, the cement of meteoric eogenesis stage, and some calcite veins.

U-Pb geochronology was conducted by in-situ laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-ICPMS) in the GeOHeLiS analytical platform (Univ. Rennes 1) using an ESI NWR193UC excimer laser coupled to a quadripole Agilent 7700x ICP-MS equipped with a dual pumping system to enhance sensitivity (Paquette et al. 2014). The ablated material is carried into helium, and then mixed with nitrogen and argon before injection into the plasma source. The alignment of the instrument and mass calibration were performed before each analytical session using the NIST SRM 612 reference glass, by inspecting the ^{238}U signal and by minimizing the ThO^+/Th^+ ratio ($<0.5\%$). During the course of an analysis, the signals of ^{43}Ca , $^{204}(\text{Pb}+\text{Hg})$, ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb , ^{232}Th and ^{238}U masses were acquired. The ^{235}U signal is calculated from ^{238}U on the basis of the ratio $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}=137.818$ (Hiess et al., 2012).

Single analyses performed in-context within polished thick-sections mounted in epoxy pucks, consisted of 20 s of background integration followed by 30 s integration with the laser firing and then a 10 s delay to wash out the previous sample. Ablation spot diameters of $100\ \mu\text{m}$ with repetition rates of 10 Hz were used for all the analyses.

Data were corrected for the U–Pb fractionation and for the mass bias by the repeated measurements of the WC-1 calcite reference material ($254.4 \pm 6.4\ \text{Ma}$; Roberts et al., 2017). In addition, the reference material WC-1 was analysed as an unknown (quality control) and yielded an age of $258.4 \pm 3.6\ \text{Ma}$ ($N=59$, $\text{MSWD}=1.01$). Data reduction was carried out with the Iolite 4 (Paton et al., 2010 and 2011) and the data reduction scheme VizualAge UcomPbine

(Chew et al. 2014). Data treatment and age calculation has been done using the IsoplotR software (Vermeesch, 2018). More information on the analytical protocol can be found in Coltat et al. (2019).

7.2.4. RESULTS AND INTERPRETATIONS

7.2.4.1. Sedimentological features

7.2.4.1.1. Jurassic breccias (Jbr)

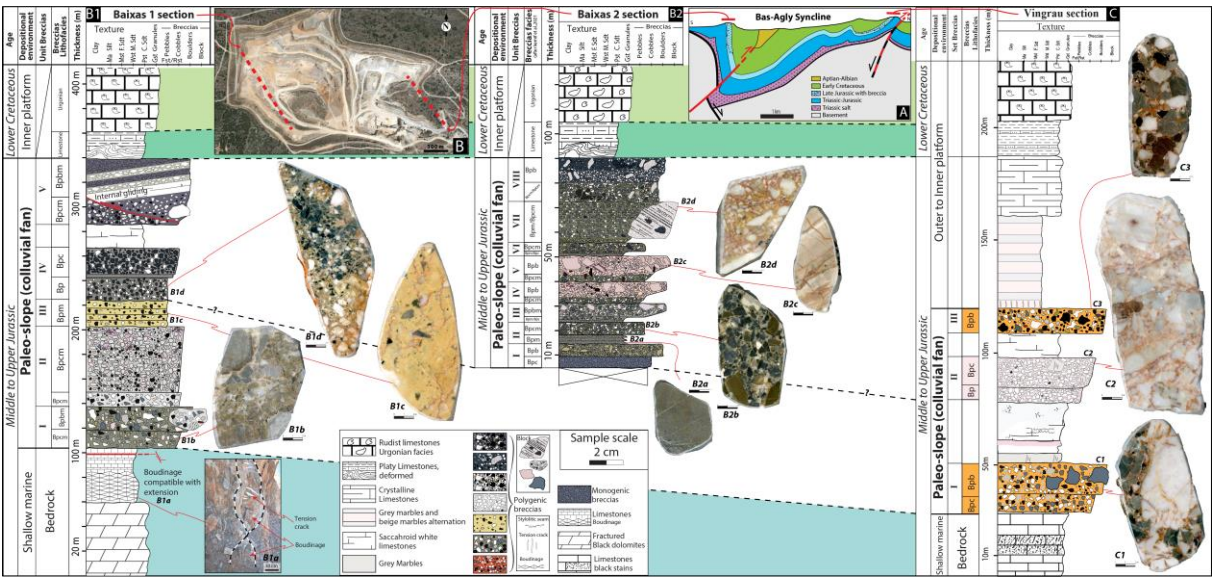


Figure 7.2. Sedimentological sections of the Jurassic breccia (Jbr): **A.** Geological cross-sections through the eastern part of the North Pyrenean Zone (NPZ) illustrating the Bas Agly syncline and the location of the breccias studied in this work (modified after Kernif et al., 2022). **B.** Google earth satellite image showing the location of the Baixas sections in the southern flank of the Bas Agly syncline. **B1.** Sedimentological section 1 of the Baixas quarry operated by Lafarge (modified after Kernif et al., 2022). **B2.** Sedimentological section 2 of the abandoned Baixas marble quarry (In this study). **C.** Sedimentological section of the Coume Roujou quarry in Vingrau operated by OMYA, in the northern flank of the Bas Agly syncline (modified after Kernif et al., 2022).

The detailed geological mapping of the different breccia outcrops in the southern flank of the Bas Agly syncline allowed revising the spatial distribution of the Jurassic breccia (Jbr) which are located within a rectilinear, very elongated, E-W-oriented band (Figure 7.1B). These breccia

deposits were described: i) along the roadside near Coumeilles-des-Barrency, southeast of Estagel municipality (EC-Jbr), ii) northeast of Calce (C-Jbr), iii) 2 km south of Cases-de-Pène (CP-Jbr) and iv) in quarries from Baixas municipality (B2-Jbr, [Figure 7.2](#)), operated by LafargeHolcim for the production of aggregates, and in the abandoned marble quarry of Baixas at the entrance of the LafargeHolcim Baixas quarry (B1-Jbr, [Figure 7.2](#)). This marble quarry offers the ideal outcrop conditions for conducting detailed observations, following diamond wire mining, and all the characteristics of this breccia are found together ([Figure 7.3](#)). Additionally, the lateral continuity of carbonate breccia bodies can be tracked in the field between the above-mentioned outcrops by using trails and footpaths.

The section 2 of Baixas ([Figure 7.2B2](#)) described below shares common sedimentological features with the section 1 of Baixas and that of Vingrau ([Figure 7.2](#)) recently described by [Kernif et al. \(2022\)](#). Three main facies groups have been identified in this section, from the base to the top ([Figure 7.2B2](#)): (i) recrystallized and intensely fractured dolomites of Middle to Upper Jurassic carbonate platform, (ii) a large mass of breccia (up to 100 meters thick) that is the topic of this study, and (iii) thin beds of recrystallized limestones (~ 30 meters thick), which form the Berriasian benchmark, overlain by white rudist-rich rudstones characterizing the Urgonian facies (i.e., Lower Cretaceous shallow-water carbonate platforms).

Eight units have been identified within breccia deposits (noted I to VIII, [Figures 7.2 and 7.3](#)), which are bounded by erosional surfaces. These units are commonly devoid of internal bedding while they all display a coarsening upward trend with fine pebble to coarse boulder-size clasts. When visible, internal bedding is expressed by an organization of coarse boulder carbonate-rich clasts in the direction of the falling rocks increasing size of the clasts downslope ([Figure 7.3A](#)). The high dip of the breccia layers is similar to that of the underlying Lower Jurassic and overlying Cretaceous limestone layers (N115 to N085, WNW-ESE, dip 50 to 70° north).

This breccia is monogenic to polygenic with millimeter (granule) to meter-scale (block) clasts, very angular to angular, frequently of moderate sphericity and rarely blunt, with sometimes a greenish beige micritic matrix. Clasts are generally grey, white or black and derive from the Triassic to Upper Jurassic sedimentary cover, while beige, pink or reddish clasts are likely to be Paleozoic in age.

Unit I is characterized by two monogenic breccia facies ([Figure 7.2](#)). The first, at the base, consists of dark blue-grey clasts ranging from pebble to cobble-sized clasts (Bpc facies, [Figure 7.2B2](#)). This facies is reworked as boulder to fine block-sized breccia clasts in the upper part of

the units VI, VII and VIII (e.g. [Figure 7.3E](#)). The second facies, at the top, is characterized by greenish pebble to boulder-sized clasts (Bpb facies, [Figure 7. 3A, D](#)). These clasts are common to all of the breccia units and are characterized by abundant metamorphic minerals and oxidized pyrites. It is important to specify that these minerals occur within other varieties of clasts as well as within the matrix ([Figure 7.3D](#)). In the Bas Agly area, the origin of these clasts is not known. Moreover, these greenish clasts should not be mistaken with greenish clasts showing under the light microscope a packstone and grainstone texture and containing ooids and peloids, which are interpreted as Lower Jurassic (Sinemurian) limestones ([Figure 7.1C](#)).

Breccias from unit II exhibit two main facies ([Figure 7.2](#)). The base of unit II is made of stratified matrix-supported micro-breccias with monogenic clasts, displaying a coarsening upward trend (Bpm facies). Under optical and binocular microscope, this facies shows low sphericity, angular to sub-angular microclasts. Breccias from the upper part of the unit II, poorly sorted and polygenic, are characterized by very angular to sub-angular, granular to boulder-sized clasts, with predominantly of grey, light blue, white or greenish colors (Bpcm facies). This breccia commonly displays a micrite-mud matrix (up to 25%), devoid of microclasts. The micrite matrix has been selected in this study for U/Pb dating by the LA-ICP-MS method.

The base of units III, IV and V is composed of breccia from the previously described facies (Bpm and Bpc or Bpcm, [Figure 7.2](#)). The upper part of these three units is formed by facies Bpb, a polygenic breccia, clast supported, characterized by the presence of pink, beige and red marble clasts of the Late Devonian ([Figure 7.3](#), Famennian, found in old quarry, south of Calce). **Unit VI** is composed of Bpm and Bpcm breccia facies, similarly to unit II, together with interbedded decimeter-thick beds of Bpc breccias.

Unit VII is marked by the deposition of a plurimetric mega-block of pseudo-monogenic white breccia with a pink matrix ([Figure 7.3B](#)), which is similar to breccia from the Unit II in the Vingrau section ([Figure 7.2C](#)). The outer boundary of this white breccia megablock is intensively fractured and has a reddish matrix ([Figure 7. B2d](#)). Breccia layers of Bpm to Bpcm facies pinch out horizontally on this mega block ([Figure 7. 3B](#)).

Unit VIII is characterized at the top by the abundance of metric-scale blocks (from 2 to 4 m in diameter) made of white marble embedded within grey-blue marble breccias ([Figure 7. 3C](#)).

It should be noted that these breccia units are very compact (stylolitization of contacts between clasts), cemented and displaying significant tectonic deformation evidenced by the inverse faults with meter-scale throw ([Figure 7. 3A](#)).

The different breccia units are also affected by karstic features. It is therefore important to differentiate between the sedimentary breccias *sensu stricto*, as previously described, and the different successive generations of late karst breccias, which intersect and rework them in the form of blocks (Figure 7. 3E). These karstic features mainly consist of; (i) large vugs or conduits with karst microbreccia infills at their base and finely laminated deposits at their top. (ii) sub-vertical conduits filled by reworked elements from the sedimentary breccia (e.g., Karst I, Figure 7. 3E) or detrital and carbonate clasts from the Lower Cretaceous cover, both being embedded within a grey-brown micritic matrix (Figure 7. 3E, selected in this study for LA-ICP-MS dating) or within a bright red matrix (Karst II).

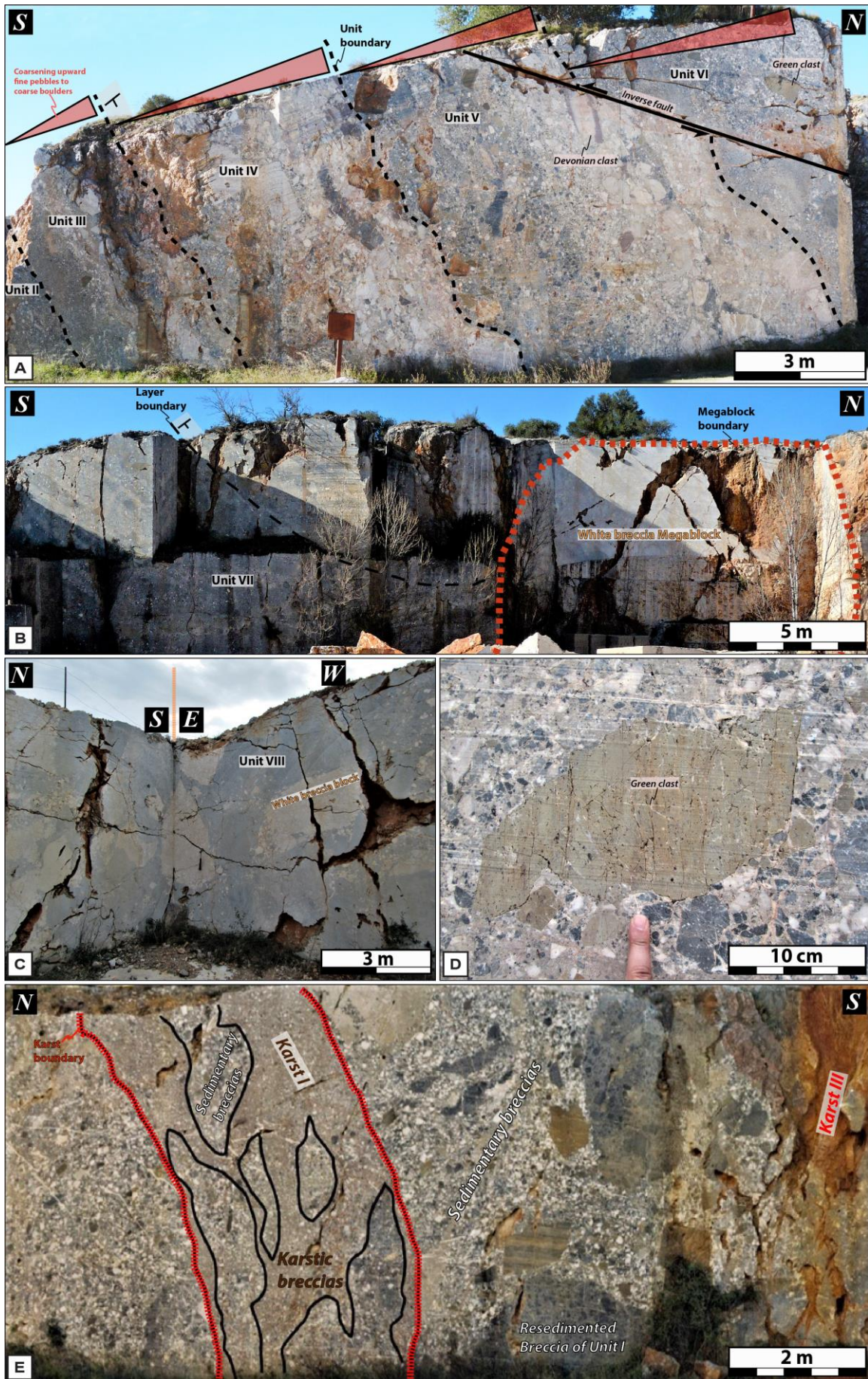


Figure 7.3.

Figure 7.3. Outcrop photography of the Jurassic breccia deposits in Baixas marble quarry (Jbr): **A)** Panorama of the Jbr deposits showing coarsening upward trend (fine pebble to coarse boulder-sized clasts) in units II to VI. **B)** Panorama of the unit VII of Jbr deposits showing plurimetric mega-block of pseudo-monogenic white breccias with a pink matrix breccia layer of Bpm to Bpcm facies pinch out horizontally on this mega block. **C)** Unit VIII characterized by the abundance of meter-scale blocks of white marble embedded within grey-blue marble breccias. **D)** Greenish clasts characterized by abundant metamorphic minerals; these minerals are also present in minor proportions in other varieties of clasts as well as within the matrix. **E)** Successive generations of late karst breccias (I and III), intersecting and reworking sedimentary Jurassic breccias.

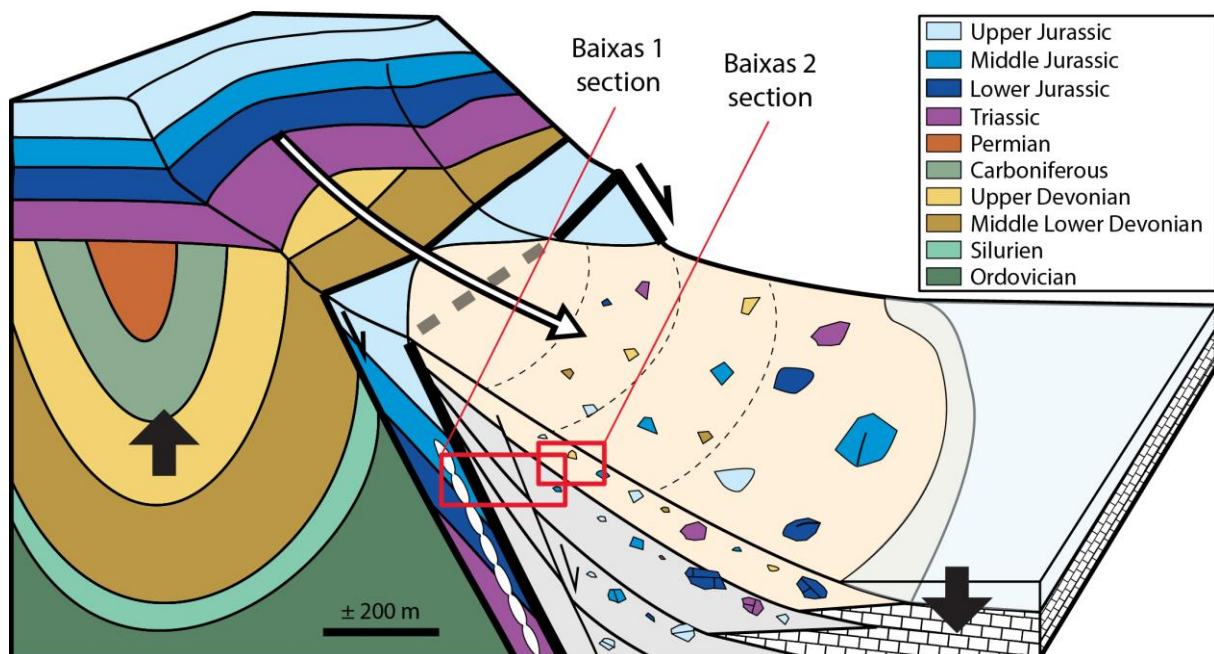


Figure 7.4. Breccia formation and preservation model proposed for the Baixas quarry (Baixas 1 section) and Baixas marble quarry (Baixas 2 section), Bas-Agly Basin, Pyrenees (See [Figure 7.3](#) for location).

The breccias observed on the Baixas Marble quarry (B2 section) present similar characteristics and processes than those studied on the B1 and Vingrau section by [Kernif et al. \(2022\)](#). They result from the creation of a steep topography that becomes unstable, producing major rockfalls ([Figure 7.4](#)). The organization of coarse boulder carbonates in the direction of the falling rocks shows a downslope increasing size of the clasts ([Figure 7.4](#)). This organization is related to the rockfall process as the total kinetic energy acquired by the small clasts during the fall is lower

than that acquired by the largest ones; as a result, the latter are able to travel farther (e.g., [Beaty 1989](#); [Beaty and DePolo, 1989](#); [Gómez et al., 2003](#); [De Blasio and Sæter, 2015](#)). However, the only difference between these two sections is the presence of clasts from the dismantling of Paleozoic rocks, probably related to lateral variations in the facies exhumed at the time of deposition of the breccia.

7.2.4.1.2. Oligocene conglomerates and breccias (Ocbr)

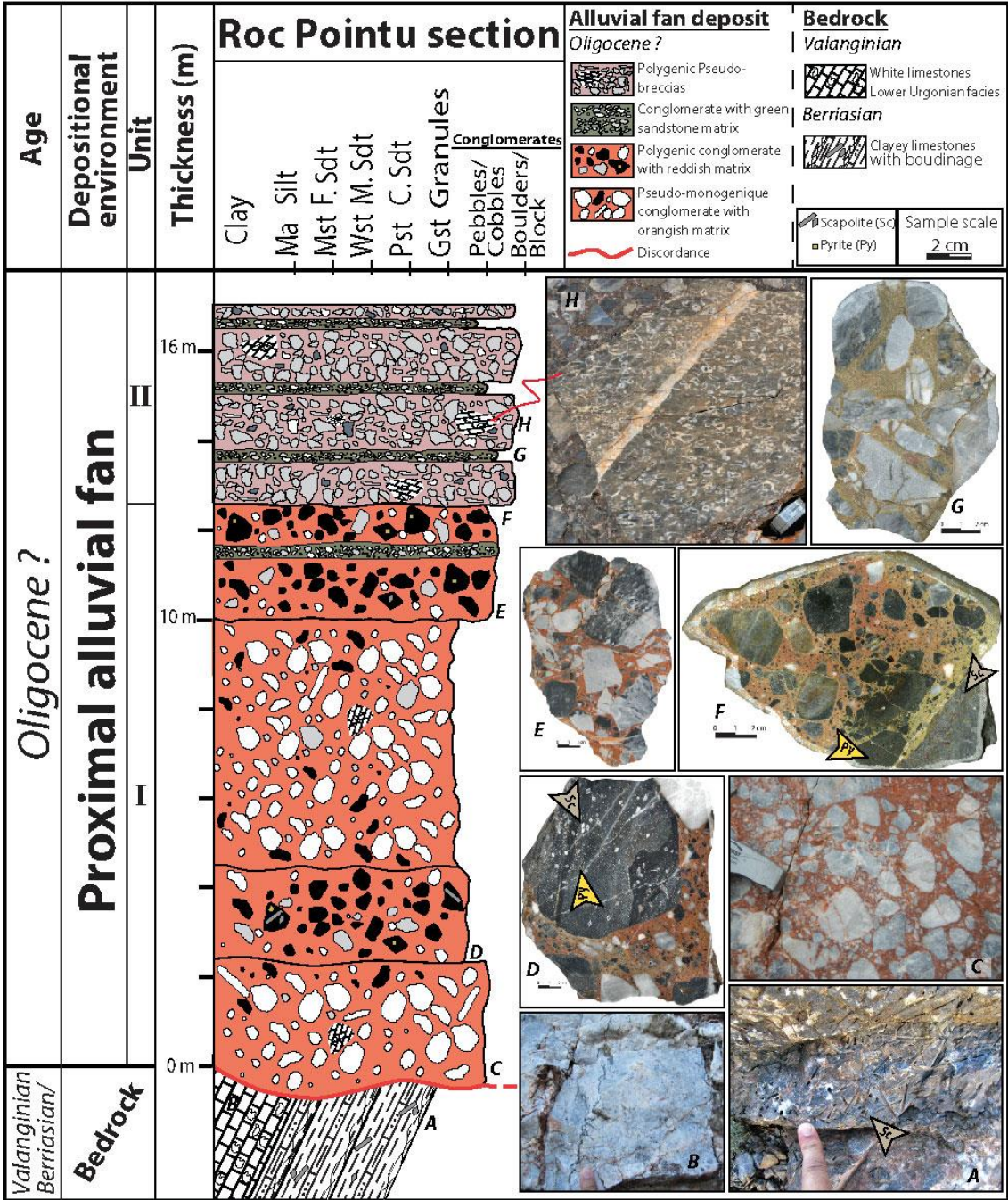


Figure 7.5. Sedimentological section of the Oligocene conglomerates and breccias (Ocbr) from Roc Pointu quarry, southern flank of the Bas Agly syncline. Py: Pyrite; Sc: Scapolite.

The Oligocene conglomerate and breccia (Oobr) outcrops discontinuously in the southern flank of the Bas Agly syncline and unconformably overlies the Lower Cretaceous deposits. They occur at three locations, and form intervals of a few meters to tens of meters in thickness: i) Leaving East of Estagel municipality along the road D117; ii) near the former Estagel train station and iii) in the abandoned marble quarry of Roc Pointu, located between Estagel and Cases-de-Pène municipalities along the road D117.

This quarry allows a detailed description of the Oligocene conglomerates and breccias of the Bas Agly syncline through a sedimentological section of around 20 m thick (Figure 7.5).

The **bedrock** is represented by two facies: i) the Berriasian benchmark level, formed by dark grey to black marble, characterized by abundant metamorphic minerals (scapolites) and exhibit boudinage features at different scales (Figure 7. 1C, 5A, 6B); ii) the Urgonian facies of Valanginian to Lower Bedoulian age, represented by a white marble with rudists and orbitolinids and occasionally by a light grey marble (Figure 7.1C, 5B). In this quarry, the hornfels facies of marl and black clayey-sandstone marl, of upper Bedoulian age, is well developed as everywhere in the Bas Agly syncline.

The contact between the Oobr deposits, and the underlying Cretaceous ones is an angular unconformity, with an angle of around 80°, thus suggesting that breccias deposited after the tectonic deformation (verticalization) of the bedrock (Figure 7.5, 6A). Cartographically, Oobr the deposits form a channelized structure with a northward flow direction (Figure 7.6A). Conglomerates and breccias form decimetre-to plurimeter-thick poorly graded beds. However, internal beddings are indicated by vertical variations in the nature of clasts and/or matrix. Two units are identified in this section from base to top (Figure 7.5):

Unit I is characterized by a matrix-supported conglomerate whose clasts are granule to cobble-sized and display a rounded to sub-rounded shape and a high sphericity. However, some clasts are sub-angular to angular. The matrix is frequently micritic and occasionally calcarenitic (composed of clasts < 2 mm in size). This unit I is characterized by two main facies: (i) pseudo-monogenic conglomerate having a generally orange matrix. It consists mainly of white marble with rudists and rarely of light grey or black clasts (Figure 7.5C). The same facies were observed in both sites of the Estagel region, except that the clasts were sub-angular to angular (Figure 7.6D, E); ii) polygenic conglomerate having reddish and occasionally greenish matrix, composed mainly of black clasts with pyrite and dark grey clasts with scapolites (Figure 7. 5D, E, F).

Unit II is composed of clast-supported breccia whose clasts are granule to boulder-sized and display an angular to sub-rounded shape and a high to medium sphericity. This unit consists mainly of light grey clasts with rudists (Figure 7.5H) and rarely of white, dark grey or black clasts. The matrix is frequently calcarenitic and exceptionally micritic or may be formed of greenish sandstone. Breccia beds are interbedded by centimeter-thick layers of conglomerates with greenish sandstone matrix (Figure 7.5G), forming zones of weakness for the development of karst cavities filled by fine laminated calcisiltite deposits. It is comparable to the deposits with fine micrite and calcisiltite laminae, observed in leaving East Estagel municipality outcrop.

The clasts of units I and II previously described, derive from rock of local origin from the Mesozoic cover forming the relief toward the south.

Finally, it is important to indicate that bedrock and the Ochr deposits were affected and intersected by late fractures of minor extension and fault with decimetre-scale throw (Figure 7.6A).

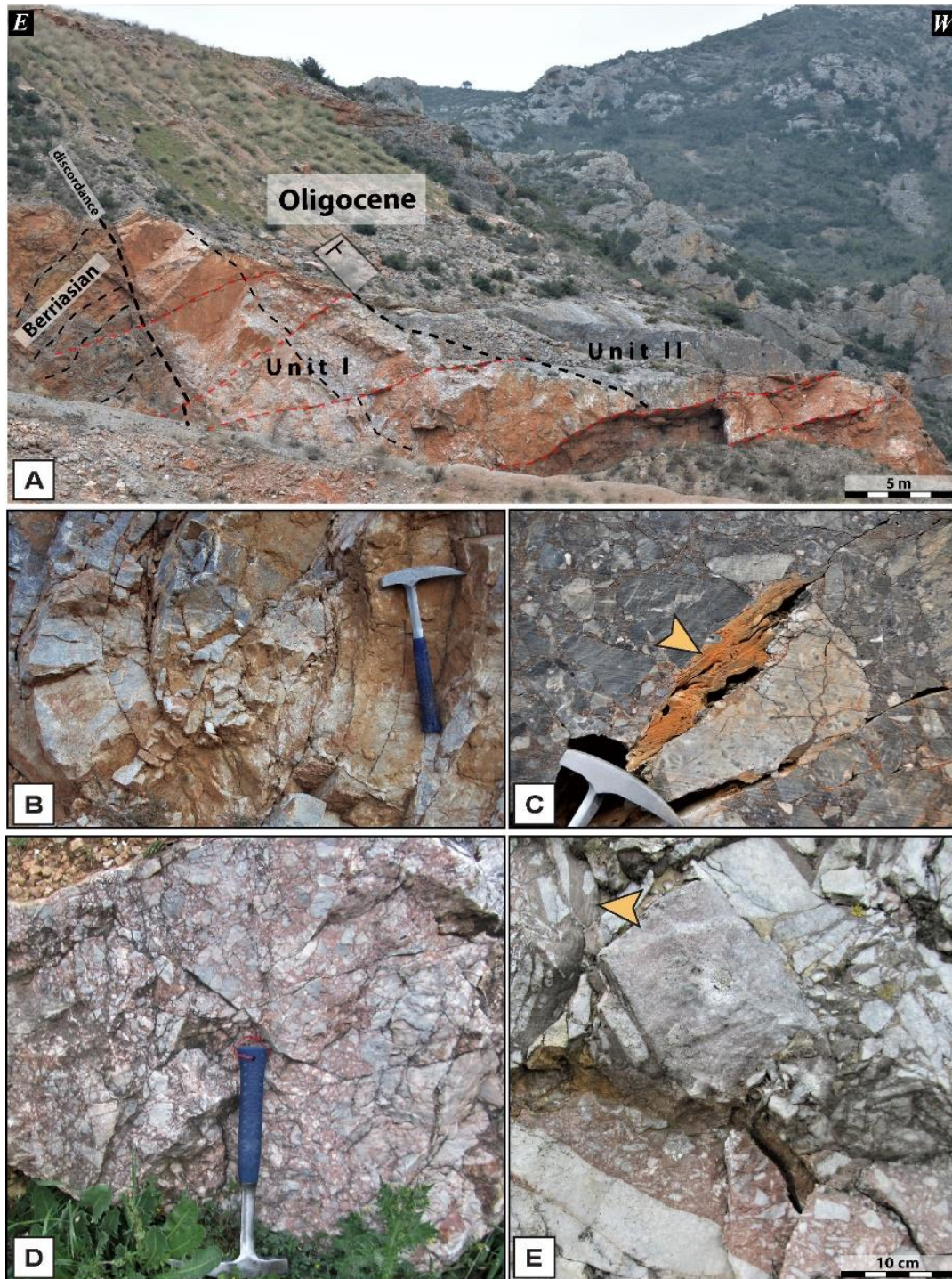


Figure 7.6. Outcrop photography of the Oligocene conglomerates and breccia deposits (Ochr): **A.** Panorama of the Ochr deposits in Roc Pointu quarry; **B.** Boudinage of the Berriasian benchmark level in the bedrock of Ochr deposits; **C.** karst cavities filled by fine laminated calcisiltite deposits (yellow arrow) in unit II of the Ochr deposits in Roc Pointu quarry; **D.** Outcrop of Oligocene conglomerates and breccia deposits near the older Estagel train station; and **E.** at leaving East Estagel municipality by the road D117, showing fine micrite and calcisiltite laminae (yellow arrow) in the Ochr deposits reworked by late karstification.

7.2.4.2. Petrographic description of the diagenetic stages

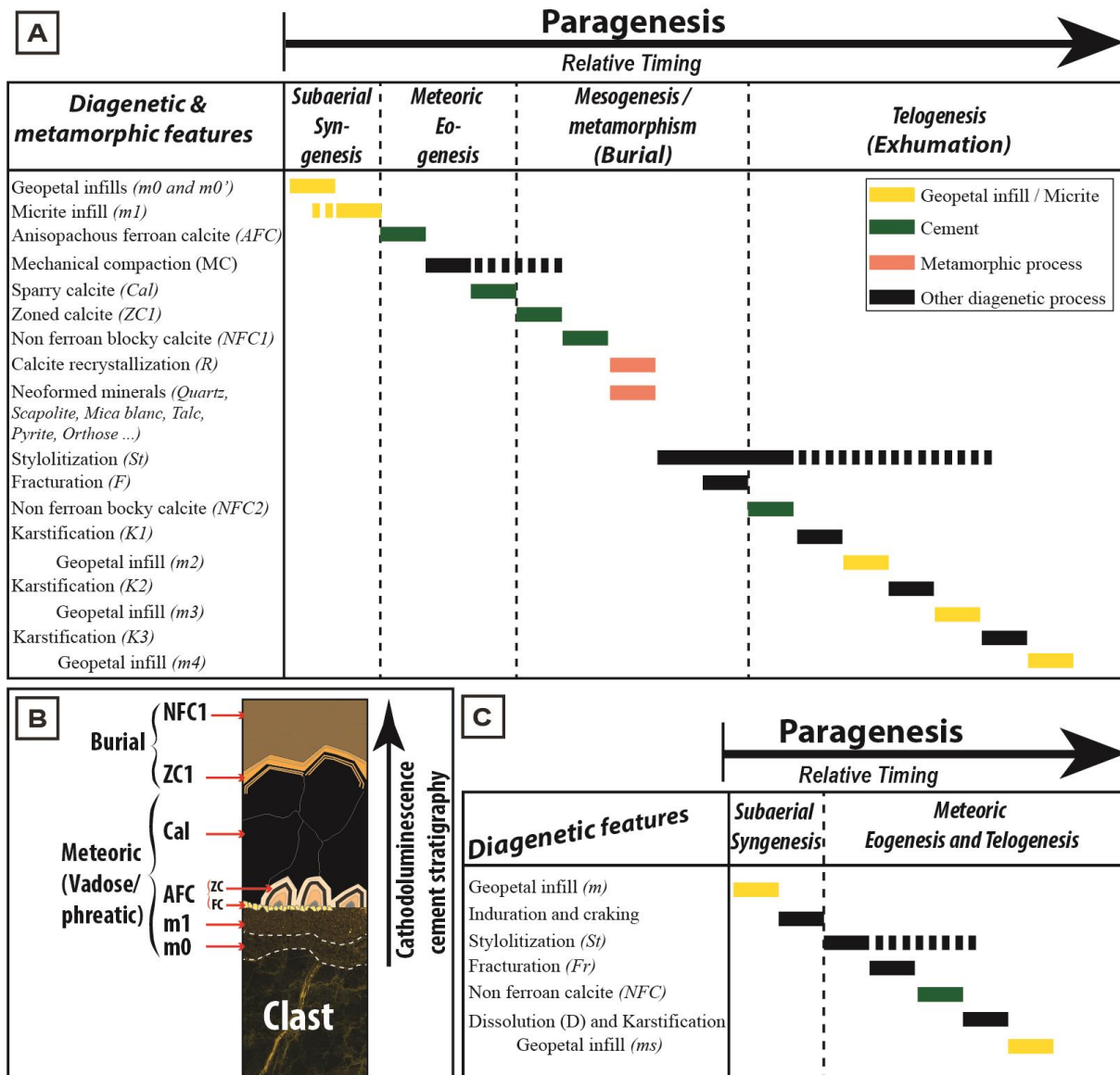


Figure 7.7. Diagenetic features and paragenesis of the studied sections and outcrops of breccias in the Bas Agly basin. **A)** Paragenesis for Jurassic breccias (Jbr); **B)** Cathodoluminescence cement stratigraphy for Jurassic breccia deposits (Jbr); **C)** Paragenesis for Oligocene conglomerates and breccias (Oobr).

The analysis of the diagenetic features of the different breccia outcrops in the Bas Agly syncline allowed evidencing that Jurassic (Jbr) and Oligocene (Oobr) breccias have undergone two distinct patterns of paragenetic evolution (Figure 7. 7).

7.2.4.2.1. Jbr paragenesis sequence

Eighteen different diagenetic features corresponding to four successive stages were identified in this study and summarized in [Figure 7.7A](#). Six major diagenetic features characterize the Jurassic breccia deposits ([Figure 7.7B](#)): four generations of calcite cement (AFC, Cal, ZC1 and NFC1) and two micrite microfabrics (m0/m0' and m1). The cements and micrite microfabrics are always occurring and almost equally distributed in all facies within different Jurassic breccia outcrops in the Bas Agly syncline. The other diagenetic and metamorphic phases ([Figure 7.7A](#)) are more occasional and develop in specific facies within Jurassic breccias.

7.2.4.2.1.1. Subaerial Syngensis stage

7.2.4.2.1.1.1. *Geopetal infill (m0 and m0')*

Inter-clastic geopetal infills, formed by a mixture of micrite and microclasts or granule-sized clasts (residual material) and present in all of the studied Jurassic breccia outcrops, represent the earliest diagenetic stage which occurred during or immediately after initial breccia deposition ([Figure 7.7A, B](#)). In some samples, such geopetal infills are formed during two successive stages successive layers ([Figure 7.8A, B](#)): (i) an early geopetal infill (m0) and partial induration; (ii) a later geopetal infill (m0') following a stage of clast displacement. The material forming the geopetal infills (m0 and m0') produced by dynamic disintegration and intense fracturation of rocks during the rockslide (e.g., [McSaveney and Davies, 2002](#); [Pollet and Schneider, 2004](#); [Sanders et al., 2010](#)) and/or rockfall events. A huge airborne clouds of rock dust occurred thus forming a drape of more than 10 cm in thickness in rockslide event (e.g., [Heim, 1932](#), [Sanders et al., 2010](#)) and kilometer- square-sized dust clouds in rockfall event ([Sanders et al., 2010](#)). The luminescence and color of such infills (m0 and m0') depend on the nature and chemical composition of the source material. When the material derives from iron-rich rock, they (m0 and m0') appear blue with the alizarin – potassium ferricyanide staining (APF staining) ([Figure 7.8B](#)) and exhibit cloudy orange luminescence ([Figure 7.8D](#)).

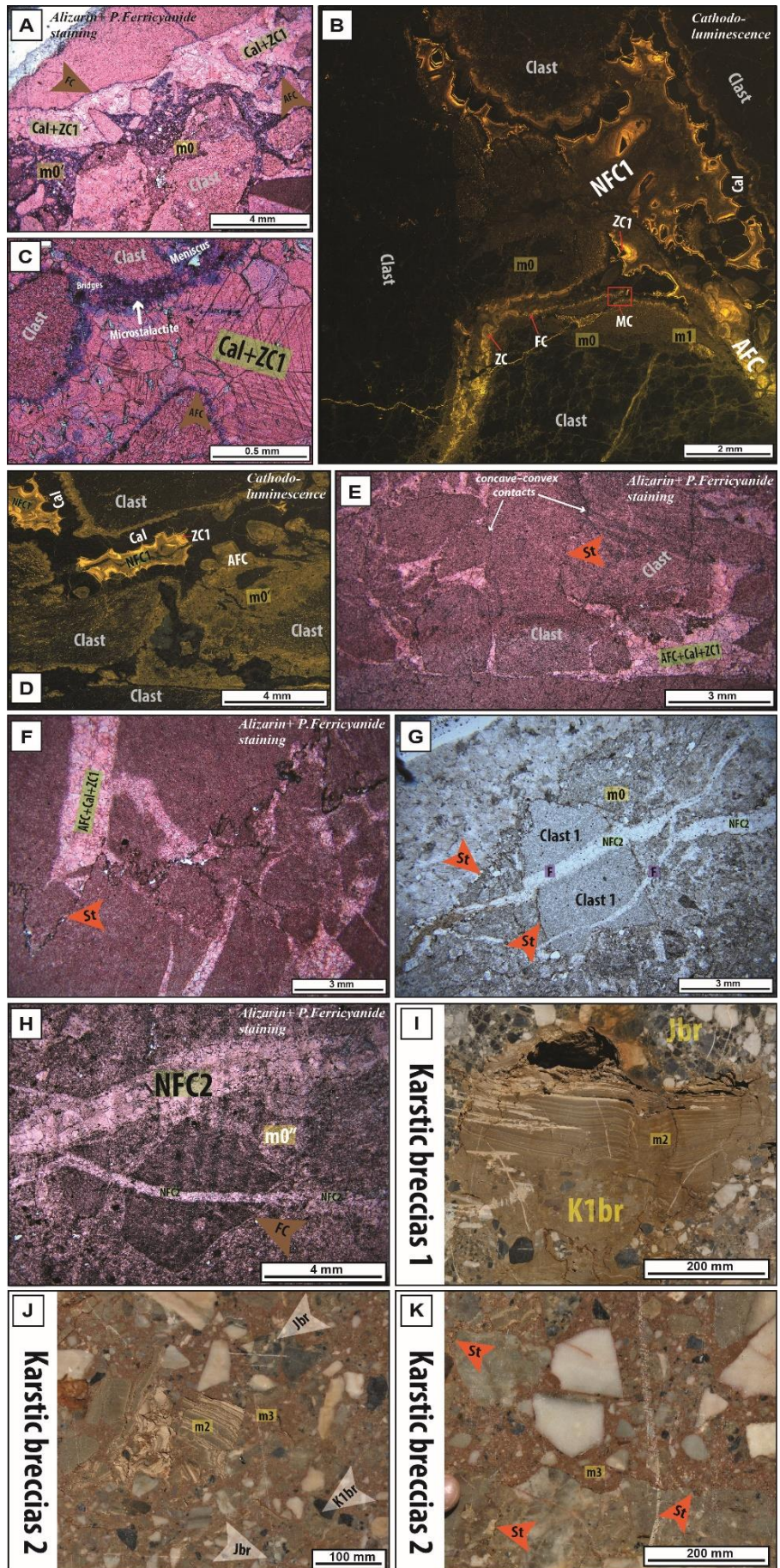


Figure 7.8.

Figure 7.8. Microscopic and macroscopic overview of the diagenetic processes of Jurassic breccias: **A)** Alizarin-potassium ferricyanide staining (APF staining) of m0/m0', AFC/FC, Cal and ZC1; **B)** Cathodoluminescence (CL) image of Baixas breccias displaying m0/m0', AFC (ZC/FC), MC, ZC1, Cal and NFC1; **C)** APF staining view of AFC, anisopachous pendant microsparitic cements (microstalactite) and spirititic meniscus cements forming bridges between clasts; **D)** Cathodoluminescence image of Baixas breccias displaying m0', AFC, ZC1, Cal and NFC1; **E)** APF staining view of Vingrau breccias displaying concave-convex contacts between clasts and sutured contacts marked by microstylolites and stylolites; **F)** APF staining view of Vingrau breccias displaying stylolites crosscutting all cements filling the interclastic space and clasts; **G)** Microscopic overview of Bpc breccia facies displaying stylolites developing at the contact between the clast and recrystallized matrix and fractures filled by NFC2 crosscut these stylolites; **H)** APF staining of non-ferroan calcite cement (NFC2) filled fractures; **I)** Macroscopic overview of large vugs with karstic granule-sized breccias infills at their base and finely micrite to silt laminated deposits at their top (geopetal infill m2); **J)** Macroscopic overview of karstic breccias filled by reworked elements from the sedimentary breccias and geopetal infill m2 embedded within a bright red matrix; **K)** Macroscopic overview of karstic breccias 2 displaying stylolitization phase affecting the geopetal infill (m3) phase.

7.2.4.2.1.1.2. *Micrite infill (m1)*

A non-luminescent to cloudy orange micrite (m1; [Figure 7.8B](#)), light pink to blue with the APF staining ([Figure 7.8A](#)), infills a large part of the interclastic space and post-dates the geopetal infill m0 ([Figs. 7A, B and 8B](#)). Such a micrite microfabric which is formed by particles less than 1 µm in size can hardly result from clast abrasion but may result from micron-scale dissolution-precipitation processes affecting rock powder settled from the dust cloud of rockfall, as suggested by [Sanders et al., \(2009; 2010\)](#). This phase (m1) and the two phases described below (AFC and Cal) may start immediately after the rockfall and rockslide event and stabilization of the breccias and may provide, with the U/Pb LA-ICP-MS method applied to calcite, a suitable material to constrain the age of the breccias.

7.2.4.2.1.2 *Meteoric Eogenesis stage*

7.2.4.2.1.2.1. *Anisopachous ferroan calcite (AFC)*

The anisopachous ferrous calcite (AFC) phase is represented in the Jbr samples either by: (i) a fringe of small (~20-50 µm) equant sparry calcite crystals (FC, [Figure 7.7B](#)); or by (ii) zoned coarser (>100 µm) sparry calcite cements (ZC, [Figure 7. 6B](#)); or (iii) both FC and ZC cements. The cement FC consists of a thin (50 to 100 µm-thick) anisopachous fringe lining the m1 phase

or directly the clasts (Figure 7.8A, B, C). FC fringe post-dates the development of geopetal infill m0 and m1 micrites (Figure 7.8A, B, C). However, exceptionally in some micrite-rich facies, a later geopetal infill phase (m0") can entirely fill the interclastic space after the formation of the FC cement (Figure 7.8H). The AFC phase is blue-violet with APF staining (Figure 7.8A, C) and exhibits yellow to cloudy orange luminescence (Figure 7.8B, D).

The zoned cement (ZC) frequently post-dates the development of calcite fringe (FC). However, it also develops either immediately around the clasts, after the m0 and/or m1 phases. This cement displays two distinct morphologies: (i) anisopachous pendulaire microsparitic to sparitic cements (microstalactite), common in all Jurassic breccia facies (Figure 7.8C); and (ii) less frequent sparitic meniscus cements forming bridges between clasts (Figure 7.8C). These cements show micrometric growth lines (zonation) with a superposition of more or less luminescent (cloudy orange) and rarely non-luminescent bands (dark) under CL (Figure 7.8B) and appear blue and light pink with APF staining, respectively (Figure 7.8A, C). Meniscus and pendant cements are indicative of vadose setting (Halley and Harris, 1979).

We suggest that the anisopachous ferroan calcite phase (AFC) precipitation is nourished by calcium carbonate dissolution (of supersoluble micrite or dust clouds generated by rockfall process) in a very shallow-meteoric vadose water (Sanders et al., 2010).

7.2.4.2.1.2.2. *Mechanical compaction (MC)*

Mechanical compaction (MC) in the Jurassic breccia deposits characterized by (i) spalling or failure of thin anisopachous fringe (FC), geopetal infill (m0/m0') and partially indurated micrite (m1) p; and occasionally (ii) by breaking of Cal and ZC1 cements (Figure 7.8B).

7.2.4.2.1.2.3. *Sparry calcite (Cal)*

Following the previous phases, a sparry calcite cementation occurs (Figure 7.7A). It consists of sparry calcite crystals with sizes up to 100 μm (Figure 7.8C). This phase is abundantly present in the Jurassic breccia facies and post-dates the zoned cement (ZC) or the calcite fringe (FC). The sparry calcite phase is non-luminescent and is light pink with APF staining (Figure 7.8B, C) and is therefore interpreted as forming in an oxidizing meteoric phreatic setting.

7.2.4.2.1.3. Mesogenesis and metamorphism stages

7.2.4.2.1.3.1. Zoned calcite (ZC1)

Zoned calcite cements (ZC1), have been observed in all of the thin sections and post-date of the cement Cal. In some of the samples, (ZC1) partially to entirely fills what remains of the interclastic space (Figure 7.8A). This cement phase is formed by ferroan to non-ferroan cements which are blue and light pink with APF staining, respectively (Figure 7.8C). The luminescence patterns reveal several growth stages during their precipitation (yellow, bright orange, black or dark brown; Figure 7.8B), suggesting various amounts of iron incorporated within the calcite lattice during the burial stage (e.g., Amieux, 1982).

7.2.4.2.1.3.2. Non ferroan (Blocky) calcite (NFC1)

Following the previous ZC1 phase, a blocky calcite cementation occurs and entirely fill what remained of the interclastic space (Figure 7.8A, C). This blocky calcite cement is formed by coarse ferroan crystals whose size exceeds 500 µm (Figure 7.8B). The NFC1 phase is blue-violet with APF staining and displays a dull brown luminescence (Figure 7.8B, D), thus suggesting a formation in an oxidizing, iron-rich diagenetic environment (Amieux, 1982).

7.2.4.2.1.3.3. Metamorphic phases

Represented by calcite and micrite recrystallization and neoformed minerals during regional HT/LP metamorphism (see metamorphic study).

7.2.4.2.1.3.4. Chemical compaction / Stylolitization (St)

Chemical compaction characterized by: (i) concave–convex contacts and sutured contacts marked by microstylolites and stylolites (Figure 7.8E); (ii) stylolites crosscutting all cements occluding the interclastic space and clasts, and significantly reducing the volume of sediments by pressure-solution (Figure 7.8F); and (iii) stylolites, developing also at the contact between the clasts and the matrix which was recrystallized during metamorphic process, suggest that pressure-solution operates after metamorphic process (Figure 7.8G). The fractures filled by NFC2 crosscut these stylolites, indicating that stylolitization occurred before fracturing (Figure 7.8G). However, the NFC2 cement is later overprinted by stylolites. In addition, we find the same characteristics of this stylolitization phase affecting the m3 phase described below, thus indicating that stylolitization was probably present at least until the m3 phase (Figure 7.8K).

7.2.4.2.1.3.5. Fracturation (F)

Under optical microscopy, 0.5 to 4 mm wide fractures have been observed and cross-cut the stylolites (Figure 7.8G). These fractures are filled with a non-ferroan calcite cement (NFC2,

Figure 7.8G, H). The fractures and inverse faults observed in Baixas outcrop, are probably associated with this phase (Figure 7.3A). Stylolites and fractures are probably associated with pressure-solution compaction related to the Pyrenean orogen.

7.2.4.2.1.4. *Telogenesis stage*

7.2.4.2.1.4.1. *Non ferroan calcite (NFC2)*

This consists of mosaics non-ferroan sparry blocky calcite of fine to coarse-grained crystals (20 µm up to several millimeters in outcrop) and fills the fractures (F). This phase is non-luminescent and appears light pink with alizarin – potassium ferricyanide staining (Figure 7.8H).

7.2.4.2.1.4.2. *Karstification phases (K1, K2, K3)*

After severe fracturing, the Jurassic breccia deposits were affected by three phases of karstification leading to the successive generations of late karstic breccia (corresponds to the geopetal infill m2, m3, m4 phases). The first generation of karstic breccia (Geopetal infill m2) intersect and rework the sedimentary Jurassic breccias in the form of clasts (Figure 7.8J). It consists of (i) large vugs or conduits with karstic granule-sized breccia infills at their base and finely micrite to silt laminated deposits at their top (Figure 7.8I) or (ii) sub-vertical conduits filled by reworked elements from the sedimentary Jurassic breccia or detrital quartz and carbonate deposits from the Lower Cretaceous cover (e.g., Karst I, Figure 7.3E), both being embedded within a grey-brown micritic matrix (Figures 3E and 8I), selected in this study for LA-ICP-MS dating. The second generation of karstic breccias (Geopetal infill m3) is similar to the first phase generation, except that it reworks the m2 matrix of the first generation and that the matrix consists in this case of a bright red micrite (Karst 2, Figure 7.8J). The third generation of karstic breccias (Geopetal infill m4) corresponds to a more recent phase, possibly still active. It consists of sub-vertical conduits filled by light orange micrite.

7.2.4.2.2. Ochr paragenesis sequence

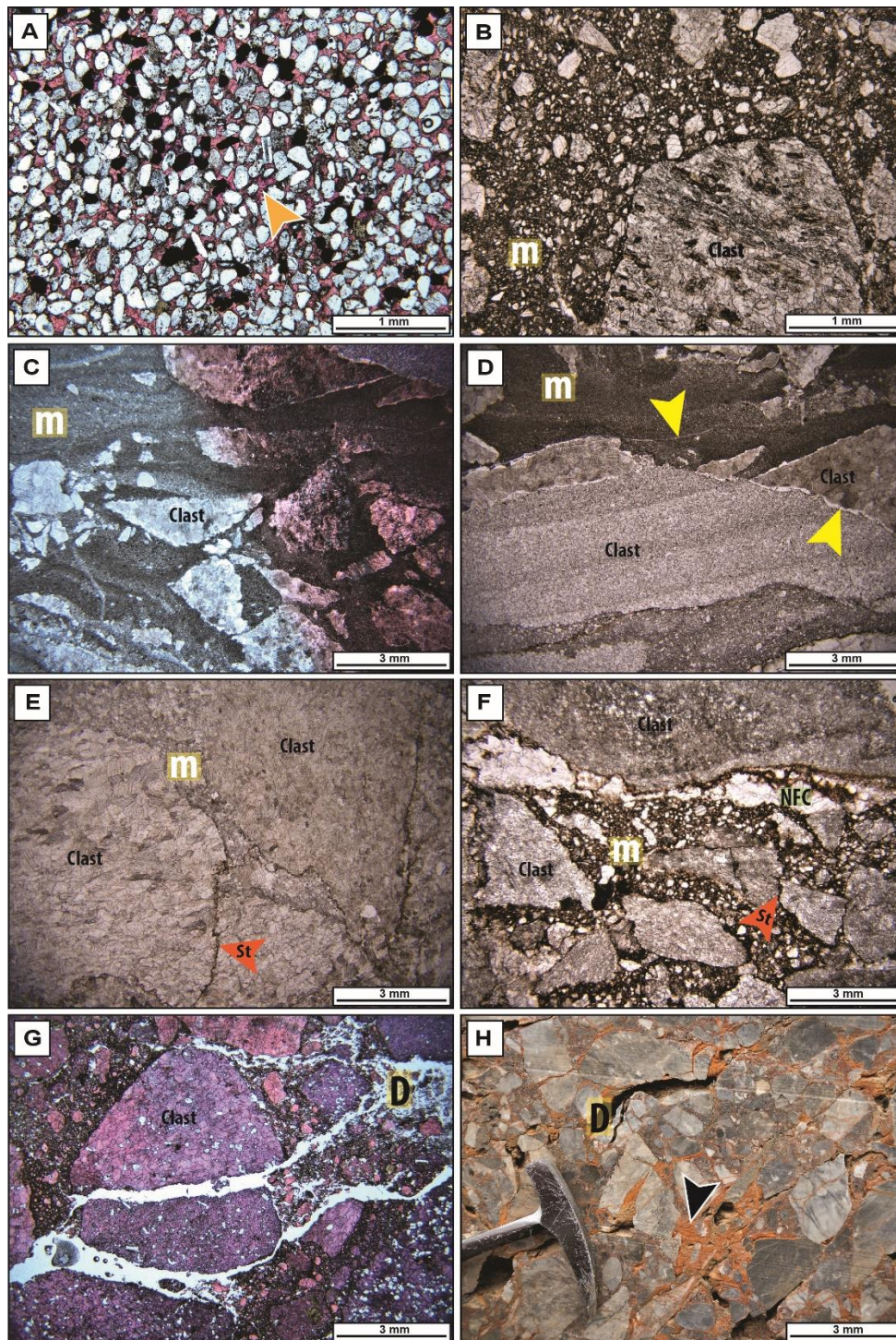


Figure 7.9. Microscopic and macroscopic overview of the diagenetic processes of Oligocene conglomerates and breccias: **A)** APF staining of sandstone facies displaying rounded quartz grains and light pink and rarely violet cement (light orange arrow); **B)** Microscopic overview of conglomerate facies displaying geopetal infill (m); **C)** APF staining view of breccias displaying a well-organized geopetal infill (m) and showing an alternation of light pink micrite and clayey laminae; **D)** Microscopic overview of breccia facies displaying stylolites developing

at the contact between the clast and indurated matrix (yellow arrow); **E** and **F**) Microscopic overview of breccias showing the cracks around clasts and under indurated matrix and fractures filled by NFC2 crosscut by stylolites (dark orange arrow); **G**) APF staining of conglomerate facies displaying anastomosed vugs of dissolution; **H**) Microscopic overview of karstic cavities filled by laminated calcisiltite deposits (black arrow).

7.2.4.2.2.1. Subaerial Syngensis stage

7.2.4.2.2.1.1. Geopetal infill (m)

The geopetal infill (m) formed during initial deposition of the Oligocene conglomerates and breccia facies (Figure 7.7C). In Roc Pointu quarry, the inter-clastic space is entirely filled by residual material which consists of microclasts or granule-sized clasts embedded in a clayey matrix (Figure 7.9B). This phase results from the fragmentation and alteration of local rocks by gravity-driven processes. The occurrence of clayey micrite and the sub-rounded shape of the clasts suggest that the deposits were moderately transported, both by gravity and water flow. However, at the Estagel outcrop, the geopetal infill is constituted by a well-organized matrix, showing an alternation of micrite, appearing light pink with APF staining, and clayey laminae (Figure 7.9C, D).

7.2.4.2.2.1.2. Induration and cracking

The geopetal infill is thereafter indurated and then cracked. The cracks are observed around clasts and/or under matrix (Figure 7.9D), probably during under a relatively dry climate.

7.2.4.2.2.2. Meteoric Eogenesis an Telogenesis stages

7.2.4.2.2.2.1. Stylolitization (St)

Stylolites (St) were observed in a few thin sections from samples collected near faults and fractures. The stylolitization phase post-dates subaerial syngensis diagenetic features. These stylolites mostly occur around the clasts (Figure 7.9E, F). Occasionally this phase was observed cross-cutting the NFC cement phase (Figure 7.9F), which suggests that pressure-solution operates also after NFC phase.

7.2.4.2.2.2.2. Fracturation (F)

The fractures and faults observed in Roc Pointu quarry (Figure 7.6A), characterize this phase. It consists of 0.5 to 2 mm wide fractures under optic microscopy. Under the microscope, this phase is represented by open fractures and/or micro-cavities between the clasts and the matrix (Figure 7.9F), probably associated with compression and the first stages of cracking near the fractures and faults. These fractures are filled with a non-ferroan calcite cement (NFC).

Stylolites and fractures are mostly associated with pressure-solution during late compressive tectonic phase (post-Oligocene). The recent work of Parizot et al., 2021 reveal NE-SW shortening during the Miocene (ca 16 Ma ago), in the northern Pyrenean zone.

7.2.4.2.2.2.3. *Non ferroan calcite (NFC)*

It consists of a mosaic of non-ferroan sparry calcite crystals (20 µm to 500 µm in diameter) infilling the fractures (Figure 7.9F). This phase is non-luminescent and is light pink with APF staining.

7.2.4.2.2.2.4. *Dissolution (D) and Karstification*

Dissolution features are particularly common within the breccia affected by fractures and faults, while in the conglomerates with a more clayey matrix, the dissolution features are poorly expressed. Under the microscope, this phase is represented by anastomosed dissolution conduits (Figure 7.9G) and by large vugs in the outcrop. Such dissolution features are interpreted to result from the circulation of meteoric vadose waters in fractures and karstic conduits.

7.2.4.2.2.2.5. *Geopetal infill (ms)*

It is more frequently about a filling of karst cavities by fine laminated calcisiltite deposits (Figures. 7.7C and 7.9H).

7.2.4.3. Metamorphic study

Based on observations under SEM, polarized-light and fluorescence microscopy an inventory of the metamorphic minerals has been performed. From these analyses, a chronology for the formation of these minerals is proposed, by using principles of overlapping, superposition, and inclusion.

7.2.4.3.1. Jurassic breccias (Jbr)

Samples collected from the various outcrops in the breccia assigned to the Upper Jurassic in this study show several markers of the Pyrenean HT/BP metamorphism within the matrix and in the clasts. Our observations show that, in addition to fluid circulation alteration features affecting the breccia (Figure 7.10A) and recrystallized calcite (Figure 7. 10B, C, D), newly formed minerals are present and crosscut the depositional micrite and the last phases of cementation (Figures. 7.10E, F and 7.11), thus suggesting that the breccia deposited prior to the Albo-Cenomanian regional metamorphic phase and support our interpretation of an interstratified sedimentary breccia of Late Jurassic age. The most common newly formed

minerals evidenced in the breccias are scapolite, quartz, pyrite, talc, mica and potassium feldspar. The scapolites that occur in these breccias are particularly abundant in the matrix and within the marly or calcareous mudstone to packstone clasts, typically in the form of needles organized without preferential orientation. On the other hand, they are absent in the purely calcitic cements and clasts. The scapolites thus develop in lithologies where the aluminium content was sufficient for their formation (cf. [Vaudin, 1982](#)). Other minerals such as quartz, mica or potassium feldspar are also found only in selected clasts and matrices, apparently rich in the elements required for their formation. Thus, the occurrence of these minerals is related to the original composition of the clasts and matrix and not to a degree of metamorphism (cf. [Ravier, 1959](#), [Vaudin, 1982](#)). [Ravier and Thiebaut, \(1982\)](#), and significant amounts of scapolites are related to the circulation of hydrothermal fluids.

As a consequence, the interpretation of a post-metamorphic breccia (e.g., [Vaudin, 1982](#); [Mattaier and Proust, 1962](#); [Berger et al., 1993](#); [Peybernès et al., 2001](#); [Canérot, 2004](#); [Clerc, 2012](#); [Chelalou, 2015](#)), based on the occurrence of metamorphic minerals within the clasts and their absence in the matrix, must be revised. If the breccia was formed by purely calcitic clasts and matrix prior to the metamorphism, with a lack of elements required for the formation of metamorphic minerals, it would have been transformed into a marble (e.g., [Figure 7.9B, C, D](#)). The presence of additional elements (Al, Si, Mg, K, Na...) within the matrix or clasts is responsible for the development of the newly formed minerals.

The abundance of talc minerals observed under SEM ([Figure 7.11C, D, E](#)), within the breccia collected along the roadside near Coumeilles-des-Barrenes, southeast of the Estagel municipality (see location on [Figure 7.1](#)), suggests that this breccia has probably been affected, after deposition, by the metasomatic processes that affected the Eastern Pyrenees ([Boulvais et al. \(2006\)](#), [Boutin et al. \(2016\)](#)). The talc mineralization crosscut the last cementing phases that fill the interclastic space of the breccia. They develop essentially in the micropore space located between the calcite crystals ([Figure 7.11C, D, E](#)) and/or within the altered clasts of the breccia. According to [Boulvais et al. \(2006\)](#), talc develops by hydrothermal replacement of dolomites, which were formed by alteration of calcareous marbles. In this study, the talcification that develops within the breccia is probably related to the alteration of Middle Jurassic dolomitic levels and/or dolomitic clasts of the early Upper Jurassic breccia deposits by hydrothermal fluid circulations during the Albian rifting episode.

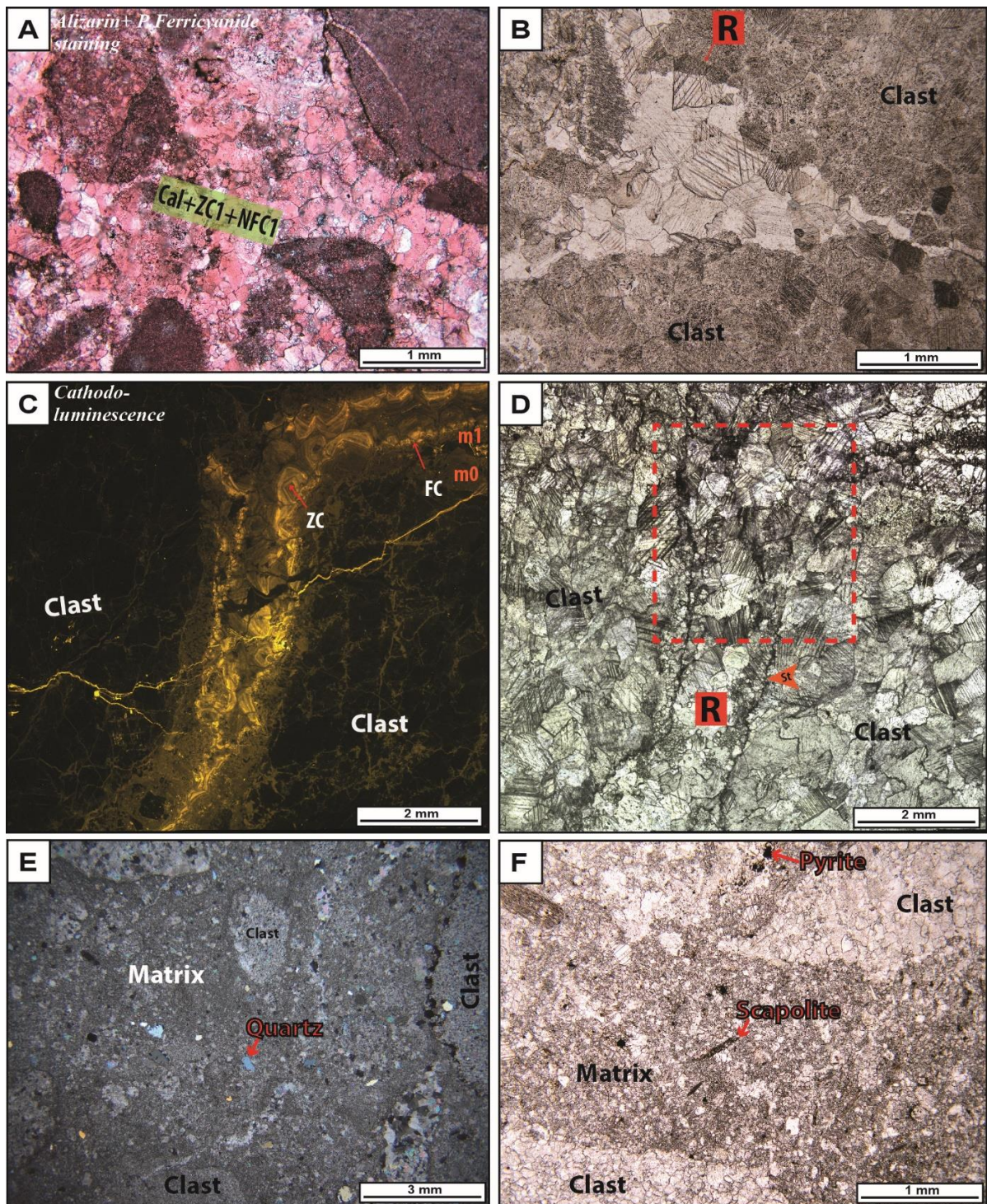


Figure 7.10. Microscopic overview of evidences of metamorphism affecting Jurassic breccias: **A)** APF staining of Baixas 1 breccia facies displaying the alteration affecting the cements and clasts of breccia; **B)** Microscopic overview of Baixas 1 breccia facies displaying recrystallized calcite; **C)** Cathodoluminescence (CL) image of Baixas 2 breccia facies displaying cementation phases and **D)** microscopic overview of these phases recrystallized after the metamorphic event; **E and F)** Microscopic overview of 1 breccia showing the newly formed minerals (scapolite and quartz) that crosscut the depositional micrite.

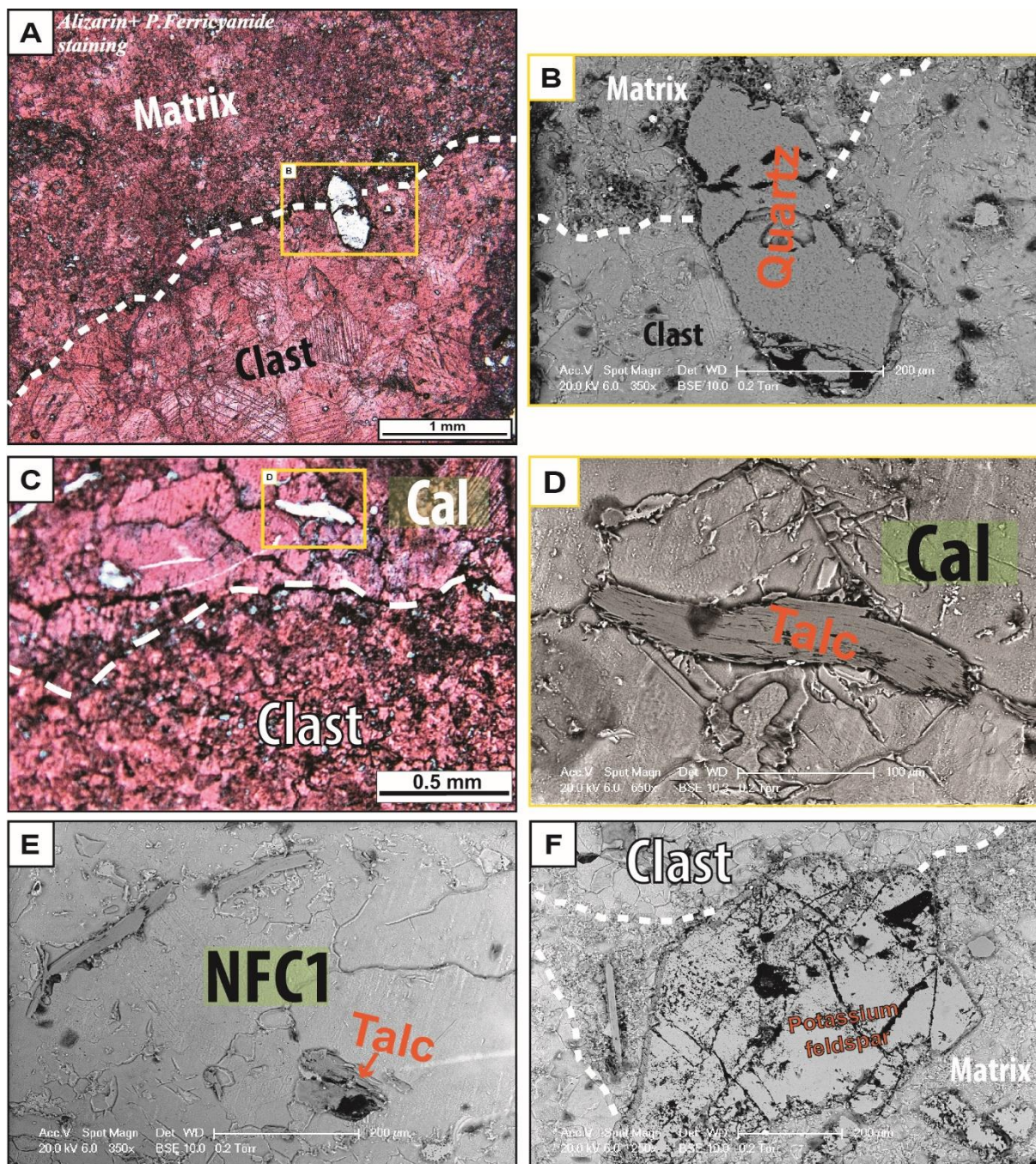


Figure 7.11. Microscopic and SEM overview of the metamorphism evidence of Jurassic breccias: Microscopic overview showing evidences of metamorphism affecting Jurassic breccias: **A)** APF staining and **B)** SEM overview of Baixas 1 breccia facies displaying the quartz crosscut the depositional matrix and clast; **C)** APF staining and **D)** SEM overview of Coumeilles-des-Barrenes outcrop breccia facies displaying the talc crosscut the Cal phase; **E)** SEM overview of Coumeilles-des-Barrenes outcrop breccia facies displaying the talc crosscut the NFC1 phase; **F)** SEM overview of Baixas 2 breccia facies displaying the potassium feldspar crosscut the depositional matrix and clasts.

7.2.4.3.2. Oligocene conglomerates and breccias (Ocbr)

The petrographic study of the samples from the Roc Pointu quarry breccia clearly shows that the deposition of the breccia post-dates the Pyrenean thermal event. Evidence of metamorphism is observed only in the bedrock (Fig 5A and 11A, B, C) and in the clasts of the breccias (Figure 7. 11E, F, G, H). These scapolites are missing in the matrix, although the chemical composition of this matrix is clearly favorable for the formation of newly formed minerals. Moreover, calcite recrystallization is localized within the clasts and never affects the matrix (Figure 7.5.10E). The scapolites observed are in the form of elongated well-oriented needled (Figure 7.4.10F), truncated (Figure 7.11A, B) and extended along the lineation (Figure 7.11C, D). This indicates synkinematic crystallogensis of boudinage and elongation during the Albian extension phase (cf. Vaudin, 1982; Clerc, 2012).

Figure 7.12. Microscopic and SEM overview of metamorphic features in Oligocene conglomerates and breccias: **A-B)** Microscopic and *CL* overview displaying the scapolites observed in the bedrock showing a needled-like, elongated, well-oriented, truncated; and **C-D)** extended along the lineation. **E)** Microscopic overview of breccias displaying calcite recrystallization is localized within the clasts and never affects the matrix; **F)** Microscopic overview of conglomerates displaying the scapolites in the clasts showing a needled-like, elongated and well-oriented; **G-H)** Microscopic and *CL* overview of conglomerates displaying the scapolites only in the clast.

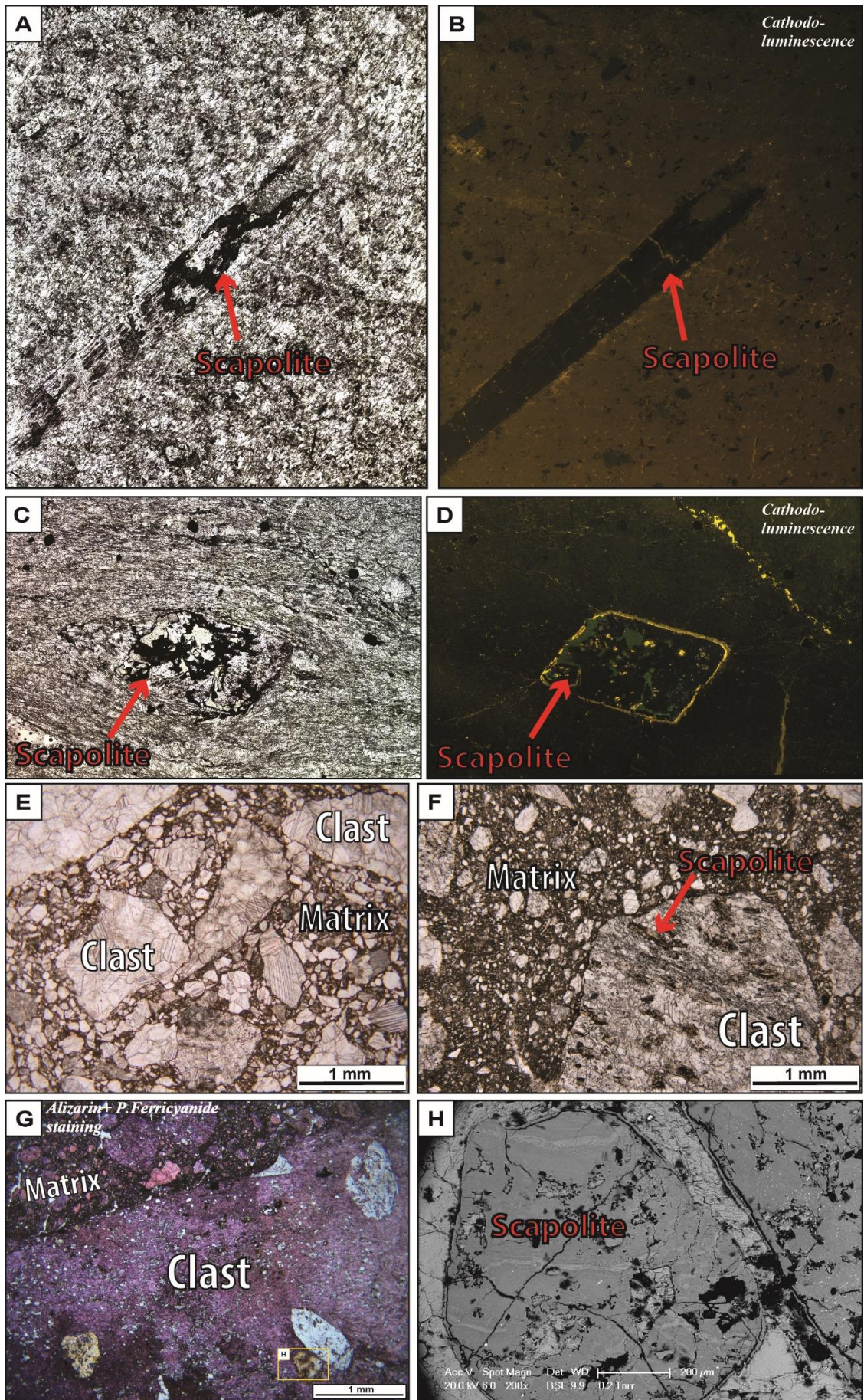


Figure 7.12.

7.2.4.4. Carbon and oxygen isotopic data

7.2.4.4.1. Jurassic breccias (Jbr)

The isotopic compositions for the 139 analyzed samples from bulk breccias, clasts, matrix and early cement for Vingrau section, Baixas 1 and 2 sections and Calce, Case-de-Pène and Coumeilles-des-Barrencs outcrops in the Bas Agly syncline are given in [Table 7.1](#) as well as in [Figure 7.12A, B, C, D](#). The oxygen-isotope signal of the bulk breccia samples oscillates between -4.1‰ and -9.09‰ and the carbon-isotope values vary between 1.63‰ and -7.83‰. Within clasts, the $\delta^{18}\text{O}$ values range from -3.96‰ to -13.96‰ while the $\delta^{13}\text{C}$ values vary between 1.83‰ and -5.65‰. The cements exhibit values ranging from -5.42 and -8.09‰ in $\delta^{18}\text{O}$, and from -1.10 to -8.01‰ in $\delta^{13}\text{C}$. On the other hand, the matrix samples show isotopic compositions varying between -8.79‰ and -5.92‰ for $\delta^{18}\text{O}$ and between 0.78‰ and -9.52‰ for $\delta^{13}\text{C}$.

Petrographic observations of the thin-sections and oxygen and carbon isotope signatures reveal two distinct categories for the clasts ([Figure 7.12G](#)): (1) clasts with a sparitic, crystalline texture with significantly negative $\delta^{18}\text{O}$ ($-14 < \delta^{18}\text{O} < -6.5\text{‰}$) and positive $\delta^{13}\text{C}$ values ($0 < \delta^{13}\text{C} < +2\text{‰}$), thereby suggesting a deep burial overprint (type I clasts) and (2) clasts with preserved depositional textures (mainly wackestone to packstone) and characterized by an inverted-J pattern in $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$ plot (type II clasts) which is consistent with a meteoric diagenetic overprint (e.g., [Lohmann, 1988](#)). While the $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$ values of the breccia matrix are essentially superimposed on those of the type II clasts, few matrix samples have an isotopic signature that is between that of the type I and type II clasts. These results are consistent with the detrital nature of the breccia matrix as already evidenced by the petrographic observations, given that this carbonate matrix is essentially composed of calcarenite and calcisiltite microclasts. Lastly, the earliest phase of calcite cements exhibits a meteoric signature with a similar $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ trend than in the matrix.

The difference in the carbon and oxygen isotope signatures between the type I clasts and a group of carbonate components including the type II clasts, the breccia matrix and meteoric cements strongly suggest that: 1) the type I clasts underwent a stage of deep burial diagenetic evolution and have been diagenetically stabilized prior to the deposition of the breccia (Paleozoic clasts); 2) the type II clasts and the associated detrital matrix acquired their isotopic signatures during a stage of subaerial exposition, from a water with an isotopic composition and temperature similar to that of water from which meteoric cements precipitated (Mesozoic clasts).

Table 7.1. Carbon and oxygen isotope values of bulk breccias, clasts, matrix and early cement for Jurassic Breccia deposits (Jbr) in the Bas Agly syncline.

VINGRAU SECTION (NORTHERN FLANK OF BAS AGLY SYNCLINE)										
Unit	Sample	Bulk		Clasts		Interclastic space of the breccias				
						Matrix		Cement		
		$\delta^{13}\text{C}$ (permil VPDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (permil VPDB)	$\delta^{13}\text{C}$ (permil VPDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (permil VPDB)	$\delta^{13}\text{C}$ (permil VPDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (permil VPDB)	$\delta^{13}\text{C}$ (permil VPDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (permil VPDB)	
I	V1			1.17	-8.42					
				0.71	-7.82					
				0.92	-7.36					
							-0.26	-5.36		
									-1.14	-5.42
					0.72	-7.35				
	V2				-1.76	-6.54				
									-3.94	-5.64
									-4.62	-5.79
					-3.10	-6.64				
	V3	0.65	-7.44							
	V4	-1.02	-7.52							
	V5	-0.03	-6.55							
	V6	-0.75	-6.53							
	V7	-0.29	-7.28							
V8		-3.54	-7.02							
								-1.87	-6.38	
V9	-0.04	-7.52								
V10	-3.33	-6.61								
V11		0.56	-7.47							
								-4.70	-5.93	
V12	1.32	-8.09								
V13		-0.21	-5.61							
								-0.35	-5.86	
V14		-0.89	-7.24							
								-1.34	-7.02	
V15	-0.89	-6.59								

II	V16		1.31	-7.93		
			0.73	-7.27		
					0.10	-5.92
	V17			0.27	-6.21	
	V18			-0.99	-4.87	
	V19			-2.52	-5.55	
	V20	-0.76	-5.92			
III	V21	-0.45	-4.10			
	V22	1.21	-6.08			
	V23	0.14	-4.13			
	V24			-0.40	-3.96	
	V25					-2.88
				0.03	-4.92	
				0.64	-4.32	
	V26			0.65	-4.69	
	V27			0.19	-3.79	
	V28			0.01	-4.03	
			0.34	-8.13		
	V28	0.87	-7.46			
	V29	0.97	-4.38			
	V30				0.74	-5.02
V31	0.23	-6.30				

BAIXAS 1 SECTION (SOUTHERN FLANK OF BAS AGLY SYNCLINE)										
Unit	Sample	Bulk		Clasts		Interclastic space of the breccias				
		$\delta^{13}\text{C}$ (permil VPDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (permil VPDB)	$\delta^{13}\text{C}$ (permil VPDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (permil VPDB)	Matrix		Cement		
						$\delta^{13}\text{C}$ (permil VPDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (permil VPDB)	$\delta^{13}\text{C}$ (permil VPDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (permil VPDB)	
I	B1	-0.07	-9.09							
	B2	1.63	-5.42							
	B3	-3.52	-7.72							
	B4	1.13	-4.92							
	B5					-0.85	-8.79			
				0.99	-7.98					
	B6					-6.10	-7.72			
								-7.02	-7.18	
				-2.97	-5.61					
	B7			-4.36	-6.22					
II	B8					-3.76	-7.89			
				1.52	-4.74					
	B9	-1.44	-8.45							
				-1.52	-6.42					
	B10	-1.22	-8.22							
	B11			-0.81	-5.54					
				0.95	-4.41					
						-0.66	-8.87			
	B12					-1.11	-5.28			
				0.70	-7.73					
III	B13							-3.50	-7.67	
						-0.86	-8.65			
	B14	-6.80	-7.94							
	B15					-1.72	-6.71			
	B16					-1.97	-5.97			
				-2.76	-5.87					
				0.85	-11.72					
	B17			-5.65	-7.17					
	IV	B18			-2.72	-6.05				
					-2.12	-7.07				
B19				-2.19	-6.26					

			-2.26	-6.51
	B20		-4.08	-7.57
	B21			-6.37 -7.86
				-9.52 -8.13
	B22			-3.23 -7.85
	B23			-3.01 -6.02
	B24	-4.43	-7.22	
V	B25		-4.13	-7.48
	B26	-2.34	-5.93	
	B27	-7.50	-8.12	
		-7.83	-6.07	
	B28			-6.71 -8.02
	B29			-2.88 -5.77
	B30			-1.65 -8.82

BAIXAS 2 SECTION (SOUTHERN FLANK OF BAS AGLYSYNCLINE)

Unit	Sample	Bulk		Clasts		Interclastic space of the breccias			
		$\delta^{13}\text{C}$ (permil VPDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (permil VPDB)	$\delta^{13}\text{C}$ (permil VPDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (permil VPDB)	Matrix		Cement	
						$\delta^{13}\text{C}$ (permil VPDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (permil VPDB)	$\delta^{13}\text{C}$ (permil VPDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (permil VPDB)
I	B31			-0.36	-7.90				
				-3.63	-5.71				
	B32			0.08	-13.19				
				-0.98	-5.81				
				-1.11	-5.99				
								-5.58	-8.09
						-1.75	-9.19		
	B33		-1.20	-8.83					
			-1.61	-9.06					
B34					-1.91	-7.67			
V	B35			-3.34	-7.43				
VII	B36			0.77	-4.57				
								-0.11	-6.51
	B37						-2.69	-8.05	
							-1.28	-10.22	
							-0.70	-9.50	
					0.69	-4.72			
								-4.75	-6.07
	B38						-0.97	-9.21	
					0.77	-6.27			
							-1.05	-6.85	
				1.16	-7.68				
VIII	B39						-8.01	-7.73	

CALCE/CASE-DE-PENE/COUMELLES DES BARRENCS OUTCROPS

(SOUTHERN FLANK OF BAS AGLYSYNCLINE)

Sample	Bulk		Clasts		Interclastic space of the breccias			
					Matrix		Cement	
	$\delta^{13}\text{C}$ (permil VPDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (permil VPDB)	$\delta^{13}\text{C}$ (permil VPDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (permil VPDB)	$\delta^{13}\text{C}$ (permil VPDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (permil VPDB)	$\delta^{13}\text{C}$ (permil VPDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (permil VPDB)
C1					-4.03	-6.54		
			-0.01	-6.96				
C2					-1.21	-6.19		
C3					-1.51	-7.52		
			0.99	-5.40				
C4			1.83	-6.74				
			-2.51	-7.43				
			-3.34	-6.64				
CP1	0.93	-6.30						
CP2					-8.16	-6.68		
			-5.60	-6.98				
CP3					-5.39	-7.36		
			-5.46	-6.72				
CP4					-3.73	-6.68		
			-3.88	-6.64				
			-0.74	-5.64				
CP5					0.78	-10.28		
			1.11	-4.19				
CP6			0.09	-6.44				
EC1			0.48	-13.96				
EC2					-3.38	-6.60		

Table 7.2. Carbon and oxygen isotope values of bedrock, clasts, matrix and late cement for Oligocene conglomerates and breccia deposits (Ochr) in the Bas Agly syncline.

ROC POINTU SECTION (SOUTHERN FLANK OF BAS AGLYSYNCLINE)									
Unit	Sample	Bulk		Clasts		Interclastic space of the breccias			
		$\delta^{13}\text{C}$ (permil VPDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (permil VPDB)	$\delta^{13}\text{C}$ (permil VPDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (permil VPDB)	Matrix		Cement	
						$\delta^{13}\text{C}$ (permil VPDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (permil VPDB)	$\delta^{13}\text{C}$ (permil VPDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (permil VPDB)
Bedrock	RP1	-0.25	-6.88						
	RP2	0.92	-6.14						
	RP3	2.11	-7.60						
	RP4	0.34	-2.36						
	RP5	1.51	-5.11						
I	RP6					-5.29	-7.52		
				1.06	-7.07				
	RP7					0.14	-5.11		
						0.13	-5.02		
				0.45	-3.02				
				0.07	-3.15				
				0.72	-3.70				
				0.31	-3.39				
	RP8					0.55	-5.57		
				1.53	-5.08				
			0.06	-5.59					
II	RP9					0.96	-6.29		
				1.65	-5.94				
	RP10					-0.14	-6.41		
				1.40	-5.27				
			1.95	-4.45					

ESTAGEL OUTCROP (SOUTHERN FLANK OF BAS AGLYSYNCLINE)								
Sample	Bulk		Clasts		Interclastic space of the breccias			
					Matrix		Cement	
	$\delta^{13}\text{C}$ (permil VPDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (permil VPDB)	$\delta^{13}\text{C}$ (permil VPDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (permil VPDB)	$\delta^{13}\text{C}$ (permil VPDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (permil VPDB)	$\delta^{13}\text{C}$ (permil VPDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (permil VPDB)
E1			1.16	-7.48				
E2							-3.20	-7.80
							-4.25	-7.15
			0.21	-7.38				
E3					-2.83	-6.78		
			-0.38	-6.72				

Figure 7.12. A to D) Cross-plot with isotopic values ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) measured on bulk breccias, early cements, clasts and matrix for Vingrau, Baixas 1 and 2 sections and Calce, Case-de-Pène and Coumeilles-des-Barrenens outcrops in the Bas Agly syncline; **E and F)** Cross-plot with isotopic values ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) measured on bedrock, late cements, clasts and matrix for Roc Pointu and Estagel outcrops in the Bas Agly syncline. ; **G)** Cross-plot with isotopic values ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) measured and interpretation of Jurassic breccias (Jbr) and **H)** of Oligocene conglomerates and breccia deposits (Oobr) in the Bas Agly syncline. The marine LMC box of the latest Jurassic shallow-water (after [Veizer et al., 1999](#)).

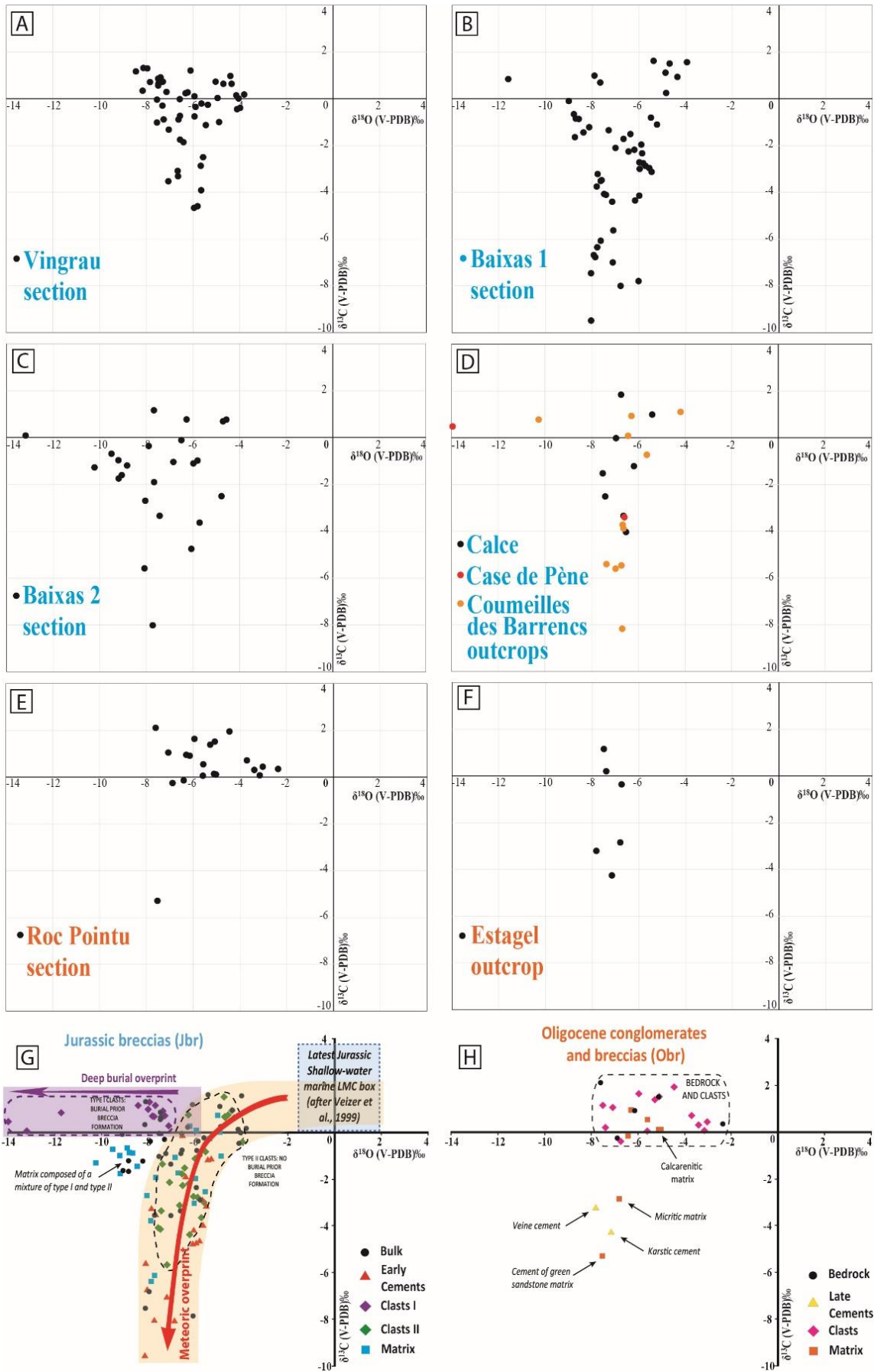


Figure 7.12.

The petrographic and stable isotope studies suggest therefore the following scenario: the type II clasts and the matrix have formed during a middle to late Jurassic stage of subaerial exposition. The acquisition of a meteoric signature may have been acquired during the formation of the clasts and/or during or shortly after the deposition of the breccia in a subaerial environment. Cementation occurred early after the breccia deposition in shallow meteoric environments.

7.2.4.4.2. Oligocene conglomerates and breccias (Ocbr)

The isotopic compositions for the 27 analyzed samples from bedrock, clasts, matrix and late cement (Vein, Karst) for Roc Pointu section and Estagel outcrop in the Bas Agly syncline are given in [Tables 7.2](#) as well as in [Figure 7.12 E, F](#). The oxygen-isotope signal of the bedrock samples oscillates between -2.36‰ and -7.60‰ and the carbon-isotope values vary between 2.11‰ and -0.25‰. In the clasts samples, the $\delta^{18}\text{O}$ values range from -7.07‰ to -7.48‰ while the $\delta^{13}\text{C}$ values vary between 1.06‰ and -0.38‰. The cements exhibit values ranging from -7.15 and 7.80‰ in $\delta^{18}\text{O}$, and from -3.20 to -4.25‰ in $\delta^{13}\text{C}$. On the other hand, the matrix samples show isotopic compositions varying between -5.02‰ and -7.52‰ for $\delta^{18}\text{O}$ and between 0.96‰ and -5.26‰ for $\delta^{13}\text{C}$.

The $\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{18}\text{O}$ plot ([Figure 7.12H](#)) clearly shows that the values from the Mesozoic bedrock and clast samples are identical, which means that the source of the clasts is very local and comes from the bedrock, which is confirmed by macroscopic and microscopic observations. When the matrix is made of mixture of silt-to-sand sized carbonate microclasts, its isotopic signature is also similar to that of the bedrock thus suggesting the same Mesozoic origin for the clasts. In contrast, the significantly negative $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values of micritic matrix suggest they from a meteoric water, within a paleosol or in a continental environment. Finally, the sparry calcite cements occluding the intergranular pore space in green sand matrix as well as those infilling karsts exhibit a strongly $\delta^{13}\text{C}$ depleted signature suggesting a formation in a meteoric vadose environment.

7.2.4.5. Geochronological Data

In this section, we present eleven U-Pb dates obtained for various carbonate phases from the Jurassic breccias (Jbr) ([Table 7.3](#)). Unfortunately, no U-Pb age could be obtained for the Oligocene conglomerate and breccia deposits (Ocbr), from the Roc Pointu quarry and the Estagel outcrops.

Table 7.3. Sample location, rock type, diagenetic stages dated, and date obtained. See 4.2.1 section for the diagenetic features (m1: micrite infill; NFC2: Non ferroan blocky calcite; m2: geopetal infill of first generation of karst; m2’: another generation of karst, not mentioned in the paragenesis of the Jbr deposits; Cement 1: spar calcite filling the interclastic space (matrix) of a tectonic breccia).

Sampling Site	Sample	Rock type	Matrix/Clast /Vein	Diagenetic phases	Date (Ma)
Baixas quarry (B1 section)	B1-Jbr1	Sedimentary	Matrix	m1	85.5±8.5
	B1-Jbr2	breccia	Matrix	m1	134.4±25.2
	B1-Jbr3		Matrix	m1	92.6±9.7
	B1-Jbr4		Vein	NFC2	78.2±3.9
Baixas marble quarry (B2 section)	B2-Jbr1	Sedimentary	Clast	Cement	109.5±27.4
	B2-Jbr1(a)	breccia	Matrix	m1	88.7±5.3
	B2-Jbr1(b)		Matrix	m1	103.4±8.6
	B2-Jbr2	Karstic breccia	Matrix	m2	82.6±3.3
1 km south of quarries from Baixas municipality	B-Tbr1	Tectonic breccia	Matrix	Cement	69.4±4.9
2 km south of Cases-de-Pène municipality	CP-Jbr1	Sedimentary breccia	Matrix	m1	88.3±3.1
Northeast of Calce municipality	C-Jbr1	Karstic breccia	Matrix	m2’	63.1±4.8

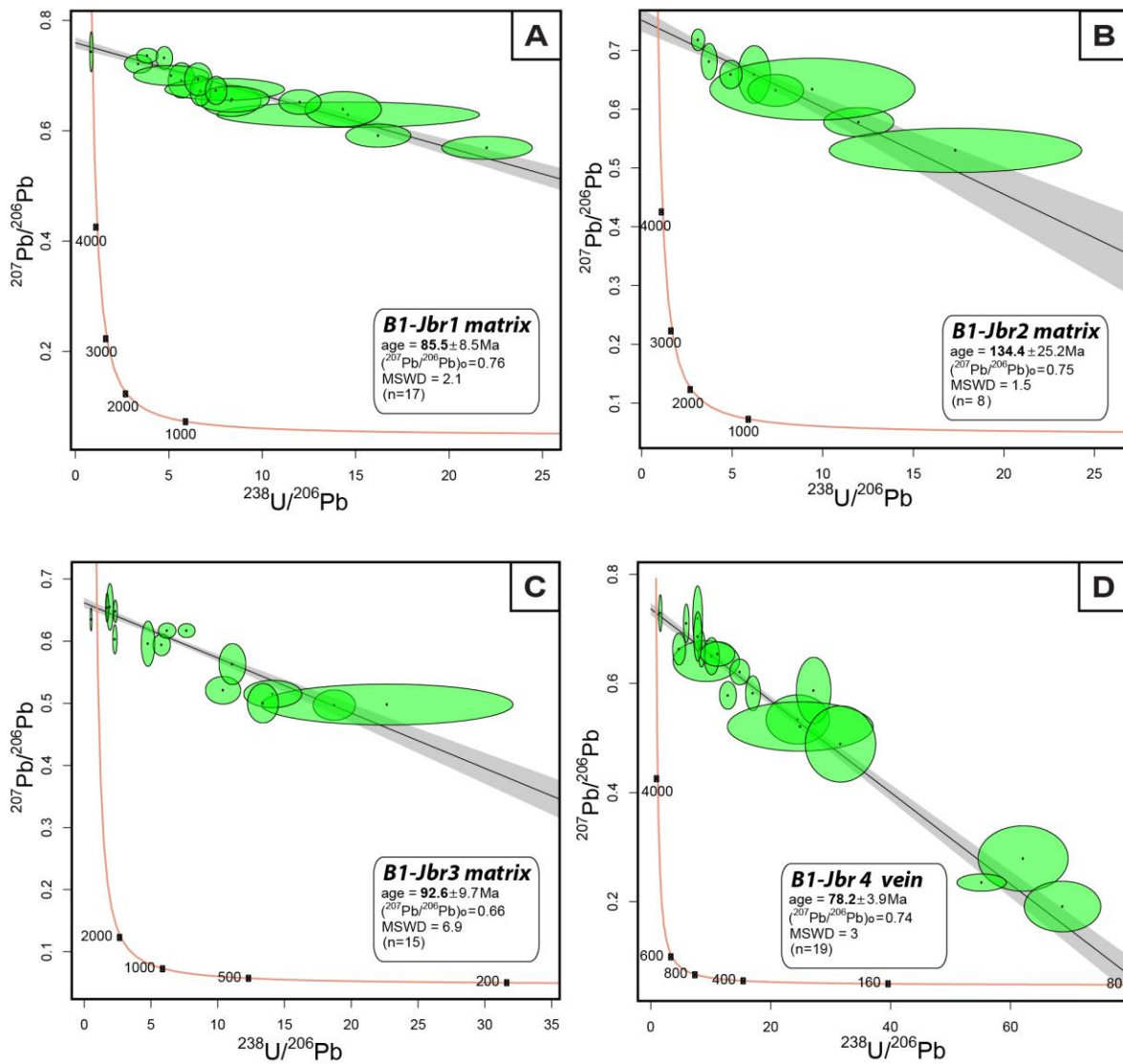


Figure 7.13. Concordia diagrams for samples of Baixas 1 sections. A, B and C) Tera–Wasserburg diagrams for micrite (m1) from samples B1-Jbr, B1-Jbr2 and B1-Jbr3; D) Tera–Wasserburg diagram for calcite cement of vein from sample B1-Jbr4.

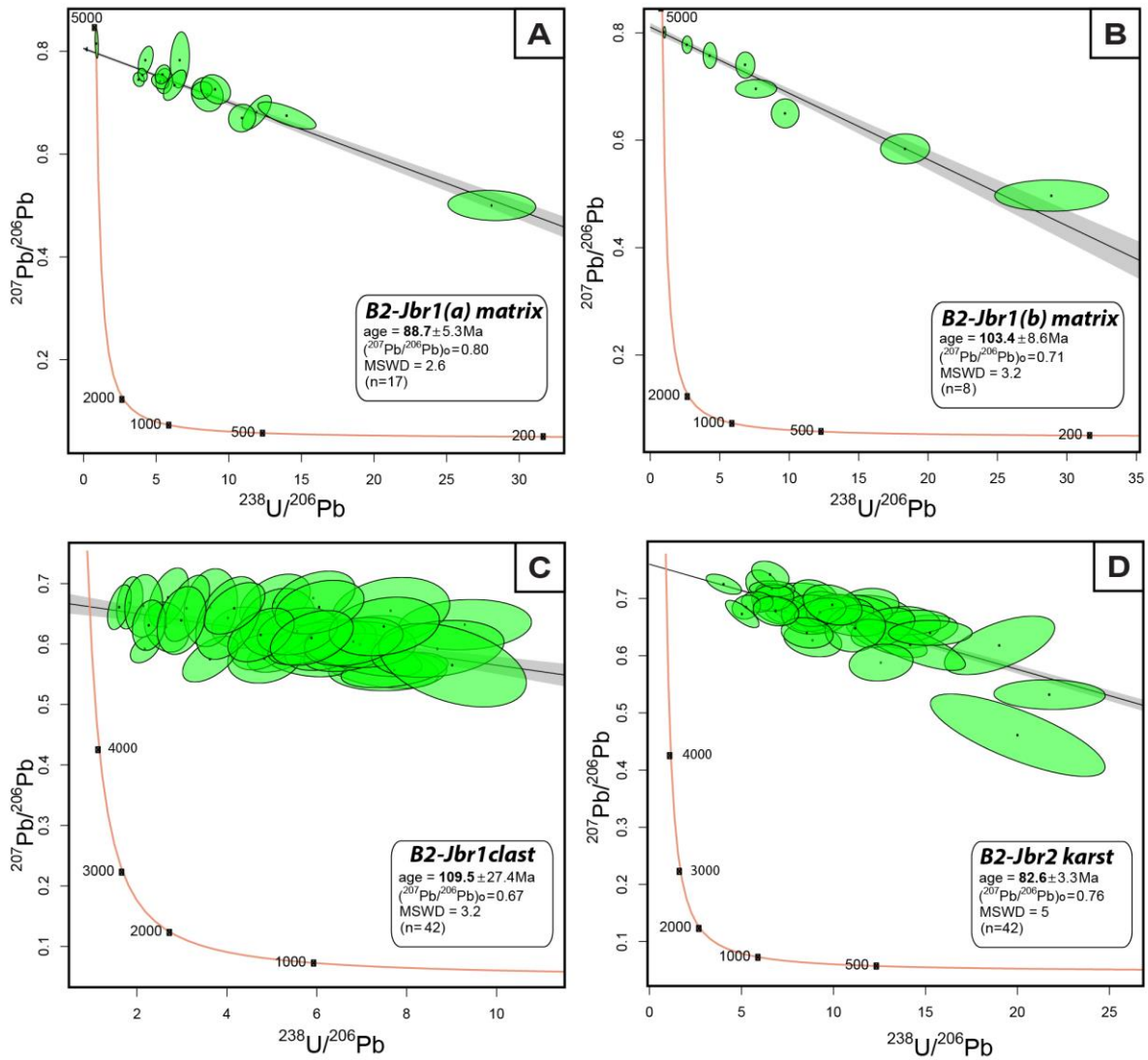


Figure 7.14. Concordia diagrams for samples of Baixas 2 sections. **A** and **B** Tera–Wasserburg diagrams for micrite (m1) from samples B2-Jbr1; **C**) Tera–Wasserburg diagram for calcite cement of clast from sample B1-Jbr1; **D**) Tera–Wasserburg diagram for micrite (m2) from sample B1-Jbr1, sampled from the first generation of karst crosscutting Jbr deposits.

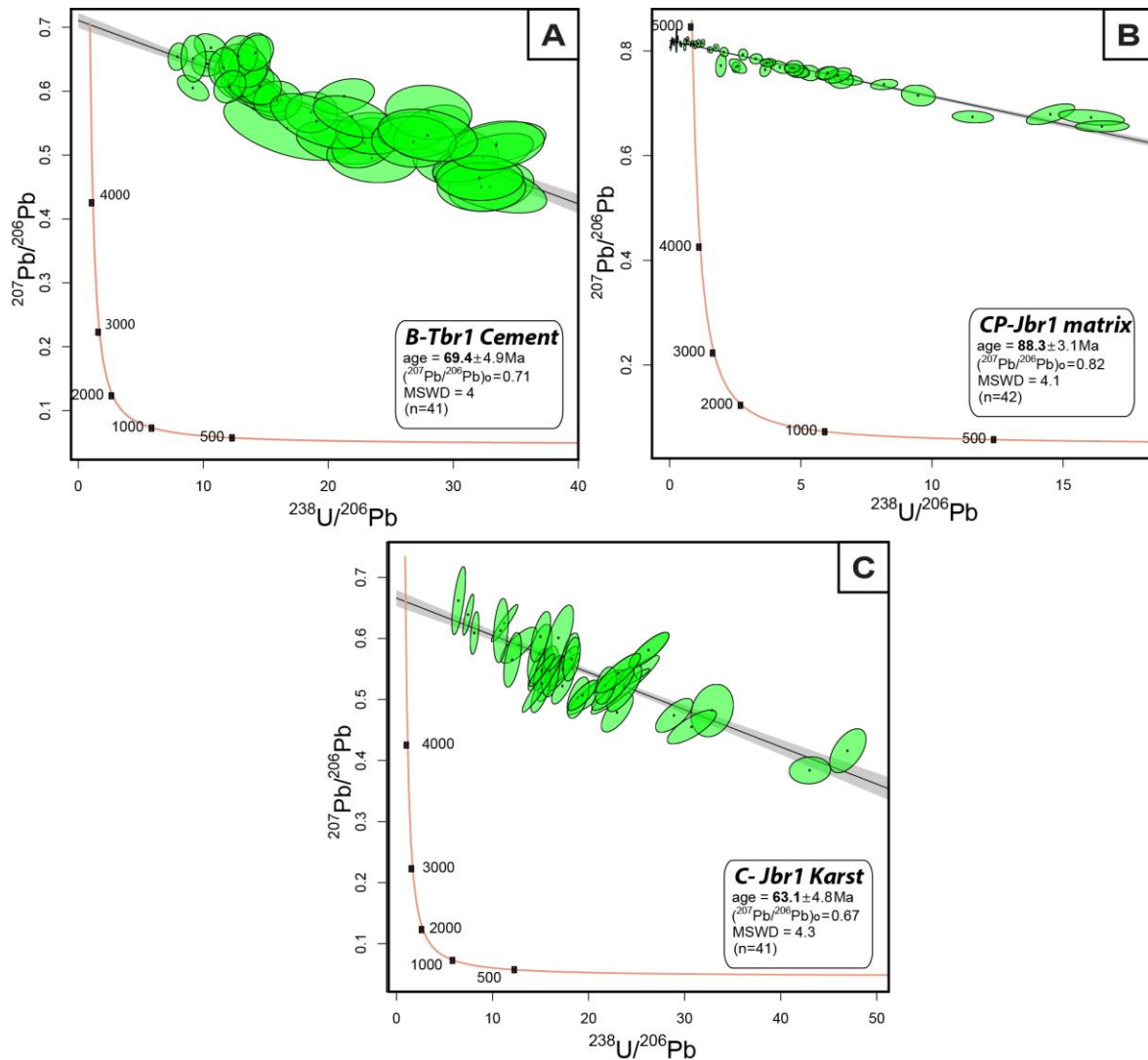


Figure 7.15. Concordia diagrams for samples of Baixas, Calce and Case-de-Pène outcrops. **A)** Tera–Wasserburg diagrams for sparitic calcite filling the matrix of a tectonic breccia, from samples B-Tbr1 collected 1 km south of quarries from Baixas municipality; **B)** Tera–Wasserburg diagram for micrite (m1) from sample CP-Jbr1 sampling in Case de Pène outcrop; **D)** Tera–Wasserburg diagram for micrite (m2’) from sample C-Jbr1, sampled from a later karst feature crosscutting Jbr deposits, not mentioned in the paragenesis of the Jbr deposits.

The measured isotopic ratios for Jbr samples, plot along isochrons in the Tera-Wasserburg diagrams, with variable initial $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ composition between 0.66 and 0.82. They yield U-Pb dates between 134.4 ± 25.2 Ma to 63.1 ± 4.8 Ma (Figures 7.13, 7.14, 7.15 and 7.16). Three different date groups can be evidenced (Figure 7.16A):

- Group I: represented by sample B1-Jbr2 with a Late Jurassic to Early Cretaceous date measured on the micritic matrix (134.4 ± 25.2 Ma).
- Group II: represented by i) samples (B1-Jbr1, B1-Jbr3, B2-Jbr1(a), B2-Jbr1(b) and CP-Jbr1) measured on the micritic matrix of Baixas sections (1 and 2) and Case-de-Pène outcrop; and by ii) sample B2-Jbr1 calculated on the clast of breccia. These samples yield dates ranging from Early Cretaceous to Late Cretaceous (109.5 ± 27.4 Ma to 85.5 ± 8.5 Ma).
- Group III: represented by samples (B2-Jbr2, B1-Jbr4, B-Tbr and C-Jbr1) measured on the karst micritic matrix or on cement (vein or matrix of tectonic breccia) displaying Late Cretaceous dates ranging from 82.6 ± 3.3 Ma down to 63.1 ± 4.8 Ma.

The group I likely corresponds to the age of deposition of breccia during the Late Jurassic to Early Cretaceous extension (Figure 7.16B). In the class II, the dates measured on the matrix of Jbr are consistent with the period of intense metasomatic activity (talcification, albitization) from 117 to 92 Ma (Moine et al., 1989; Schärer et al., 1999; Boulvais et al., 2006, 2007; Poujol et al., 2010; Fallourd et al., 2014; Boutin et al., 2016) and with the HT/LP regional metamorphism whose age ranges from 110 to 85 Ma (see synthesis of Clerc, 2012). Additionally, U/Pb dating of clasts from B2-Jbr1 sample yielded a comparable date (109.5 ± 27.4 Ma), which suggests that such late Early Cretaceous to Late Cretaceous dates reflects the Pyrenean thermal event (Figure 7.16B) and not the age of deposition of the breccia. As evidenced by the petrographic analysis, this major thermal event in the Pyrenees affected the matrix, cements and clasts of the breccia during their evolution and probably caused an opening of the U/Pb system leading to a reset of the age. The dates measured in the class III corresponds to the age of the cements occluding the veins and the interclastic space of the tectonic breccias which formed during a period of Pyrenean collision and the age of the karstic infill related to uplift and exhumation of Jurassic breccias.

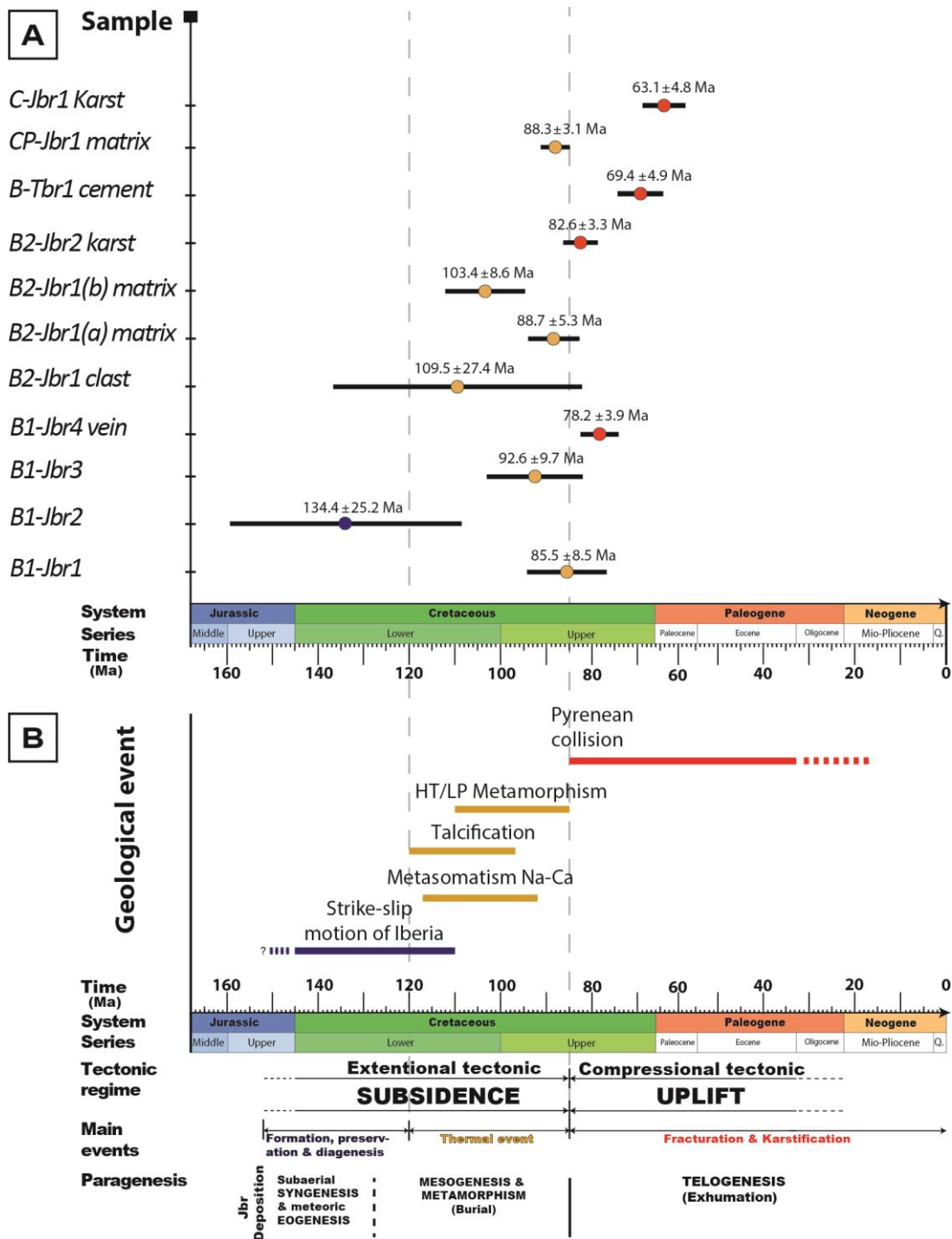


Figure 7.16. A) U-Pb age obtained from samples of Jurassic breccia deposits (Jbr), positioned on a geological time scale, B) Diagram showing the main geological events in the Pyrenees: i) strike-slip motion of Iberia between Tithonian (Iberia dashed) and Albian times (Iberia solid) followed by orthogonal stretching (145 to 110 Ma, Jammes et al., 2009); ii) albitization and sodic-calcic metasomatism of rocks of variable nature with ages ranging from 117 to 92 Ma (Boulvais et al., 2007; Poujol et al., 2010; Fallourd et al., 2014; Boutin et al., 2016); iii) widespread talc/chlorite ore deposits (Moine et al., 1989; Boulvais et al., 2006, 2016; Boutin et al., 2016).

al., 2016) with a mineralization age of **120–97 Ma** (Schärer et al., 1999; Boutin et al., 2016); iv) HT/LP metamorphism, ages ranging from **110 to 85 Ma** (see synthesis of Clerc, 2012); v) Pyrenean collision, **85 Ma** (e.g., Jammes et al., 2009; Sibuet et al., 2004) to **16 Ma** (Parizot et al., 2021).

7.2.5. DISCUSSION: Geological evolution of NE Pyrenees

The results obtained from these petrographic, diagenesis, stable isotopes and U/Pb studies allow to propose a model for the deposition of the breccias encountered around the Late Jurassic-Early Cretaceous boundary in the region of Rivesaltes/Saint-Paul-de-Fenouillet as being related to the first stage of lithospheric extension and the destabilization of the normal fault uplifted footwall (Figure 7.17A). The Upper Jurassic breccias have been attributed to rockfall and rockslide processes generated fault bedrock failure and are representative of the subaerial colluvial fan deposit (Kernif et al., 2022). The breccias are deposited at the base of the slope created by the normal fault and therefore fill accommodation space created on the subsiding hanging wall. Subsidence of the hanging wall during the sedimentation of the breccias is a key parameter controlling their preservation and preventing the reworking of the clasts. In subsiding areas, new layers of breccias rapidly cover the breccia deposits thus preventing the clasts from acquiring a rounded shape (Kernif et al., 2022).

During the Late Cretaceous to Eocene compression phase and the formation of the Pyrenees the North Pyrenean Zone played the role of a fold-and-thrust belt where the relief created during shortening has been eroded while the sediments have been preserved and deposited in front of the foreland deformation. In the case of the northern Pyrenees the zone of preservation and sedimentation is the Aquitaine Basin (Figure 7.17B). In the zone of the Bas Agly syncline no sediment of Late Cretaceous to Eocene age was preserved, even at the base of the thrust separating the Bas Agly syncline from the Saint Paul de Fenouillet syncline. In the region, the only sediments deposited during the compressional phase occur in the Pech Marty Formation (Charrière and Durand-Delga, 2004), Garumnien in age (Casteras et al., 1967), and preserved by the North-Pyrenean Front in the vicinity of Cucugnan (Northern flank of the Saint Paul de Fenouillet syncline). The Pech Marty Formation, with a thickness of 100 to 150 m, is made of conglomerates, alternating with siltstones and freshwater limestones, whose clasts consist of well-rounded pebbles, centimetre to decimetre sized, mainly derived from Albian glauconitic

calcareous sandstones, from limestones pebbles originated from Lower Cretaceous beds and more rarely from Upper Jurassic sediments and Liassic dolomites, thus suggesting a North-Pyrenean Zone provenance of the pebbles ([Charrière and Durand-Delga, 2004](#)).

The sediments preserved on the southern flank of the Bas Agly syncline are sedimentary pseudo breccia whose pebbles provenance is very local (southern flank of the Bas Agly syncline), while fine quartz grains are more allochthonous (Mouthoumet Massif). Along or not far from the Verdoube valley, from Tuchan, Paziols and Estagel localities, to the east of Cases de Pène (outlet of the Agly valley), Oligocene alluvial deposits are preserved in a paleovalley (Rivesaltes map, [Fonteilles et al., 1993](#)). These deposits exhibit the same types of quartz as those forming the distal deposits of the pseudo breccias. The pseudo breccias correspond to proximal alluvial fan preserved on the border of the alluvial plain during the Oligocene ([Figure 7.17C](#)). This is consistent with previous interpretations of carbonate breccias which pass laterally into fluvial rolled pebbles near Tautavel ([Calvet et al., 1991](#)). The preservation of these deposits from Oligocene to lower Miocene is favored by the creation of the small extensional basins of Paziols, Tautavel and Estagel ([Calvet et al. 1991](#)). Such a preservation of Oligocene and Miocene deposits in the eastern Pyrenees and western Gulf of Lion is associated with the opening of extensional basins during convergence of Africa and Europe (e.g., [Seranne et al., 1999](#); [Mauffret et al., 2001](#)). In the same time, at the base of the Oligocene (Rupelian) and at the base of the Miocene (Aquitanian) a sea-level rise ([Hardenbol et al., 1997](#)) may have favor the preservation of a proximal alluvial system. As a consequence, the preservation of the lower Oligocene and lower Miocene may have been favored by both subsidence created during basin extension, and by sea-level rise.

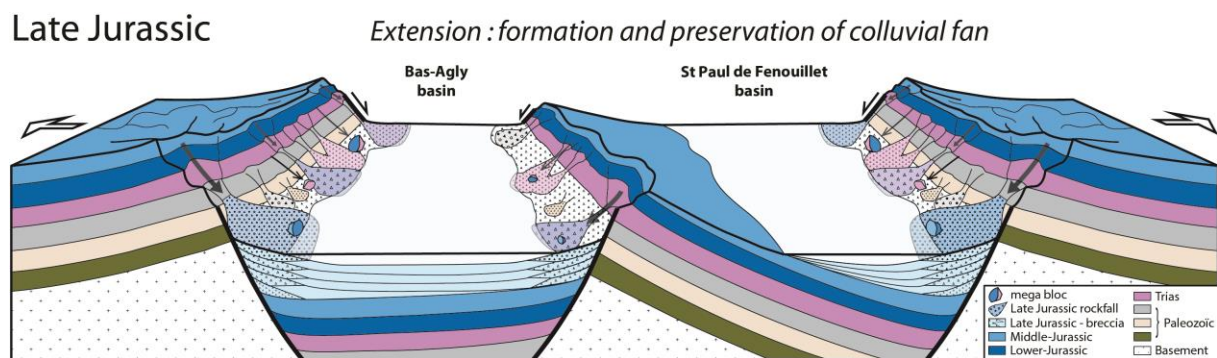
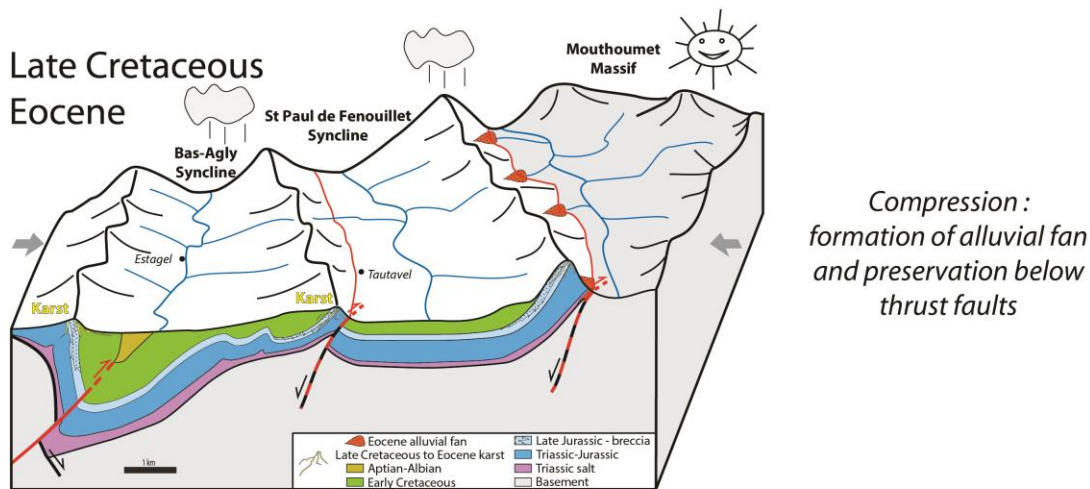
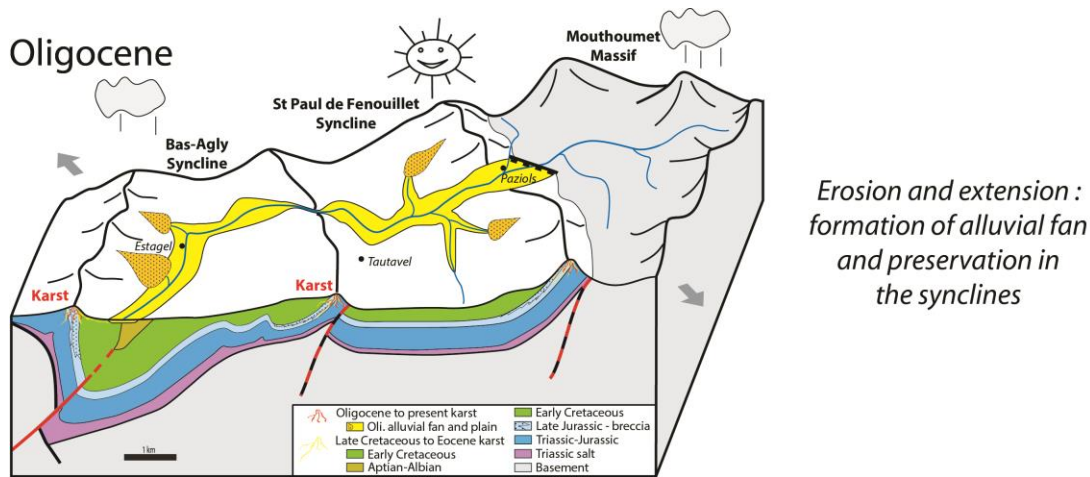


Figure 7.17. Geological evolution model of the Bas Agly and St Paul de Fenouillet basins (Late Jurassic to Oligocene).

7.2.6. CONCLUSIONS

1) Based on new sedimentological, petrographical, geochemical, and U-Pb geochronological data from breccias of the Bas Agly syncline, previously described as Eocene breccias ebr, two distinct breccia deposits of different ages, can be distinguished: (i) breccia deposits (colluvial fan) of Jurassic age (Jbr) related to the first stage of lithospheric extension

and destabilization of the uplifted footwall of a normal fault and (ii) conglomerate and breccia deposits of Oligocene age (Ochr) and corresponding to a preserved proximal alluvial fan on the edge of an alluvial plain.

2) The petrographic analysis of Jbr deposits show that the slope deposits (rockfall and rockslide) composed of clasts with carbonate lithologies can undergo syn- and early diagenetic processes in a meteoric environment, prior to burial (mesogenesis and metamorphism) and/or the later exhumation (telogenesis). In addition, when syn- and early diagenetic phases were not affected by a thermal event (metamorphism or metasomatism), U-Pb dating of these meteoric carbonate cements allows constraining the age of rockfall and rockslide events. On the other hand, when this thermal event affects the matrix, cements and clasts of the breccia, the opening of the U/Pb system led to a reset of the age.

3) This study shows that various markers of Pyrenean HT/LP metamorphism and metasomatism are present within the matrix and in the clasts from breccias of the Bas Agly syncline. The recrystallized calcite and the neogenetic minerals (scapolite, quartz, pyrite, talc, mica and potassium feldspar), crosscut the depositional micrite and the last phases of cementation, thus suggesting that the breccia deposited prior to the Albo-Cenomanian regional metamorphic phase which supports our interpretation of an interstratified sedimentary breccia of Late Jurassic age.

Acknowledgements

This work was based on studies carried out in and samples taken mainly in the Vingrau (OMYA) and Baixas (Lafarge) quarries in the Bas Agly syncline. We would like to thank Xavier Lecoq for the preparation of the thin sections, Nils Andersen for the geochemical analysis (Kiel University), Philippe Léonide and Alain Tonetto for their assistance concerning the petrographic analysis of the samples in cathodoluminescence and SEM, respectively (Aix-Marseille University). We would like to thank also Pavel Pitra for greatly discussions for metamorphic minerals (Rennes 1 university).

Chapitre VIII

DISCUSSION

8. Discussion

8.1. Relations entre l'organisation spatiotemporelle des brèches et la déformation

Au cours de la déformation en régime extensif, le compartiment supérieur (*hangingwall*) de la faille normale s'affaisse tandis que son compartiment inférieur (*footwall*) est soulevé, favorisant ainsi l'élévation progressive du relief et création d'une topographie importante. Avec le temps, ce relief local devient instable puis s'effondre, produisant d'importants éboulements et glissements de terrain. Une succession dans les unités de brèches indique une arrivée graduelle de clastes provenant des reliefs progressivement exhumés du compartiment inférieur (eg., [Figures 5.7. et 5.9.](#)). La source des clastes d'une coulée de débris peut provenir à la fois du compartiment inférieur soulevé et, en partie, de la zone proximale des dépôts de la brèche. Le pendage maximal initial des dépôts est d'environ 30-35°. Le rejet progressif de la faille déforme les dépôts proches de la faille, ces dépôts présentent alors un pendage de 50° à 60°. L'ordre d'arrivée des différents clastes dans le bassin sédimentaire est lié à l'exhumation (*Uplift*) successive des différentes unités sources le long d'une structure tectonique (dans cette étude, une faille normale). Cet ordre correspond à une séquence d'*unroofing* ([Colombo, 1994](#)) qui est utilisée pour mettre en évidence la déformation graduelle du bassin. Dans notre étude, les dépôts dérivés du démantèlement des roches du compartiment inférieur de la faille sont représentés par des brèches sédimentaires avec des clastes très anguleux montrant une séquence d'*unroofing* avec une distribution normale de l'arrivée des clastes (eg., [Figures 5.7. et 5.9.](#)) par rapport à la source (voir [Colombo, 1994](#)). Cela signifie que les processus d'éboulement et de glissement rocheux sont actifs pendant toute la période d'activité de la faille normale et que la sédimentation et la préservation des brèches sont syn-tectoniques ([Figure 5.7.](#)). Les brèches de chutes de pierres (*Rockfall*) et d'éboulements (*Rockslide*) semblent être contemporains (syn-cinématiques) avec le mouvement sur les failles normales et sont liées à de l'extension.

Dans l'étude de cas mésozoïque (synclinal de Bas Agly), plus précisément dans la carrière de Baixas, la faille qui sépare les brèches de son substratum (carbonates du Jurassique), et les couches de carbonate situées stratigraphiquement juste en dessous de cette faille présentent une déformation typique de type boudinage conforme à un régime tectonique extensif ([Figures 5.8C et 5.9.](#)) (e.g., [Goscombe et al., 2004](#)). Par conséquent, nous interprétons cette faille comme une paléo-faille normale. Dans les Pyrénées, après la phase extensive du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur, la fin du Crétacé supérieur et le Tertiaire sont caractérisés par une compression-transpression (e.g., [Choukroune, 1976](#) ; [Bessière et al., 1989](#) ; [Sibuet et al., 2004](#)

; Ford et Vergés, 2020 ; Ducoux et al., 2021 ; Calvet et al., 2021). Par conséquent, les premières failles créées pendant l'extension sont difficiles à retrouver sur le terrain car la plupart de ces failles normales ont ensuite été réactivées en failles inverses (Figure 5.8A) pendant la compression et l'inversion du bassin (e.g., Nalpas et al., 1995). La faille, associée à la zone de boudinage, que nous interprétons ici comme une faille normale correspond à une zone de déformation précoce de la marge du bassin, en contexte extensif. Dans un tel contexte tectonique en extension, d'importantes coulées sédimentaires gravitaires se forment et les brèches résultantes s'accumulent sur le compartiment supérieur subsident de la faille normale.

Par conséquent, la nature principalement subaérienne des brèches suggère des stades de remplissage instantané de l'espace subaquatique pendant les événements de flux gravitaires, tandis que les carbonates subaquatiques peu profonds intercalés indiquent des transgressions résultant des variations de subsidence du bassin et/ou de pulsations eustatiques. De plus, une activité accrue des failles peut avoir favorisée le déclenchement de flux gravitaires et le dépôt subséquent de brèches, tandis que la sédimentation carbonatée autochtone peut avoir prévalu pendant les périodes de quiescence et de calme tectonique. Les variations de la pente des compartiments soulevés au cours du temps sont un autre facteur possible favorisant les périodes de déstabilisation des pentes et le dépôt de brèches sédimentaires.

De plus, il n'est pas rare de trouver une désorganisation des unités de brèche ; ceci est directement lié au mouvement de la faille normale qui augmente progressivement le pendage des couches de brèches et favorise le glissement intraformationnel de ces couches sur la pente (Figure 5.12.). Il est très important de prendre en compte le glissement des couches de brèches dans un système colluvial car ce glissement interne (ou glissements colluviaux ; Blair et McPherson, 1994a, b) peut désorganiser la stratification ; de plus, il peut créer des géométries spécifiques telles que des *onlaps* autour des blocs et produire des déformations dans les couches de brèches qui pourraient être interprétées à tort comme des déformations tectoniques régionales. Ces glissements internes (Figure 5.12.) consistent en des masses intactes de colluvions préexistantes déstabilisées qui se déplacent vers le bas de la pente le long d'un niveau de décollement (Varnes, 1978 ; Bovis, 1986 ; Cronin, 1992). Les glissements colluviaux ou glissements internes sont plus souvent initiés par l'apport de précipitations lorsque les sédiments sont significativement saturés en eau (Caine, 1980 ; Ellen et Fleming, 1987 ; Reneau et al., 1990).

8.2. Processus de formation et de préservation des brèches sédimentaires dans les bassins extensifs

Les brèches sont déposées à la base de la pente créée par la faille normale et remplissent donc le compartiment supérieur de la faille (*Hangingwall*), qui représente une zone de subsidence. La subsidence pendant la sédimentation des brèches est un paramètre clé qui contrôle leur préservation et empêche le remaniement des clastes. Dans les zones de subsidence, les dépôts de brèches sont rapidement recouverts par de nouvelles couches de brèches et les processus de surface n'ont pas le temps de transporter et d'émousser les bords des clastes. Ce n'est pas le cas des brèches de talus-sans-pente, où elles sont rarement préservées puisque les failles normales sont absentes (eg., [Sanders et al., 2009](#) ; [Sanders, 2010](#)).

De plus, dans un système extensif, semblable à un rift, les rivières coulent dans une direction opposée au rift au début de l'extension et les bassins versants orientés vers le rift sont très petits ou inexistants ([Figure 8.1A](#)), contrairement aux systèmes compressifs où les bassins versants sont très bien développés dans la zone soulevée, et dont les rivières coulent toutes vers le bassin compressif. Des études récentes sur les bassins extensifs ont montré qu'un bilan positif précipitation-évaporation (P-E) prédominant sur l'escarpement, tandis qu'un déficit P-E se produit fréquemment sur le plancher du rift (e.g., [Bergner et al., 2009](#)). Par conséquent, le long des frontières du rift, le transfert de masse est lié aux processus d'effondrement tels que les chutes de pierres et les éboulements et domine vers le bassin dans la direction opposée au drainage principal ([Figure 5.13. et 8.1A](#)).

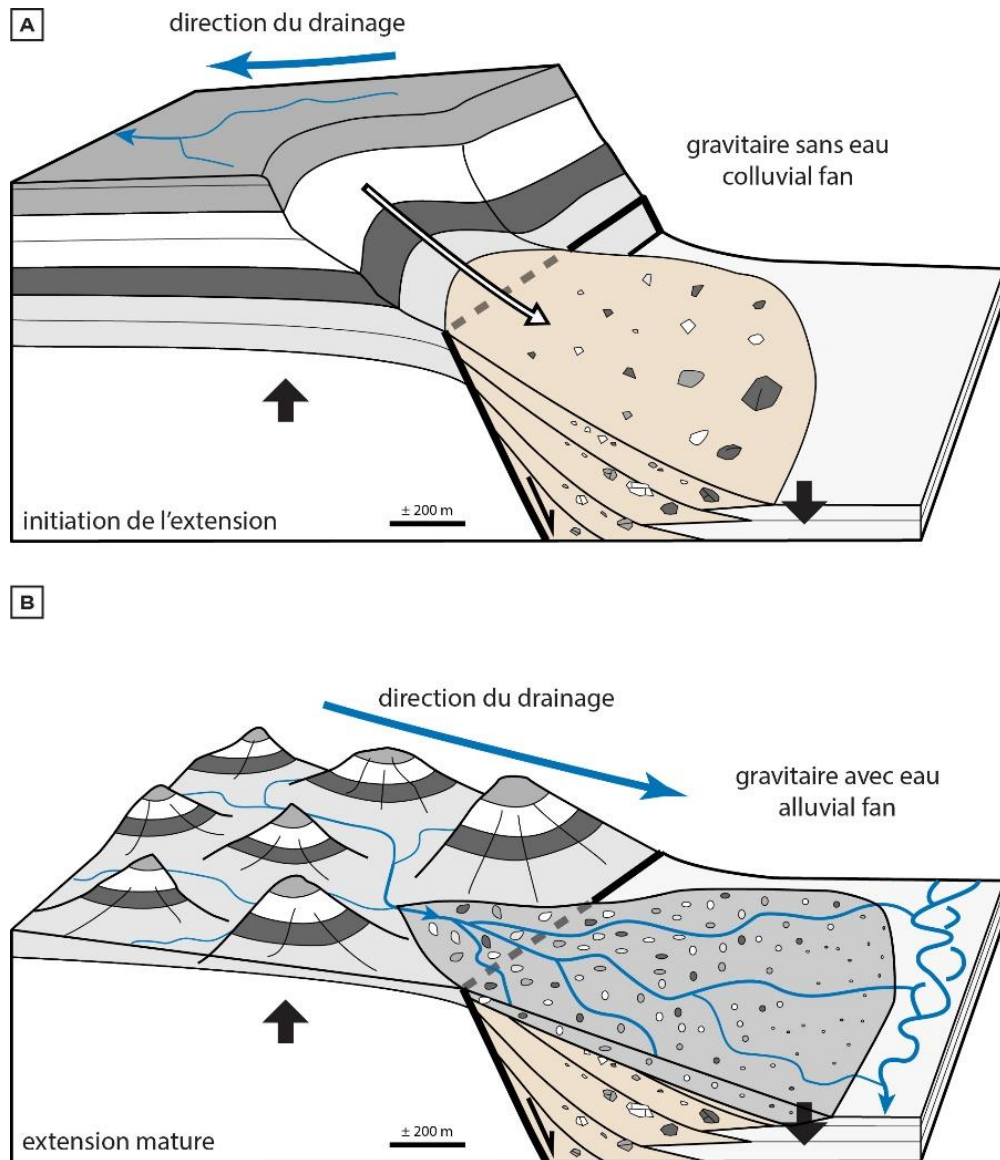


Figure 8.1. Blocs diagramme schématique montrant les stades d'évolution d'un **A)** système gravitaire sans eau de cône de colluvions (*colluvial fan*) pendant l'initiation de l'extension à un **B)** système gravitaire avec eau de cône alluvial (*alluvial fan*) pendant l'extension mature.

Ces brèches se déposent au début de la déformation en extension, et les paramètres nécessaires à la production et à la préservation des brèches sédimentaires sont réunis, à savoir : i) le soulèvement du compartiment inférieur de la faille normale, qui crée une topographie importante, ii) la subsidence rapide du compartiment supérieur, iii) l'effondrement de la topographie, dans la direction de la base de la pente de la faille normale, et iv) la préservation rapide pour éviter le remaniement des clastes par le système de drainage. Les brèches sédimentaires déposées au pied des failles normales pendant le début de l'extension sont documentées dans de nombreux endroits, comme par exemple dans le système alpin durant le Jurassique (e.g. Eberli, 1988 ; Conti et al., 1994 ; De Graciansky et al., 2011 ; Masini et al.,

2011 ; Ribes et al., 2019a ; Ribes et al., 2019b). Par conséquent, les brèches sédimentaires correspondent à des dépôts syn-tectonique pendant le premier stade de la formation des bassins extensifs qui favorisent à la fois la création et la préservation des brèches sédimentaires. Les brèches sédimentaires peuvent être considérées comme caractéristiques de l'extension continentale.

Après le dépôt et la préservation des brèches, la topographie du bloc inférieur de la faille normale évolue et diminue progressivement avec l'augmentation de la taille des bassins versants orientés vers le rift. A un certain stade de l'évolution morphotectonique du bassin extensif, le flux sédimentaire provenant des bassins versants orientés vers le rift devient plus important que les chutes de pierres ou les éboulements et les dépôts de surface des brèches sont remaniées, érodées et remplacées par des conglomérats de systèmes de cônes alluviaux, qui recouvrent les brèches en discordance (Figure 8.1B).

8.3. Une phase tectonique extensive précoce au Jurassique supérieur dans la ZNP

Alors que la plupart des brèches ont été associées à l'épisode d'extension lithosphérique du Crétacé inférieur de l'Aptien à l'Albien (e.g., Choukroune, 1973 ; Clerc et al., 2012), Le présent travail démontre que les brèches sédimentaires rencontrées sur les deux flancs du synclinal du Bas Agly sont liées à la déstabilisation du compartiment inférieur des failles normales créées lors de l'extension au Jurassique supérieur.

Cette extension lithosphérique fragile en surface d'âge Jurassique est cohérente avec la reconstruction géodynamique décrite par Péron-Pinvidic et al. (2007) et Jammes et al. (2009). Les structures créées lors de cette première phase d'extension jurassique servent de guide pour l'extension du Crétacé inférieur, qui est décrite comme étant associée à une température élevée et à un boudinage lithosphérique et, par conséquent, à une déformation plus ductile à l'échelle de la lithosphère (e.g., Clerc et al., 2016 ; Lagabrielle et al., 2016).

Cette extension jurassique naissante préfigure l'extension durant le Crétacé inférieur dans toute la zone nord-pyrénéenne. Certaines des failles normales créées lors de l'extension jurassique sont certainement réactivées lors de l'extension durant le Crétacé inférieur (d'âge albo-aptienne).

8.4. Évolution géodynamique du bassin du Bas Agly du Jurassique supérieur à l'Oligocène

Les résultats de la pétrographie, de la diagenèse, des isotopes stables et des datations U/Pb permettent d'interpréter les brèches rencontrées autour de la limite Jurassique supérieur-Crétacé

inférieur dans la région de Rivesaltes, Saint-Paul de Fenouillet comme étant liées aux prémices de l'extension lithosphérique du Crétacé inférieur dans la ZNP (Figure. 7.17A). Les brèches du Jurassique supérieur ont été attribuées à des processus d'éboulement et de glissement rocheux générés par la rupture du substratum de la faille et sont représentatives du dépôt colluvial subaérien (cf. Chapitre V).

Pendant la phase de compression du Crétacé supérieur à l'Éocène et la formation des Pyrénées, la zone nord-pyrénéenne a joué le rôle d'une ceinture de plis et de chevauchements où les reliefs créés pendant le raccourcissement ont été érodés tandis que les sédiments ont été préservés et déposés devant la déformation de l'avant-pays. Dans le cas des Pyrénées septentrionales, la zone de préservation et de sédimentation est le bassin d'Aquitaine (Figure. 7.17B). Dans la zone du synclinal du Bas Agly, aucun sédiment d'âge Crétacé supérieur à Eocène n'a été préservé, même à la base du chevauchement séparant le synclinal du Bas Agly du synclinal de Saint Paul de Fenouillet. Dans la région, les seuls sédiments déposés pendant la phase de compression se trouvent dans la formation de Pech Marty (Charrière et Durand-Delga, 2004), d'âge Garumnien (Casteras et al., 1967), et qui sont préservés par le Front Nord-Pyrénéen à proximité de Cucugnan (flanc Nord du synclinal de Saint Paul de Fenouillet). La formation de Pech Marty, d'une épaisseur de 100 à 150 m, est constituée de conglomérats, alternant avec des silts et des calcaires d'eau douce, dont les clastes sont constitués de galets bien arrondis, de taille centimétrique à décimétrique, provenant principalement de grès calcaires glauconieux de l'Albien, des galets calcaires provenant de lits du Crétacé inférieur et plus rarement de sédiments du Jurassique supérieur et de dolomies liasiques, suggérant ainsi une provenance de la zone nord-pyrénéenne des galets (Charrière et Durand-Delga, 2004).

Les sédiments conservés sur le flanc sud du synclinal du Bas Agly sont des pseudo-brèches sédimentaires dont la provenance des galets est très locale (flanc sud du synclinal du Bas Agly), alors que les grains fins de quartz sont plus allochtones (Massif de Mouthoumet). Le long ou non loin de la vallée du Verdoube, à partir des localités de Tuchan, Paziols et Estagel, à l'est des Cases de Pène (débouché de la vallée de l'Agly), des alluvions oligocènes sont conservées dans une paléovallée (carte de Rivesaltes, Fonteilles et al., 1993). Ces dépôts présentent les mêmes types de quartz que ceux formant les dépôts distaux des pseudo-brèches. Les pseudo-brèches correspondent à un cône alluvial proximal préservé en bordure de la plaine alluviale pendant l'Oligocène (Figure. 7.17C). Ceci est cohérent avec les interprétations précédentes de brèches carbonatées qui passent latéralement en galets roulés fluviaux près de Tautavel (Calvet et al., 1991). La préservation de ces dépôts de l'Oligocène au Miocène inférieur est

favorisée par la création des petits bassins en extension de Paziols, Tautavel et Estagel (Calvet et al. 1991). Une telle préservation des dépôts oligocènes et miocènes dans les Pyrénées orientales et l'ouest du Golfe du Lion est associée à l'ouverture de bassins d'extension pendant la convergence de l'Afrique et de l'Europe (e.g., Seranne et al., 1999 ; Mauffret et al., 2001). Dans le même temps, à la base de l'Oligocène (Rupélien) et à la base du Miocène (Aquitaniens), une élévation eustatique du niveau de la mer (Hardenbol et al., 1997) a pu favoriser la préservation d'un système alluvial proximal. Par conséquent, la préservation de l'Oligocène inférieur et du Miocène inférieur a pu être favorisée à la fois par la subsidence créée pendant l'extension du bassin et par l'élévation eustatique du niveau de la mer.

8.5. Formation et préservation des brèches en contexte compressif ?

Après la caractérisation des brèches sédimentaires préservées en système extensif, nous avons initié un nouveau chantier pour étudier les brèches préservées dans les systèmes compressifs en se focalisant sur un second système géologique pyrénéen ancien : le sud est des Pyrénées (Figure 8.2.). Les premières missions de terrains et les données antérieures sur le système compressif et des formations associées dans cette zone (e.g., Nalpas et al., 2003 ; Barrier et al., 2010 ; Barrier et al., 2013) révèlent des résultats préliminaires qui montrent que : i) dans le Sud Est des Pyrénées (secteur de Berga et de Sant Llorenç de Morunys - SLM), les dépôts sédimentaires syn-compression sont représentés par des cônes alluviaux formés presque exclusivement de conglomérats à éléments arrondis à subarrondis formant des poudingues. En revanche, associées aux grands chevauchements, des brèches semblent pouvoir se former sur de larges domaines au détriment des formations affectées par la déformation, ce qui correspondrait plus à des brèches de type tectoniques.

Le travail sur les brèches tectoniques a seulement été commencé, mais interrompu à cause de la crise COVID. Ce chantier sur les brèches en contexte compressif est une des perspectives de ce travail.

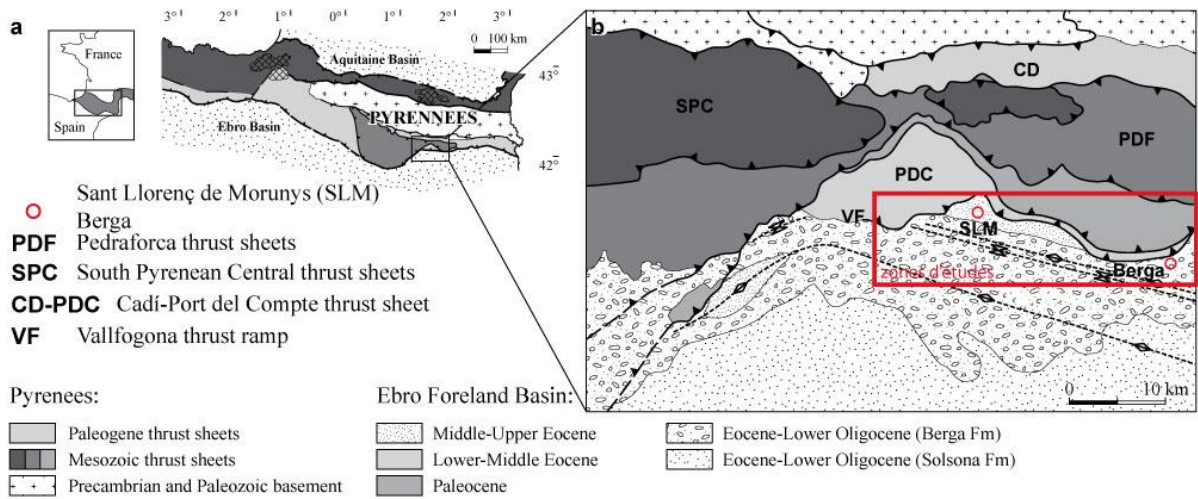


Figure 8.2. Carte de localisation de la zone d'étude du SE des Pyrénées. **A)** Schéma structural des Pyrénées ; **B)** carte géologique de San Llorenç de Morunys (modifiée d'après [Barrier et al., 2010](#)).

Chapitre VIII

Conclusions générales et perspectives

9. Conclusions générales et perspectives

9.1. La formation et la préservation des brèches sédimentaires

9.1.1. Relation déformation sédimentation

- Les brèches sédimentaires colluviales sont déposées et préservées le long de failles normales majeures pendant une phase d'initiation de l'extension. Les brèches sédimentaires colluviales sont donc liées à l'effondrement du relief soulevé (compartiment inférieur de la faille normale ou *footwall*) sur les terrains en subsidence (compartiment supérieur de la faille normale ou *Hangingwall*) de failles normales. La subsidence tectonique dans les systèmes extensifs actifs est rapide à très rapide (200 à 2000 m/Ma), elle permet un enfouissement et une préservation très rapide d'une grande quantité de brèches sédimentaires, empêchant ainsi le remaniement des clastes.
- Le mouvement de la faille normale et les processus sédimentaires actifs, favorisent les chutes de pierres (*Rockfall*), les éboulements et les glissements internes (*Rockslide*). Et la formation des brèches sédimentaires colluviales. Ces brèches colluviales présentent les caractéristiques suivantes : (i) des clastes anguleux à très anguleux de tailles variées (de granule > 2mm à des mégabloc de plusieurs mètres), (ii) d'origines diverses, (iii) organisés en unités massives (couches souvent indifférenciées) montrant un granoclassement inverse (*coarsening upwards*) avec (iv) des clastes de la taille de cailloux à galets près de la pente de la faille et des méga-clastes, tels que des gros cailloux et des blocs, loin de la pente. Cette organisation, où les clastes deviennent de plus en plus grossiers distalement, est contraire à ce que l'on trouve dans les systèmes de cônes alluviaux.
- Une nouvelle terminologie et nomenclature est proposée pour les faciès de brèches sédimentaires de cône colluvial typiques des les processus de chute de pierre, d'éboulement et de glissement rocheux. Nous distinguons trois associations de faciès : (i) l'association de faciès CPZ (Zone Proximale Colluviale), comprend trois faciès de brèches massives, Bp, Bpc et Bpcm, liés aux processus de chute de pierre générés par le démantèlement du compartiment exhumé par la faille normale, et est représentative de la partie proximale des dépôts de cône colluvial subaérien, (ii) l'association de faciès CDZ (Zone Distale Colluviale) comprend les faciès de méga-brèches massives Bpb et Bpbm, liés aux chutes de pierre, éboulements et aux glissements de terrain générés par le démantèlement du compartiment exhumé durant le fonctionnement de la faille normale, et est représentative de la partie distale des dépôts de cône colluvial subaérien à subaquatique, (iii) l'association de faciès DF (Débris Flow) est constituée de micro-brèches et brèches stratifiées liées à des coulées de débris cohésives subaériennes, générés par des précipitation intenses épisodiques.

- Les brèches sédimentaires de cône colluvial correspondent à des dépôts syn-tectoniques de la formation des bassins extensifs et peuvent être considérées comme un critère sédimentaire typique du stade initial de l'extension continentale.

9.1.2 Approche expérimentale

Les modèles analogiques ainsi que les analyses de terrain montrent :

- Qu'il est impossible d'avoir une bonne corrélation des dépôts le long d'une faille normale.
- Qu'en fonction de la cohésion du matériel déstabilisé, il est possible de trouver des amas de grains de sable (méga-blocs) dans les dépôts d'éboulis à la base de la pente.
- Que l'exhumation progressive au cours des expériences est visible dans la couleur du sable (nature des clastes) présent dans les dépôts d'éboulis. Ainsi, pendant l'extension, une séquence *unroofing* normale est enregistrée dans les dépôts d'éboulis.

Perspectives : Ces travaux de thèse ayant conduit à caractériser l'architecture sédimentaire et les processus de formation des brèches préservées en système extensif, nous proposons d'étudier les brèches préservées dans les systèmes compressifs. Les dépôts sédimentaires syncompression sont représentés souvent par des cônes alluviaux formés presque exclusivement de conglomérats à éléments arrondis à subarrondis formant des poudingues. En revanche, les brèches associées aux grands chevauchements, former sur de larges domaines au détriment des formations affectées par la déformation, pourront faire objet d'une nouvelle étude.

Il faudrait donc cibler des zones particulières afin de caractériser ces brèches en fonction de leur organisation globale, géométrie des clastes, composition des clastes et de la phase de liaison (matrice), circulation de fluide et cimentation. Ces brèches étant souvent de nature carbonatée, une attention toute particulière de phases de liaison oblige, afin de pouvoir les dater par la méthode U-Pb des matrices carbonatées. Enfin, comparer ces résultats aux résultats déjà obtenus sur les brèches dans les systèmes extensifs afin de savoir si le contexte tectonique favorise ou pas la préservation de certains types de brèche. Cette étude devrait permettre de i) discriminer les processus tectoniques ou sédimentaires à l'origine des épaisses formations de brèches et de ii) définir des modèles géologiques de mise en place des différents types de brèches afin de savoir s'ils sont caractéristiques d'un contexte géodynamique particulier, c'est

dire de savoir si une dominance de brèches tectoniques serait à relier aux systèmes compressifs alors qu'une prépondérance des brèches sédimentaires seraient à relier aux systèmes extensifs.

Enfin, il serait également important d'analyser l'architecture de ces systèmes de brèches formés en contexte extensif et compressif à plus large échelle en intégrant des données de sismique tri-dimensionnelle. La résolution accrue de l'imagerie sismique (~10-20m) pourrait permettre de mieux caractériser l'extension latérale de corps bréchiques d'épaisseur et de dimension analogues à celles mises en évidence dans le présent travail de thèse.

9.2. Paragenèse et âge des brèches sédimentaires

- Sur la base de nouvelles données sédimentologiques, pétrographiques, géochimiques et géochronologiques U-Pb obtenues sur des brèches du synclinal du Bas Agly, précédemment décrites comme des brèches éocènes ebr, il est possible de distinguer deux dépôts de brèches de différents âges : (i) des dépôts de brèches de cône colluvial, d'âge Jurassique (Jbr) liés à l'extension et à la déstabilisation des roches du compartiment soulevé d'une faille normale et (ii) des dépôts de conglomérats et de brèches d'âge Oligocène (Oabr), correspondant à un cône alluvial proximal préservé en bordure d'une plaine alluviale.
- L'analyse pétrographique des dépôts Jbr montre que les dépôts de pente (chutes de pierres et éboulements) composés de clastes de lithologies carbonatées peuvent subir des processus diagénétiques syn- et précoces dans un environnement météorique, avant l'enfouissement (mésogénèse et métamorphisme) et/ou avant l'exhumation tardive (télogénèse). De plus, lorsque les phases diagénétiques syn- et précoce n'ont pas été affectées par un événement thermique (métamorphisme ou métasomatisme), la datation U-Pb de ces ciments carbonatés météoriques permet de contraindre l'âge des événements d'éboulement et de glissement rocheux. En revanche, lorsque cet événement thermique affecte l'ensemble de la brèche, l'ouverture du système U/Pb conduit à une remise à zéro de l'âge.
- Les études pétrographiques et des isotopes stables montrent qu'une signature météorique a été acquise pendant la formation des clastes et/ou pendant ou peu après le dépôt de la brèche dans un environnement subaérien. La cimentation s'est produite tôt après le dépôt de la brèche dans des environnements météoriques peu profonds.
- Cette étude montre la présence de nombreux marqueurs du métamorphisme et du métasomatisme HT/BP pyrénéens dans la matrice et dans les clastes des brèches du synclinal du Bas Agly. La calcite recristallisée et les minéraux néogénétiques (scapolite, quartz, pyrite, talc, mica et feldspath potassique), recourent la micrite de dépôt et les dernières phases de

cimentation, suggérant ainsi que la brèche s'est déposée avant la phase métamorphique régionale albo-cénomaniennne ce qui conforte notre interprétation d'une brèche sédimentaire interstratifiée d'âge Jurassique supérieur.

Perspectives : Afin de confirmer les déterminations des minéraux de métamorphisme et d'identifier d'autres, une étude des minéraux métamorphiques par microsonde est indispensable. De plus, la diagenèse des dépôts de pente est restée peu étudiée à ce jour, à l'exception de quelques travaux récents, nous pensons qu'il y a un grand travail à faire à l'avenir dans cette optique. Nous savons maintenant que les pentes continentales créées pendant la déformation subissent des processus gravitaires variées s'enregistrant dans les dépôts sédimentaires et présentant des transformations diagénétiques précoces. Les bèches sédimentaires peuvent présenter des propriétés réservoirs initiales excellentes du fait du volume et de la connectivité du réseau interclastique. En revanche, nos observations de terrain ont montré une préservation très variable de ces propriétés. Nous considérons qu'une étude sur la diagenèse des systèmes gravitaires en contexte tectonique de divergence ou de convergence, dans des environnements de dépôt aériens ou subaquatiques des pentes continentales, récents ou anciens, silicoclastiques ou carbonatés est primordiale, afin de répondre à la question suivante : dans quelle mesure les types de dépôts de pente et leur évolution diagénétique est importante pour i) la prédiction de la qualité des réservoirs et la nature des minéralisations associés à ces dépôts et pour ii) la prévention et la prise en compte des risques gravitaires et des aléas des mouvements de terrain ? Toutes les approches pourront trouver leur place au sein de cette étude diagénétique des systèmes gravitaires : i) les aspects de terrain ii) et/ou de laboratoire, en utilisant des méthodes pétrographiques et diagénétiques avancées, géochimiques ou géochronologiques ainsi que iii) la modélisation analogique et numérique des objets ou des processus. Enfin, La datation U-Pb ciblée (sur lames minces) des phases de cimentation des brèches sédimentaires subaérienne est fortement recommandée afin de contraindre l'âge des événements d'éboulement.

9. 3. Mise en évidence d'une phase tectonique extensive au Jurassique supérieur dans les Pyrénées orientales

Les observations et les résultats de cette thèse ont permis d'établir que : (i) les brèches (Jbr) du synclinal du Bas Agly résultent de processus sédimentaires similaires à ceux des brèches pléistocènes de la côte sud-ouest de la Crète, (ii) l'ordre d'arrivée des clastes (séquence

unroofing) dans le bassin sédimentaire met en évidence la nature syn-cinématique des brèches du Bas Agly, et iii) que ces brèches sont intercalées entre les calcaires du Callovo-Oxfordien et du Berriasien supérieur, ce qui suggère un âge Kimméridgien à Berriasien inférieur pour les brèches.

De fait, ces brèches sont liées à une première phase (prémises) d'une extension lithosphérique durant le Jurassique supérieur qui a servi de guide pour l'extension du Crétacé inférieur. Ces brèches se développent ainsi sur les failles bordières des bassins extensifs du Jurassique supérieur du nord-est des Pyrénées.

Perspectives : Cependant, pendant nos missions de terrain d'explorations tant au nord qu'au sud des Pyrénées, à la recherche de zones intéressantes pour cette étude, nous avons remarqué la présence systématique des brèches sédimentaires (aériennes ou aquatiques) dans les formations du Jurassique Supérieur et/ou du Crétacé Inférieur. Ces observations nous permettent de suggérer que la phase de tectonique extensive du Jurassique supérieur n'affecte pas seulement la zone nord-est des Pyrénées, mais est aussi observable dans les nappes du flanc Sud des Pyrénées. Il serait intéressant d'aller vérifier si ces brèches sont vraiment associées à une phase précoce de l'extension albienne.

Bibliographie

Références bibliographiques du Chapitre I

- Canérot, J., Debroas, E.J., Bilotte, M. 2004.** Brèches des Pyrénées tenues pour « marines, profondes et sélandiennes ». Livret-guide d'excursion. En dépôt à la Soc. géol. France, 58p.
- Canérot, J., 2006.** Réflexions sur la « révolution danienne » dans les Pyrénées, C. R. Geoscience, 338, p 658-665.
- Chelalou, R., 2015.** Formation et évolution du bassin de Boucheville, implication sur l'évolution tectonique, métamorphique et sédimentaire des bassins sédimentaires mésozoïques du Nord-Est des Pyrénées. Thèse 3e cycle, Université Rennes 1, 181p.
- Clerc, C., 2012.** Evolution du domaine nord-pyrénéen au Crétacé. Amincissement crustal extrême et thermicité élevée : un analogue pour les marges passives. Thèse 3e cycle, Université Pierre et Marie Curie - Paris VI.
- Combes P.J., Peybernès B., Fondecave-Wallez M.J., 2003.** Brèches marines paléocènes et paléokarsts associés en contexte compressif dans le synclinal d'Amélie-les-Bains (Haute Chaîne Primaire, Pyrénées Orientales), *Eclogae Geol. Helv.*, 96, p339-355.
- Combes P.J., Peybernès B., Fondecave-Wallez M.J., 2004.** Karts polyphasés, faciès marins et continentaux dans le Paléocène de la partie orientale des Pyrénées françaises, *Eclogae Geol. Helv.*, 97, p155-174.
- Combes P.J., Peybernès B., Fondecave-Wallez M.J., Séranne M., Lesage J.L., Camus H., 2007.** Latest-Cretaceous / Paleocene karsts with marine infillings from Languedoc (South of France); paleogeographic, hydrogeologic and geodynamic implications, *Geodinamica Acta*, 20, 5, p301-326.
- Fondecave-Wallez M.J., Peybernès B., 2003.** les Foraminifères planctoniques dano-sélandiens des séquences brèches/hémipélagites du « Sillon Paléocène Pyrénéen », *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, 139, 31-40.
- Mattauer, M. and Proust, F., 1962.** Sur l'âge post-albien de quelques brèches réputées jurassiques ou néocomiennes des Pyrénées orientales. *C.R. Somm. Soc. géol. Fr.* 304-305.
- Peybernès, B., Fondecave-Wallez, M.J., Combes, P.J., Eichène, P., 2001a.** Mise en évidence d'un sillon marin à brèches paléocènes dans les Pyrénées centrales (Zone interne métamorphique et Zone nord-pyrénéenne), *C. R. Acad. Sci. Paris*, 332, p379-386.
- Peybernès, B., Fondecave-Wallez, M.J., Combes, P.J., Eichène, P., 2001b.** Découverte d'hémipélagites à Foraminifères planctoniques paléocène dans les « Brèches de Baixas » (Pyrénées-Orientales), *C. R. Acad. Sci. Paris*, 332, p633-640.
- Vaudin, J.L., 1982.** Etude géologique de la couverture mésozoïque du massif de l'Agly (entre Estagel et Baixas, Pyrénées-Orientales). Thèse 3e cycle, Toulouse, 157 p.

Références bibliographiques du Chapitre II

- Barrier, L., Proust, J.N., Nalpas, T., Robin, C., Guillocheau, F., 2010.** Control of alluvial sedimentation at foreland-basin active margins: a case study from the northeastern Ebro Basin (southeastern Pyrenees, Spain). *Journal of Sedimentary Research* 80, 728–749.
- Bathurst, R.G.C., 1975.** Carbonate Sediments and their diagenesis. *Developments in Sedimentology*, 12. Elsevier, Amsterdam, 620 pp.
- Bhat, G.M., Ram, G., Koul, S., 2009.** Potential for oil and gas in the Proterozoic carbonates (sirban limestone) of Jammu, northern India. In: Craig, J., Thurow, J., Whitham, A., Abutarruma, Y. (Eds.), *Global Neoproterozoic Petroleum Systems; the Emerging Potential in North Africa*, vol. 326. Geological Society of London Special Publications, pp. 245e254.
- Blair, T.C., McPherson, J.G., 1994a.** Alluvial fan processes and forms. In: *Geomorphology of Desert Environments* (Eds A.D. Abrahams and A. Parsons), pp. 354-402. Chapman et Hall, London.
- Blair, T.C., McPherson, J.G., 1994b.** Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies. *J. Sed. Res.*, 64, 451–490.
- Blount, D.N., Moore Jr., C.H., 1969.** Depositional and non-depositional carbonate breccias, Chiantla Quadrangle, Guatemala. *Geological Society of America Bulletin* 80, 429–442.
- Bowles, C.G., Braddock, W.A., 1963. Solution breccias of the Minnelusa Formation in the Black Hills, South Dakota and Wyoming: U.S. Geological Survey Professional Paper 475-C, C91–C95.
- Braithwaite, C.J.R., Heath, R.A., 1992.** Deposition and diagenesis of debris flows in Upper Ordovician limestones, Hadeland, Norway. *Sedimentology* 39, 753–767.
- Bull, W.B., 1972.** Recognition of alluvial-fan deposits in the stratigraphic record. In: J.K. Rigby and W.K. Hamblin (Editors), *Recognition of Ancient Sedimentary Environments*. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Spec. Publ., 16: 63-83.
- Casabianca, D., Bosence, D., Beckett, D., 2002.** Reservoir potential of Cretaceous platform margin breccias, central Italian Apennines. *Journal of Petroleum Geology* 25, 179–202.
- Cipriani, A., Bottini, C., 2019.** Early Cretaceous tectonic rejuvenation of an Early Jurassic margin in the Central Apennines: The “Mt. Cosce Breccia”. *Sedimentary Geology*, 387, 57-74.
- Crevello, P.D., Schlager, W., 1980.** Carbonate debris sheets and turbidites, Exuma Sound, Bahamas. *Journal of Sedimentary Petrology* 50, 1121–1148.
- Eliassen, A., Talbot, M.R., 2005.** Solution-collapse breccias of the Minkinfjellet and Wordiekammen Formations, Central Spitsbergen, Svalbard: a large gypsum palaeokarst system. *Sedimentology* 52, 775–794.
- Flügel, E., 2010.** *Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and implications*, 2nd ed. Berlin, New York: Springer-Verlag, 984 pp.
- Finch, W.I., 1992.** Descriptive model of solution collapse breccia pipe uranium deposits. U.S. Geological Survey Bulletin, 2004. In: Bliss, J.D. (Ed.), *Developments in Mineral Deposit Modelling*, pp. 33e35.

- Fisher, R.V., 1960.** Classification of volcanic breccias. *Bull. Geol. Soc. Am.* 71, 973e982.
- Fisher, R.V., 1961.** Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. *Bull. Geol. Soc. Am.* 72, 1409e1414.
- Freidman, G.M., 1997.** Dissolution-collapse breccias and paleokarst resulting from dissolution of evaporite rocks, especially sulfates. *Carbonates and Evaporites* 12, 53–63.
- Garner, H.F., 1974.** *The Origin of Landscapes.* Oxford Univ. Press, New York, N.Y., 734pp.
- Glennie, K.W., 1970.** *Desert Sedimentary Environments.* Developments in Sedimentology, 14. Elsevier, Amsterdam, 222 pp.
- Grabau, A.W., 1924.** *Principles of Stratigraphy,* 2nd ed. Seller, New York, N.Y., 1185 pp.
- Hopkins, J.C., 1977.** Production of foreslope breccia by differential submarine cementation and downslope displacement of carbonate sands, miette and ancient wall buildups, Devonian, Canada. In: Cook, H.E., Enos, P. (Eds.), *Deep-water Carbonate Environments.* SEPM Special Publication 25, pp. 155–170.
- Huebert, J.K., Suchecki, R.K., Callahan, R.K.M., 1977.** The CowHead Breccia: Sedimentology of the Cambro-Ordovician continental margin, Newfoundland. In: Cook, H.E., Enos, P. (Eds.), *Deep-water Carbonate Environments,* SEPM Special Publication. 25, pp. 125–154.
- James, N.P., 1981.** Megablocks of calcified algae in the Cow Head Breccia, western Newfoundland: vestiges of a Cambro-Ordovician platform margin. *Geological Society of America Bulletin* 92 (Part 1), 799–811.
- James, N.P., Stevens, R.K., 1986.** Stratigraphy and correlation of the Cambro-Ordovician Cow Head Group, western Newfoundland. *Geological Survey of Canada Bulletin* 366 (143 pp.).
- Jébrak, M., 1997.** Hydrothermal breccias in vein-type ore deposits: a review of mechanisms, morphology and size distribution. *Ore Geology Reviews,* 12, 111e134.
- Laznicka, P., 1988.** *Breccias and Coarse Fragmentites.* Developments in Economic Geology, 25. Elsevier, Amsterdam, 832 pp.
- Laznicka, 1989.** Breccias and ores. Part1: history, organisation and petrography of breccias. *Ore Geology Reviews,* 4315-344.
- Leleu, S., Ghienne, I.F., Manatschal, G., 2009.** alluvial fan development and morpho tectonic evolution in response to contractional fault reactivation (late cretaceous–paleocene), provence, France: basin research, v. 21, p. 157–187.
- Loucks, R.G., 1999.** Paleocave carbonate reservoirs: origins, burial-depth modifications, spatial complexity, and reservoir implications. *AAPG Bulletin* 83, 1795–1834.
- Loucks, R.G., 2001.** Modern analogs for paleocave-sediment fills and their importance in identifying paleocave reservoirs. *Transactions-Gulf Coast Association of Geological Societies,* 46, 195e206.
- Loucks, R. G., 2007.** A review of coalesced, collapsed-paleocave systems and associated suprastratal deformation. *Acta carsologica,* 36(1).
- Madden, R.H.C., Wilson, M.E.J., 2013a.** Diagenesis of a SE Asian Cenozoic carbonate platform margin and its adjacent basinal deposits. *Sedimentary Geology* 286-287, 20–38.
- Madden, R. H., Wilson, M. E., Mihaljević, M., Pandolfi, J. M., & Welsh, K., 2017.** Unravelling the depositional origins and diagenetic alteration of carbonate breccias. *Sedimentary Geology,* 357, 33-52.

- Maslov, V.P., 1938.** Klassifikatsiya Brekchii. Bull. Soc. Nat. Moscow, 46 (16): 313-321.
- McMechan, G.A., Loucks, R.G., Zeng, X., Mescher, P., 1998.** Ground penetrating radar imaging of a collapsed paleocave system in the Ellenburger dolomite, central Texas. *Journal of Applied Geophysics* 39, 1–10.
- Mustard, P.S., Donaldson, J.A., 1990.** Paleokarst breccias, calcretes, silcretes and fault talus breccias at the base of Upper Proterozoic “Windermere” strata, Northern Canadian Cordillera. *Journal of Sedimentary Petrology* 60, 525–539.
- Myroie, J.E., Carew, J.L., 1990.** The flank margin model for dissolution cave development in carbonate platforms. *Earth Surface Processes and Landforms* 15, 413–424.
- Nilsen, T.H., 1969.** Old Red sedimentation in the Buelandet-Vaerlandet Devonian district, western Norway. *Sediment. Geol.*, 3: 35-57.
- Nilsen, T.H., 1982.** Alluvial fan deposits. In: P.A. Scholle and D. Spearing (Editors), *Sandstone Depositional Environments*.
- Norton, W.H., 1917.** Studies for students. A classification of breccias. *J. Geol.*, 25: 160-194.
- Nemec, W. and Steel, R. J., 1984.** **Alluvial and coastal conglomerates: their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits.** edited by E.H. Koster, R.J. Steel, *Sedimentology of Gravels and Conglomerates*, Mem. Can. Soc. Pet. Geol., 10, pp. 1-31.
- Pireno, G.E., Cook, C., Yulion, D., Lestari, S., 2009.** Berai carbonate debris flow as reservoir in the Ruby Field, Sebuku Block, Makassar Straits: a new exploration play in Indonesia. *Proceedings of the 33rd Indonesian Petroleum Association Annual Convention and Exhibition* (19 pp.).
- Pohler, S.M.L., James, N.P., 1989.** Reconstruction of a Lower/Middle Ordovician Carbonate Shelf margin: Cow Head Group, Western Newfoundland. *Facies* 21, 189–262.
- Reynolds, J.H., 1928.** Breccias. *Geol. Mag.*, 65
- Saller, A.H., Dickson, J.A.D., Matsuda, F., 1999.** Evolution and distribution of porosity associated with subaerial exposure in Upper Paleozoic platform limestones in West Texas. *AAPG Bulletin* 83, 1835–1854.
- Sanders, D., Ostermann, M., Kramers, J., 2009.** Quaternary carbonate-rocky talus slope successions (Eastern Alps, Austria): sedimentary facies and facies architecture. *Facies* 55, 345–373. doi:10.1007/s10347-008-0175-z.
- Sanders, D., 2010.** Sedimentary facies and progradational style of a Pleistocene talus-slop succession, Northern Calcareous Alps, Austria. *Sedimentary Geology* 228, 271–283.
- Sanders, D.G., Osermann, M., Kramers, J., 2010.** Meteoric diagenesis of Quaternary carbonate-rocky talus slope successions (Northern Calcareous Alps, Austria). *Facies* 56, 27–46.
- Sanders, D., Ortner, H., Pomella, H., 2018.** Stratigraphy and deformation of Pleistocene talus in relation to a normal fault zone (central Apennines, Italy). *Sedimentary geology*, 373, 77-97.
- Sanders, D., Dendorfer, T., Edwards, R. L., Moseley, G. E., Ortner, H., Steidle, S. 2022.** Identification of a Quaternary rock avalanche deposit (Central Apennines, Italy): Significance for recognition of fossil catastrophic mass-wasting. *Sedimentology*.

- Shanmugam, G., 2017.** The fallacy of interpreting SSDS with different types of breccias as seismites amid the multifarious origins of earthquakes: Implications. *Journal of Palaeogeography*, 6 (1): 12-44 (00111).
- Shukla, M.K., Sharma, A., 2018.** A brief review on breccia: its contrasting origin and diagnostic signatures *Solid Earth Sci.*, 3 (2), pp. 50-59.
- Sibson, R.H., 1986.** Brecciation processes in fault zones: inferences from earthquake rupturing. *Pure Appl. Geophys.* 124 (1e2), 159e175.
- Spence, G.H., Tucker, M.E., 1997.** Genesis of limestone megabreccias and their significance in carbonate sequence stratigraphic models: a review. *Sedimentary Geology* 112, 163–193.
- Swennen, R., Viaene, W., Cornelissen, C., 1990.** Petrography and geochemistry of the Belle Roche Breccia (lower Viséan, Belgium): evidence for brecciation by evaporite dissolution. *Sedimentology* 37, 859–878.
- Taylor, R.G., Pollard, P.J., 1993.** Mineralized Breccia Systems: Methods of Recognition and Interpretation. Economic Geology Res. Unit, Key Center in Economic Geology, James Cook University of North Queensland, Townsville. Contrib. 46, 31 pp.
- Tanos, C.A., Kupecz, J., Hilman, A.S., Ariyono, D., Sayers, I.L., 2013.** Diagenesis of carbonate debris deposits from the Sebuku Block, Makassar Strait, Indonesia. Proceedings of the 37th Indonesian Petroleum Association Annual Convention and Exhibition (18 pp.).
- Tucker, M.E., 1991.** Sequence stratigraphy of carbonate-evaporite basins: models and application to the Upper Permian (Zechstein) of northeast England and adjoining North Sea. *Journal of the Geological Society* 148, 1019–1036.
- Turner, P., 1980.** Continental Red Beds. Elsevier, Amsterdam, 562 pp.
- Udachon, M., Burrett, C., Thassanapak, H., Chonglakmani, C., Campbell, H., Feng, Q., 2014.** Depositional setting and paleoenvironment of an alatoconchid-bearing Middle Permian carbonate ramp sequence in the Indochina Terrane. *Journal of Asian Earth Sciences* 87, 37–55.
- Velasco-Villareal, M., Urrutia-Fucugauchi, J., Rebolledo-Vieyra, M., Perez-Cruz, L., 2011.** Paleomagnetism of impact breccias from the Chicxulub crater and implications for ejecta emplacement and hydrothermal processes. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 186, 154e171.
- von der Borch, C.C., Grady, A.E., Eickhoff, K.H., Dibona, P., Christie-Blick, N., 1989.** Late Proterozoic Pasty Springs Canyon, Adelaide geosyncline: submarine or subaerial origin? *Sedimentology* 36, 777–792.
- Whalen, M.T., Eberli, G.P., Van Buchem, F.S.P., Mountjoy, E.W., 2000.** Facies models and architecture of Upper Devonian carbonate platforms (Miette and Ancientwall), Alberta, Canada. In: Homewood, P.W., Eberli, G.P. (Eds.), *Genetic Stratigraphy on the Exploration and the Production Scales: Case Studies From the Pennsylvanian of the Paradox Basin and the Upper Devonian of Alberta*. Bulletin des Centres de Recherches et d'Exploration-Production, Elf-Aquitaine, Mémoire, pp. 139–178.
- Wenrich, K.J., Sutphin, H.B., 1988.** Recognition of breccia pipes in northern Arizona, in fieldnotes: Tucson, Arizona. *Ariz. Bur. Geol. Miner. Technol.* 18 (1), 1e5.

- Wenrich, K.J., Aumente-Modreski, R.M., 1994.** Geochemical soil sampling for deeply-buried mineralized breccia pipes, northwestern Arizona. *Appl. Geochem.* 9, 431e454.
- Wilson, M.E.J., 1996.** Evolution and hydrocarbon potential of the Tertiary Tonasa Limestone Formation, Sulawesi, Indonesia. *Proceedings of the Indonesian Petroleum Association 25th Annual Convention*, pp. 227–240.
- Wilson, M.E.J., 2012.** Equatorial carbonates: an earth systems approach. *Sedimentology* 59, 1–31.
- Woodcock, N.H., Mort, K., 2008.** Classification of fault breccias and related fault rocks. *Geol. Mag.* 145 (3), 435e440.
- Woodcock, N.H., Miller, A.V.M., Woodhouse, C.D., 2014.** Chaotic breccia zones on the Pembroke Peninsula, south Wales: evidence for collapse into voids along dilational faults. *Journal of Structural Geology*, 69, 91e107.

Références bibliographiques du Chapitre III

- Allemand, P., Brun, J.-P., Davy, P., Van Den Driessche, J., 1989.** Symétrie et asymétrie des rifts et mécanismes d'amincissement de la lithosphère. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 3 (V), 445-451.
- Balé, P., 1986.** Tectonique cadomienne en Bretagne nord. Interaction décrochement chevauchement: champs de déformation et modélisations expérimentales. Ph.D. thesis. Université de Rennes1.
- Ballard, J.F., 1989.** Approche géologique et mécanique des décollements dans la croûte supérieure Doctorat, Université de Rennes 1, 301 p.
- Blair, T.C., McPherson, J.G., 1999.** Grain-size and textural classification of coarse sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Research* 69, 6-19.
- Brigaud, B., Andrieu, S., Blaise, T., Haurine, F. Barbarand, J., 2021.** Calcite uranium–lead geochronology applied to hardground lithification and sequence boundary dating. *Sedimentology*, 68, 168–195.
- Coogan, L. A., Parrish, R. R., Roberts, N. M., 2016.** Early hydrothermal carbon uptake by the upper oceanic crust: Insight from in situ U-Pb dating, *Geology*, 44, 147–150.
- DICKSON, J. A. D., 1965.** A modified staining technique for carbonates in thin section: *Nature*. v. 205, p. 587.
- Drake, H., Heim, C., Roberts, N. M. W., Zack, T., Tillberg, M., Broman, C., Ivarsson, M., Whitehouse, M. J., Åström, M. E., 2017.** Isotopic evidence for microbial production and consumption of methane in the upper continental crust throughout the Phanerozoic eon, *Earth Planet. Sc. Lett.*, 470, 108–118.
- Drost, K., Chew, D., Petrus, J. A., Scholze, F., Woodhead, J. D., Schneider, J. W., and Harper, D. A., 2018.** An Image Mapping Approach to U-Pb LA-ICP-MS Carbonate Dating, and Applications to Direct Dating of Carbonate Sedimentation, *Geochem. Geophys. Geosy.*, 19, 4631–4648, <https://doi.org/10.1029/2018GC007850>.
- Flügel, E., 2010.** *Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and implications*, 2nd ed. Berlin, New York: Springer-Verlag.
- Frisch, K., Voigt, S., Verestek, V., Appel, E., Albert, R., Gerdes, A., Arndt, I., Raddatz, J., Voigt, T., Weber, Y., Batenburg, S. J., 2019.** Long-period astronomical forcing of westerlies' strength in central Asia during Miocene climate cooling. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 34, 1784–1806.
- Hellwig, A., Voigt, S., Mulch, A., Frisch, K., Bartenstein, A., Pross, J., Gerdes, A., Voigt, T., 2018.** Late Oligocene to early Miocene humidity change recorded in terrestrial sequences in the Ili Basin (south-eastern Kazakhstan, Central Asia), *Sedimentology*, 65, 517–539.
- Godeau, N., Deschamps, P., Guihou, A., Leonide, P., Tendil, A., Gerdes, A., Hamelin, B., Girard, J.P., 2018.** U-Pb dating of calcite cement and diagenetic history in microporous carbonate reservoirs: Case of the Urgonian Limestone, France. *Geology*; 46 (3): 247–250.

- Krantz, R. W., 1991.** Measurements of friction coefficients and cohesion for faulting and fault reactivation in laboratory models using sand and sand mixtures. *Tectonophysics*, 188, 203-207.
- Kurumada Y., Aoki S., Aoki K., Kato D., Saneyoshi M., Tsogtbaatar K., Windley B.F. and Ishigaki S., 2020.** Calcite U-Pb age of the Cretaceous vertebrate-bearing Bayn Shire Formation in the Eastern Gobi Desert of Mongolia: usefulness of caliche for age determination. *Terra Nova: early view*. doi.org/10.1111/ter.12456.
- Li, Q., Parrish, R. R., Horstwood, M. S. A., and McArthur, J. M., 2014.** U–Pb dating of cements in Mesozoic ammonites, *Chem. Geol.*, 376, 76–83, 2014.
- Liivamägi, S., Šrodon, J., Bojanowski, M., Gerdes, A., Stanek, J. J., Williams, L., Szczerba, M., 2018.** Paleosols on the Ediacaran basalts of the East European Craton: a unique record of paleoweathering with minimum diagenetic overprint, *Precambrian Res.*, 316, 66–82.
- Machel, H. G., 1985. Cathodoluminescence in calcite and dolomite and its chemical interpretation, *Geosci. Can.*, 12, 139–147, 1985.
- Machel, H.G., Burton, E.A., 1991.** Factors governing cathodoluminescence in calcite and dolomite and their implications for studies of carbonate diagenesis. *SEPM Short Course*, 25, 37–57.
- Machel, H.G., 2000. Application of cathodoluminescence to carbonate diagenesis, in: *Cathodoluminescence in geosciences*, edited by: Pagel, M., Barbin, V., Blanc, P., and Ohnenstetter, D., Springer, Berlin, Heidelberg, Germany, 271–301.
- Malavielle, J., 1984.** Modélisation expérimentale des chevauchements imbriqués: application aux chaînes des montagnes: *Bulletin Société géologique de France*, v. 26, p. 129-138.
- Methner, K., Mulch, A., Fiebig, J., Wacker, U., Gerdes, A., Graham, S. A., Chamberlain, C. P. 2016.** Rapid middle Eocene temperature change in western North America, *Earth Planet. Sc. Lett.*, 450, 132–139.
- Mangenot, X., Gasparrini, M., Gerdes, A., Bonifacie, M., Rouchon, V., 2018.** An emerging thermochronometer for carbonate-bearing rocks: $\Delta 47$ /(U-Pb), *Geology*, 46, 1067–1070.
- Montano, D., Gasparrini, M., Gerdes, A., Della Porta, G., Albert, R., 2021.** **In-situ U-Pb dating of Ries Crater lacustrine carbonates (Miocene, South-West Germany): implications for continental carbonate chronostratigraphy.** *Earth Planet. Sci. Lett.*, 568, p. 117011, [10.1016/j.epsl.2021.117011](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2021.117011)
- Nalpas, T., Györfi, I., Guillocheau, F., Lafont, F., Homewood, P., 1999.** Influence de la charge sédimentaire sur le développement d’anticlinaux synsédimentaires. Modélisation analogique et exemples de terrain (bordure sud du bassin de Jaca). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 170, 733-740.
- Parizot, O., Missenard, Y., Haurine, F., Blaise, T., Barbarand, J., Benedicto, A., 2021.** When did the Pyrenean shortening end? Insight from U–Pb geochronology of syn-faulting calcite (Corbières area, France). *Terra Nova* 00: 1–9. <https://doi.org/10.1111/ter.12547>.
- Ring, U., Gerdes, A., 2016.** Kinematics of the Alpenrhein-Bodensee graben system in the Central Alps: Oligocene/Miocene transtension due to formation of the Western Alps arc, *Tectonics*, 35, 1367–1391, 2016.

- Roberts, N. M. W. Walker, R. J., 2016.** U-Pb geochronology of calcite-mineralized faults: Absolute timing of rift-related fault events on the northeast Atlantic margin, *Geology*, 44, 531–534.
- Roberts, N. M. W., Drost, K., Horstwood, M. S. A., Condon, D. J., Chew, D., Drake, H., Milodowski, A. E., McLean, N. M., Smye, A. J., Walker, R. J., Haslam, R., Hodson, K., Imber, J., Beaudoin, N., and Lee, J. K., 2020.** Laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-ICP-MS) U–Pb carbonate geochronology: strategies, progress, and limitations, *Geochronology*, 2, 33–61.
- Vendeville, B.C., Cobbold, P.R., 1987.** Glissements gravitaires synsédimentaires et failles normales listriques: modèles expérimentaux *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, 305 (II(16), pp. 1313-1320.

Références bibliographiques du Chapitre IV

- Albarède, F., Michard-Vitrac, A. , 1978a.** Datation du métamorphisme des terrains secondaires des Pyrénées par des méthodes Ar--Ar et Rb--Sr. Ses relations avec les péridotites associées. *Bulletin de la société géologique de France*, XX(7), 681-688. doi:10.1016/0012-821X(78)90157-7.
- Albarède, F., Michard-Vitrac, A., 1978b.** Age and significance of the North Pyrenean metamorphism. *Earth and Planetary Science Letters*, 40(3), 327-332. doi:10.1016/0012-821X(78)90157-7.
- Alves, T.M., Lykousis, V., Sakellariou, D., Stamatina, A., Nomikou, P., 2007.** Con-straining the origin and evolution of confined turbidite systems: southern Cretan margin, Eastern Mediterranean Sea (3430e36N). *Geo-Marine Letters* 27 (1), 41e61.
- Alves, T.M., Lourenço, S.D.N., 2010.** Geomorphologic features related to gravitational collapse: submarine landsliding to lateral spreading on a late Miocene–Quaternary slope (SE Crete, eastern Mediterranean). *Geomorphology* 123, 13–33.
- Alves, T.M., Cupkovic, T., 2018.** Footwall degradation styles and associated sedimentary facies distribution in SE Crete: Insights into tilt-block extensional basins on continental margins, *Sedimentary Geology*, 367, 1-19.
- Angelier, J., Glaçon, G., Muller, C., 1978.** Sur la présence et la position tectonique du Miocène inférieur marin dans l'archipel de Naxos (Cyclades, Grèce). *Comptes Rendus. Académie des Sciences* 286, 21–24.
- Angelier, J., 1979.** Determination of the mean principal directions of stresses for a given fault population, *Tectonophysics*, 56, T17- T26.
- Aubouin, J. Dercourt, J., 1965.** Sur la géologie de l'Egée: regard sur la Crète. *Bull. Soc. Géol. France*, 7, 787-821.
- Azambre, B., Rossy, M., 1976.** Le magmatisme alcalin d'âge créacé dans les Pyrénées occidentales et l'Arc basque ; ses relations avec le métamorphisme et la tectonique. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 18, 1725-1728.
- Barbey, P., Cheilletz, A. Laumonier, B., 2001.** The Canigou orthogneisses (Eastern Pyrenees, France, Spain): an Early Ordovician rapakivi granite laccolith and its contact aureole. *Earth and Planetary Sciences*, 332, 129-136.
- Beaumont, C., Muñoz, J. A., Hamilton, J., Fullsack, P., 2000.** Factors controlling the Alpine evolution of the central Pyrenees inferred from a comparison of observations and geodynamical models. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012). 105, B4, 8121-8145.
- Berger, G.M., Clauzon, G., Michaux, J., Suc, J.-P., Aloïsi, J.-C., Monaco, A., Got, H., Augris, C., Gadel, F., Buscail, R., 1988.** Carte géol. France (1/50000), feuille Perpignan (1091): Bureau de recherches géologiques et minière (BRGM), Orléans.
- Berger, G.M., Fontelles, M., Leblanc, D., Clauzon, G., Marshal, J.P., Vautrelle, C., 1993.** Notice explicative, carte géol. France (1/50000), feuille Rivesaltes (1090). Orléans: BRGM, 117 pp.
- Bilotte, M. Canérot, J. 2006.** Rôles respectifs des tectoniques fini-crétacée et éocène dans la partie orientale de la chaîne des Pyrénées. Le 'Garumnien' de Cucugnan et ses relations

- avec le Chevauchement Frontal Nord-Pyréen (Corbières méridionales, France). *Eclogae geologicae Helveticae*, 99(1), 17–27.
- Berger, G.M., Bessière, G., Bilotte, M., Viillard, P., 1997.** Carte géol. France (1/50000), feuille Tuchan (1078): Bureau de recherches géologiques et minières (BRGM), Orléans.
- Bernus Maury, C., 1984.** Etude des paragenèses caractéristiques du métamorphisme mésozoïque dans la partie orientale des Pyrénées. Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris 6.
- Bertrand, L., 1940.** Sur la structure géologique du versant nord des Pyrénées, Ch. Béranger.
- Bessière, G., Bilotte, M., Crochet, B., Peybernès, B., Tambareau, Y., Villate, J., 1989.** Notice explicative de la carte géologique de la France au 1/50.000, feuille de Quillan (1077), 98 pp., BRGM, Orléans.
- Bilotte, M., L. Bruxelles, J. Canérot, B. Maumonier, R. Simon Coinçon. 2007.** Comment to “Latest Cretaceous/Paleocene karsts” with marine infillings from Languedoc (South of France); paleogeographic, hydrogeologic and geodynamic implications. *Geodynamics Acta* 20 (6): 403-413.
- Bizon, G, Thiebault, F., 1974.** Données nouvelles sur l’âge des marbres et quartzites u Taygète (Péloponnese meridional, Grèce). *C R Acad Sci Paris* 278, 9-12
- Blair, T.C., McPherson, J.G., 1995.** Quaternary alluvial fans in southwestern Crete: sedimentation processes and geomorphic evolution, discussion. *Sedimentology* 85, 531-535.
- Blair, T.C. McPherson, J.G., 1994,** Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages. *J. Sed. Res.*, A64, 450-489.
- Bles, J.L., Berger, G.M., 1982.** Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Leucate (1079), Bureau de recherches géologiques et minières, Orléans.
- Bohnhoff, M., Harjes, H.-P., Meier, T., 2005.** Deformation and stress regimes in the Hellenic subduction zone from focal mechanisms. *J Seismol* 9:341–366
- Boillot, G., Capdevila, R., 1977.** The Pyrenees: Subduction and collision? *Earth Planet. Sci. Lett.* 35, 151–160. doi:10.1016/0012-821X(77)90038-3
- Bonneau M., Fleury J., 1971.** Précisions sur la série d’Ethia (Crète,Grèce): existence d’un premier flysch mésozoïque. *C R AcadSci Série D* 272:1840–1842
- Bonneau, M., 1973,** Sur les affinités ioniennes des “calcaires en plaquettes” épimétamorphiques de la Crète, le charriage de la série de Gavrovo-Tripolitza et la structure de l’arc Égéen. *C.R. Acad. Sci. Paris, D* 227, 2453-2456.
- Bonneau, M., J. Angelier and M. Epting,** Réunion extraordinaire de la société géologique de France en Crète, *Bull. Soc. Ggol. Ft.*, 7, 87-102, 1977.
- Bonneau, M., 1973.** Ion affinities of epimetamorphic calcareous plates in Crete, carriage of Gavrovo Tripolitza series and structure of aegean arc. *C R Acad Sci* 277, 2453-2456.
- Bonneau, M., Karakitsios, V., 1979.** Lower (Upper Triassic) Horizons of the Tripolitza Nappe in Crete (Greece) and their relationship with the phyllite nappe-problems of stratigraphy, tectonics and metamorphism. *C R Acad Sci Série D* 28, 15-18.
- Bonneau, M., 1984.** Correlation of the Hellenide nappes in the south–east Aegean and their tectonic reconstruction. In: Robertson AHF, Dixon JE (ed) *The geological evolution of*

- the Eastern Mediterranean. *Geol Soc Lond Spec Publ* 17, Blackwell, London, pp 517-527.
- Boulvais, P., de Parseval, P., D'Hulst, A., Paris, P., 2006.** Carbonate alteration associated with talc-chlorite mineralization in the eastern Pyrenees, with emphasis on the St. Barthelemy Massif. *Mineralogy and Petrology* 88, 499–526.
- Boulvais, P., Ruffet, G., Cornichet, J., Mermet, M., 2007.** Cretaceous albitization and dequartzification of Hercynian peraluminous granite in the Salvezines Massif (French Pyrenees). *Lithos* 93, 89–106.
- Brunet M.F., 1991.** Subsidence et géodynamique du bassin d'Aquitaine. Relations avec l'ouverture de l'Atlantique. Thèse de Doctorat d'Etat, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 288 p.
- Calvet, M., Gunnell, Y., Laumonier, B., 2021.** Denudation history and palaeogeography of the Pyrenees and their peripheral basins: an 84-millionyear geomorphological perspective. *Earth-Sci.Rev.*, 215, article no. 103436.
- Canérot, J., Debroas, E.J. Bilotte, M. 2004.** Brèches des Pyrénées...tenues pour «marines, profondes et sélandiennes». Livret-guide d'excursion. En dépôt à la Soc. géol. France, 58p.
- Canérot, J., Majesté-Menjoulas, C.I., Ternet, Y. 2004.** Nouvelle interprétation structurale de la « faille nord-pyrénéenne » en vallée d'Aspe (Pyrénées-Atlantiques). Remise en question d'un plutonisme ophitique danien dans le secteur de Bedous. *Comptes Rendus Geoscience* 336: 135–142.
- Canérot, J., Debroas, E.J., Bilotte, M. 2004.** Brèches des Pyrénées tenues pour « marines, profondes et sélandiennes ». Livret-guide d'excursion. En dépôt à la Soc. géol. France, 58p.
- Canérot, J., 2006.** Réflexions sur la « révolution danienne » dans les Pyrénées, *C. R. Geoscience*, 338, p 658-665.
- Caputo, R., Catalano, S., Monaco, C., Romagnoli, G., Tortorici, G., Tortorici L., 2010.** Active faulting on the island of Crete (Greece), *Geophysical Journal International*, 183, 111-126.
- Carey, S., 1955.** The orocline concept in geotectonics. *Proceedings of Royal Society of Tasmania*. 89, 288.
- Casteras, M., 1933.** Recherches sur la structure du versant nord des Pyrénées centrales et orientales. *Bulletin des Services de la Carte Géologique de la France*, 189, 37, 525 p.
- Chelalou, R., 2015.** Formation et évolution du bassin de Boucheville, implication sur l'évolution tectonique, métamorphique et sédimentaire des bassins sédimentaires mésozoïques du Nord-Est des Pyrénées. Thèse 3e cycle, Université Rennes 1, 181p.
- Chelalou, R., Nalpas, T., Bousquet, R., Prevost, M., Lahfid, A., Ringenbach, J. C., Ballard, J. F., 2016.** New sedimentological, structural and paleo-thermicity data on the Boucheville basin (eastern north Pyrenean zone, France). *C. R. Geosci. Comptes Rendus Géoscience*, 348 (2016), pp. 312-32. <https://doi.org/doi:10.1016/j.crte.2015.11.008>.
- Chevrot S., Villaseñor, A. et Sylvander, M., 2014.** High resolution imaging of the Pyrenees and Massif Central from the data of the PYROPE and IBERARRAY portable array deployments. *Journal of Geophysical Research*, 119, pp. 6399-6420.

- Choquette, P.W., Pray, L.C. 1970.** Geologic Nomenclature and Classification of Porosity in Sedimentary Carbonates, *AAPG Bulletin*, 54, 207–250.
- Choukroune, P., 1970.** Contribution à l'étude structurale de la zone métamorphique nord-pyrénéenne. Tectonique et métamorphisme des formations secondaires de la forêt de Boucheville (PO). *Bulletin du BRGM*. 4, 46-63.
- Choukroune, P., 1972.** Relations entre tectonique et métamorphisme dans les terrains secondaires de la zone nord-pyrénéenne centrale et orientale. *Bulletin de la Société géologique de France*. 1-5, 3-11.
- Choukroune, P., M. Séguret. 1973.** «Carte structurale des Pyrénées». ELF-ERAP.
- Choukroune P., 1973.** La brèche de Lherz dite "d'explosion liée à la mise en place des lherzolites" est une brèche sédimentaire d'âge cénozoïque. *C.R. Acad. Sc.*, 277, p. 2621-2624. Paris.
- Choukroune, P., 1974.** Structure et évolution tectonique de la Zone Nord-Pyrénéenne. Analyse de la déformation dans une portion de chaîne à schistosité verticale. Thèse de 3^{ème} cycle - Université Des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, 276 p.
- Choukroune, P., 1976a.** Structure et évolution tectonique de la zone nord pyrénéenne : analyse de la déformation dans une portion de chaîne à schistosité sub-verticale. *Mem. Soc. Géol. Fr.*, 127, 1-116.
- Choukroune, P., 1976b.** Strain patterns in the Pyrenean Chain. *Philos. Trans. R. Soc. Lond. Ser. Math. Phys. Sci.* 283, 271–280.
- Choukroune, P., Mattauer, M., 1978.** Tectonique des plaques et Pyrenees: Sur le fonctionnement de la faille Nord-Pyrénéenne ; comparaison avec les modules actuels, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 20, 689-700.
- Choukroune, P. Team ECORS, 1989.** The ECORS pyrenean deep seismic profile reflection data and the overall structure of an orogenic belt. *Tectonics*, 8, 23-39.
- Choukroune, P., Pinet, B., Roure, F. et Cazes, M., 1990.** Major Hercynian thrusts along the ECORS Pyrenees and Biscay lines. *Bulletin de la Société géologique de France*, 6, 313-320.
- Choukroune, P., 1992.** Tectonic evolution of the Pyrenees. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 20, 143.
- Clerc, C., 2012.** Evolution du domaine nord-pyrénéen au Crétacé. Amincissement crustal extrême et thermicité élevée : un analogue pour les marges passives. Thèse 3^e cycle, Université Pierre et Marie Curie - Paris VI.
- Clerc, C., Lagabrielle, Y., Neumaier, M., Reynaud, J.Y., De Saint Blanquat, M., 2012.** Exhumation of subcontinental mantle rocks: evidence from ultramafic-bearing clastic deposits nearby the Lherz peridotite body, French Pyrenees. *Bull Soc Géol Fr* 183, 443-459.
- Clerc, C., Boulvais, P., Lagabrielle, Y., de St Blanquat, M., 2013.** Ophicalcites from the northern Pyrenean belt: a field, petrographic and stable isotope study. *Int. J. Earth Sci.* 103, 141–163. doi:10.1007/s00531-013-0927-z
- Clerc, C. Lagabrielle, Y., 2014.** Thermal control on the modes of crustal thinning leading to mantle exhumation: Insights from the Cretaceous Pyrenean hot paleomargins. *Tectonics*. 33, 7, 1340-1359.

- Clerc, C., Lahfid, A., Monié, P., Lagabrielle, Y., Chopin, C., Poujol, M., Boulvais, P., Ringenbach, J., Masini, E., St Blanquat, M. d., 2015.** High-temperature metamorphism during extreme thinning of the continental crust: a reappraisal of the north Pyrenean paleo-passive margin. *Solid Earth Discussions*. 7, 1, 797-857.
- Cocherie, A., Baudin, T., Autran, A., Guerrot, C., Fanning, C.M. et Laumonier, B., 2005.** U-Pb zircon (ID-TIMS and SHRIMP) evidence for the early ordovician intrusion of metagranites in the late Proterozoic Canaveilles Group of the Pyrenees and the Montagne Noire(France). *Bulletin de la Société géologique de France*, 176, 269-282.
- Combes P.J., Peybernès B., Fondécave-Wallez M.J., 2003.** Brèches marines paléocènes et paléokarsts associés en contexte compressif dans le synclinal d'Amélie-les-Bains (Haute Chaîne Primaire, Pyrénées Orientales), *Eclogae Geol. Helv.*, 96, p339-355.
- Combes P.J., Peybernès B., Fondécave-Wallez M.J., Séranne M., Lesage J.L., Camus H., 2007.** Latest-Cretaceous / Paleocene karsts with marine infillings from Languedoc (South of France); paleogeographic, hydrogeologic and geodynamic implications, *Geodinamica Acta*, 20, 5, p301-326.
- Costa, J.E., 1988.** Rhenologic, geomorphic, and sedimentologic differentiation of water floods, hyperconcentrated flows, and debris flows, *in* Baker, V.R., Kochel, R.C., and Parian, P.C., eds., *Flood Geomorphology*: New York, Wiley, p. 113-122.
- Creutzburg, N., Seidel, E., 1975.** Zum Stand der Geologie des Praneogens auf Kreta. *Jb. Geol Palaont Abh.*149, 363-383.
- Crochet, B., Villatte, J., Tambareau, Y., Bilotte, M., Bousquet, J.-P., Kuhfuss, A., Bouillin, J.P., Gelard, J.-P., Bessière, G., Paris, J.-P., 1989.** Carte géol. France (1/50000), feuille Quillan (1077): Bureau de recherches géologiques et minières (BRGM), Orléans.
- Daignières, M., de Cabissole, B., Gallart, J., Hirn, A., Surinach, E. et Torne, M., 1989.** Geophysical constraints on the deep structure along the ECORS Pyrenees line. *Tectonics*, 8, 1051-1058.
- Daignières, M., Gallart, J., Banda, E. et Hirn, A., 1982.** Implications of the seismic structure for the orogenic evolution of the Pyrenean Range. *Earth and Planetary Science Letters*, 57, 88-100.
- Daignières, M., Séguret, M., Specht, M., ECORS Team, 1994.** The Arzacq-Western Pyrenees ECORS Deep Seismic Profile, *in*: *Hydrocarbon and Petroleum Geology of France*. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, pp. 199–208. doi:10.1007/978-3-642-78849-9_15
- Dauteuil, O., Raymond, D., Ricou, L.-E., 1987.** Brèches de fracturation hydraulique dans la zone métamorphique des Pyrénées, exemples à l'Est du Saint-Barthélémy. *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*. 304, 16, 1025-1028.
- Dauteuil, O. and Ricou, L.-E., 1989.** Une circulation de fluides de haute-température à l'origine du métamorphisme crétacé nord-pyrénéen. *Geodinamica Acta*. 3, 3, 237-249.
- Davy, P., Choukroune, P. et Suzanne, P., 1990.** Hypothèses mécaniques de déformation de la lithosphère appliquées à la formation des Pyrénées. *Bulletin de la Société géologique de France*, 6, 219-228.
- de Saint Blanquat, M., Bajolet, F., Grand'Homme, A., Proietti, A., Zanti, M., Boutin, A., Labaume, P. 2016.** Cretaceous mantle exhumation in the central Pyrenees: New

- constraints from the peridotites in eastern Ariège (north Pyrenean zone, France). *Comptes Rendus Geoscience*, 348(3–4), 268–278. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2015.12.003>.
- Debroas, E. J., 1987.** Le flysch a fucoïdes d’Uchentein témoin d’un escarpement turono-senonien inférieur de la paleofaille nord-pyréenne, Pyrenées centrales, France. *Fucoïdal Flysch Uchentein Indic. Turonian-Low. Senonian Escarpment. Of.*, 3, 77–93.
- Debroas, E.J., 1990.** Le flysch noir albo-cénomanién témoin de la structuration albienne a sénonienne de la Zone nord-pyréenne en Bigorre (Hautes-Pyrénées, France). *Bull. Société Géologique Fr.* 6, 273-285.
- Debroas, E.-J., Azambre, B., 2012.** Des brèches aux lherzolites : la mise en place des lherzolites dans les fossés du Flysch noir albo-cénomanién de la Ballongue et d’Aulus (Zone nord-pyréenne, Ariège). *Livret-Guide L’excursion AGSO 9 10 Juin 2012* 120 p.
- Debyser, J., Le Pichon, X., Montadert, L., 1971.** Histoire structurale du Golfe de Gascogne. Editions Technip., 2 vols.
- DeFelipe, I., Pedreira, D., Pulgar, J.A., Iriarte, E., Mendia, M., 2017.** Mantle exhumation and metamorphism in the Basque-Cantabrian Basin (NSpain): Stable and clumped isotope analysis in carbonates and comparison with ophicalcites in the North-Pyrenean Zone (Urdach and Lherz). *Geochem. Geophys. Geosystems* n/a-n/a. doi:10.1002/2016GC006690
- Demange, M., 1999.** Evolution tectonique de la Montagne Noire : un modèle en transpression. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 329 (1999), pp. 823-829
- Denèle, Y., Barbey, P., Deloule, E., Pelleter, E., Olivier, P., Gleizes, G., 2009.** Middle Ordovician U-Pb age of the Aston and Hospitalet orthogneissic laccoliths: their role in the Variscan evolution of the Pyrenees. *Bulletin de la Société géologique de France*, 180, 209-216.
- Denèle, Y., Paquette, J.-L., Olivier, P., Barbey, P., 2012.** Permian granites in the Pyrenees: the Aya pluton (Basque Country). *Terra Nova* 24, 105–113. doi:10.1111/j.1365-3121.2011.01043.x
- Déramond, J., Baby, P., Specht, M., Crouzet, G., 1990.** Géométrie des chevauchements dans la Zone nord-pyréenne ariégeoise précisée par le profil ECORS. *Bulletin de la Société géologique de France*, 6, 287-294.
- Desegaulx, P., Brunet, M.F., 1990.** Tectonic subsidence of the Aquitaine Basin since Cretaceous times. *Bull. Société Géologique Fr.* VI, 295–306. doi:10.2113/gssgfbull.VI.2.295
- Desegaulx, P., Roure, F., Villein, A., 1990.** Structural evolution of the Pyrenees: tectonic inheritance and flexural behaviour in the continental crust. *Tectonophysics, Paleomagnetic Constraints on Crustal Motions* 182, 211–225. doi:10.1016/0040-1951(90)90164-4 Doert et al., 1985
- Dornsiepen, U.F., Manutsoglu, E., Mertmann, D., 2001.** Permian-Triassic palaeogeography of the external Hellenides. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 172:327–338
- Ducoux, M., 2017.** Structure, thermicité et évolution géodynamique de la Zone Interne Métamorphique des Pyrénées. PhD thesis, 646, University of Orléans, France. (NNT: 2017ORLE2026).

- Ducoux M, Jolivet L, Cagnard F, Baudin T. 2021.** Basement-cover decoupling during the inversion of a hyperextended basin: Insights from the Eastern Pyrenees. *Tectonics* 40: e2020TC006512. [https:// doi.org/10.1029/2020TC006512](https://doi.org/10.1029/2020TC006512).
- Epting, M., Kudrass, H. R., Lepping, U. A. Schafer., 1972.** Geologie der Talea Ori/Kreta. - *N.lb. Geol. Paliiont. Abh.*, 141 (3), 259-285, 18 Abb., 1 BeiL; Stuttgart.
- Fabre G., Maire R., 1983.** Néotectonique et morphogénèse insulaire en Grèce : le massif du Mont Ida (Crète). In: Méditerranée, troisième série, tome 48, 2-1983. Evolution récente des paysages de la péninsule hellénique. pp. 39-49 ; doi : <https://doi.org/10.3406/medit.1983.2124>.
- Fallourd, S., Poujol, M., Boulvais, P., Paquette, J.-L., de Saint Blanquat, M., Remy, P., 2014.** In situ LA-ICP-MS U–Pb titanite dating of Na–Ca metasomatism in orogenic belts: the North Pyrenean example. *Int. J. Earth Sci.* 103, 667–682.
- Fassoulas, C., Killias, A. Mountrakis, D., 1994.** Postnappe stacking extension and exhumation of high-pressure/low-temperature rocks in the island of Crete, Greece. *Tectonics*, 13, 127-138.
- Fassoulas, C., 2001.** The tectonic development of a Neogene basin at the leading edge of the active European margin: the Heraklion basin, Crete, Greece, *Journal of Geodynamics*, 31, 49-70.
- Filleaudeau, P.-Y., Mouthereau, F., Pik, R., 2011.** Thermo-tectonic evolution of the south-central Pyrenees from rifting to orogeny: insights from detrital zircon U/Pb and (U-Th)/He thermochronometry. *Basin Research*, 23, 1-17.
- Fitzgerald, P.G., Muñoz, J.A., Coney, P.J., Baldwin, S.L., 1999.** Asymmetric exhumation across the Pyrenean orogen : implications for the tectonic evolution of a collisional orogeny. *Earth and Planetary Science Letters*, 173, 157-170.
- Fonteilles, M., Leblanc, D., Clauzon, G., Vaudin, J.-L., Berger, G.M., 1993.** Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Riveslates (1090), Bureau de recherches géologiques et minières, Orléans.
- Ford, M., Hemmer, L., Vacherat, A., Gallagher, K., Christophoul, F., 2016.** Retro-wedge foreland basin evolution along the ECORS line, eastern Pyrenees, France. *J. Geol. Soc.* 173, 419–437. doi:10.1144/jgs2015-129
- Ford, M. and Vergés, J., 2020.** Evolution of a salt-rich transtensional rifted margin, eastern North Pyrénées, France. *J. Geol. Soc.*, 178(1), 2019–2157.
- Fondecave-Wallez M.J., Peybernès B., 2003.** les Foraminifères planctoniques dano-sélandiens des séquences brèches/hémipélagites du « Sillon Paléocène Pyrénéen », *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, 139, 31-40.
- Frydas, D. & Keupp, H., 1996,** Biostratigraphical results in Late Neogene deposits of NW Crete, Greece, based on calcareous nannofossils. *Berliner geowiss. Abh.*, E 18, 169-189.
- Fytrolakis, N., 1971.** Études géologiques dans la province de pylas (Mycènes, Péloponnèse).
- Fytrolakis, N., 1972,** Die Einwirkungen gewisser orogener Bewegungen und die Gipsbildung in Ostkreta (Prov. Sitia). *Bull. Geol. Soc. Greece*, 9, 81-100.
- Gautier, P., Brun, J.P., Moriceau, R., Sokoutis, D., Martinod, J., Jolivet, L., 1999.** Timing, kinematics and cause of Aegean extension: a scenario based on a comparison with simple analogue experiments. *Tectonophysics* 315 (1–4), 31–72.

- Golberg, J., Maluski, H., Leyreloup, A., 1986.** Petrological and age relationship between emplacement of magmatic breccia, alkaline magmatism, and static metamorphism in the North Pyrenean Zone. *Tectonophysics*, 129, 1, 275-290.
- Golberg, J.M., 1987.** Le métamorphisme mésozoïque dans la partie orientale des Pyrénées; relations avec l'évolution de la chaîne au crétacé. Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Centre Géologique et Géophysique : Montpellier, France, France.
- Golberg, J.-M., & Maluski, H., 1988.** Données nouvelles et mise au point sur l'âge du métamorphisme pyrénéen. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 306, 429-435.
- Golberg, J.M., Leyreloup, A.F., 1990.** High temperature–low pressure Cretaceous metamorphism related to crustal thinning (Eastern North Pyrenean Zone, France). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 104, 194-207.
- Goscombe, B.D., Passchier, C.W., Hand, M., 2004.** Boudinage classification: end-member boudin types and modified boudin structures. *Journal of Structural Geology*, 26(4), p. 739-763.
- Greiling, R., 1982.** The metamorphic and structural evolution of the Phyllite-quartzite nappe of western Crete. *Journal of Structural Geology* 4, 291-297.
- Gunnell, Y., Calvet, M., Bricchau, S., Carter, A., Aguilar, J.P. et Zeyen, H., 2009.** Low long-term erosion rates in high-energy mountain belts: Insights from thermo- and biochronology in the Eastern Pyrenees. *Earth and Planetary Science Letters*, 278, 208-218.
- Hall, C.A. et Benett, V.C., 1979.** Significance of lherzolite at the Etang de Lherz, central Pyrenees, southern France. *Earth and Planetary Science Letters*, 45, 349-354.
- Hall, R., Audley-Charles, M.G., 1983.** The structure and regional significance of the Talea-Ori, Crete. *J. Struct. Geol.*, 5 (1983), pp. 167-179.
- Hall, R., Audley-Charles, M. G., and Carter, D. J., 1984.** The significance of Crete for the evolution of the Eastern Mediterranean, edited by Dixon, J. E. and Robertson, A. H. F., *Geol Soc, Special Pub*, 17, pp 499–516.
- Huyghe, D., Mouthereau, F., Castelltort, S., Filleaudeau, P.Y., Emmanuel, L., 2009.** Paleogene propagation of the southern Pyrenean thrust wedge revealed by finite strain analysis in frontal thrust sheets: Implications for mountain building. *Earth and Planetary Science Letters*, 288, 421-433.
- Jammes, S., Manatschal, G., Lavier, L., Masini, E., 2009.** Tectonosedimentary evolution related to extreme crustal thinning ahead of a propagating ocean: Example of the western Pyrenees, *Tectonics*, 28, TC4012. <https://doi.org/10.1029-2008TC002406>.
- Jammes, S., Lavier, L., Manatschal, G., 2010.** Extreme crustal thinning in the Bay of Biscay and Western Pyrenees: From observations to modeling. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11. 26 p.
- Jolivet, L., Brun, J.P., Gautier, P., Lallemand, S., 1994.** 3-D kinematics of extension in the Aegean from the Early Miocene to the Present *Bull. Soc. Géol. France*, 165 (1994), pp. 195-209.
- Jolivet, L., Goffé, B., Monié, P., Truffert-Luxey, C., Patriat, M., Bonneau, M., 1996.** Miocene detachment in Crete and exhumation P-T-t paths of high-pressure metamorphic rocks. *Tectonics* 15, 1129-1153.

- Jolivet, L., Faccenna, C., 2000.** Mediterranean extension and the Africa–Eurasia collision. *Tectonics* 19 (6), 1095–1106
- Jolivet, L., Brun, J.P., 2010.** Cenozoic geodynamic evolution of the Aegean region. *International Journal of Earth Sciences* 99, 109–138. <http://dx.doi.org/10.1007/s00531-008-0366-4>
- Jolivet, L., Faccenna, C., Goffé, B., Burov, E., Agard, P., 2003.** Subduction tectonics and exhumation of high-pressure metamorphic rocks in the Mediterranean orogens. *American Journal Science* 303, 353–409.
- Jolivet, M., Labaume, P., Monié, P., Brunel, M., Arnaud, N., Campani, M., 2007.** Thermochronology constraints for the propagation sequence of the southern Pyrenean basement thrust system (France–Spain). *Tectonics*, 26, TC5007.
- Jolivet, L., Augier, R., Faccenna, C., Negro, F., Rimmelé, G., Agard, P., Robin, C., Rossetti, F., Crespo-Blanc, A., 2008.** Subduction, convergence and the mode of backarc extension in the Mediterranean region. *Bulletin. Société Géologique de France* 179 (6), 525–550.
- Jolivet, L., Faccenna, C., Huet, B., Labrousse, L., Le Pourhiet, L., Lacombe, O., Lecomte, E., Burov, E., Denèle, Y., Brun, J.-P., Philippon, M., Paul, A., Salaün, G., Karabulut, H., Piromallo, C., Monié, P., Gueydan, F., Okay, A.I., Oberhänsli, R., Pourteau, A., Augier, R., Gadenne, L., Driussi, O., 2013.** Aegean tectonics: Strain localisation, slab tearing and trench retreat. *Tectonophysics*, 597–598, 1–33. [doi.org/10.1016/j.tecto.2012.06.011](http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2012.06.011).
- Karakitsios, V. (1987).** Sur la signification de la «série de Trypali» dans la région de Sellia en Crète occidentale (Grèce). *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, 304(3), 123–128.
- Kilias, A., Fassoulas, C., Mountrakis, D., 1994.** Tertiary extension of continental crust and uplift of Psiloritis metamorphic core complex in the central part of the Hellenic Arc (Crete, Greece). *Geol Rundschau* 83, 417–430.
- Kissel, C., Laj, C., 1988.** The Tertiary geodynamic evolution of the Aegean arc: a paleomagnetic reconstruction. *Tectonophysics* 146, 183–201.
- Klein, T., Craddock, J.P., Zulauf, G., 2013.** Constraints on the geodynamical evolution of Crete: insights from illite crystallinity, Raman spectroscopy and calcite twinning above and below the “Cretan Detachment”. *International Journal of Earth Science*, 102, pp. 139–182.
- Kokinou, E., Tiago, A., Kamberis, E., 2012.** Structural decoupling in a convergent forearc setting (southern Crete, eastern Mediterranean). *GSA Bull.* <https://doi.org/10.1130/B30492.1>.
- König, H. Kuss, S.E., 1980,** Neue Daten zur Biostratigraphie des permotriadischen Autochthons der Insel Kreta (Griechenland). *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1980/9, 525–540.
- Kopp, K.-O. Ott, E., 1977,** Spezialkartierungen im Umkreis neuer Fossilfunde in Trypali- und Tripolitza-Kalken Westkretas. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1977/4, 217–238.
- Kopp, K. O., 1978.** Stratigraphic and tectonic sequence of Crete.
- Krahl, J., Richter, D., Förster, O., Kozur, H., Hall, R., 1988.** Zur Stellung der Talea Ori im Bau des kretischen Deckenstapels (Griechenland). *Z. dtsh Geol Ges* 139:191–227.

- Lacroix, A., 1894.** Etude mineralogique de la lherzolite des Pyrenees et de ses phénomènes de contact. *Nouv. Archives Museum* 6, 209–308.
- Lacroix, A., 1895.** Les phénomènes de contact de la lherzolite et de quelques ophites des Pyrénées. Librairie polytechnique, Baudry et cie.
- Lagabrielle, Y., Bodinier, J. L., 2008.** Submarine reworking of exhumed subcontinental mantle rocks: field evidence from the Lherz peridotites, French Pyrenees. *Terra Nova*. 20, 1, 11-21.
- Lagabrielle, Y., Labaume, P., De Saint Blanquat, M., 2010.** Mantle exhumation, crustal denudation, and gravity tectonics during Cretaceous rifting in the Pyrenean realm (SW Europe): Insights from the geological setting of the lherzolite bodies. *Tectonics*. 29, 4.
- Lagabrielle, Y., Clerc, C., Vauchez, A., Lahfid, A., Labaume, P., Azambre, B., Fourcade, S., Dautria, J.-M., 2016.** Very high geothermal gradient during mantle exhumation recorded in mylonitic marbles and carbonate breccias from a Mesozoic Pyrenean palaeomargin (Lherz area, North Pyrenean Zone, France). *Comptes Rendus Geosci., From rifting to mountain building: the Pyrenean Belt* 348, 290–300. doi:10.1016/j.crte.2015.11.004
- Le Pichon, X., Bonnin, J., Sibuet, J. C., 1970.** La faille nord-pyreneenne; faille transformante liee a l'ouverture de Golfe de Gascogne. The north Pyrenean fault, a transverse fault related to the mouth of the Gulf of Gascony. 271, 22, 1941-1944.
- Le Pichon, X., Angelier, J., 1979.** The Hellenic arc and the trench system: a key to the neotectonic evolution of the eastern Mediterranean area. *Tectonophysics* 60:1–42.
- Lekkas, S., 1980.** Les phyllades du péloponnèse: un métaflysch ionien chevauché par la série de Gacrovo-Tripolitza (Grèce), *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris* 291. 21-24.
- Leppig, U., 1974.** Die Mikrofauna der Tripolitza-Kalke im nördlichen Mittelkreta (Griechenland). Diss., Albert-Ludwigs-Univ., Freiburg i. Br., 142 pp.
- Lys, M., Thiebault, F., 1971.** Données nouvelles sur l'âge des schistes en Peloponnesse meridional. *Compte Rendus de l'Academie des Sciences, Paris*, 272 (Serie D) (1971), pp. 196-197
- Masini, E., Manatschal, G., Tugend, J., Mohn, G., Flament, J.-M., 2014.** The tectono-sedimentary evolution of a hyper-extended rift basin: the example of the Arzac–Mauléon rift system (Western Pyrenees, SW France). *International Journal of Earth Sciences*. 103, 6, 1569-1596.
- Mattauer, M. and Proust, F., 1962.** Sur l'âge post-albien de quelques brèches réputées jurassiques ou néocomiennes des Pyrénées orientales. *C.R. Somm. Soc. géol. Fr.* 304-305.
- Mattauer, M., 1964.** Sur les schistosites d'âge tertiaire de la zone axiale hercynienne des Pyrenees. *Comptes Rendus Hebd. Seances Acad. Sci.* 259, 2891–2894.
- Mattauer, M., 1968.** Les traits structuraux essentiels de la chaîne Pyrénéenne. *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique*. 10, 3-11.
- Mattauer M., 1990.** Une autre interprétation du profil ECORS Pyrénées. *Bulletin de la Société géologique de France*, 6, 307-311.
- Menant, A., Sternai, P., Jolivet, L., Guillou-Frottier, L., Gerya, T., 2016.** 3D numerical modeling of mantle flow, crustal dynamics and magma genesis associated with slab roll-

- back and tearing: The eastern Mediterranean case. *Earth and Planetary Science Letters*, 442, 93-107.
- Meulenkamp, J. E., M. J. R. Wortel, W. A. van Warne, W., Spakman, E., Hoogerduyn Strating, 1988.** On the Hellenic subduction zone and the geodynamic evolution of Crete since the late middle Miocene, *Tectonophysics*, 146, 203-215.
- Meurisse, M., 1974.** Données nouvelles sur les brèches rouges éocènes et la tectogenèse de la zone nord-pyrénéenne orientale. Datation et conséquences - *Arch. Sc. Genève*, 28, 1, 67-79.
- Moine, B., Fortune, J. P., Moreau, P., Viguié, F., 1989.** Comparative mineralogy, geochemistry, and conditions of formation of two metasomatic talc and chlorite deposits; Trimouns (Pyrenees, France) and Rabenwald (Eastern Alps, Austria). *Economic Geology*, 84(5), 1398-1416. doi:10.2113/gsecongeo.84.5.1398
- Montigny, R., Azambre, B., Rossy, M., Thuizat, R., 1986.** K-Ar study of cretaceous magmatism and metamorphism in the pyrenees: Age and length of rotation of the Iberian Peninsula. *Tectonophysics*. 129, 1, 257-273.
- Morris R.G., Sinclair H.D. Yelland A.J., 1998.** Exhumation of the Pyrenean orogen: implications for sediment discharge. *Basin Research*, 10, 69-85.
- Mouthereau, F., Filleaudeau, P. Y., Vacherat, A., Pik, R., Lacombe, O., Fellin, M. G. Castelltort, S., Christophoul, F., Masini, E., 2014.** Placing limits to shortening evolution in the Pyrenees: Role of margin architecture and implications for the Iberia/Europe convergence. *Tectonics*. 33, 12, 2283-2314.
- Muñoz, J.A., Martínez, A., Verges, J., 1986.** Thrust sequences in the eastern Spanish Pyrenees. *Journal of Structural Geology*, 8, 399-405.
- Muñoz, J. A., 1992.** Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. *Thrust tectonics*, Springer: 235-246.
- Nemec, W., Steel, R.J., 1988.** What is a fan-delta and how do we recognize it?. Nemec, W., and Steel, R.J. *Fan-Deltas: Sedimentology and Tectonic Settings*. Blackie, Glasgow/London. 3-13.
- Nemec, W., Postma, G., 1993.** Quaternary alluvial fans in southwestern Crete: sedimentation processes and geomorphic evolution. In: Marzo, M., Puigdefabregas, C. (Eds.), *Alluvial Sedimentation*, Special Publication of the International Association of Sedimentologists, vol. 17, pp. 235-276.
- Odlum, M.L., Stockli, D.F., Thermotectonic evolution of the North Pyrenean Agly Massif during early cretaceous hyperextension using multi-mineral U-Pb thermochronometry** *Tectonics*, 38 (2019), [10.1029/2018TC005298](https://doi.org/10.1029/2018TC005298)
- Okrusch, M., Seidel, E., Davis, E. 1978.** The assemblage jadeite-quartz in the glaucophane rocks of Sifnos (Cyclades archipelago, Greece). *Neues Jahrb. Mineral. Abh.* 132, 284-308.
- Olivet, J., 1996.** La cinématique de la plaque ibérique. *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*. 20, 1, 131-195.
- Papanikolaou, D., Vassilakis, E., 2010.** Thrust faults and extensional detachment faults in Cretan tectono-stratigraphy: implications for Middle Miocene extension. *Tectonophysics* 488, 233-247.
- Perami R., 1960.** Contribution à l'étude de la couverture septentrionale du massif de l'Agly dans les environs d'Estagel. *Dipl. et. sup.*, Toulouse.

- Péron-Pinvidic, G., Manatschal, G., Minshull, T. A., Sawyer, D. S., 2007.** Tectono sedimentary evolution of the deep Iberia-Newfoundland margins: Evidence for a complex breakup history. *Tectonics*, 26, 1–19.
- Peybernès, B., 1976.** Le Jurassique et le Crétacé inférieur des Pyrénées franco-espagnoles entre la Garonne et la Méditerranée. - Thèse Sci, université de Toulouse.
- Peybernès, B., Souquet, P., 1984. Basement blocks and tecto-sedimentary evolution in the Pyrenees during Mesozoic times. *Geological Magazine*, 121, 397-405.
- Peybernès, B., Fondécave-Wallez, M.J., Combes, P.J., Eichène, P., 2001a.** Mise en évidence d'un sillon marin à brèches paléocènes dans les Pyrénées centrales (Zone interne métamorphique et Zone nord-pyrénéenne), *C. R. Acad. Sci. Paris*, 332, p379-386.
- Peybernès, B., Fondécave-Wallez, M.J., Combes, P.J., Eichène, P., 2001b.** Découverte d'hémipélagites à Foraminifères planctoniques paléocène dans les « Brèches de Baixas » (Pyrénées-Orientales), *C. R. Acad. Sci. Paris*, 332, p633-640.
- Peybernès, B., Fondécave-Wallez, M.-J., Combes, P.-J., 2002.** Découverte de Foraminifères planctoniques paléocènes dans les brèches, précédemment tenues pour « aptiennes » et d'origine diapirique, des Pyrénées basco-béarnaises, *C. R. Palevol* 1, 1–8.
- Pomoni-Papaioannou, F., Karakitsios, V., 2002.** Facies analysis of the Trypali carbonate unit (Upper Triassic) in central-western Crete (Greece): an evaporite formation transformed into solution-collapse breccias, *Sedimentology*, 49, 1113-1132.
- Pope, R., Wilkinson, K., Skourtsos, E., Triantaphyllou, M., Ferrier, G., 2008.** Clarifying stages of alluvial fan evolution along the Sfakian piedmont, southern Crete: new evidence from analysis of post-incisive soils and OSL dating, *Geomorphology*, 94, 206-225. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.05.007>.
- Pope, R.J., Candy, I., Skourtsos, E., 2016.** A chronology of alluvial fan response to Late Quaternary sea level and climate change, *Crete Quaternary Research*, 86 (2016), pp. 170-183.
- Postma, G., Fortuin, A.R., Van Wamel, W.A., 1993,** Basin-fill patterns controlled by tectonics and climate: the Neogene 'fore-arc' basins of eastern Crete as a case history. in Frostik, L.E. & Steel, R.L., eds., *Tectonic Controls and Signatures in Sedimentary Successions*. Spec. Publ. Int. Ass. Sediment., 20, 335-362.
- Poujol, M., Boulvais, P., Kosler, J., 2010.** In-situ LA-ICP-MS U-Th-Pb dating of metasomatic fluid circulation: Evidence of regional-scale albitization in the Pyrenees. *J. Geol. Soc.* 167, 751–767.
- Ppoupinet, G., Souriau, A., Vadell, M. et Njike-Kassala, J.D., 1992.** Constraints on the lithospheric structure beneath the North Pyrenean fault from teleseismic observations. *Geology*, 20, 157-160.
- Rahl, J., Fassoulas, C., Brandon, M., 2004.** Exhumation of high-pressure metamorphic rocks within an active convergent margin, Crete, Greece: a field guide. In *Field Trip Guidebook for the 32nd International Geological Congress*, Guerrieri L, Rischia I, Serva L (eds). Italian Agency for the Environmental Protection and Technical Services: Rome; pp. 1-36.
- Rahl, J.M., Anderson, K.M., Brandon, M., Fassoulas, C., 2005.** Raman spec-troscopic carbonaceous material thermometry of low-grade metamorphic rocks-calibration and

- application to tectonic exhumation in Crete, Greece. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 240, 339-354.
- Ravier, J., 1959.** Le métamorphisme des terrains secondaires des Pyrénées. Société géologique de France.
- Ravier, J., Thiebaut, J., 1982.** Lagunar origin of mesozoic marbles and hornfelds at the col-dagnes (ariege), *C. R. Acad. Sci. Paris*, 294, 127–130.
- Ring, U., Layer, P.W. Reischmann, T., 2001,** Miocene high-pressure metamorphism in the Cyclades and Crete, Aegean Sea, Greece: Evidence for large-magnitude displacement on the Cretan detachment. *Geology*, 29, 395-398.
- Robertson, AHF., Clift, PD., Degnan P., Jones, G., 1991.** Palaeogeographic and palaeotectonic evolution of the Eastern Mediterranean Neotethys. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 87:289–344. doi:10.1016/0031-0182(91)90140-M
- Roest, W. and Srivastava, S., 1991.** Kinematics of the plate boundaries between Eurasia, Iberia, and Africa in the North Atlantic from the Late Cretaceous to the present. *Geology*. 19, 6, 613-616.
- Rosenbaum, G., Lister, G. S., Duboz, C., 2002.** Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny. *Tectonophysics*. 359, 1, 117-129.
- Roure, F., Choukroune, P., Berastegui, X., Munoz, J.A., Villien, A., Matheron, P., Bareyt, M., Seguret, M., Camara, P. et Déramond, J., 1989.** ECORS deep seismic data and balanced cross sections: Geometric constraints on the evolution of the Pyrenees. *Tectonics*, 8, 41-50.
- Sakellariou, D., Tsampouraki-Kraounaki, K., 2019.** Plio-Quaternary extension and strike-slip tectonics in the Aegean. In *Transform plate boundaries and fracture zones* (pp. 339-374). Elsevier.
- Schärer, De Parseval, Polvé, De Saint Blanquat, 1999.** Formation of the Trimouns talc-chlorite deposit (Pyrenees) from persistent hydrothermal activity between 112 and 97 Ma. *Terra Nova* 11, 30–37. doi:10.1046/j.1365-3121.1999.00224.x
- Seguret, M., Daignieres, M., 1986.** Crustal scale balanced cross-sections of the Pyrenees; Discussion. *Tectonophysics*, 129, 303-318.
- Seidel, E., 1971.** Die Pindos-Serie in Westkreta, auf der Insel Gavdos und im Kedros-Gebiet (Mittelkreta). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 137, 443-460.
- Seidel, E., 1978.** Zur Petrologie der Phyllit-Quarzit-Serie Kretas. *Habil.-Schrift, Univ. Braunschweig*, 145 pp.
- Seidel, E., Okrusch, M., Kreuzer, H., Raschke, H. Harre, W., 1981.** Eo-alpine metamorphism in the uppermost unit of the Cretan nappe system – petrology and geochronology. Part 2. Synopsis of the high-temperature metamorphics and associated ophiolites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 76, 351-361.
- Seidel, E., Kreuzer, H. & Harre, W., 1982.** A late Oligocene/early Miocene high pressure belt in the external Hellenides. *Geol. Jb.*, E 23, 165-206.
- Seidel, E. Wachendorf, H., 1986.** Die südägäische Inselbrücke. in Jacobshagen, V., ed., *Geologie von Griechenland*. Gebrüder Bornträger, Berlin, 54-80.
- Seidel, E. Theye, T., 1993.** High-pressure/low-temperature metamorphism in the external Hellenides, Crete, Peloponnese. *Bull. Geol. Soc. Greece*, 28, 49-55.

- Seidel, M., 2003.** Tectono-sedimentary evolution of middle Miocene supra-detachment basins (western Crete, Greece). Ph.D. Dissertation, University of Köln. 116 pages.
- Serrano, O., Guillocheau, F. et Leroy, E., 2001.** Evolution du bassin compressif Nord-Pyrénéen au Paléogène (bassin de l'Adour) : contraintes stratigraphiques. *Compte-Rendu de l'Académie des Sciences Paris, Sciences de la Terre et des planètes*, 332, 37-44.
- Serrano O., Delmas J., Hanot F., Vially R., Herbin J.P., Houel P. et Tourliere B., 2006.** Le bassin d'Aquitaine : valorisation des données sismiques, cartographie structurale et potentiel pétrolier. *Edition BRGM*, 245 p.
- Shaw, B., Jackson, J.A., 2010.** Earthquake mechanisms and active tectonics of the Hellenic subduction zone. *Geophys.J. Int.* 181 (2), 966–984.
- Sibuet, J. C., Srivastava, S. P., Spakman, W., 2004.** Pyrenean orogeny and plate kinematics. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth (1978–2012)*. 109, B8.
- Skourtsos, E., Pope, R.J.J., Triantaphyllou, M., 2007.** Tectono-sedimentary evolution and rates of tectonic uplift of the Sphakia coastal zone, southwest Crete. *Bulletin of the Geological Society of Greece XXXVII*, 475e487.
- Souquet, P., Peybernes, B., Bilotte, M., Debroas, E.-J., 1977.** La chaîne alpine des Pyrénées. *Géologie alpine*. 53, fasc. 2, 193-216.
- Souquet, P. Debroas, E., 1980.** Tectorogénèse et évolution des bassins de sédimentation dans le cycle alpin des Pyrénées. *Géologie de la France. 26eme Congr Géol Int Coll C. 7*, 213-233.
- Souquet, P., Debroas, E.-J., Boirie, J.-M., Pons, P., Fixari, G., Roux, J.-C., Dol, J., Thieuloy, J.-P., Bonnemaïson, M., Manivit, H., 1985.** Le groupe du Flysch noir (albo-cénomaniens) dans les Pyrénées. *Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*. 9, 1, 131-196.
- Srivastava, S.P., Roest, W.R., Kovacs, L.C., Oakey, G., Leveque, S., Verhoef, J. et Macnab, R., 1990.** Motion of Iberia since the Late Jurassic: Results from detailed aeromagnetic measurements in the Newfoundland Basin. *Tectonophysics*, 184, 229-260.
- Srivastava, S.P., Sibuet, J.C., Cande, S., Roest, W.R. et Reid, I.D., 2000.** Magnetic evidence for slow seafloor spreading during the formation of the Newfoundland and Iberian margins. *Earth and Planetary Science Letters*, 182, 61-76.
- Teixell A., 1996.** The Anso transect of the southern Pyrenees: basement and cover thrust geometries. *Journal of Geological Society of London*, 153, 301-310.
- Teixell, A., Labaume, P., Lagabrielle, Y., 2016.** The crustal evolution of the west-central Pyrenees revisited: Inferences from a new kinematic scenario. *Comptes Rendus - Géoscience* 348, 257–267. doi:10.1016/j.crte.2015.10.010
- Teixell, A., 1998.** Crustal structure and orogenic material budget in the west central Pyrenees. *Tectonics*. 17, 3, 395-406.
- Ten Veen, J.H., Meijer, P.T., 1998.** Late Miocene to recent tectonic evolution of Crete (Greece): geological observations and model analysis. *Tectonophysics* 298, 191–208.
- ten Veen, J. H., and Postma, G., 1999a.** Neogene tectonics and basin fill patterns in the Hellenic outer-arc (Crete, Greece), *Basin Research*, 11 (3), 223-241.
- ten Veen, J. H., Postma, G., 1999b.** Roll-back controlled vertical movements of outer-arc basins of the Hellenic subduction zone (Crete, Greece), *Basin Research*, 11(3), 243-266.

- ten Veen, J.H., Kleinspehn, K.L., 2003.** Incipient continental collision and plate-boundary curvature: Late Pliocene - Holocene transtensional Hellenic forearc, Crete, Greece, *Journal of the Geological Society*, 160, 1-21.
- Ternet, Yves, M. Colchen, Elie-Jean Debroas, B. Azambre, F. Debon, J.-L. Bouchez, G. Gleizes, et al. 1997.** Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Aulus les Bains (1086). BRGM éd. Orléans: BRGM.
- Thomson, S.N., Stöckert, B. Brix, M.R., 1998,** Thermochronology of the high-pressure metamorphic rocks on Crete, Greece: Implications for the speed of tectonic processes. *Geology*, 26, 259-262.
- Thomson, S.N., Stöckert, B. Brix, M.R., 1999.** Miocene high-pressure metamorphic rocks of Crete, Greece: rapid exhumation by buoyant escape. in Ring, U., Brandon, M.T., Lister, G.S. & Willet, S.D., eds., 1999, *Exhumation Processes: Normal faulting, Ductile Flow and Erosion*. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ., 154, 87-108.
- Tugend, J., Manatschal, G., Kuszniir, N., Masini, E., Mohn, G., Thinon, I., 2014.** Formation and deformation of hyperextended rift systems: Insights from rift domain mapping in the Bay of Biscay-Pyrenees. *Tectonics*. 33, 7, 1239-1276.
- Tsimi, C., Ganas, A., Ferrier, G., Drakatos, G., Pope, R.J., Fassoulas, C., 2007.** Morphotectonics of the Sfakia normal fault, southwestern Crete, Greece, in *Proceedings of 8th Pan-Hellenic Geographical Conference*, Athens, Greece, 2007 October 4-7, pp. 186-194.
- Vacherat, A., 2014.** Inversion d'une marge hyper-amincie: contexte thermo-cinématique et interactions tectonique-érosion au Nord des Pyrénées. Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris 6.
- van Hinsbergen, D.J.J., Meulenkamp, J.E., 2006.** Neogene supradetachment basin development on Crete (Greece) during exhumation of the South Aegean core complex. *Basin Research* 18, 103–124. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-2117.2005.00282.x>
- Vaucher, A., Clerc, C., Bestani, L., Lagabrielle, Y., Chauvet, A., Lahfid, A., Mainprice, D., 2013.** Preorogenic exhumation of the North Pyrenean Agly massif (Eastern Pyrenees-France). *Tectonics*. 32, 2, 95-106.
- Vaudin, J.L., 1982.** Etude géologique de la couverture mésozoïque du massif de l'Agly (entre Estagel et Baixas, Pyrénées-Orientales). Thèse 3e cycle, Toulouse, 157 p.
- Vergés, J., Millán, H., Roca, E., Muñoz, J.A., Marzo, M., Cirés, J., Bezemer, T.D., Zoetemeijer, R., Cloetingh, S., 1995.** Eastern Pyrenees and related foreland basins: pre-, syn-and post-collisional crustal-scale cross-sections. *Marine and Petroleum Geology*, 12, 893-915.
- Vergés, J., Marzo, M., Santaaulària, T., Serra-Kiel, J., Burbank, D.W., Muñoz, J.A., Giménez-Montsant, J.,** Quantified vertical motions and tectonic evolution of the SE Pyrenean forelandbasin. *Journal of Geological Society, Special Publications*, 134, 107-134.
- Vidakis, M. et Fortuin, A. R. 1993.** Geological map of Greece. *Vrisses sheet*, 1993, vol. 1, no 50, p. 000.
- Vielzeuf, D. and Kornprobst, J., 1984.** Crustal splitting and the emplacement of Pyrenean lherzolites and granulites. *Earth and Planetary Science Letters*. 67, 1, 87-96.

- Vissers, R. and Meijer, P. T., 2012.** Iberian plate kinematics and Alpine collision in the Pyrenees. *Earth-Science Reviews*. 114, 1, 61-83.
- Vissers, R. and Meijer, P.T., 2012a.** Mesozoic rotation of Iberia: subduction in the Pyrenees? *Earth-Science Reviews*, 110, 93-110.
- Vissers, R.L.M., van Hinsbergen, D.J.J., van der Meer, D.G., Spakman, W., 2016.** Cretaceous slab break-off in the Pyrenees: Iberian plate kinematics in paleomagnetic and mantle reference frames. *Gondwana Res.* 34, 49–59. doi:10.1016/j.gr.2016.03.006
- Wachendorf, H., Gralla, P., Koll, J. Schulze, I., 1980.** Geodynamik des mittelkretischen Deckenstapels (nördliches Dikti-Gebirge). *Geotekt. Forsch.*, 59, 1-72.
- Whitchurch, A.L., Carter, A., Sinclair, H.D., Duller, R.A., Whittaker, A.C., Allen, P.A., 2011.** Sediment routing system evolution within a diachronously uplifting orogen: insights from detrital zircon thermochronological analyses from the South-Central Pyrenees. *American Journal of Science*, 311, 442-482
- Williams, G.D., Fischer, M.W., 1984.** A balanced section across the pyrenean orogenic belt. *Tectonics*, 3, 773-780.
- Zager, D., 1972.** Sedimentologie der Tripolitzakarbonate im nördlichen Mittelkreta (Griechenland). Diss., Albert-Ludwigs-Univ., Freiburg i. Br., 131 pp
- Zambetakis-Lekkas, A., Pomoni-Papaioannou, F., Alexopoulos, A., 1998.** Biostratigraphical and sedimentological study of Upper Senonian—lower Eocene sediments of Tripolitza Platform in central Crete (Greece). *Cretac Res* 19:715–732.
- Zulauf, G., Kowalczyk, G., Krahl, J., Petschick, R., Schwanz, S., 2002.** The tectonometamorphic evolution of high-pressure low-temperature metamorphic rocks of eastern Crete, Greece: constraints from microfabrics, strain, illite crystallinity and paleodifferential stress. *J Struct Geol* 24:1805–1828.
- Zulauf, G., Klein, T., Kowalczyk, G., Krahl, J., Romano, S.S., 2008.** The Mirsini Syncline of eastern Crete, Greece: a key area for understanding pre-Alpine and Alpine orogeny in the eastern Mediterranean. *Z. dtsh Ges Geowiss* 3:399–414.

Références bibliographiques du Chapitre V

- Angelier, J., 1979.** Determination of the mean principal directions of stresses for a given fault population, *Tectonophysics*, 56, T17- T26.
- Beaty, C.B., 1989. Great boulders I have known: *Geology*, v. 17, p. 349-352.
- Beaty, C.B., DePolo, CM., 1989.** Energetic earthquakes and boulders on alluvial fans: is there a connection? *Seismological Society of America Bulletin*, v. 79, p. 219-224.
- Barrier, L., Proust, J.N., Nalpas, T., Robin, C., Guillocheau, F., 2010.** Control of alluvial sedimentation at foreland-basin active margins: a case study from the northeastern Ebro Basin (southeastern Pyrenees, Spain). *Journal of Sedimentary Research* 80, 728–749.
- Berger, G.M., Clauzon, G., Michaux, J., Suc, J.-P., Aloïsi, J.-C., Monaco, A., Got, H., Augris, C., Gadel, F., Buscail, R., 1988.** Carte géol. France (1/50000), feuille Perpignan (1091): Bureau de recherches géologiques et minière (BRGM), Orléans.
- Berger, G.M., Fontelles, M., Leblanc, D., Clauzon, G., Marshal, J.P., Vautrelle, C., 1993.** Notice explicative, carte géol. France (1/50000), feuille Rivesaltes (1090). Orléans: BRGM, 117 pp.
- Berger, G.M., Bessière, G., Bilotte, M., Viillard, P., 1997.** Carte géol. France (1/50000), feuille Tuchan (1078): Bureau de recherches géologiques et minières (BRGM), Orléans.
- Bergner, A.G.N., Strecker, M.R., Trauth, M.H., Deino, A.L., Gasse, F., Blisniuk, P., Dünforth, M., 2009.** Tectonic and climatic control on evolution of rift lakes in the Central Kenya Rift, East Africa. *Quat. Sci. Rev.* 28, 2804–2816.
- Bertrand, L., 1940.** Sur la structure géologique du versant nord des Pyrénées, Ch. Béranger.
- Bessière, G., Bilotte, M., Crochet, B., Peybernès, B., Tambareau, Y., Villate, J., 1989.** Notice explicative de la carte géologique de la France au 1/50.000, feuille de Quillan (1077), 98 pp., BRGM, Orléans.
- Bizon G, Thiebault F., 1974.** Données nouvelles sur l'âge des marbres et quartzites u Taygète (Péloponnese neridional, Grèce). *C R Acad Sci Paris* 278, 9-12
- Blair, T.C., McPherson, J.G., 1994a.** Alluvial fan processes and forms. In: *Geomorphology of Desert Environments* (Eds A.D. Abrahams and A. Parsons), pp. 354-402. Chapman et Hall, London.
- Blair, T.C., McPherson, J.G., 1994b.** Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies. *J. Sed. Res.*, 64, 451–490.
- Blair, T.C., McPherson, J.G., 1995.** Quaternary alluvial fans in southwestern Crete: sedimentation processes and geomorphic evolution, discussion. *Sedimentology* 85, 531-535.
- Blair, T.C., McPherson, J.G., 1999.** Grain-size and textural classification of coarse sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Research* 69, 6-19.
- Bles, J.L., Berger, G.M., 1982.** Carte géol. France (1/50000), feuille Leucate (1079): Bureau de recherches géologiques et minières (BRGM), Orléans.
- Bones, J. G., 1973.** Process and sediment size arrangement on High Arctic Talus, Southwest Devon Island. N.W.T., Canada. *Arctic and Alpine Research*, 5(1): 29-40.

- Bonneau, M., 1973.** Ion affinities of epimetamorphic calcareous plates in Crete, carriage of Gavrovo Tripolitsa series and structure of aegean arc. *C R Acad Sci* 277, 2453-2456.
- Bonneau, M., 1984.** Correlation of the Hellenide nappes in the south-east Aegean and their tectonic reconstruction. In: Robertson AHF, Dixon JE (ed) *The geological evolution of the Eastern Mediterranean*. Geol Soc Lond Spec Publ 17, Blackwell, London, pp 517-527.
- Bonneau, M., Karakitsios, V., 1979.** Lower (Upper Triassic) Horizons of the Tripolitza Nappe in Crete (Greece) and their relationship with the phyllite nappe-problems of stratigraphy, tectonics and metamorphism. *C R Acad Sci Série D* 28, 15-18.
- Bovis, M.J., 1986.** The morphology and mechanics of large-scale slope movement, with particular reference to southwest British Columbia, *in* Abrahams, A.D., ed., *Hillslope Processes*: Boston, Allen et Unwin, p. 319-341.
- Caine, N., 1980.** The rainfall intensity-duration control of shallow landslides and debris flows: *Geografiska Annaler*, v. 62A, p. 23-27.
- Campbell, R.H., 1974.** Debris flows originating from soil slips during rainstorms in southern California: *Quarterly Journal of Engineering Geology*, v. 7, p. 339-349.
- Campbell, R. H., 1975.** Soil Slips, Debris Flows and Rainstorms in the Santa Monica Mountains and Vicinity, Southern California, *US Geol. Survey Prof. Pap.* 851, 1975, 51 pp.
- Calvet, M., Gunnell Y., Laumonier, B., 2021.** Denudation history and palaeogeography of the Pyrenees and their peripheral basins: an 84- million-year geomorphological perspective. *Earth-Science Reviews* 215. 103436. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103436>.
- Caputo, R., Catalano, S., Monaco, C., Romagnoli, G., Tortorici, G., Tortorici, L., 2010.** Active faulting on the island of Crete (Greece), *Geophysical Journal International*, 183, 111-126.
- Chelalou, R., 2015.** Formation et évolution du bassin de Boucheville, implication sur l'évolution tectonique, métamorphique et sédimentaire des bassins sédimentaires mésozoïques du Nord-Est des Pyrénées. Thèse 3e cycle, Université Rennes 1, 181p.
- Chelalou, R., Nalpas, T., Bousquet, R., Prevost, M., Lahfid, A., Ringenbach, J. C., and Ballard, J. F., 2016.** New sedimentological, structural and paleo-thermicity data on the Boucheville basin (eastern north Pyrenean zone, France). *C. R. Geosci. Comptes Rendus Géoscience*, 348 (2016), pp. 312-32. <https://doi.org/doi:10.1016/j.crte.2015.11.008>.
- Choukroune P., 1973.** La brèche de Lherz dite "d'explosion liée à la mise en place des lherzolites" est une brèche sédimentaire d'âge cénozoïque. *C.R. Acad. Sc.*, 277, p. 2621-2624. Paris.
- Choukroune, P., Seguret, M., Galdeano, A. 1973.** Caractéristiques et évolution structurale des Pyrénées; un modèle de relations entre zone orogénique et mouvement des plaques. *Bulletin de la Société géologique de France*, 5-6, 600-611.
- Choukroune, P., 1976.** Structure et évolution tectonique de la zone nord pyrénéenne, *Mem. Soc. Géol. Fr.*, 127, 1-116.

- Choukroune, P., Mattauer, M., 1978.** Tectonique des plaques et Pyrenees : Sur le fonctionnement de la faille Nord-Pyrénéenne ; comparaison avec les modules actuels, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 20, 689-700.
- Church, M., Stock, R.F., Ryder, J.M., 1979.** Contemporary sedimentary environments on Baffin Island, N.W.T., Canada: debris slope accumulations. *Arctic and Alpine Research*, 11, p. 371-402.
- Clerc, C., 2012.** Evolution du domaine nord-pyrénéen au Crétacé. Amincissement crustal extrême et thermicité élevée : un analogue pour les marges passives. Thèse 3e cycle, Université Pierre et Marie Curie - Paris VI.
- Clerc, C., Lagabrielle, Y., Neumaier, M., Reynaud, J.Y., De Saint Blanquat, M., 2012.** Exhumation of subcontinental mantle rocks: evidence from ultramafic-bearing clastic deposits nearby the Lherz peridotite body, French Pyrenees. *Bull Soc Géol Fr* 183, 443-459.
- Clerc, C., Lahfid, A., Monié, P., Lagabrielle, Y., Chopin, C., Poujol, M., Boulvais, P., Ringenbach, J.C., Masini, E., De St Banquat, M., 2015.** High-temperature metamorphism during extreme thinning of the continental crust: a reappraisal of the North Pyrenean passive paleomargin *Solid Earth*, 6, pp. 643-668.
- Clerc, C., Lagabrielle, Y., Labaume P., Ringenbach, J.C., Vauchez, A., Nalpas, T., 2016.** Basement-Cover decoupling and progressive exhumation of metamorphic sediments at hot rifted margin. Insights from the Northeastern Pyrenean analog. *Tectonophysics* 686, 82-97.
- Colombo, F., 1994.** Normal and reverse unroofing sequences in syntectonic conglomerates as evidence of progressive basinward deformation. *Geology*, 22: 235-238.
- Costa, J.E., 1988.** Rhenologic, geomorphic, and sedimentologic differentiation of water floods, hyperconcentrated flows, and debris flows, *in* Baker, V.R., Kochel, R.C., and Parian, P.C., eds., *Flood Geomorphology*: New York, Wiley, p. 113-122.
- Coussot, P., Meunier, M., 1996.** Recognition, classification and mechanical description of debris flows. *Earth-Science Reviews*, 40, 209–227.
- Creutzburg, N., Seidel, E., 1975.** Zum Stand der Geologie des Praneogens auf Kreta. *Jb. Geol Palaont Abh.*149, 363-383.
- Creutzburg, N., Drooger, C.W., Meulenkamp, J.E., 1977.** General Geologic Map of Crete 1:200.000. Institute of Geological and Mining Research (IGME), Athens.
- Crochet, B., Villatte, J., Tambareau, Y., Bilotte, M., Bousquet, J.-P., Kuhfuss, A., Bouillin, J.P., Gelard, J.-P., Bessière, G., Paris, J.-P., 1989.** Carte géol. France (1/50000), feuille Quillan (1077): Bureau de recherches géologiques et minières (BRGM), Orléans.
- Cronin, 1992.** Compound landslides: nature and hazard potential of secondary landslides within host landslides. *Rev. Eng. Geol., Geol. Soc. Am.*, 9, pp. 1-9.
- De Blasio, F. V., Sæter, M. B., 2015.** “Dynamics of grains falling on a sloping granular medium: application to the evolution of a talus”. *Earth Surface Processes and Landforms*, 40 (5), 599-609.
- Debroas, E.J., 1987.** Le flysch a fucoïdes d’Uchentein témoin d’un escarpement turononien inférieur de la paleofaille nord-pyreneenne, Pyrenees centrales, France. *Fuoidal Flysch Uchentein Indic. Turonian-Low. Senonian Escarpm.* Of 3, 77-93.

- Debroas, E.J., 1990.** Le flysch noir albo-cenomanien témoin de la structuration albienne a senonienne de la Zone nord-pyréenne en Bigorre (Hautes-Pyrénées, France). *Bull. Société Géologique Fr.* 6, 273-285.
- Dera, G., Brigaud, B., Monna, F., Laffont, R., Pucéat, E., Deconinck, J-F., Pellenard, P., Joachimski, M., Durlet, C., 2011.** Climatic ups and downs in a disturbed Jurassic world. *Geology*; 39 (3): 215–218. doi: <https://doi.org/10.1130/G31579.1>
- Drew, F., 1873.** Alluvial and lacustrine deposits and glacial records of the Upper Indus Basin: *Geological Society of London Quarterly Journal*, v. 29, p. 441-471.
- Ducoux, M., 2017.** Structure, thermicité et évolution géodynamique de la Zone Interne Métamorphique des Pyrénées. PhD thesis, 646, University of Orléans, France. (NNT : 2017ORLE2026).
- Etheve, N., Mohn, G., Frizon de Lamotte, D., Roca, E., Tugend, J., Gómez-Romeu, J., 2018.** Extreme Mesozoic crustal thinning in the Eastern Iberia margin: The example of the Columbrets Basin (Valencia Trough). *Tectonics*, 37, 636-662. <https://doi.org/10.1002/2017TC004613>.
- Ducoux M, Jolivet L, Cagnard F, Baudin T. 2021.** Basement-cover decoupling during the inversion of a hyperextended basin: Insights from the Eastern Pyrenees. *Tectonics* 40: e2020TC006512. <https://doi.org/10.1029/2020TC006512>.
- Ellen, S. D. and Fleming, R. W., 1987.** Mobilization of debris flows from soil slips, San Francisco Bay region, California. In Costa, J. E. and Wieczorek, G. F., editors, *Debris Flows/Avalanches: Process, Recognition, and Mitigation*, *Rev. Eng. Geol.*, vol.7, edited by J. E. Costa and G. F. Wieczorek, pp. 31-40, *Geol. Soc. Of Am.*, Boulder, Colo., 1987.
- Fassoulas, C., Kilias, A., Mountrakis, D., 1994.** Postnappe stacking extension and exhumation of high-pressure low-temperature rocks in the Island of Crete, Greece. *Tectonics* 13, 127-138.
- Flügel, E., 2010.** *Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and implications*, 2nd ed. Berlin, New York: Springer-Verlag, 984 pp.
- Fontelles, M., Leblanc, D., Clauzon, G., Vaudin, J.L., Berger, G.M., 1993.** Carte géol. France (1/50 000), feuille Rivesaltes (1090): Bureau de recherches géologiques et minières (BRGM), Orléans.
- Ford, M., Vergés, J., 2020.** Evolution of a salt-rich transtensional rifted margin, eastern North Pyrénées, France. *Journal of the Geological Society* 178(1): 2019–2157
- Fytrolakis, N., 1972.** Die Einwirkungen gewisser orogener Bewegungen und die Gipsbildung in Ostkreta (Prov. Sitia). *Bull. Geol. Soc. Greece*, 9, 81-100.
- Gardner, J., 1968.** *Debris Slope Form and Processes in the Lake Louise District, A High Mountain Area*. Unpublished Ph.D. Thesis, McGill University, 263 pp.
- Gardner, 1979.** The movement of material on debris slopes in the Canadian Rocky Mountains. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 23:45- 67.
- Gardner, J.S., 1983.** Accretion rates on some debris slopes in the ML Rae area, Canadian Rocky Mountains: *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 8, p. 347-355.
- Golberg, J.M., Leyreloup, A.F., 1990.** High temperature–low pressure Cretaceous metamorphism related to crustal thinning (Eastern North Pyrenean Zone, France). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 104, 194-207.

- Gómez, A., Palacios, D., Luengo, E., Tanarro, L. M., Schulte, L., Ramos, M., 2003.** Talus instability in a recent deglaciation area and its relationship to buried ice and snow cover evolution (Picacho del Veleta, Sierra Nevada, Spain). *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 85 (2), 165-182.
- Goscombe, B.D., Passchier, C.W., Hand, M., 2004.** Boudinage classification: end-member boudin types and modified boudin structures. *Journal of Structural Geology*, 26(4), p. 739-763.
- Greiling, R., 1982.** The metamorphic and structural evolution of the Phyllite-quartzite nappe of western Crete. *Journal of Structural Geology* 4, 291-297.
- Hall, R., Audley-Charles, M.G., 1983.** The structure and regional significance of the Talea-Ori, Crete. *J. Struct. Geol.*, 5 (1983), pp. 167-179.
- Hall, R., Audley-Charles, M. G., and Carter, D. J., 1984.** The significance of Crete for the evolution of the Eastern Mediterranean, edited by Dixon, J. E. and Robertson, A. H. F., *Geol Soc, Special Pub*, 17, pp 499–516
- Harvey, A.M., 2012.** The coupling status of alluvial fans and debris cones: A review and synthesis. *Earth Surface Processes and Landforms* 37(1), 64 – 76.
- Hesselbo, S.P, Deconinck, J.-F., Huggett, J.M., Morgans-Bell, H.S., 2009.** Late Jurassic palaeoclimatic change from clay mineralogy and gamma-ray spectrometry of the Kimmeridge Clay, Dorset, UK *J. Geol. Soc. London*, 166, pp. 1123-1134.
- Jaffrezo M., 1980.** Les formations carbonatées des Corbières (France) du Dogger à l'Aptien: micropaléontologie stratigraphique, biozonation, paléoécologie. Extension des résultats à la Mésogée. Thèse État, Paris, 615 p.
- Jammes, S., Manatschal, G., Lavier, L., Masini, E., 2009.** Tectonosedimentary evolution related to extreme crustal thinning ahead of a propagating ocean: Example of the western Pyrenees, *Tectonics*, 28, TC4012.<https://doi.org/10.1029-2008TC002406>.
- Johnson, A.M., Rahn, P.H., 1970.** Mobilization of debris flows: *Zeitschrift für Geomorphologie Supplementband* 9, p. 168-186.
- Jolivet, L., Brun, J.P., Gautier, P., Lallemand, S., 1994.** 3-D kinematics of extension in the Aegean from the Early Miocene to the Present *Bull. Soc. Géol. France*, 165 (1994), pp. 195-209.
- Jolivet, L., Goffé, B., Monié, P., Truffert-Luxey, C., Patriat, M., Bonneau, M., 1996.** Miocene detachment in Crete and exhumation P-T-t paths of high-pressure metamorphic rocks. *Tectonics* 15, 1129-1153
- Kilias, A., Fassoulas, C., Mountrakis, D., 1994.** Tertiary extension of continental crust and uplift of Psiloritis metamorphic core complex in the central part of the Hellenic Arc (Crete, Greece). *Geol Rundschau* 83, 417-430.
- Kernif T., Nalpas T., Gautier P., Bourquin S., Poujol M., Fournier F., 2022.** Formation and preservation of colluvial sedimentary breccias during early extension: processes and facies organization. *Comptes Rendus. Géosciences*, Tome 354, pp. 205-231. <https://comptes-rendus.academie-sciences.fr/geoscience/10.5802/crgeos.128>.
- Klein, T., Craddock, J.P., Zulauf, G., 2013.** Constraints on the geodynamical evolution of Crete: insights from illite crystallinity, Raman spectroscopy and calcite twinning above and below the “Cretan Detachment “. *International Journal of Earth Science*, 102, pp. 139-182.

- Lagabrielle, Y., Clerc, C., Vauchez, A., Lahfid, A., Labaume, P., Azambre, B., Fourcade, F., Dautria, J.M., 2016.** Very high geothermal gradient during mantle exhumation recorded in mylonitic marbles and carbonate breccias from a Mesozoic Pyrenean paleo-margin (Lherz area, North Pyrenean Zone, France). Godard M., Lagabrielle Y., de Saint Blanquat M. (Eds.), *Comptes Rendus Geoscience (Special Issue, The Pyrénées)*.
- Leleu, S., Ghienne, I.F., Manatschal, G., 2009.** alluvial fan development and morpho tectonic evolution in response to contractional fault reactivation (late cretaceous–paleocene), provence, France: basin research, v. 21, p. 157–187.
- Martinez, M., Dera, G., 2015.** Orbital pacing of carbon fluxes by a~9-My eccentricity cycleduring the Mesozoic. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.* 112, 12604–12609.
- Mattauer M., Proust, F., 1962.** Sur l'âge post-albien de quelques brèches réputées jurassiques ou néocomiennes des Pyrénées orientales. *C. R. somm. Soc. géol. France* (1962), pp. 304-305
- Mudge, M.R., 1965.** Rockfall-avalanche and rockslide-avalanche deposits at Sawtooth Ridge, Montana: *Geological Society of America Bulletin*, v. 76, p. 1003-1014.
- Nalpas, T., Le Douaran, S., Brun, J.P., Unterneher, P., Richert, J.P., 1995.** Inversion of the Broad Fourteens Basin (offshore Netherlands), a small-scale model investigation. *Sediment. Geol.*, 95 (1995), pp. 237-250.
- Nemec, W. and Steel, R. J., 1984. Alluvial and coastal conglomerates: their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits.** edited by E.H. Koster, R.J. Steel, *Sedimentology of Gravels and Conglomerates*, Mem. Can. Soc. Pet. Geol., 10, pp. 1-31.
- Nemec, W. and Postma, G., 1993.** Quaternary alluvial fans in southwestern Crete: sedimentation processes and geomorphic evolution. edited by M. Marzo, C. Puigdefábregas, *Alluvial Sedimentation*, International Association of Sedimentologists Special Publication, vol. 17, pp. 235-276.
- Odlum, M. L., Stockli, D. F., 2019.** Thermotectonic evolution of the North Pyrenean Agly Massif during Early Cretaceous hyperextension using multi-mineral U-Pb thermochronometry. *Tectonics*, 38, 1509–1531. <https://doi.org/10.1029/2018TC005298>.
- Peybernès, B., 1976.** Le Jurassique et le Crétacé inférieur des Pyrénées franco-espagnoles entre la Garonne et la Méditerranée. - Thèse Sci , université de Toulouse.
- Péron-Pinvidic, G., Manatschal, G., Minshull, T.A., Sawyer, D.S., 2007.** Tectono sedimentary evolution of the deep Iberia-Newfoundland margins: Evidence for a complex breakup history. *Tectonics*, 26, 1-19.
- Pope, R., Wilkinson, K., Skourtsos, E., Triantaphyllou, M., Ferrier, G., 2008.** Clarifying stages of alluvial fan evolution along the Sfakian piedmont, southern Crete: new evidence from analysis of post-incisive soils and OSL dating, *Geomorphology*, 94, 206-225. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.05.007>.
- Pope, R.J., Candy, I., Skourtsos, E., 2016.** A chronology of alluvial fan response to Late Quaternary sea level and climate change, *Crete Quaternary Research*, 86 (2016), pp. 170-183.
- Rahl, J., Fassoulas, C., Brandon, M., 2004.** Exhumation of high-pressure metamorphic rocks within an active convergent margin, Crete, Greece: a field guide. In *Field Trip Guidebook for the 32nd International Geological Congress*, Guerrieri L, Rischia I, Serva L (eds).

- Italian Agency for the Environmental Protection and Technical Services: Rome; pp. 1-36.
- Rahl, J.M., Anderson, K.M., Brandon, M., Fassoulas, C., 2005.** Raman spectroscopic carbonaceous material thermometry of low-grade metamorphic rocks-calibration and application to tectonic exhumation in Crete, Greece. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 240, 339-354.
- Rape, A., 1960.** Recent development of mountain slopes in Karkevagge and surroundings, northern Scandinavia: *Geografiska Annaler*, v. 42, p. 73-200.
- Reneau, S., Dietrich, W.E., Donahue, D.J., Jull, A.J.T., Rubin, M., 1990.** Late Quaternary history of colluvial deposition and erosion in hollows, central California Coastal Ranges: *Geological Society of America Bulletin*, v. 102, p. 969-982.
- Sanders, D., Ostermann, M., Kramers, J., 2009.** Quaternary carbonate-rocky talus slope successions (Eastern Alps, Austria): sedimentary facies and facies architecture. *Facies* 55, 345–373. doi:10.1007/s10347-008-0175-z.
- Sanders, D., 2010.** Sedimentary facies and progradational style of a Pleistocene talus-slope succession, Northern Calcareous Alps, Austria. *Sedimentary Geology* 228 (2010) 271–283.
- Seidel, M., 2003.** Tectono-sedimentary evolution of middle Miocene supra-detachment basins (western Crete, Greece). Ph.D. Dissertation, University of Köln. 116 pages.
- Sharpe, C.F.S., 1938.** *Landslides and Related Phenomena*: New York, Columbia University Press, 137 p.
- Shukla, M.K., Sharma, A., 2018.** A brief review on breccia: it's contrasting origin and diagnostic signatures *Solid Earth Sci.*, 3 (2), pp. 50-59.
- Sibuet, J.C., Srivastava, S.P., Spakman, W., 2004.** Pyrenean orogeny and plate kinematics, *J. Geophys. Res.*, 109 (B08104), <https://doi.org/10.1029-2003JB002514>.
- Skourtsos, E., Pope, R.J.J., Triantaphyllou, M., 2007.** Tectono-sedimentary evolution and rates of tectonic uplift of the Sphakia coastal zone, southwest Crete. *Bulletin of the Geological Society of Greece XXXVII*, 475e487.
- Souquet, P., Debroas, E., 1980.** Tectorogénese et évolution des bassins de sédimentation des Pyrénées pendant le cycle alpin. In: « Évolutions géologiques de la France », 26e congr. géol. int., colloque C7. *Mém. BRGM*, n° 107, p. 213-233.
- Theye, T., Seidel, E., Vidal, O., 1992.** Carpholite, sudoite, and chloritoid in low-grade high-pressure metapelites from Crete and the Peloponnese, Greece. *European Journal of Mineralogy*, 4, 487–507.
- Thomson, S.N., Stöckhert, B., Brix, M.R., 1998.** Thermochronology of the high-pressure metamorphic rocks of Crete, Greece: implications for the speed of tectonic processes. *Geology* 26, 259-262.
- Thomson, S. N., Stöckhert, B., and Brix, M. R., 1999.** Miocene high-pressure metamorphic rocks of Crete, Greece: rapid exhumation by buoyant escape. Ring, U., Brandon, M. T., Lister, G. S., and Willet, S. D., editors, *Exhumation Processes: Normal Faulting, Ductile Flow and Erosion*, Geological Society, London, Special Publications, 154, pages 87–108.
- Tsimi, C., Ganas, A., Ferrier, G., Drakatos, G., Pope, R.J., Fassoulas, C., 2007.** Morphotectonics of the Sfakia normal fault, southwestern Crete, Greece, in *Proceedings*

of 8th Pan-Hellenic Geographical Conference, Athens, Greece, 2007 October 4-7, pp. 186-194.

Varnes, D.J., 1978. Slope movement types and processes. In: Schuster R.L, Krizek, R.J. (eds) Landslides, analysis and control, special report 176: Transportation research board, National Academy of Sciences, Washington, DC., pp. 11–33.

Vaudin, J.L., 1982. Etude géologique de la couverture mésozoïque du massif de l'Agly (entre Estagel et Baixas, Pyrénées-Orientales). Thèse 3e cycle, Toulouse, 157 p.

Vidakis, M., Triantaphyllis, M., Mylonakis, I., 1993. Geological map of Greece (1/50 000), Vrisses sheet: The Institute of Geology and Mineral Exploration of Greece (I.G.M.E.), Athens.

Zambetakis-Lekkas, A., Pomoni-Papaioannou, F., Alexopoulos, A., 1998.

Biostratigraphical and sedimentological study of Upper Senonian–Lower Eocene sediments of Tripolitza Platform in central Crete (Greece). *Cretaceous Research*, 19, pp. 715-732.

Références bibliographiques du Chapitre VI

- Alonso-Chaves, F., Rodriguez-Vidal, J., 1998.** Subsidence tectonique et sédimentation synrift associée au rifting du domaine d'Alboran au Miocène inférieur (Chaîne bétique, Espagne). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 326, 51-56. [https://doi.org/10.1016/S1251-8050\(97\)83203-X](https://doi.org/10.1016/S1251-8050(97)83203-X)
- Balé, P., 1986.** Tectonique cadomienne en Bretagne nord. Interaction décrochement chevauchement : champs de déformation et modélisations expérimentales. Ph.D. thesis. Université de Rennes1.
- Blair, T.C., McPherson, J.G., 1994.** Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages. *Journal of Sedimentary Research*, A64 (3), 450-489.
- Bourli, N., Pantopoulos, G., Maravelis, A.G., Zoumpoulis, E., Iliopoulos, G, Pomoni-Papaoiannou, F., Kostopoulou, S., Zelilidis, A., 2019.** Late Cretaceous to early Eocene geological history of the eastern Ionian Basin, southwestern Greece: A sedimentological approach. *Cretaceous Research*, 98, 47-71. DOI:[10.1016/J.CRETRES.2019.01.026](https://doi.org/10.1016/J.CRETRES.2019.01.026)
- Cipriani, A., Bottini, C., 2019.** Early Cretaceous tectonic rejuvenation of an Early Jurassic margin in the Central Apennines: The "Mt. Cosce Breccia". *Sedimentary Geology*, 387, 57-74. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2019.03.002>
- Colombo, F., 1994.** Normal and reverse unroofing sequences in syntectonic conglomerates as evidence of progressive basinward deformation. *Geology*, 22, 235-238. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1994\)022<0235:NARUSI>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1994)022<0235:NARUSI>2.3.CO;2)
- Copons, R., Vilaplana, J.M., Linares, R., 2009.** Rockfall travel distance analysis by using empirical models (Solà d'Andorra la Vella, Central Pyrenees). *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 9, 2107-2118. <https://doi.org/10.5194/nhess-9-2107-2009>
- Decelles, P.G., Gray, M.B., Ridgway, K.D., Cole, R.B., Srivastava, P., Pequera, N., Pivnik, D.A., 1991.** Kinematic history of a foreland uplift from Paleocene synorogenic conglomerate, Beartooth Range, Wyoming and Montana. *GSA Bulletin*, 103 (11), 1458-1475. DOI :[10.1130/0016-7606\(1991\)103<1458:KHOAFU>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1991)103<1458:KHOAFU>2.3.CO;2)
- Kernif, T., Nalpas, T., Gautier, P., Bourquin, S., Pujol, M., Fournier, F., 2022.** Formation and preservation of colluvial sedimentary breccias during early extension: processes and facies organization. *C. R. Geoscience*, 354, 205-231. <https://doi.org/10.5802/crgeos.128>
- Krantz, R. W. 1991.** Measurements of friction coefficients and cohesion for faulting and fault reactivation in laboratory models using sand and sand mixtures. *Tectonophysics*, 188, 203-207. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(91\)90323-K](https://doi.org/10.1016/0040-1951(91)90323-K)
- Liu, Z., Koyi, H.A., 2014.** Analogue modeling of the collapse of non-homogeneous granular slopes along weak horizons. *Tectonophysics*, 632, 76-95. DOI:[10.1016/j.tecto.2014.06.007](https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.06.007).
- Malavieille, J. 1984.** Modélisation expérimentale des chevauchements imbriqués: application aux chaînes de montagnes, *Bulletin de la Société Géologique de France*, XXVI (1), 129-138.
- McClay, K. R., Ellis, P. G., 1987.** Analogue models of extensional fault geometries. In: *Continental Extension Tectonics* (Eds. M. P. Coward, J. F. Dewey and P. L. Hancock.) *Geological Society of London, Special Publications*, 28,109-125DOI:

- Melzner, S., Rossi, M., Guzzetti, F., 2020. Impact of mapping strategies on rockfall frequency-size distributions. *Engineering Geology* 272, 105639. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2020.105639>
- Nalpas, T., Györfi, I., Guillocheau, F., Lafont, F., Homewood, P., 1999.** Influence de la charge sédimentaire sur le développement d'anticlinaux synsédimentaires. Modélisation analogique et exemples de terrain (bordure sud du bassin de Jaca). – *Bull. Soc. géol. Fr.*, 170, 733-740.
- Ruiz-Carulla, R., Corominas, J., Mavrouli, O., 2015.** A methodology to obtain the block size distribution of fragmental rockfall deposits. *Landslides*, 12, 815-825. DOI:[10.1007/s10346-015-0600-7](https://doi.org/10.1007/s10346-015-0600-7)
- Ruiz-Carulla, R., Corominas, J., Mavrouli, O., 2016.** Comparison of block size distribution in rockfalls. In: Aversa S., Cascini L., Picarelli L., Scavia C. (Eds.), *Landslides and Engineered Slopes. Experience, Theory and Practice*: CRC Press, vol. 3, 1767-1774. DOI:[10.1201/b21520-220](https://doi.org/10.1201/b21520-220)
- Sanders, D., 2010.** Sedimentary facies and progradational style of a Pleistocene talus-slope succession, Northern Calcareous Alps, Austria. *Sedimentary Geology*, 228, 271-283. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2010.05.002>
- Sanders, D., Ortner, H., Pomella, H., 2018.** Stratigraphy and deformation of Pleistocene talus in relation to a normal fault zone (central Apennines, Italy). *Sedimentary Geology*, 373, 77-97. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2018.05.013>
- Salomon, J.-N., 2007.** Cônes d'éboulis, de déjection, glacis et piémonts : essai de définitions. *Études de Géographie Physique*, XXXIV, 53-67. DOI:[10.4000/com.2581](https://doi.org/10.4000/com.2581)
- Shukla, M.K., Sharma, A., 2018.** A brief review on breccia: it's contrasting origin and diagnostic signatures. *Solid Earth Sciences*, 3, 50-59. DOI:[10.1016/j.sesci.2018.03.001](https://doi.org/10.1016/j.sesci.2018.03.001)
- Vendeville, B., 1987.** Champs de failles et tectonique en extension: modélisation expérimentale. Ph.D. thesis. Université de Rennes1.
- Vidal, N., Merle, O., 2000.** Reactivation of basement faults beneath volcanoes: a new model of flank collapse. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 99, 9-26. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(99\)00194-8](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(99)00194-8)

Références bibliographiques du Chapitre VII

- Amieux, P., 1982.** La cathodo- luminescence : Methode d'etude sedimentologique des carbonates. (Cathodoluminescence: a method for studying carbonaceous sediments) Bull. Centre. Rech. Explor. -Prod. Elf Aquitaine, **6**, 437-483.
- Berger, G.M., Fontelles, M., Leblanc, D., Clauzon, G., Marshal, J.P., Vautrelle, C., 1993.** Notice explicative, carte géol. France (1/50000), feuille Rivesaltes (1090). Orléans : BRGM, 117 pp.
- Berger, G.M, Alabouvette, B., Bessiere, G., Bilotte, M., Crochet, B., Dubar, M., Marchal, J.P., Tambareau, Y., Villatte, J., Viallard, P., 1997.** Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Tuchan (1078). Orléans : BRGM, 113 p. Carte géologique par G.M. Berger, G.M., Bessière, G., Bilotte, M., Viallard, P., 1997.
- Bessière, G., Bilotte, M., Crochet, B., Peybernès, B., Tambareau, Y., Villate, J., 1989.** Notice explicative de la carte géologique de la France au 1/50.000, feuille de Quillan (1077), 98 pp., BRGM, Orléans.
- Bilotte, M., L. Bruxelles, J. Canérot, B. Maumonier, R. Simon Coinçon. 2007.** Comment to “Latest Cretaceous/Paleocene karsts” with marine infillings from Languedoc (South of France); paleogeographic, hydrogeologic and geodynamic implications. *Geodynamics Acta* 20 (6) : 403-413.
- Boulvais, P., de Parseval, P., D’Hulst, A., Paris, P., 2006.** Carbonate alteration associated with talc-chlorite mineralization in the eastern Pyrenees, with emphasis on the St. Barthelemy Massif. *Mineralogy and Petrology* 88, 499–526.
- Boulvais, P., Ruffet, G., Cornichet, J., Mermet, M., 2007.** Cretaceous albitization and dequartzification of Hercynian peraluminous granite in the Salvezines Massif (French Pyrenees). *Lithos* 93, 89–106.
- Boulvais, P., 2016.** Fluid generation in the Boucheville Basin as a consequence of the North Pyrenean Metamorphism. *C. R. Geoscience*, 348.
- Boutin, A., De Saint Blanquat, M., Poujol, M., Boulvais, P., De Parseval, P., Rouleau, C., Robert, J.-F., 2016.** Succession of Permian and Mesozoic metasomatic events in the eastern Pyrenees with emphasis on the Trimouns talc-chlorite deposit. *International Journal of Earth Sciences*, 105, 747–770. DOI 10.1007/s00531-015-1223-x.
- Calvet, M., Aguilar, J.P., Crochet, J.Y., Dubar, M., Michaux, J., 1991.** Première découverte de mammifères oligocènes et burdigaliens dans les bassins de Paziols - Tautavel - Estagel (Aude et Pyrénées-Orientales), implications géodynamiques. *Géologie de la France* 1, p. 33-44.
- Calvet, M., Gunnell, Y., Laumonier, B., 2021.** Denudation history and palaeogeography of the Pyrenees and their peripheral basins: an 84-millionyear geomorphological perspective. *Earth-Sci.Rev.*, 215, article no. 103436.
- Canérot, J., Debroas, E.J., Bilotte, M. 2004.** Brèches des Pyrénées tenues pour « marines, profondes et sélandiennes ». Livret-guide d’excursion. En dépôt à la Soc. géol. France, 58p.
- Canérot, J., 2006.** Réflexions sur la « révolution daniennne » dans les Pyrénées, *C. R. Geoscience*, 338, p 658-665.

- Casteras, M., Frey, M., Galharague, J., 1967.** Sur les terrains paléozoïques et sur la structure du massif de Mendibelza (Basses-Pyrénées). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Série D*, 264 (13), pp. 1677-1682
- Charrière A., Durand-Delga M., 2004.** Le jeu fini-Crétacé du front nord-pyrénéen aux environs de Cucugnan (Corbières méridionales, Aude, France). *C. R. Geoscience* 336, p. 1199-1208.
- Chelalou, R., 2015.** Formation et évolution du bassin de Boucheville, implication sur l'évolution tectonique, métamorphique et sédimentaire des bassins sédimentaires mésozoïques du Nord-Est des Pyrénées. Thèse 3e cycle, Université Rennes 1, 181p.
- Chew, D.M., Petrus, J.A., Kamber, B.S., 2014.** U–Pb LA–ICPMS dating using accessory mineral standards with variable common Pb. *Chemical Geology*, 363, 185–199.
- Choukroune, P. (1976).** Structure et évolution tectonique de la zone nord pyrénéenne. *Mem. Soc. Géol. Fr.*, 127, 1–116.
- Choukroune, P., Mattauer, M. (1978).** Tectonique des plaques et Pyrenees : Sur le fonctionnement de la faille Nord-Pyrénéenne ; comparaison avec les modules actuels. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 20, 689–700.
- Choquette, P.W., Pray, L.C. 1970.** Geologic Nomenclature and Classification of Porosity in Sedimentary Carbonates, *AAPG Bulletin*, 54, 207–250.
- Clerc, C., 2012.** Evolution du domaine nord-pyrénéen au Crétacé. Amincissement crustal extrême et thermicité élevée : un analogue pour les marges passives. Thèse 3e cycle, Université Pierre et Marie Curie - Paris VI.
- Clerc, C., Lahfid, A., Monié, P., Lagabrielle, Y., Chopin, C., Poujol, M., Boulvais, P., Ringenbach, J.C., Masini, E., De St Banquat, M., 2015.** High-temperature metamorphism during extreme thinning of the continental crust: a reappraisal of the North Pyrenean passive paleomargin Solid Earth, 6, pp. 643-668.
- Combes P.J., Peybernès B., Fondécave-Wallez M.J., 2003.** Brèches marines paléocènes et paléokarsts associés en contexte compressif dans le synclinal d'Amélie-les-Bains (Haute Chaîne Primaire, Pyrénées Orientales), *Eclogae Geol. Helv.*, 96, p339-355.
- Combes P.J., Peybernès B., Fondécave-Wallez M.J., 2004.** Karsts polyphasés, faciès marins et continentaux dans le Paléocène de la partie orientale des Pyrénées françaises, *Eclogae Geol. Helv.*, 97, p155-174.
- Combes P.J., Peybernès B., Fondécave-Wallez M.J., Séranne M., Lesage J.L., Camus H., 2007.** Latest-Cretaceous / Paleocene karsts with marine infillings from Languedoc (South of France); paleogeographic, hydrogeologic and geodynamic implications, *Geodinamica Acta*, 20, 5, p301-326.
- Coltat, R., Branquet, Y., Gautier, P., Campos Rodriguez, H., Poujol, M., Pelleter, E., McClenaghan, S., Manatschal, G., Boulvais, P., 2019.** Unravelling the root zone of ultramafic-hosted black smokers-like hydrothermalism from an Alpine analog: *Terra Nova*, v. 31, no. 6, p. 549-561.
- Debroas, E. J., 1987.** Le flysch a fucoïdes d'Uchentein témoin d'un escarpement turonien inférieur de la paleofaille nord-pyrénéenne, Pyrenees centrales, France. *Fucoidal Flysch Uchentein Indic. Turonian-Low. Senonian Escarpment. Of.*, 3, 77–93.

- Debroas, E.J., 1990.** Le flysch noir albo-cénomanién témoin de la structuration albienne a sénonienne de la Zone nord-pyrénéenne en Bigorre (Hautes-Pyrénées, France). *Bull. Société Géologique Fr.* 6, 273-285.
- Ducoux, M., 2017.** Structure, thermicité et évolution géodynamique de la Zone Interne Métamorphique des Pyrénées. PhD thesis, University of Orléans, France. 646.
- Ducoux, M., Jolivet, L., Cagnard, F., Baudin, T. 2021.** Basement-cover decoupling during the inversion of a hyperextended basin: Insights from the Eastern Pyrenees. *Tectonics*, 40, article no. e2020TC006512.
- Dickson, J. A. D., 1965.** A modified staining technique for carbonates in thin section: *Nature*. v. 205, p. 587.
- Dunham, R.J. 1962.** Classification of carbonate rocks according to depositional texture *AAPG Mem.*, 1 (1962), pp. 108-121.
- Fallourd, S., Poujol, M., Boulvais, P., Paquette, J.-L., de Saint Blanquat, M., Remy, P., 2014.** In situ LA-ICP-MS U–Pb titanite dating of Na–Ca metasomatism in orogenic belts: the North Pyrenean example. *Int. J. Earth Sci.* 103, 667–682.
- Flügel, E., 2010.** *Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and implications*, 2nd ed. Berlin, New York: Springer-Verlag.
- Fontelles, M., Leblanc, D., Clauzon, G., Vaudin, J.L., Berger, G.M., 1993.** Carte géol. France (1/50 000), feuille Rivesaltes (1090): Bureau de recherches géologiques et minières (BRGM), Orléans.
- Ford, M., Vergés, J. 2020.** Evolution of a salt-rich transtensional rifted margin, eastern North Pyrénées, France. *J. Geol. Soc.*, 178(1), 2019–2157.
- Fondécave-Wallez M.J., Peybernès B., 2003.** les Foraminifères planctoniques dano-sélandiens des séquences brèches/hémipélagites du « Sillon Paléocène Pyrénéen », *Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse*, 139, 31-40.
- Golberg, J.M., Leyreloup, A.F., 1990.** High temperature–low pressure Cretaceous metamorphism related to crustal thinning (Eastern North Pyrenean Zone, France). *Contributions to Mineralogy and Petrology* 104, 194-207.
- Halley, R.B., Harris, P.M., 1979.** Freshwater cementation of a 1,000-year-old oolite. *Journal of Sedimentary Petrology*, v.49, p. 969-988.
- Hardenbol J., Thierry J., Farley M.B., Jacquin T., De Graciansky P.-C., Vail P.R., 1997.** Mesozoic-Cenozoic Sequence Chronostratigraphic Framework, in De Graciansky P.-C., Hardenbol J., Jacquin T., Vail P.R., Farley M.B., eds., *Sequence Stratigraphy of European Basins*, SEPM Special Publication 59.
- Heim, A., 1932.** *Bergsturz und Menschenleben*. Fretz and Wasmuth, Zürich. 218 pp.
- Hiess, J., Condon, D.J., McLean, N., Noble, S.R., 2012.** 238U/235U systematics in terrestrial uranium-bearing minerals. *Science*, 335, 1610-1614.
- Jammes, S., Manatschal, G., Lavier, L., and Masini, E., 2009.** Tectonosedimentary evolution related to extreme crustal thinning ahead of a propagating ocean: Example of the western Pyrenees. *Tectonics*, 28, article no. TC4012.
- Kernif T., Nalpas T., Gautier P., Bourquin S., Poujol M., Fournier F., 2022.** Formation and preservation of colluvial sedimentary breccias during early extension: processes and facies organization. *Comptes Rendu. Géosciences*, Tome 354, pp. 205-231. <https://comptes-rendus.academie-sciences.fr/geoscience/10.5802/crgeos.128>.

- Lohmann, K.C., 1988.** Geochemical patterns of meteoric diagenetic systems and their application to studies of paleokarst. In Paleokarst (ed. By James, N. P., and Choquette, P.W.), New York, Springer-Verlage, 58-80.
- Machel, H.G., Burton, E.A., 1991.** Factors governing cathodoluminescence in calcite and dolomite and their implications for studies of carbonate diagenesis. In: Barker CE, Kopp OC (eds) Luminescence microscopy and spectroscopy: qualitative and quantitative applications. SEPM Short Course 25: 9–25
- Mattauer, M. and Proust, F., 1962.** Sur l'âge post-albien de quelques brèches réputées jurassiques ou néocomiennes des Pyrénées orientales. *C.R. Somm. Soc. géol. Fr.* 304-305.
- Mauffret A., Durand de Grossouvre B., dos Reis A.T., Gorini C., Nercessian A., 2001.** Structural geometry in the eastern Pyrenees and western Gulf of Lion (Western Mediterranean). *J. Struct. Geol.* 23, p. 1701-1726.
- McSaveney, M.J., Davies, T.R.H., 2002.** Rapid rock-mass flow with dynamic fragmentation: inferences from the morphology and internal structure of rockslides and rock avalanches. NATO-ARW, Massive Rock Slope Failure: New Models for Hazard Assessment. Celano, Italy, June 16–21, 2002, pp. 1–20.
- Moine, B., Fortune, J.P., Moreau, P., Viguier, F., 1989.** Comparative mineralogy, geochemistry and conditions of formation of two metasomatic talc and chlorite deposits: Trimouns (Pyrenees, France) and Rabenwald (Eastern Alps, Austria). *Economic Geology* 84, 1398–1416.
- Nemec, W., Steel, R.J., 1988.** What is a fan-delta and how do we recognize it?. Nemec, W., and Steel, R.J. Fan-Deltas: Sedimentology and Tectonic Settings. Blackie, Glasgow/London. 3–13.
- Paquette, J.-L., Piro, J.L., Devidal, J.L., Bosse, V., Didier, A., Sanac, S., and Abdelnour, Y., 2014.** Sensitivity enhancement in LA-ICP-MS by N₂ addition to carrier gas: Application to radiometric dating of U-Th-bearing minerals. *Agilent ICP-MS Journal*, 58, 4–5.
- Parizot, O., Missenard, Y., Haurine, F., Blaise, T., Barbarand, J., Benedicto, A., 2021.** When did the Pyrenean shortening end? Insight from U–Pb geochronology of syn-faulting calcite (Corbières area, France). *Terra Nova* 00: 1–9. <https://doi.org/10.1111/ter.12547>.
- Paton, C., Woodhead, J. D., Hellstrom, J. C., Herget, J. M., Greig, A., Maas, R., 2010.** Improved laser ablation U-Pb zircon geochronology through robust downhole fractionation correction. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11(3), doi:10.1029/2009GC002618.
- Paton, C. Hellstrom, J., Paul, B., Woodhead, J., Hergt, J., 2011.** Iolite: Freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 26, 2508–2518.
- Perami R., 1960.** Contribution à l'étude de la couverture septentrionale du massif de l'Agly dans les environs d'Estagel. Dipl. et. sup., Toulouse.
- Péron-Pinvidic, G., Manatschal, G., Minshull, T. A., Sawyer, D. S., 2007.** Tectono sedimentary evolution of the deep Iberia-Newfoundland margins: Evidence for a complex breakup history. *Tectonics*, 26, 1–19.

- Peybernès, B., 1976.** Le Jurassique et le Crétacé inférieur des Pyrénées franco-espagnoles entre la Garonne et la Méditerranée. - Thèse Sci , université de Toulouse.
- Peybernès, B., Fondécave-Wallez, M.J., Combes, P.J., Eichène, P., 2001a.** Mise en évidence d'un sillon marin à brèches paléocènes dans les Pyrénées centrales (Zone interne métamorphique et Zone nord-pyrénéenne), C. R. Acad. Sci. Paris, 332, p379-386.
- Peybernès, B., Fondécave-Wallez, M.J., Combes, P.J., Eichène, P., 2001b.** Découverte d'hémipélagites à Foraminifères planctoniques paléocène dans les « Brèches de Baixas » (Pyrénées-Orientales), C. R. Acad. Sci. Paris, 332, p633-640.
- Pollet, N., Schneider, J.-L.M., 2004.** Dynamic disintegration processes accompanying transport of the Holocene Flims sturzstrom (Swiss Alps). Earth and Planetary Science Letters 221, 433–448.
- Poujol, M., Boulvais, P., Kosler, J., 2010.** In-situ LA–ICP–MS U–Th–Pb dating of metasomatic fluid circulation: Evidence of regional-scale albitization in the Pyrenees. J. Geol. Soc. 167, 751–767.
- Ravier, J., 1959.** Le métamorphisme des terrains secondaires de Pyrénées. Mem. Soc. geol. France Tome XXXVIII (86) (250 p).
- Ravier, J., Thiebaut, J., 1982.** Lagunar origin of mesozoic marbles and hornfelds at the Col-Dagnes (Ariege), C. R. Acad. Sci. Paris, 294, 127–130, 1982.
- Roberts, N.M.W., Rasbury, E.T., Parrish, R.R., Smith, C.J., Horstwood, M.S.A., Condon, D.J., 2017.** A calcite reference material for LA-ICP-MS U-Pb geochronology. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 18(7), 2807-2814.
- Sanders, D., Ostermann, M., Kramers, J., 2009.** Meteoric diagenesis of Quaternary carbonate-rocky talus slope successions (Northern Calcareous Alps, Austria). Facies. doi:10.1007/s10347-009-0194-4 online first.
- Sanders, D., Ostermann, M., Brandner, R. 2010.** Meteoric lithification of catastrophic rockslide deposits: Diagenesis and significance. Sedimentary Geology 223: 150–161.
- Schärer, U., de Parseval, P., Polvé, M., de Saint Blanquat, M., 1999.** Formation of the Trimouns talc-chlorite deposit (Pyrenees) from persistent hydrothermal activity between 112 and 97 Ma. Terra Nova 11, 30–37.
- Sibuet, J.C., Srivastava, S.P., Spakman, W., 2004.** Pyrenean orogeny and plate kinematics, J. Geophys. Res., 109 (B08104), <https://doi.org/10.1029-2003JB002514>.
- Vaudin, J.L., 1982.** Etude géologique de la couverture mésozoïque du massif de l'Agly (entre Estagel et Baixas, Pyrénées-Orientales). Thèse 3e cycle, Toulouse, 157 p.
- Jammes, S., Manatschal, G., Lavier, L., Masini, E., 2009.** Tectonosedimentary evolution related to extreme crustal thinning ahead of a propagating ocean: Example of the western Pyrenees. *Tectonics*, 28, article no. TC4012.
- Veizer, J., Ala, D., Azmy, K., Bruckschen, P., Buhl, D., Bruhn, F., Carden, G.A.F., Diener, A., Ebner, S., Godderis, Y., Jasper, T., Korte, C., Pawellek, F., Podlaha, O.G. and Strauss, H., 1999.** $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater. Chem. Geol., 161, 59–88.
- Vermeesch, P., 2018.** IsoplotR: a free and open toolbox for geochronology. Geoscience Frontiers, v.9, p.1479-1493, doi: 10.1016/j.gsf.2018.04.001.

Références bibliographiques du Chapitre VIII

- Barrier, L., Proust, J.N., Nalpas, T., Robin, C., Guillocheau, F., 2010.** Control of alluvial sedimentation at foreland-basin active margins: a case study from the northeastern Ebro Basin (southeastern Pyrenees, Spain) *Journal of Sedimentary Research*, 80, pp. 728-749.
- Barrier, L., Nalpas, T., Gapais, D., Proust, J.-N., 2013.** Impact of synkinematic sedimentation on the geometry and dynamics of compressive growth structures: Insights from analogue modelling *Tectonophysics*, 608, pp. 737-752.
- Bergner, A.G.N., Strecker, M.R., Trauth, M.H., Deino, A.L., Gasse, F., Blisniuk, P., Dünforth, M., 2009.** Tectonic and climatic control on evolution of rift lakes in the Central Kenya Rift, East Africa. *Quat. Sci. Rev.* 28, 2804–2816.
- Bessière, G., Bilotte, M., Crochet, B., Peybernès, B., Tambareau, Y., Villate, J., 1989.** Notice explicative de la carte géologique de la France au 1/50.000, feuille de Quillan (1077), 98 pp., BRGM, Orléans.
- Blair, T.C., McPherson, J.G., 1994a.** Alluvial fan processes and forms. In: *Geomorphology of Desert Environments* (Eds A.D. Abrahams and A. Parsons), pp. 354-402. Chapman et Hall, London.
- Blair, T.C., McPherson, J.G., 1994b.** Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies. *J. Sed. Res.*, 64, 451–490.
- Bovis, M.J., 1986.** The morphology and mechanics of large-scale slope movement, with particular reference to southwest British Columbia, *in* Abrahams, A.D., ed., *Hillslope Processes*: Boston, Allen et Unwin, p. 319-341.
- Caine, N., 1980.** The rainfall intensity-duration control of shallow landslides and debris flows: *Geografiska Annaler*, v. 62A, p. 23-27.
- Calvet, M., Aguilar, J.P., Crochet, J.Y., Dubar, M., Michaux, J., 1991.** Première découverte de mammifères oligocènes et burdigaliens dans les bassins de Paziols - Tautavel - Estagel (Aude et Pyrénées-Orientales), implications géodynamiques. *Géologie de la France* 1, p. 33-44.
- Calvet, M., Gunnell Y., Laumonier, B., 2021.** Denudation history and palaeogeography of the Pyrenees and their peripheral basins: an 84- million-year geomorphological perspective. *Earth-Science Reviews* 215. 103436. <https://doi.org/10.1016/j.ear-scirev.2020.103436>.
- Casteras, M., Frey, M., Galharague, J., 1967.** Sur les terrains paléozoïques et sur la structure du massif de Mendibelza (Basses-Pyrénées). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Série D*, 264 (13), pp. 1677-1682
- Charrière A., Durand-Delga M., 2004.** Le jeu fini-Crétacé du front nord-pyrénéen aux environs de Cucugnan (Corbières méridionales, Aude, France). *C. R. Geoscience* 336, p. 1199-1208.
- Choukroune P., 1973.** La brèche de Lherz dite "d'explosion liée à la mise en place des lherzolites" est une brèche sédimentaire d'âge cénozoïque. *C.R. Acad. Sc.*, 277, p. 2621-2624. Paris.

- Choukroune, P., 1976.** Structure et évolution tectonique de la zone nord pyrénéenne, Mem. Soc. Géol. Fr., 127, 1-116.
- Clerc, C., Lagabrielle, Y., Neumaier, M., Reynaud, J.Y., De Saint Blanquat, M., 2012.** Exhumation of subcontinental mantle rocks: evidence from ultramafic-bearing clastic deposits nearby the Lherz peridotite body, French Pyrenees. Bull Soc Géol Fr 183, 443-459.
- Clerc, C., Lagabrielle, Y., Labaume P., Ringenbach, J.C., Vauchez, A., Nalpas, T., 2016.** Basement-Cover decoupling and progressive exhumation of metamorphic sediments at hot rifted margin. Insights from the Northeastern Pyrenean analog. Tectonophysics 686, 82-97.
- Colombo, F., 1994.** Normal and reverse unroofing sequences in syntectonic conglomerates as evidence of progressive basinward deformation. *Geology*, 22: 235-238.
- Conti P, Manatschal G, Pfister M., 1994.** Synrift sedimentation, Jurassic and Alpine tectonics in the central Ortler nappe (Eastern Alps, Italy). *Eclogae Geologicae Helvetiae* 87:63–90.
- Cronin, 1992.** Compound landslides: nature and hazard potential of secondary landslides within host landslides. *Rev. Eng. Geol., Geol. Soc. Am.*, 9, pp. 1-9.
- De Graciansky PC, Roberts DG, Tricart P., 2011.** The Western Alps, from rift to passive margin to orogenic belt: an integrated geoscience overview. *Developments in earth surface processes*, Elsevier, Amsterdam, vol 14: 189-204. [https://doi.org/10.1016/S0928-2025\(11\)14010-9](https://doi.org/10.1016/S0928-2025(11)14010-9)
- Ducoux M, Jolivet L, Cagnard F, Baudin T. 2021.** Basement-cover decoupling during the inversion of a hyperextended basin: Insights from the Eastern Pyrenees. *Tectonics* 40: e2020TC006512. <https://doi.org/10.1029/2020TC006512>.
- Eberli G., 1988.** The evolution of the southern continental margin of the Jurassic Tethys Ocean as recorded in the Allgäu Formation of the Austroalpine Nappes of Graubünden (Switzerland). *Eclogae Geologicae Helvetiae* 81:175–214.
- Ellen, S. D. and Fleming, R. W., 1987.** Mobilization of debris flows from soil slips, San Francisco Bay region, California. In Costa, J. E. and Wieczorek, G. F., editors, *Debris Flows/Avalanches: Process, Recognition, and Mitigation*, Rev. Eng. Geol., vol.7, edited by J. E. Costa and G. F. Wieczorek, pp. 31-40, Geol. Soc. Of Am., Boulder, Colo., 1987.
- Fonteilles, M., Leblanc, D., Clauzon, G., Vaudin, J.L., Berger, G.M., 1993.** Carte géol. France (1/50 000), feuille Rivesaltes (1090) : Bureau de recherches géologiques et minières (BRGM), Orléans.
- Ford, M., Vergés, J., 2020.** Evolution of a salt-rich transtensional rifted margin, eastern North Pyrénées, France. *Journal of the Geological Society* 178(1): 2019–2157
- Goscombe, B.D., Passchier, C.W., Hand, M., 2004.** Boudinage classification: end-member boudin types and modified boudin structures. *Journal of Structural Geology*, 26(4), p. 739-763.
- Hardenbol J., Thierry J., Farley M.B., Jacquin T., De Graciansky P.-C., Vail P.R., 1997.** Mesozoic-Cenozoic Sequence Chronostratigraphic Framework, in De Graciansky P.-C., Hardenbol J., Jacquin T., Vail P.R., Farley M.B., eds., *Sequence Stratigraphy of European Basins*, SEPM Special Publication 59.

- Jaffrezo M., 1980.** Les formations carbonatées des Corbières (France) du Dogger à l'Aptien : micropaléontologie stratigraphique, biozonation, paléoécologie. Extension des résultats à la Mésogée. Thèse État, Paris, 615 p.
- Jammes, S., Manatschal, G., Lavier, L., Masini, E., 2009.** Tectonosedimentary evolution related to extreme crustal thinning ahead of a propagating ocean: Example of the western Pyrenees, *Tectonics*, 28, TC4012. <https://doi.org/10.1029-2008TC002406>.
- Lagabrielle, Y., Clerc, C., Vauchez, A., Lahfid, A., Labaume, P., Azambre, B., Fourcade, F., Dautria, J.M., 2016.** Very high geothermal gradient during mantle exhumation recorded in mylonitic marbles and carbonate breccias from a Mesozoic Pyrenean paleo-margin (Lherz area, North Pyrenean Zone, France). Godard M., Lagabrielle Y., de Saint Blanquat M. (Eds.), *Comptes Rendus Geoscience (Special Issue, The Pyrénées)*.
- Masini, E., Manatschal, G., Mohn, G., Ghienne, J-F, Lafont, F., 2011.** The tectonosedimentary evolution of a supra-detachment rift basin at a deep-water magma-poor rifted margin: the example of the Samedan Basin preserved in the Err nappe in SE Switzerland. *Basin Res* 23 :652–677. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2011.00509.x>
- Mauffret A., Durand de Grossouvre B., dos Reis A.T., Gorini C., Necessian A., 2001.** Structural geometry in the eastern Pyrenees and western Gulf of Lion (Western Mediterranean). *J. Struct. Geol.* 23, p. 1701-1726.
- Nalpas, T., Gapais, D., Vergès, J., Barrier, L., Gestain, V., Leroux, G., Rouby, D., Kermarrec, J.J., 2003.** Effects of rate and nature of synkinematic sedimentation on the growth of compressive structures constrained by analogue models and field examples T. McCann, A. Staintot (Eds.), *Tracing tectonic deformation using the sedimentary record*, Geological Society of London Special Publications, 208, pp. 307-319.
- Nalpas, T., Le Douaran, S., Brun, J.P., Unterneher, P., Richert, J.P., 1995.** Inversion of the Broad Fourteens Basin (offshore Netherlands), a small-scale model investigation. *Sediment. Geol.*, 95, pp. 237-250.
- Péron-Pinvidic, G., Manatschal, G., Minshull, T.A., Sawyer, D.S., 2007.** Tectonosedimentary evolution of the deep Iberia-Newfoundland margins: Evidence for a complex breakup history. *Tectonics*, 26, 1-19.
- Reneau. S., Dietrich, W.E., Donahue, D.J., Jull. A.J.T., Rubin, M., 1990.** Late Quaternary history of colluvial deposition and erosion in hollows, central California Coastal Ranges: *Geological Society of America Bulletin*, v. 102, p. 969-982.
- Ribes, C., Ghienne, J.-F., Manatschal, G., Decarlis, A., Karner, G.D., Figueredo, P.H., Johnson, C.A., 2019a.** Long-lived mega fault-scarps and related breccias at distal rifted margins: insights from present-day and fossil analogues. *J. Geol. Soc.* 176, 801. <https://doi.org/10.1144/jgs2018-181>.
- Ribes, C., Manatschal, G., Ghienne, J.-F., Karner, G.D., Johnson, C.A., Figueredo, P.H., Incerpi, N., Epin, M.-E., 2019b.** The syn-rift stratigraphic record across a fossil hyperextended rifted margin: the example of the northwestern Adriatic margin exposed in the Central Alps. *Int. J. Earth Sci.* 108, 2071–2095. <https://doi.org/10.1007/s00531-019-01750-6>.
- Sanders, D., Ostermann, M., Kramers, J., 2009.** Quaternary carbonate-rocky talus slope successions (Eastern Alps, Austria): sedimentary facies and facies architecture. *Facies* 55, 345–373. doi:10.1007/s10347-008-0175-z.

- Sanders, D., 2010.** Sedimentary facies and progradational style of a Pleistocene talus-slope succession, Northern Calcareous Alps, Austria. *Sedimentary Geology* 228 (2010) 271–283.
- Séranne M., 1999.** The Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) revisited by IBS: an overview. In: Durand B., Jolivet L., Horvath F., Séranne M. (Eds.), *The Mediterranean basins: Tertiary extension within the Alpine orogen*. Geological Society, London, pp. 15–36. Spec. Publ. 156.
- Sibuet, J.C., Srivastava, S.P., Spakman, W., 2004.** Pyrenean orogeny and plate kinematics, *J. Geophys. Res.*, 109 (B08104), <https://doi.org/10.1029-2003JB002514>.
- Varnes, D.J., 1978.** Slope movement types and processes. In: Schuster R.L, Krizek, R.J. (eds) *Landslides, analysis and control*, special report 176: Transportation research board, National Academy of Sciences, Washington, DC., pp. 11–33.

Annexes

ENSEIGNEMENTS

Missions d'enseignement en sciences de la terre au sein de la composante OSUR, Université Rennes 1
2018/2019 (40h); 2019/2020 (48h); 2020/2021 (16h)

Formations: L2 ST, L2 SVT, L3 ST, M1 et M2 GEOMORE, M2 Biogéosciences-SVTU.

TP/TD :

- Pétrographie des roches carbonatées.
- Pétrographie des roches siliciclastiques.
- Roches carbonatées et siliciclastiques.
- Roches carbonées et évaporitiques.
- Roches et figures sédimentaires.
- Cartographie avancée (Coupe géologiques, Schéma structural, Profil de dépôt, courbes isobathes).

Terrain :

1- Stages

- **Master 2 (Pyrénées françaises et espagnoles, 2018, 08 jours) :** bassins sédimentaires et formations profonde (socle) ; Tectonique ; Ressources (minières et pétrolières) ; L'Etang de Lherz (Les lherzolites des Pyrénées ariégeoises).
- **Master 1 (Andalousie, 2019, 12 jours) :** la géodynamique du sud-est de l'Espagne ; unité volcanique (néogène du Carbo de Gata) ; Bassins sédimentaires (Tabernas et Sorbas) et unités tectono-métamorphiques (Sierra Nevada et Sierra de Los Filabres).
- **Licence 2 (Montbrun-les-Bains, 2019, 10 jours) :** Cartographie ; levé de logs lithostratigraphiques ; reconnaissance de faciès ; géologie structurale.

2- Sorties

- **Master 1 (Presqu'île de Crozon, 2019, 2 jours) :** La sédimentation de l'Ordovicien supérieur et du silurien.
- **Master 1 (Pénestin, 2019, 1 jours) :** Les vallées incisées pléistocènes, estuaire de la vilaine.
- **Master 1 (Ploumanac'h, 2019, 1 jours) :** La côte de granite rose de Ploumanac'h.
- **Licences (Cap Fréhel, Erquy, 2019, 2020, 3x 1 jours) :** Les séries rouges armoricaines et les formations briovériennes d'Erquy.
- **Licences (Mont-Saint Michel, 2019, 2020, 3 x 1 jours) :** Environnement et fonctionnement de la baie.

ENCADREMENTS D'ETUDIANTS DANS LE CADRE DE LA THESE

Master 1

- 2021 (2mois) **Jean Nick BASSANDI NTAMBOU**
Modélisation analogique de glissement en relation avec des failles normales.

Master 2

- 2020 (6mois) **Pierre HURUGUEN**
Datation des brèches *eBr* par la méthode U/Pb : cas des brèches de Baixas, Pyrénées orientales, France.

PUBLICATIONS SCIENTIFIQUES REALISEES AU COURS DE LA THESE & AUTRES

DANS LE CADRE DE LA THESE

- Kernif, T., Nalpas, T., Bourquin, S., Gautier, P., Poujol, M., Fournier, F. **2022**. Formation and preservation of colluvial sedimentary breccias during early extension: processes and facies organization. *Comptes Rendu. Géosciences, Tome 354, pp. 205-231.* <https://comptes-rendus.academie-sciences.fr/geoscience/10.5802/crgeos.128>.
- Nalpas, T., Kernif, T., Bassandi Ntambou, J.N., Kermarrec, J.J., **accepté**. Analogue modelling of sedimentary breccias in a talus slope with or without extension - comparison with natural case. **Soumis à Comptes rendus géosciences.**
- Kernif, T., Fournier, F., Nalpas, T., Poujol, M., Bourquin, S., de Saint Blanquat, M., Huruguen, P., Boucard, M., Boularand, S., **In prep.** Genesis and age of sedimentary breccias (NE Pyrenees, France): new insights from petrography, stable isotopes and U-Pb dating. À soumettre prochainement.

DANS LE CADRE DU MASTER

- Bailly, C., Kernif, T., Hamon, Y., Fortin, J., Adelinet., M. **2022**. Controlling factors of acoustic properties in continental carbonates: Implications for high-resolution seismic imaging. *Marine and Petroleum Geology*, doi: <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2021.105518>.

Marine and Petroleum Geology 137 (2022) 105518



Contents lists available at ScienceDirect

Marine and Petroleum Geology

journal homepage: www.elsevier.com/locate/marpetgeo



Controlling factors of acoustic properties in continental carbonates: Implications for high-resolution seismic imaging

C. Bailly^{a,*}, T. Kernif^b, Y. Hamon^c, M. Adelinet^c, J. Fortin^d

^a Université Paris-Saclay, CNRS, GEOPS, 91045, Orsay, France

^b Univ Rennes, CNRS, Géosciences Rennes, UMR 6118, 35000, Rennes, France

^c IFP Energies nouvelles, Géosciences Division, 1 et 4 Avenue de Bois-Préau, 92852, Rueil-Malmaison, Cedex, France

^d Laboratoire de Géologie, Ecole normale supérieure/CNRS UMR 8530, PSL Research University, 75005, Paris, France

ARTICLE INFO

Keywords:

Continental carbonates
Paludal tufa
Palustrine environment
Diagenesis
Multi-scale porosity
Acoustic properties
Synthetic seismic
Seismic interpretation

ABSTRACT

Continental carbonates are characterized by multi-scale heterogeneous porous networks, making the geological interpretation of seismic imaging difficult. We investigate two sedimentary sections exhibiting a similar facies succession, combining geological characterizations and multi-scale acoustic measurements. Based on outcrop investigation and petrographic description, we define nine sedimentary facies displaying contrasted early diagenetic evolutions. According to the vertical facies variations, we develop a depositional model corresponding to a low gradient valley fed by freshwaters, subdivided into three main domains (alluvial plain, palustrine and paludal). To understand the acoustic properties of the studied sedimentary rocks while remaining representative of their multi-scale heterogeneity, we acquire acoustic measurements at two different scales: i) at log-scale, directly on the outcrop surfaces using a frequency of 250 kHz; and ii) at plug-scale as usually done in laboratory using a frequency of 500 kHz. Based on these multi-scale geophysical acquisitions, we link *in-situ* P-wave velocities with the different sedimentary facies while characterizing centimeter-scale Representative Elementary Volumes (REVs). Conversely, based on laboratory measurements and thin-section petrography, we define relationships between P-wave velocity, porosity, facies, and diagenesis, corresponding to millimeter-scale REVs. Using both *in-situ* P-wave velocity measurements and plug densities, we construct 1-D synthetic seismograms showing meter-scale seismic reflectors equivalent to crosswell seismic frequency ranges. This approach shows the following: i) high-amplitude seismic reflectors fit with facies changes associated to diagenetic contrasts (e.g. cemented versus uncemented carbonates); ii) reflection free-zones match with a succession of facies changes affected by diagenetic homogenization (e.g. intensely to pervasively recrystallized and cemented carbonates). Our work highlights the importance of relating an extensive geological description of carbonates (facies, depositional model, diagenesis) together with multi-scale acoustic measurements and synthetic seismic modelling to predict the high-resolution heterogeneities of subsurface reservoirs.

- Hamon, Y., Deschamps, R., Gorini, C., Sakellariou, D., Bailly, C., **Kernif, T.**, Christ, A.B., Adelinet, M., Fortin, J., **Soumis**. Palaeoenvironmental dynamics of a lacustrine sedimentary system in an active tectonic and variable climatic setting: The Late Miocene to Pliocene succession of the Samos Island, Eastern Aegean region. **Soumis au journal : *The Depositional Record***.

CHAPITRES/LIVRES DANS LE CADRE DE LA THESE

- **Kernif, T.**, Nalpas, T., Bousquet, R., Chelalou, R. **Accepté**. Les brèches sédimentaires syn-extension dans le nord-est des Pyrénées. *Volume 1 « Evolution des Pyrénées au cours du cycle varisque et cycle alpin, ISTE-Wiley Sciences, Chapitre 4, (350), 179-192p.*

COMMUNICATIONS SCIENTIFIQUES

- **Kernif, T.**, Fournier, F., Poujol, M., Nalpas, T., 2022. Genèse et âge des brèches sédimentaires carbonatées de pentes continentales : nouvelles perspectives à partir de la diagenèse, des isotopes stables et des datations U-Pb sur carbonates. ASF Brest 2022.
- **Kernif, T.**, Nalpas, T., Fournier, F., Bourquin, S., Poujol, M., de Saint Blanquat, M., Boucard, M., Huruguen, P., Boularand, S., 2022. Réinterprétation de brèches sédimentaires du synclinal du Bas Agly (Pyrénées orientales, France). ASF Brest 2022.
- Nalpas, T., **Kernif, T.**, Bassandi Ntambou, J.N., Kermarrec, J.J., 2022. Modélisation analogique de cône colluvial syn-extension : comparaison avec les systèmes naturels. ASF Brest 2022.
- Hamon, Y., Deschamps, R., Gorini, C., Sakellariou, D., Bailly, C., **Kernif, T.**, Christ, A.B., Adelinet, M., Fortin, J., 2022. Reconstruction of the Late Miocene to Pliocene continental succession of the Samos Island: Palaeoenvironmental implications for the Eastern Aegean domain. ASF Brest 2022.
- **Kernif, T.**, Nalpas, T., Fournier, F., Bourquin, S., Poujol, M., de Saint Blanquat, M., Boucard, M., Huruguen, P., Boularand, S., 2021. New sedimentological, petrographical, geochemical, and U/Pb geochronological data from breccias of the Bas Agly syncline (northeastern Pyrenees, France). *27^{ème} Réunion des sciences de la Terre (RST 2021)*, Nov 2021, Lyon, France. pp.150.
- **Kernif, T.**, Nalpas, T., Gautier, P., Bourquin, S., Poujol, M., 2021. Sedimentary breccias : a marker of lithospheric extension ? *Les Journées Scientifiques de l'ED EGAAL, édition 2021- Science comes home, 30 juin-1 juillet, Rennes, France.*
- **Kernif, T.**, Nalpas, T., Fournier, F., de Saint Blanquat, M., Bourquin, S., Boucard, M., Huruguen, P., Poujol, M., Boularand, S., 2021. Diagenesis of carbonate sedimentary breccias formed during Late Jurassic extension, Bas Agly syncline (Pyrenees, France). *35th IAS Meeting of Sedimentology, Jun 2021, Virtual, Czech Republic. pp.230.*
- **Kernif, T.**, Nalpas, T., Bourquin, S., Gautier, P., Poujol, M., 2021. Sedimentary breccias formed during extensional tectonics: facies organization and processes. *EGU General Assembly 2021, online, 19–30 Apr 2021, EGU21-5681, <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu21-5681>.*
- **Kernif, T.**, Nalpas, T., Gautier, P., Bourquin, S., Poujol, M., 2020. Formation and preservation of syntectonic sedimentary breccias in extensional environments (Crete and Pyrenees) and in-situ U-Pb constraints for the age of breccias in the Bas-Agly Basin. *EGU General Assembly 2020, Online, 4–8 May 2020, EGU2020-9024, <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu2020-9024>.*
- **Kernif, T.**, Nalpas, T., Gautier, P., Bourquin, S., Poujol, M., 2019. Formation et préservation des brèches sédimentaires syn-tectonique en contexte extensif. *17^{ème} Congrès Association des Sédimentologues Français, Oct 2019, Beauvais, France.*
- Bailly, C., Hamon, Y., **Kernif, T.**, Fortin, J., Adelinet, M. 2019. Geological Controlling factors of seismic properties in continental carbonates: Example of a paludal tufa succession (Upper Miocene, Samos Island, Greece). *16th International Bathurst meeting of carbonate sedimentologists, 9-11 July, Palma de Mallorca, Spain.*

SEMINAIRES, CONFERENCES & SESSIONS CONGRES

- **Kernif, T.** (2021). Le problème des brèches carbonatées du synclinal du Bas-Agly (Pyrénées Orientales, France) : Résolu par une étude diagénétique ! *29 novembre 2021, Géosciences Rennes, OSUR, Rennes.*
- **Kernif, T.** (2021). Formation et préservation des brèches sédimentaires du Jurassique supérieur des Pyrénées Orientales vs. Pléistocène de Crète : marqueur de l'extension lithosphérique ? *31 mars 2021, Géosciences Rennes, OSUR, Rennes.*
- **Kernif, T., Nalpas, T., Leleu, S., Fournier, F., en cours.** Sédimentation sur des pentes continentales durant la déformation (compressive/extensive), *Session 9.1, ASF Brest 2022, 18^{ème} Congrès Français de Sédimentologie « Congrès ASF - Brest - 2022 - Sciencesconf.org ».*

BOURSES DE MOBILITE & AUTRES

- **Deux bourses ThéGéo 2020 et 2021 :**
Projet : 35^{ème} Meeting sur la sédimentologie (IAS, PRAGUE) et excursion pré-congrès.
- **Une bourse ThéGéo 2019 :**
Projet : le référentiel géologique de la France, RGF-Pyrénées (3 et 4 juin au Palais Beaumont à Pau).
- **Trois bourses de mobilité sortante – ED EGAAL 2020-B ; 2021-B ; 2021-C :**
Projet : Séjour au laboratoire de recherche de Géologie à l'université d'Aix-Marseille (CEREGE-site de Saint-Charles), **du 19 au 23 Octobre 2020, du 18 au 29 Janvier 2021 et du 14 au 18 Juin 2021.**
- **Deux bourses (annulées, Covid-19) de Mobilité Sortante – ED EGAAL 2020-A et 2021-A :**
Projet : Terrain postcongrès "Transport en masse", Slovénie. Présentation acceptée au 35^{ème} congrès de l'IAS (Meeting de Sédimentologie), à Prague.

Titre : Formation, préservation et diagenèse des brèches sédimentaires en contexte extensif : le SW de la Crête et le bassin du Bas Agly (NE Pyrénées)

Mots clés : Brèches sédimentaires ; Cône Colluvial ; Diagenèse ; Extension ; Crête ; Pyrénées

Résumé : Les brèches sédimentaires proviennent d'une grande diversité de processus physiques. L'identification de ces processus de formation est cruciale pour les replacer dans un contexte paléoenvironnemental et géodynamique. Dans un premier temps, nous nous sommes intéressés aux processus de formation et de préservation des brèches sédimentaires colluviales dans un contexte extensif, en comparant un système récent crétois et un système ancien pyrénéen. Les résultats de terrain, associés à une approche par modélisation analogique, montrent que lorsque les brèches sédimentaires de cône colluvial sont préservées, elles correspondent à des dépôts syntectoniques de bordure de bassins extensifs et peuvent être ainsi considérées comme un indicateur sédimentaire du stade initial de l'extension continentale.

Une nouvelle nomenclature est aussi proposée pour les faciès de brèches sédimentaires de cône

colluvial typiques des processus de chute de pierre, d'éboulement et de glissement rocheux. Enfin cette première étude a permis de mettre en évidence l'importance d'une phase tectonique extensive au Jurassique supérieur dans les Pyrénées Orientales. Dans un second temps, nous nous sommes intéressés à l'évolution diagenétique et la datation des brèches du flanc sud du synclinal du Bas Agly au NE des Pyrénées. Ces brèches ont été le sujet de nombreuses controverses quant à leur âge, leur genèse et leur contexte paléoenvironnemental. Cette étude nous a permis d'apporter un éclaircissement sur l'évolution tectonique et paléogéographique du domaine NE pyrénéen. Plus largement nous proposons des pistes méthodologiques d'analyse des brèches sédimentaires dans l'optique d'éclaircir leur signification géodynamique.

Title : Formation, preservation and diagenesis of sedimentary breccias in an extensive context: the SW Crete and Bas Agly basins (NE Pyrenees)

Keywords : Sedimentary breccia; Colluvial fan; Diagenesis; Extension; Crete; Pyrenees

Abstract : Sedimentary breccias derived from a wide variety of physical processes. The identification of these formation processes is crucial to place them in a paleoenvironmental and geodynamic context. In the first step, we focused on the formation and preservation processes of colluvial sedimentary breccias in an extensive context, by comparing a recent Cretan system with an ancient Pyrenean system. Field results, combined with an analogical modeling approach, show that when colluvial fan sedimentary breccias are preserved, they correspond to syntectonic deposits at the borders of extensive basins and can thus be considered as a sedimentary indicator of the initial stage of continental extension. A new nomenclature is also proposed for the facies of colluvial fan sedimentary breccias typical of rock-

fall, rockslide and landslide processes. Finally, this first study has allowed us to highlight the importance of an extensive tectonic phase in the Upper Jurassic in the Eastern Pyrenees. In a second step, we were interested in the diagenetic evolution and dating of the breccias of the southern flank of the Bas Agly syncline in the NE Pyrenees. These breccias have been the subject of much controversy regarding their age, genesis and paleoenvironmental context. This study has allowed us to clarify on the tectonic and paleogeographic evolution of the NE Pyrenean domain. More broadly, we propose methodological ways for the analysis of sedimentary breccias in order to clarify their geodynamic significance.