Etude des hauts et bas topographiques dans les marges profondes de type " upper plate ": exemple des unités du Briançonnais et du Prépiémontais dans les Alpes et comparaison avec des analogues modernes

Isabelle Haupert

▶ **To cite this version:**

Isabelle Haupert. Etude des hauts et bas topographiques dans les marges profondes de type " upper plate ": exemple des unités du Briançonnais et du Prépiémontais dans les Alpes et comparaison avec des analogues modernes. Sciences de la Terre. Université de Strasbourg, 2015. Français. NNT : 2015STRAH016 . tel-01291416

HAL Id: tel-01291416
https://theses.hal.science/tel-01291416

Submitted on 21 Mar 2016

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.

UNIVERSITÉ DE STRASBOURG

ÉCOLE DOCTORALE des Sciences de la Terre et de l'Environnement (ED413)

Institut de Physique du Globe de Strasbourg (UMR7516)

THÈSE

présentée par :

Isabelle HAUPERT

soutenue le : **08 septembre 2015**

pour obtenir le grade de : **Docteur de l'Université de Strasbourg**

Discipline/ Spécialité : Sciences de la Terre - Géologie - Géophysique

Etude des hauts et bas topographiques dans les marges profondes de type « upper plate » :
Exemple des unités du Briançonnais et du Prépiémontais dans les Alpes et comparaison avec des analogues modernes

THÈSE dirigée par :

M. MANATSCHAL Gianreto	Professeur, Université de Strasbourg

THÈSE présidée par :

M. WHITECHURCH Hubert	Professeur, Université de Strasbourg

Rapporteurs :

M. BUTLER Robert	Professeur, University of Aberdeen
M. DOGLIONI Carlo	Professeur, Sapienza University of Rome

Examinateurs:

M. DUMONT Thierry	Chercheur, ISTerre
M. UNTERNEHR Patrick	TOTAL, Paris

UNIVERSITÉ DE STRASBOURG

ÉCOLE DOCTORALE des Sciences de la Terre et de l'Environnement (ED413)

Institut de Physique du Globe de Strasbourg (UMR7516)

THÈSE

présentée par :

Isabelle HAUPERT

soutenue le : **08 septembre 2015**

pour obtenir le grade de : **Docteur de l'Université de Strasbourg**

Discipline/ Spécialité : Sciences de la Terre - Géologie - Géophysique

Etude des hauts et bas topographiques dans les marges profondes de type « upper plate » :
Exemple des unités du Briançonnais et du Prépiémontais dans les Alpes et comparaison avec des analogues modernes

THÈSE dirigée par :

M. MANATSCHAL Gianreto	Professeur, Université de Strasbourg

THÈSE présidée par :

M. WHITECHURCH Hubert	Professeur, Université de Strasbourg

Rapporteurs :

M. BUTLER Robert	Professeur, University of Aberdeen
M. DOGLIONI Carlo	Professeur, Sapienza University of Rome

Examinateurs:

M. DUMONT Thierry	Chercheur, ISTerre
M. UNTERNEHR Patrick	TOTAL, Paris

Extended abstract

The introduction of the plate tectonic theory during the 60's enabled to establish new geological concepts one of which was the idea of localized continental breakup and seafloor spreading. While the marine geophysical community was at the forefront of the development of these new concept, the idea of a simple, 3 layered ocean crust and a sharp Ocean Continent Transition (OCT) remained disputed in particular among Alpine geologists. This was mainly due to the fact that Alpine geologists (Elter, 1971) described a complex OCT made of exhumed subcontinental mantle. However, during the 70's, and in particular the work of Dewey and Bird (1970) resulted in the general acceptance of plate tectonics in the Alpine community. It became generally accepted that collisional orogens were the remnants of former subducted oceans and rifted margins; however, in most cases the structures of rifted margins remained little discussed and were commonly described as simple tilted blocks. While most of the research was performed in the following on oceanic systems, much less was done on extensional systems leading to breakup and formation of rifted margins. The study of rifted margins initiated in the Alps with the work of Bernoulli (1964) and Lemoine (1960, 1961) and resulted in the first mapping of fault bounded rift basins of Jurassic age. Almost at the same time tilted blocks were imaged using reflection seismic methods in proximal margins (Montadert, L., and E. Winnock (1971), Histoire structurale du Golfe de Gascogne, in Histoire Structurale du Golfe de Gascogne, edited by J. Debyser, 1971. Le Pichon, and L. Montadert, pp. VI.16.1–VI.16.18, Institut Français du Pétrole, Paris). To explain the evolution of rifted margins McKenzie (1978) proposed a thermo-mechanical model in which he linked horizontal extension directly with thinning of the crust and underlying lithosphere. This model referred to as the McKenzie model was the first general model that was used to predict the thermal structure and magmatic production as a function of extension (e.g. ß factor). This model was, however, challenged by the discovery of exhumed mantle in the Iberia margin (Boillot et al. 1987) and by the observation of uplift of the Briançonnais domain during rifting in the Alps (Lemoine et al. 1987). These observations lead to the assumption that margins are highly asymmetric and that their structure was better explained by simple shear linked to major extensional detachment faults as explained by Wernicke (1985) based on observations made in the Basin and Range province in the SW United States. Research in rifted margins in the late 80^{t}ies and 90ties was strongly influenced by the drilling of volcanic margins offshore Greenland and Norway (ODP Legs 152) and of magma-poor margins offshore Iberia and Newfoundland (ODP Legs 103, 149, 173, 210) as well as onshore studies, mainly performed in the Alps. The discovery of giant hydrocarbon reservoirs in distal margins in the South Atlantic at the beginning of this century in combination with the development of new, high resolution large offset seismic imaging methods and the break-though of numerical modelling made that the research at rifted margins strongly advanced, enabling to develop new conceptual and numerical models and testing them with new data. Although at present many new ideas exist, it is yet unclear how continental crust and lithosphere thin, how these processes are recorded in the stratigraphic record and can be recognized on a seismic and outcrop scale, and last but not least, how rift structures may control subsequent orogenic events. These are the key questions that are at the origin of my PhD.

Approach and theme of PhD

The discovery of hydrocarbon systems in hyper-extended, deep-water rifted margins, in conjunction with technical developments, in particular the improvement of seismic reflection methods, shifted not only the exploration but also the research interests into deep water rifted margins which are domains that are yet little investigated. The new seismic methods enable to image the final crustal structure of rifted margins at high resolution showing evidence for poly-phase rift systems resulting in complex rift architectures with variable magmatic activity and local mantle exhumation that cannot be predicted by classical rift models and described by tilted blocks only. Understanding the thermal structure, subsidence history and the depositional environments of sediments and their architecture in these environments is challenging and in most cases hindered by the lack of data. Therefore a prerequisite to advance is to get access to new data and observations. In my study I chose therefore to compare present-day margins from which high-resolution seismic images exist with analogues, preserved in the Alps.

Peron-Pinvidic and Manatschal (2010) proposed that during the formation of magma-poor rifted margins, different type of continental blocks can form, which are continental ribbons, micro-continents, H-blocks and extensional allochthons. The formation of these different types of blocks can lead to complex rift structures that can be observed at different scales and can result in asymmetric margins. In my PhD I mainly focused on the so-called formation of “H-blocks” (e.g. Lavier and Manatschal 2006) and more particularly on the stratigraphic and structural evolution of the residual part of this block that is recorded in upper plate, magma-poor asymmetric conjugate margins. The definition of an upper-plate margin, a term introduced by Lister et al. (1986), has been revised and a new definition has been proposed in this study. Mapping this type of structure and properly define the evolution of their stratigraphic architecture provides important insights into the tectonic evolution of rifted margins and are necessary to propose predictive and quantifiable rift models. Because the H-blocks and their residuals are at present-day margins often at deep-water and sealed by thick post-rift sediments their study is complicated and limited to seismic and drill hole data at present-day margins and relics of fossil distal margins in collisional orogens. In my study I worked on a number of confidential seismic lines from the South Atlantic, but focused mainly on two key seismic lines imaging upper plate margins, which are the East India ION-SE-1000 seismic line and the SCREECH 2 line offshore Newfoundland, the later drilled during ODP Leg 210. Onshore, I focused on the Briançonnais and Prepiemontais domains in the area of Briançon representing, as discussed in this study, remnants of a residual H-block corresponding to the distal Jurassic European margin. Based on the study of these on and off shore examples, I tried to address the following questions:

- How can upper-plate margins be defined and how can their tectono-stratigraphic evolution be conceptualized in a first order simple model?
- How can seismic and outcrop observations be reconciled and used to up and down scale observations from distal rifted margins

- What are the criteria to define distal highs and lows in upper plate margins?
- How do rift structures control, in the example of the Briançonnais and Prepiemontais units, the reactivation of rifted margins during continental collision?

Crustal architecture of upper plate magma-poor rifted margins

Numerous studies on present-day magma-poor rifted margins focused on the so-called lower plate part of conjugate rift systems. This is mainly due to the fact that most drill holes and high quality seismic data that are in the open domain, as well as the best-described field analogues are related to lower plate margins. In this study I define and characterize the distal parts of an upper plate margin, domains that have not yet been drilled by ODP and are at present little understood. The first order architecture of upper-plate margins is a staircase top-basement architecture that results from the sequential thinning of the crust from 30±5 km to 15±5 km to 3±3 km. The staircase geometry can be described by three terraces (T1, T2 and T3) and two major ramps (R1 and R2), the latter coinciding with major extensional systems, referred here as fault systems 1 and 2 (F1 and F2). In seismic sections, one can define 3 major limits separating major rift domains referred to as Coupling Point (CP), Exhumation Point (EP) and Breakup Point (BP). These points can be defined in seismic sections and refer to the location where the crust loses the last ductile layers due to extreme crustal thinning (CP), the location where exhumation occurs leading to the separation of autochthonous from allochthonous blocks in the distal margin (EP), and the continent ward limit of steady state oceanic crust (BP).

Using these first order structural elements enables to describe, the crustal architecture of upper plate margins from proximal to distal. The first terrace (T1) corresponds to the proximal domain and is characterized by an architecture with tilted blocks separated by high-angle normal faults soling out at mid-crustal levels. The curst underneath T1 doesn't show an important crustal thinning and is bounded oceanwards by R1/F1 and the CP. This point defines the transition between a decoupled and a coupled rift system. The second terrace (T2) corresponds to a top basement cut by numerous minor normal faults, forming "small" half graben structures that show erosional unconformities and a large sedimentary gap due to passive infill. The distal termination of T2 is made by an important fault system (F2) and coincides with a major escarpment (R2). F2 cut the entire thinned continental crust and is truncated by a major reflector, defined as the exhumation fault system. The intersection point corresponds to the exhumation point (EP) that separates the thinned but autochthonous continental crust, from extensional allochthons overlying exhumed hyper-extended crust and/or mantle ocean wards of the EP. The EP also corresponds to the continent ward termination of the third terrace (T3) that marks the transition to first steady state oceanic crust. The T3 is formed by allochthonous continent derived blocks overlying hyper-extended continental crust and/or exhumed mantle. Ocean wards magmatic additions become more common showing a transition into oceanic crust.

Stratigraphic architecture of upper plate magma-poor rifted margins

The stratigraphic architecture of upper plate magma-poor rifted margins show distinct changes from proximal to distal across the margin with an increase in total accommodation space (water plus sediments) ocean wards. Three major "markers" can be defined and mapped on seismic sections, the Top Post Rift Succession (TPRS), the Top Syn-Tectonic Succession (TSTS) and the Base Post-Rift Succession (BPRS). The TPRS defines the top of the Pre-Rift Sequence. In the case of poly-phase rift systems several TPRS can be defined stacked one on top of each other. While the TPRS is continuous over T1 and T2, except for where it is cut by normal faults, over T3 it is discontinuous and only present over extensional allochthons. Over T2, the TPRS shows typically an erosional discontinuity as indicated by the presence of toplaps. The TSTS is defined as the top of the syn-tectonic sequence, i.e. the transition between packages that show growth structures (syn-tectonic) and packages that show passive infill but are pre-breakup (sag sequence). Across T1 the TSTS corresponds to a major unconformity that seal the early normal faults indicating the termination of rift activity over T1. This unconformity, referred to as the "Necking Unconformity" (NU) forms during necking resulting in the transition from decoupled to coupled deformation and the localization of extension in the future distal margin. In margins where extension localizes in the future distal margin, the TSTS becomes younger ocean wards. It is important to note that the TSTS is, in contrast to the TPRS and the BPRS, not an isochron. Over T2, the TSTS is not always imaged due to uplift and erosion or extreme starvation, while over T3 it separates a syn-tectonic sequence that becomes younger oceanwards from a sag-sequence that is post-tectonic but pre-breakup. The last stratigraphic marker corresponds to the BPRS, which is defined as the base of the first downlap onto first oceanic crust corresponding to the location of "breakup" (e.g. BP). Age of the BPRS corresponds therefore to the location of the BP and depends on the definition of breakup.

The Briançonnais and Prepiemontais units in the Western Alps : remnants of an upper plate margin

The proximal domains of the European and Adriatic fossil margins are relatively well preserved along the Alpine arc and have been described in numerous papers. In contrast the former distal margins, in particular of the European margin have in most cases been strongly overprinted during Alpine convergence. An exception is the area of Briançon, where remnants of the former European margin are preserved in the Briançonnais and Prepiemontais units. The preservation of these remnants makes of them a rare natural laboratory that allows the structures of the former distal rifted margin to be investigated directly in the field. Since the early days of Alpine geology, the Briançonnais has been interpreted as a peculiar domain within the Alps, preserving a characteristic stratigraphic record controlled by thick Triassic carbonates and a Jurassic emersion (Lory, 1866; Haug, 1909). However only at the end of the 80's the pioneering work of Lemoine, Graciansky, Tricard Dumond) enabled to link the tectono-stratigraphic evolution of the Briançonnais domain with that of a present-day margin. The major aim of the part of my

PhD dealing with the Alps was to focus on the study of former rift structures preserved in the Briançonnais and Prepiemontais units in the Alps and to compare them with those observed at present-day, hyper-extended rift systems. The results of my field studies built on the results of several generations of geologists. In order to identify and describe the key rift structures in the Alps it is important to distinguish between Alpine structures and rift related structures and to understand how the latter controlled the former. The field work focused mainly in the area of Briançon in SE France, although excursions all along the Alpine arc enabled to inspect the tectonic and structural evolution of the Briançonnais and the Prepiemontais units/domains as well as the nature of the contact/boundary between the two units. These two Alpine units expose very different stratigraphic records. While the Prepiemontais units show stratigraphic sections including very thick Upper Triassic dolomites (>800m) overlain by continuous Jurassic to Upper Cretaceous sediments, the Briançonnais units are characterized by two majors discontinuities: the first one corresponding to an erosional unconformity resulting from the locale erosion of the pre- to early syn-rift and the formation of a wide spread karst system. The karst is linked to subaerial erosion due to the uplift of the Briançonnais domain during early stages of necking. Processes and controlling factors for the uplift that is limited to the future distal margin are controversial and not yet well understood. The second unconformity corresponds to a major hiatus and the lack of Lower Cretaceous sediments along the Briançonnais domain. In this PhD, this second unconformity is interpreted to result, in analogy with present-day margins, from the passive filling of a starved distal margin rather than to be controlled by isostatic movements. This is in line with the occurrence of Lower Cretaceous sediments in the adjacent Subbriançonnais and Prepiemontais domains. This observation enables to interpret the Briançonnais as a “distal high”. In contrast, the continuous stratigraphic evolution of the Prepiemontais units suggests that these units derive from a “distal low”. This is further supported by the occurrence of mantle rocks reworked and mixed together with crustal rocks in sedimentary breccias (e.g Prafauchier, Complexe de Cervière) associated with massive, km-scale blocks preserving a continuous stratigraphy such as Grand Chalvet or Chaberton. These blocks may be interpreted as allochthonous blocks.

Chloritized faults rocks associated with characteristic black gouges with distinct geochemical compositions and microstructures similar to Jurassic fault rocks observed along Jurassic detachments in the Central Alps (Manatschal 1999) suggest that the base of the Prepiemontais units was a pre-Alpine tectonic contact that can be interpreted as a former Jurassic exhumation fault. All these observations suggest that the Briançonnais and Prepiemontais units derived from different paleogeographic domains, the former corresponding to a distal high whereas the latter represented a distal low. The zone separating the “high” from the “low” may have formed by a morphological ramp characterized by gravitational systems including debris flows and turbiditic systems (e.g. Acceglio zone exposed south of the study area).

Reactivation of a former, upper-plate rifted margin

Two major Alpine deformation phases can be identified in the study area. An older deformation phase, referred to as the stacking phase (Ds) shows a global top to the west sense of shear that is best depicted by the mapping of ramp-flat structures. The stacking phase is responsible for the thrusting of more distal over more proximal domains over rift-inherited ramps (e.g. R1 and R2) that may correspond to the paleo Prepiemontais and Penninic fronts. The stacking phase was already preceded by a subduction phase as indicated by the fact that units preserving high-pressure paragenesis are stacked together with units that escaped subduction. In the study area the major stacking structure is the Prepiemontais Front (PPF) that formed a major ramp in the east and smaller ramp-flat structures localizing mainly along evaporates in the Briançonnais domain. Further west the PPF ramped up onto Eocean sediments. These observations not only support an Eocene or younger age for the PPF, but also support a top to the west sense of shear that occurred at shallow crustal levels as indicated by the low metamorphic overprint of the Eocene flysch sediments. Moreover, following this interpretation all units within the PPF had to be derived from the Prepiemontais domain, i.e. had to originate oceanwards to the exhumation point (EP). Thus, they may represent former extensional allochthons. The stacking phase structures are overprinted by a younger deformation phase defined as a collision phase (Dc). This phase is manifested by pro-and retro-thrusting, the latter also referred to as back-thrusting. This event is responsible for the present-day steep structure of the units forming the internal domain in the Alps. This phase is associated with the final collision phase during which the Adriatic “indenter” collided with the European buttress that may coincide with the coupling point (CP) of the former European margin.

Comparison between fossil and present-day rifted margins

In this PhD I revisited some of the classical Alpine outcrops in the Briançonnais and Prepiemontais units with the aim to integrating the importance of rift inheritance. Based on new ideas and concepts developed at present-day hyper-extended rifted margins, some of these outcrops can be reinterpreted in the context of the formation and deformation of distal rifted margins. Apart from confirming some earlier hypothesis and describing new field relationships, in particular in the Prorel, and Grand Chalvet-Rio Secco areas, the major points that can be concluded from this work for the Alpine part are:

1) The Briançonnais and Piemontais units preserve remnants of a former rifted margin that can be best located in a distal high and distal low within a present-day seismic section through an upper plate magma-poor rifted margin (e.g. T2 and T3 on the ION IE1-1000 line)
2) The rift related structures, in particular the margin architecture defined by the coupling and exhumation points (CP and EP) have a major control on the Alpine structure and define the “buttresses” and the location of the main compressional structures in the western Alps (e.g. Peninic Front (PF) and Prepiemontais Front (PPF)

3) All units in the hanging wall of the PPF derived from a position oceanwards of the EP and may represent former extensional allochthonous blocks overlying hyper-extended crust or exhumed mantle that were favourably located to be subducted during early stages of Alpine convergence.

Finally, the comparison of the different datasets ranging from field outcrops to seismic sections enable to up and down scale observations within a crustal scale framework. The fossil European margin, and in particular the Briançonnais and Prepiemontais units preserved in the area of Briançon allow a direct study of sediments and structures that are at present buried beneath deep-water and thick piles of sediments. The direct access to preserved rift structures and the way they have been brought back to the surface by the Alpine orogeny is what makes this study area unique. Therefore, this study may, in addition to describe structures from distal rifted margins, also contribute to the understanding of how inherited rift geometries may change our understanding of internal parts of orogens. I'm aware that the description of the simple juxtaposition of different units is not yet sufficient to understand the details of the reactivation of such complex rift structures and that a more rigorous application of stated criteria for discriminating between inherited and not inherited structures need to be developed. However, these methods are not yet developed and up-scaling of detailed structural studies alone will not replace this lack of knowledge. Although the problem was recognised more than 25 years ago by many authors (see De Graciansky, P. C., Dardeau, G., Lemoine, M., & Tricart, P. (1989)), the way of how to describe complex rift structures derived from hyper extended domains and to understand how they control subsequent orogeny is only at its beginning and need to be developed in future studies.

Remerciements

Alors que je m'investissais dans mon travail de thèse, je n'avais de cesse de penser au plaisir que j'aurai à rédiger mes remerciements qui finaliseraient la rédaction de mon manuscrit...

Je pensais naïvement que cette tâche serait d'une grande facilité! Mais me voilà à pied d'œuvre et je dois trouver les mots qui vous prouveront ma gratitude. Ces mots existent mais ils ne seront jamais assez significatifs, assez forts pour exprimer ce que je ressens pour vous, vous tous qui m'avez soutenus, aidés, portés parfois...

Je m'adresserai à vous tous dans l'ordre suivant :

Les intervenants directement liés à ma thèse

Les collaborateurs de travail

Les membres de mon équipe à l'Institut de Géologie

Mes amis

Ma famille

***

Merci aux intervenants directement liés à ma thèse

C'est tout naturellement que je commence ces remerciements par ceux que j'adresse avec respect et sympathie à monsieur ***Gianreto Manatschal,*** mon directeur de thèse, et l'origine de ce beau projet.

« Gianreto, cela fait maintenant 6 ans que tu diriges et encadre mes travaux de «recherches». Tu m'as accordé ta confiance durant toutes ces années, depuis mon petit projet de Master 1 sur les Pyrénées jusqu'à cette thèse dans les Alpes que tu m'as confiée. Son cheminement depuis le premier terrain jusqu'à la soutenance n'aura pas été sans difficulté mais voilà notre travail abouti! Parfois loin mais toujours présent, je te remercie pour tes conseils, pour toutes nos discussions (qu'elles soient géologiques ou sportives), et pour nos courses inoubliables dans la montagne … Tu as su être un maître à penser qui m'a donné la liberté de penser et tu m'as fait ainsi grandir. De marmotte, je pense avoir gravi doucement les échelons qui m'ont mené au statut de bouquetin ! Merci Gianreto ! »

Je remercie également très vivement monsieur ***Patrick Unternehr,*** mon référent chez Total, sans lequel cette thèse n'aurait pas été possible.

« Patrick, tu m'as connu, comme tu le dis souvent, « toute petite » (c'est-à-dire bien avant la thèse), et je te remercie (et à travers toi, Total) de m'avoir permis de travailler avec efficacité sur cette thèse, malgré certaines difficultés rencontrées comme des problèmes de stations, de places ou tout simplement de temps... Tu m'as accueilli dans les locaux de Total (Paris la Défense) me permettant ainsi de découvrir et pratiquer d'autres techniques d'études et d'observations.

Nos discussions, durant toutes ces années, auront permis à l'étudiante universitaire que je suis, de mieux comprendre le point de vue des géologues pétroliers. Tu es aussi à l'origine de belles rencontres effectuées au sein de Total (je pense ici tout particulièrement à monsieur Philippe Werner, avec lequel j'ai souvent échangé des propos lors de mes venues à Paris). Tu as ainsi contribué à ma formation professionnelle ! Merci Patrick ! »

J'exprime maintenant ma profonde reconnaissance aux membres du jury pour avoir accepté de participer à mon jury de thèse.

J'adresse tout d'abord mes remerciements sincères à monsieur ***Hubert Whitechurch***, qui m'a fait l'honneur de présider ma soutenance de thèse. Il a orchestré d'une main de maître cette épreuve redoutée. « Tu as été bien plus que le président de ma thèse, Hubert, puisque tu as été mon professeur depuis ma première année d'étudiante à l'Institut de Géologie en 2006 … il y a 9 ans déjà ! Merci pour, tes encouragements, tes conseils, tes sourires et ton attention à mon égard. Je garderai un excellent souvenir de ma soutenance de thèse et je t'en remercie. »

Je remercie ensuite messieurs ***Robert Butler*** et ***Carlo Doglioni***, tous deux rapporteurs de cette thèse, d'être respectivement venu d'Aberdeen et de Rome pour ma soutenance ainsi que monsieur ***Thierry Dumont***, examinateur, qui a su me faire découvrir « son Briançonnais » et Fond Froid, ce lieu magique que je garderai comme une « image mémoire » de ma thèse. Que soient remerciés également, messieurs ***Marc Lescanne*** et ***Xavier du Bernard***, invités de ma thèse, qui ont eu la gentillesse de se déplacer depuis Pau. J'avais déjà eu le plaisir de les rencontrer en « immersion » dans les Alpes mais les revoir et échanger avec eux sur notre terre d'Alsace a été un plaisir.

Je n'ignore pas qu'être membre d'un jury de thèse nécessite un réel investissement personnel et je vous remercie tous très vivement pour vos jugements très pertinents sur mon manuscrit, tant sur le fond que sur la forme.

Durant cette aventure Alpine qu'aura été ma thèse, j'ai eu un énorme soutien de monsieur ***Alessandro Decarlis***, géologue alpin que je veux particulièrement remercier.

« Alessandro, merci pour tes conseils, pour toutes nos discussions et pour m'avoir transmis ton expérience de géologue alpin… Merci également pour ton humour et tes caricatures… Avec toi, je me sentais un peu moins seul face aux incompréhensions des consignes du « big boss ». C'est certain, nos terrains parcourus ensemble vont me manquer ! Tu es un géologue hors pair auquel je souhaite le meilleur avenir possible, mais tu es aussi un homme de cœur. Ciao ciao »

***

Merci à mes collaborateurs de travail, aux membres de mon équipe à l'Institut de Géologie

Durant ma thèse et mes études, j'ai également eu la chance et l'honneur de côtoyer, discuter et échanger avec d'autres piliers du « 1 rue Blessig » à Strasbourg.

J'adresse ainsi un grand merci à monsieur Daniel Sauter, pour sa légèreté, son humour et ses conseils pour la fin de ma thèse.

Un grand merci aussi à madame ***Julia Autin***, dont la fraîcheur et le dynamisme font un bien fou à cette équipe. Que de péripéties et d'anecdotes vécues ensemble! « Julia, je serais à jamais la gardienne de nos secrets J». Ces souvenirs me permettent de remercier monsieur ***Philippe Duringer*** de m'avoir laisser d'encadrer à deux reprises le camp de terrain de Dignes. « Je n'oublierai jamais le géologue EX-TRA-OR-DI-NAIRE que tu es et tout ce que tu m'as appris durant nos nombreux camps de terrain ensemble, que ce soit en tant qu'étudiante ou encadrante. Tu m'as permis de tester ma pédagogie et de voir à quel point j'aimais partager ma passion pour la géologie de terrain. »

Je tiens également à remercier madame ***Anne-Marie Karpoff,*** pour sa présence, son humour et son dévouement au sein de notre équipe de géologues, mais aussi pour ses mails et ses réparties que je regretterai lorsque je quitterai à regret le bâtiment.

Un grand merci également à ceux avec lesquels j'ai partagé repas et pause-café au cours de ma thèse, notamment ***Mathieu, Mélody*** et ***Jean-François***, qui ont su me détendre avec des récits ou des anecdotes de leurs aventures.

Et je n'oublie pas de remercier enfin ***Marc Ulrich*** qui complète l'équipe de choc qu'est l'équipe DyLBaS. Sa jeunesse (ou l'opposé peut-être) et sa fougue sont des atouts dans cette équipe mais aussi pour la survie(ou l'opposé peut-être) de ses collègues.

Ma thèse n'aurait pu être ce qu'elle est sans la présence de mes camarades thésards et post-doc du 1er, du 2ème et du rez-de-chaussée de l'Institut de Géologie, la vraie jeunesse de cette équipe de chercheurs…. Et je ne peux les remercier qu'en m'adressant à eux directement, dans un langage plus familier, car nous avons tant partagé! Je prie les lecteurs de ces remerciements de bien vouloir comprendre et excuser cette liberté que je prends.

« C'est tout naturellement que je pense en premier à toi ***ma Pépette Momo.*** Ensemble depuis la L1 nous aurons fait toutes nos études ensemble jusqu'à nos thèses. J'ai tellement de souvenirs avec toi, que ce soit sur les terrains étudiants à chanter à tue-tête (pauvres, pauvres profs !), ou sur les terrains de thèse et sur des sommets comme le Mont Chaberton … Nous aurons survécu à tout … Même à l'attaque des mouches du Chenaillet ou du sentier de la Fanfare … de vrais guerrières ! Partenaires de joies comme de galères... Il nous reste cependant à relancer une enquête sur la mystérieuse libération de monsieur Patate, ne l'oublie pas! Mais, restons sérieuses ! Merci, merci pour ton soutien, ton écoute et ta présence dans les bons comme les mauvais moments … Une page se tourne … Nous sommes **TOUTES DEUX DOCTEURS** maintenant!!! »

« Je pense aussi à ***ma petite Meumeu***. Un jour, souviens-toi, une petite tête blonde, flanquée

de son acolyte (une grande tête brune !) ***Val,*** a passé la tête par la porte de mon bureau pour une question de terrain … et ce fût le début d'une longue aventure commune, faîte de roches, de dessins, de pluie, de piscines, d'orages, de discussions, … mais surtout d'une belle amitié. Tu auras été ma partenaire de deux terrains sur trois durant ma thèse, soit plus de 12 semaines de randonnées, des centaines de km avalés, que ce soit sous la pluie, sous le vent ou encore sous la neige... et tu as toujours gardé le sourire. Val, merci pour ton humour, ta gentillesse et ton soutien… Merci également à ***Vincent*** d'avoir pris en cours de route le chemin du Briançonnais et l'ascension du Mont Rochebrune … A refaire pour sûr! »

« Je vous remercie également, ***Benoit Pétri*** (qui sera à jamais assigné à Petit Pied pour moi :p) et ***Victor Hugo*** , le plus français des Brésiliens, pour toutes ces années d'échanges et de partage de bureau … et bien sûr pour les vengeances de vengeances de vengeances (Benoit, quel expert!). Victor, merci de nous avoir apporté ton sourire chaque jour pendant plus de 4 ans … Ton départ nous a marqué d'un grand vide … mais … Nossa, nossa, Assim você me mata, Ai se eu te pego ! »

Je n'oublie pas Lionel, devenu papa et qui a pris le chemin de la thèse direction Nancy. Nos chemins se croiseront sans doute à nouveau et je pourrais alors songer à une petite vengeance que je te dois ...

Merci également aux petits anciens ***Alexis*** et ***Julie*** …. « Julie, souviens toi, c'était un jeudi, nous avons choisi toutes deux le chemin de la thèse et nous voilà toutes deux au bout de ce parcours si redouté ! Merci pour les moments partagés (je pense à notre écureuil notamment, à nos pas sur un pont flottant, aux magnolias par centaines...).

Merci aussi à la nouvelle génération, ***Mickael, Pauline, Médéric, Ken*** (alias Pierre) pour avoir partagé de bons moments avec moi, comme ce mémorable moment de foot dans le couloir alors que je peinais à rédiger ma thèse... J'encourage surtout Pauline qui sera la dernière de notre promo à soutenir sa thèse et remercie également Jeanne ² pour leurs sourires et leur ajout d'une touche féminine à ce monde plutôt masculin !

***

Merci à mes amis

Pour faire la transition entre mes amis géologues et mes « amis moins Terre à Terre », je ne peux que poursuivre ces remerciements en pensant à ma ***Nonette***. « Chloé, tu auras été mon amie depuis ta première année à la fac, et même si depuis, tu as pris le chemin de Paris pour ta thèse, notre amitié n'a pas été ébranlée. J'ai tant de souvenirs avec toi! Tu as toujours pris le temps m'écouter et m'aiguiller lorsque je doutais! N'oublie pas que TU profiles l'horizon de ton avenir … Je t'encourage pour la dernière ligne droite avant ta soutenance… Je serais toujours là pour toi, n'en doute pas ! »

Un immense merci à celle qui m'aura apporté son soutien sur l'ensemble de ma thèse. Il s'agit de ***ma Courgette*** (Manon). Ce n'est pas la durée d'une amitié qui compte mais l'intensité des moments partagés. « Avec toi, j'ai découvert une passion et un univers sportif. Nous avons en souvenir les compétitions, les moments de détente et de discussion et ces instants de vie sont inoubliables et précieux. Merci aussi à ton Nounours qui a accepté notre amitié profonde. Merci d'avoir été et d'être ma Courgette ! »

Et j'enchaîne en remerciant tout naturellement ***ma Tatouille*** (Derya). « En toi, j'ai découvert une véritable amie (et avec toi les chips violettes … étranges mais sympa!). Merci de ton soutien, de tes rires et de tes conseils … J'ai fini par les suivre même si certains me demandaient beaucoup de courage et je ne le regrette en rien.

Simplement merci à vous deux mes Tatouilles pour vos sourires au quotidien qui auront égayé mes 4 années de thèse.

Je tiens également à remercier mes amis d'enfance qui m'ont tous soutenu, de près ou de loin, durant cette aventure : Loulouttе, Jade, Binouze, Sarah, Quentin, Margaux, Pierre², Chabé … Je ne peux pas tous vous citer mais merci d'avoir été si fidèles!

En fin de thèse, j'ai découvert un nouvel environnement qui aura beaucoup contribué à mon épanouissement personnel: ***ma Crossfit Strasbourg Team*** .

Je remercie donc ***Loïc***, responsable du lieu, de m'avoir soutenu, encouragé dans les épreuves de cette dernière année, qu'elles aient été sportives, personnelles ou encore professionnelles. « Ton attention m'a beaucoup touché et je te dois beaucoup. Merci!». Merci également à tous ceux qui ont rendu cet endroit accueillant et essentiel pour moi : ma Schatzy Team composée de ***ma Poups, Manon*** et ***Samouche***, le Boys Band de la box ***Yoann, Gwen, Ramette*** et ***Pierre***, mais également à ***Steph, Yann*** et ***ma petite Jo*** (« la 37ème semaine de l'année 2015 aura été la nôtre cela ne fait aucun doute !! »).

Un grand merci particulier à celle qui aura été mon booster, mon soutien (jusqu'à la réalisation du pot de thèse !!) en ces derniers mois de thèse, ceux qui s'avèrent les plus éprouvants : ma ***Carole***. « Tu as toujours répondu présente et tu as su me remotiver en me forçant à parler de mon sujet de thèse pour raviver la flamme en moi. Merci également à ton homme Delenfer sans lequel nous ne nous serions jamais rencontré. ***Angelo,*** tu m'avais dit il y a 2 ans que tu serais présent pour moi le jour de ma soutenance et c'est chose faite…. Merci à tous les deux pour tout ce que vous avez fait pour moi, pour nous et pour ma thèse ».

Je tiens également à remercier, ***Jérémie.*** « Merci, Jerem, pour les moments partagés et surtout pour m'avoir supporté (dans les 2 sens du mot) durant une très grande partie de mes études. Il est certain que tu as contribué à ma réussite!»

Et c'est tout naturellement que je finis ces remerciements « amicaux » par celle qui aura

été mon rayon de soleil durant ces 4 années de thèse, ***Joëlle.*** « En toi, Joëlle, j'ai découvert une véritable amie et un véritable soutien. Merci pour ta présence, tes conseils mais plus que tout merci pour ton sourire ! Tu es venue à ma rescousse un dimanche soir à 18h lorsque l'impression de ma thèse posait problème, et tu as rendu possible l'impossible! Tu as toujours su répondre présente et je te témoigne ici mon affection profonde ! »

***

Merci à ma famille

Il va de soi que mes remerciements s'adressent enfin à ma famille qui m'a toujours soutenue, encouragée. Les mots imprimés ici ne suffiront jamais à exprimer les sentiments profonds que j'ai pour chacun d'entre eux. Je souhaite partager mon titre de Docteur avec vous tous !

« ***Maman*** que j'aime, tu m'as transmis la fibre de la géologie alors que tu étais mon professeur de sciences et sans toi je n'en serais pas là aujourd'hui! Merci pour ta passion, ton partage, mais surtout pour ton soutien et ton aide …Tu sais bien sûr que ma thèse finie, je continuerai à avoir besoin de toi, toujours et encore... Tu sais tout cela... Merci, ma Maman!»

« ***Papa***, c'est presque 30 ans après toi que j'assure la relève dans l'aventure du doctorat ! Mon manuscrit est (presque !) aussi gros que le tiens… mais avec un peu moins de chiffres et plus de dessins. Nous partageons le même titre et je sais que tu es fière de ta fille... Merci, Papa de m'avoir permis d'en arriver là ! »

« Merci enfin à vous, mes sœurettes, ma ***Juju*** (ma Nathalie) et mon ***Bichon*** (ma Marie). Merci pour votre soutien, vos sourires, votre amour mais surtout pour m'avoir supporté durant mes périodes de doutes ou de joies … une bipolarité pas toujours facile à vivre … !

Ma Juju préférée, avec laquelle j'ai déjà tant partagé, je compte sur toi pour m'aiguiller car je quitte enfin le monde de la Fac... alors que toi, mon petit Bichon qui a grandi si vite, tu commences tes études supérieures ! Bonne chance pour cette belle et longue aventure en communication dans laquelle tu t'épanouiras, j'en suis certaine... »

« Un grand merci aussi à toi, ma Nanie, tout simplement car tu m'as toujours prouvé ton amour avec une grande tendresse et parce que tu as contribué à ma réussite à tous les instants. »

Mes derniers remerciements s'adressent à mon compagnon de vie que je considère comme un pilier dans ma vie personnelle, ***Luc*** (mon Babs). « Tu as partagé cette dernière année de thèse

avec moi, et grâce à toi, j'ai vécu une fin de thèse des plus intense, tant au niveau des pulsations cardiaques que de mon emploi du temps... Tu m'as fait vivre des moments à peine imaginables en cette période que j'appréhendais et tu auras été d'un réel soutien pour venir à bout du plus gros WOD de ma vie! Tu as su me redonner confiance et tu as, sans nul doute, rendu la fin de ma thèse très agréable me permettant ainsi de réaliser ma soutenance dans les meilleures conditions. Merci, pour ce que nous avons partagé et pour ce que nous partagerons encore :)!»

***

« A vous tous, qui avez contribué à mon épanouissement et à la réussite de ma thèse, MERCI...

… Vous êtes l'océan qui a permis la formation de ma montagne… et le socle qui me permet d'aller toujours un peu plus haut !... »

Isabelle Haupert (Septembre 2015)

Table des matières

Extended abstact 9

Remerciements 17

Table des matières 25

Partie I Problèmes scientifiques et introduction générale 29-31

1. Les marges passives peu magmatiques : des concepts en constantes évolutions 33

1.1 Du rifting continental aux marges passives peu magmatiques : évolution des concepts 34

1.2 Les marges passives peu magmatiques : Architecture crustale 38

1.3 Evolution de l'architecture des marges et modèles 39

1.4 Les hauts continentaux dans les marges passives peu magmatiques profondes : terminologie 41

2. Les objectifs de cette étude 44

3. Approche et zones d'études 45

3.1 Approche : des études complémentaires 46

3.2 Zones d'études 48

3.3 Contenu du manuscrit 51

Partie II Architecture et évolution tectono-stratigraphique des marges dîtes d'upper plate 57-59

Sous-Partie II.1 Introduction 63

1. Domaines de marges 65

1.1 Architecture premier ordre d'une marge 65

1.2 Les hauts continentaux crustaux 68

1.3 Une évolution stratigraphique spécifique 69

2. Modèles de marges 71

2.1 Modèle de rifting symétrique et asymétrique 71

2.2 Upper vs lower plate 72

2.3 Upper plate, domaine distal et hauts crustaux : architecture 1er ordre 74

3. Problématique scientifique 75

Sous-Partie II.2 Publication 83

Upper plate magma-poor rifted margins : stratigraphic architecture and structural evolution

Abstract 85
1. Introduction 86
2. Models, concepts, terminology and methodology 87
2.1. Development of models and concepts 87
2.2. Definition of an "upper-pate" margin 89
2.3. Methodology 90
3. Examples of "upper-plate" magma-poor rifted margins 91
3.1. The East-India ION IE1-1000 line 91
3.2. The Newfoundland margin (SCREECH 2 line) 95
3.3. The European margin 100
4. Discussion 105
4.1. Crustal and stratigraphic architecture of an upper-plate magma-poor rifted margin 105
4.2. Stratigraphic horizons and correlations across an upper-plate margin 108
4.3. Tectono-stratigraphic evolution of an upper-plate margin: a conceptual model 110
4.4. Controls on sediment architecture on upper plate margins 113
5. Conclusion 116

Partie III Les domaines Briançonnais et Prépiémontais dans les Alpes :analogues pour les hauts et bas topographiques dans les marges d' «upper plate » 129

Sous-Partie III.1 Introduction 135

1. Les unités Briançonnaise et Prépiémontaise dans l'orogène Alpin 137
1.1 Introduction des unités Briançonnaise et Prépiémontaise dans les Alpes 138
1.2 La marge Européenne dans les Alpes 141
2. Enregistrement de l'évolution d'un système de rift le long de la marge Européenne distale 152
2.1. Architecture d'une marge d'"upper plate ": du concept aux observations 152
2.2 Cartographie et définition des éléments d'une "upper plate" dans les Alpes 153
2.3 Enregistrement stratigraphique le long de la marge Européenne 154
3. La réactivation des domaines distaux de la marge Européenne 168
3.1 L'héritage architectural d'une marge d'« upper plate » : du concept aux observations 169
3.2 Les marqueurs 172
3.3 Solutions et problèmes 175

Sous-Partie III.2 Publication 187

Architecture and reactivation of an upper plate distal rifted margin: the example of the Briançonnais and Prepiemontais units in the area of Briançon (SE France)

Abstract 189
Introduction 190
1 .Geological setting 193

1.1 The study area 193
1.2 Historical background and present-day view 193
2. The Briançonnais and Prepiemontais units exposed near Briançon 195
2.1 Major units and tectonic framework 195
2.2 First-order structural relationships along an Alpine section 200
2.3 Field relationships between Alpine units 202
2.4 Pre-Alpine structures preserved in the Briançonnais-Prepiemontais units 205
3. Discussion 213
3.1 Alpine structures 213
3.2 Comparison with present-day analogues and first order rift architecture 215
3.3 Crustal structure and reactivation of an upper-plate margins 220
Conclusion 225

Synthèse - Discussion Générale 235

1. Quelle est l'évolution tectono-sédimentaire d'une marge d' « upper plate » ? 238
1.1 Architecture crustale premier ordre des marges d'upper plate 239
1.2 Architecture stratigraphique le long des marges d'« upper plate » 241
1.3 Evolution d'une « upper plate » 243
2. Comment caractériser les hauts et bas topographiques ? 245
2.1 Les marges actuelles 245
2.2 Les marges fossiles : le domaine Briançonnais dans les Alpes 246
2.3 Perspective et validité du concept 248
3. Quelle est l'importance de l'héritage lié au rifting lors de la réactivation des systèmes en milieu compressif? 249
4. Questions et perspectives 253

Conclusion 255

Annexes 265

Annexes A 267
Annexes B 279
Annexes C 301
Annexes D 319

.

Résumé 327

Abstract 327

Partie I

Problèmes scientifiques et introduction générale

L'introduction de la théorie de la tectonique des plaques dans les années 1960, reprenant les concepts mobilistes alors énoncés par Wegener en 1912, développe et fournit une assise solide s'appuyant sur l'hypothèse de l'expansion des fonds océaniques. Si cette hypothèse fût rapidement largement acceptée par la communauté de géophysiciens, elle se heurta à l'opposition des géologues concernant la tectonique continentale. Il faudra attendre les années 1970 pour que Dewey and Bird, (1970) commencent à définir les formations géologiques de type « chaîne de montagnes » suivant le cadre de cette nouvelle tectonique. Ils affirment alors qu'il existe deux grands types de chaîne de montagnes : le premier lié aux zones de subduction et le deuxième lié aux phénomènes de collision. Ils affirment alors que les chaînes de montagnes liées à la collision seraient les témoins d'anciens océans aujourd'hui disparus, impliquant une tectonique antérieure à plusieurs centaines de millions d'années. Cette proposition rejoint celle affirmée par Wilson (1966) : les continents subiraient des ouvertures et des fermetures répétées. L'évolution et les avancées de la théorie de la tectonique des plaques sont donc liées à la comparaison et aux interactions entre les observations faites en mer sur les marges actuelles et à terre sur les marges fossiles, dans les chaînes de montagnes. C'est dans cette optique et cette démarche de comparaison entre différents types de données qu'a été construit le travail de thèse présenté dans ce manuscrit.

Dans le cadre de la tectonique des plaques, la compréhension du processus de rifting et de la fermeture d'une limite de plaque, reste actuellement encore un domaine de recherche majeure pour les géosciences. Un axe de recherche particulier est la compréhension de l'évolution des systèmes depuis l'ouverture jusqu'à la fermeture d'un océan, et la formation d'une chaîne de montagnes. La compréhension de ces systèmes est importante aussi bien pour l'évolution des axes de recherches scientifique, que pour les enjeux économiques (gisements pétroliers). Le travail suivant propose de comprendre l'évolution et l'architecture des domaines distaux de marges passives depuis le rifting jusqu'à la formation d'un orogène de collision, en essayant de déterminer l'évolution tectono-stratigraphique et l'importance de l'héritage structural hérité lors du rifting en étudiant des exemples de marges actuelles et fossiles.

1. Les marges passives peu magmatiques : des concepts en constantes évolutions

Le rifting continental associé à l'amincissement de la lithosphère est responsable de l'évolution des différents domaines des marges passives. Suivant les travaux de Sawyer et al. (2007), Reston (2009) propose une classification des marges passives en deux types suivant la quantité de magma injectée lors de leur formation : les marges passives dîtes magmatiques et les marges passives dites peu magmatiques (Fig.I.1). Les marges passives magmatiques sont donc définies par une forte activité magmatique alors que les marges peu magmatiques ne présentent qu'une très faible injection de magma (Sawyer et al., 2007 et Reston, 2009). La quantité de magma présente dans une marge dépendra de l'état thermique de la lithosphère, de la composition du

manteau associé mais également du taux d'extension lors du rifting. Les travaux récents proposés par (Reston and Manatschal, 2011) montrent que la réalité est en fait plus complexe. En effet, les apports magmatiques peuvent varier de façon latérale sur une même marge et certaines marges subissent une évolution polyphasée : peu magmatique lors du rifting mais magmatique lors du processus de rupture comme la marge dite de Rockhall Trough (Reston 2009) ou l'inverse, pour la marge Inde-Seychelles (Armitage et al., 2010). La distinction entre une marge dite peu-magmatique et une marge dite magmatique est donc complexe. La suite de ce travail se concentrera sur les marges passives dites « peu magmatiques ».

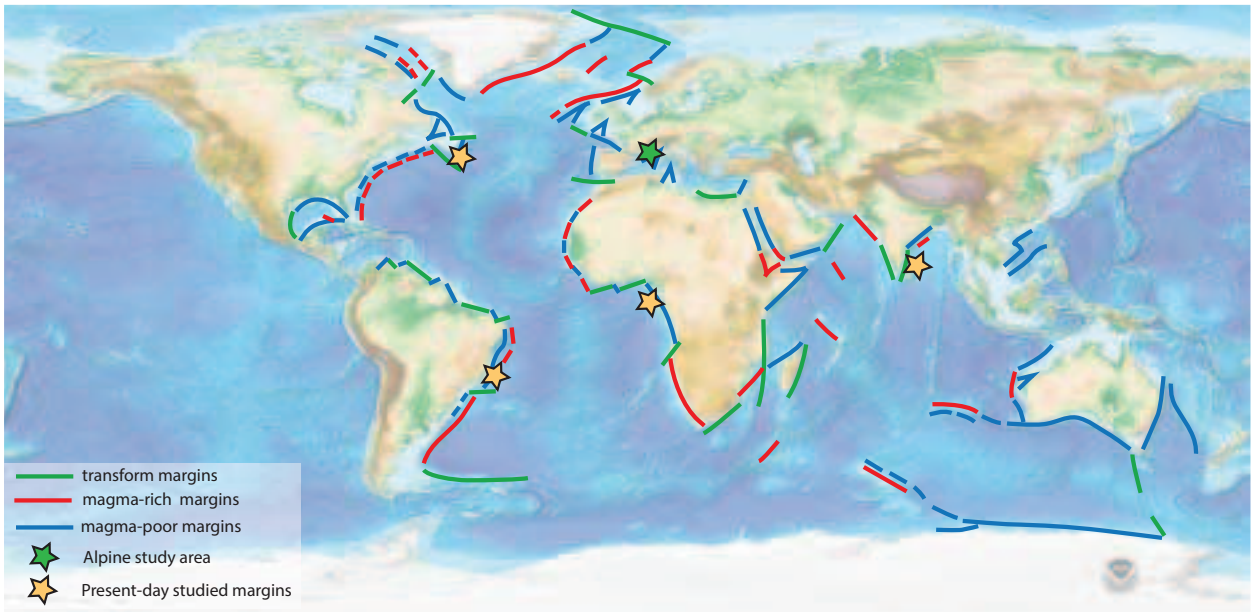


Fig.I.1 Carte bathymétrique exposant la répartition des différents types de marges actuelles à travers le monde et les principales zones d'études. Image modifiée de NOAA, National Geophysical Data Center).

1.1 Du rifting continental aux marges passives peu magmatiques : évolution des concepts

Les concepts de rift ont évolué au cours du temps, influencés d'abord par les observations de terrain, depuis les années 60, puis par l'arrivée de la géophysique marine et enfin par le développement de la modélisation (Fig.I.2). La vision actuelle du concept de rifting est le résultat de cette évolution, impliquant que les concepts et modèles utilisés actuellement sont le résultat de l'interaction de nombreuses études réalisées d'abord à terre puis en mer. Le domaine de marge fossile le plus étudié à ce jour est le domaine alpin, résultant de la fermeture du domaine océanique de la Téthys Alpine (e.g. (Argand, 1916; Bernoulli, 1964; Bertrand, 1884; Staub, 1917; Trumpy, 1984; Lemoine et al., 1986). Ces études, qui ont débuté à la première moitié du 20ème siècle, couplées aux progrès de l'imagerie marine depuis les années 1970, ont permis d'intégrer la notion de blocs basculés, contrôlés par des failles normales à faibles rejets, dans le concept de rifting (De Charpal, 1978; Montadert et al., 1979). Cette découverte a permis les premières analogies avec les structures observées dans l'orogène alpin. C'est en 1978 que Mc Kenzie, dans cette dynamique de recherche, proposera son modèle de cisaillement pur, dans lequel l'amincissement

crustal aboutissant à l'accrétion océanique est lié à l'extension lithosphérique. Ce modèle a été élaboré suivant l'idée d'une « symétrie parfaite » des deux marges conjuguées (Fig.I.2) et donc d'un processus d'amincissement constant et uniforme en fonction de la profondeur. Au travers de ce modèle, Mc Kenzie propose une explication aux architectures des bassins observés dans la partie proximale des marges passives peu magmatiques.

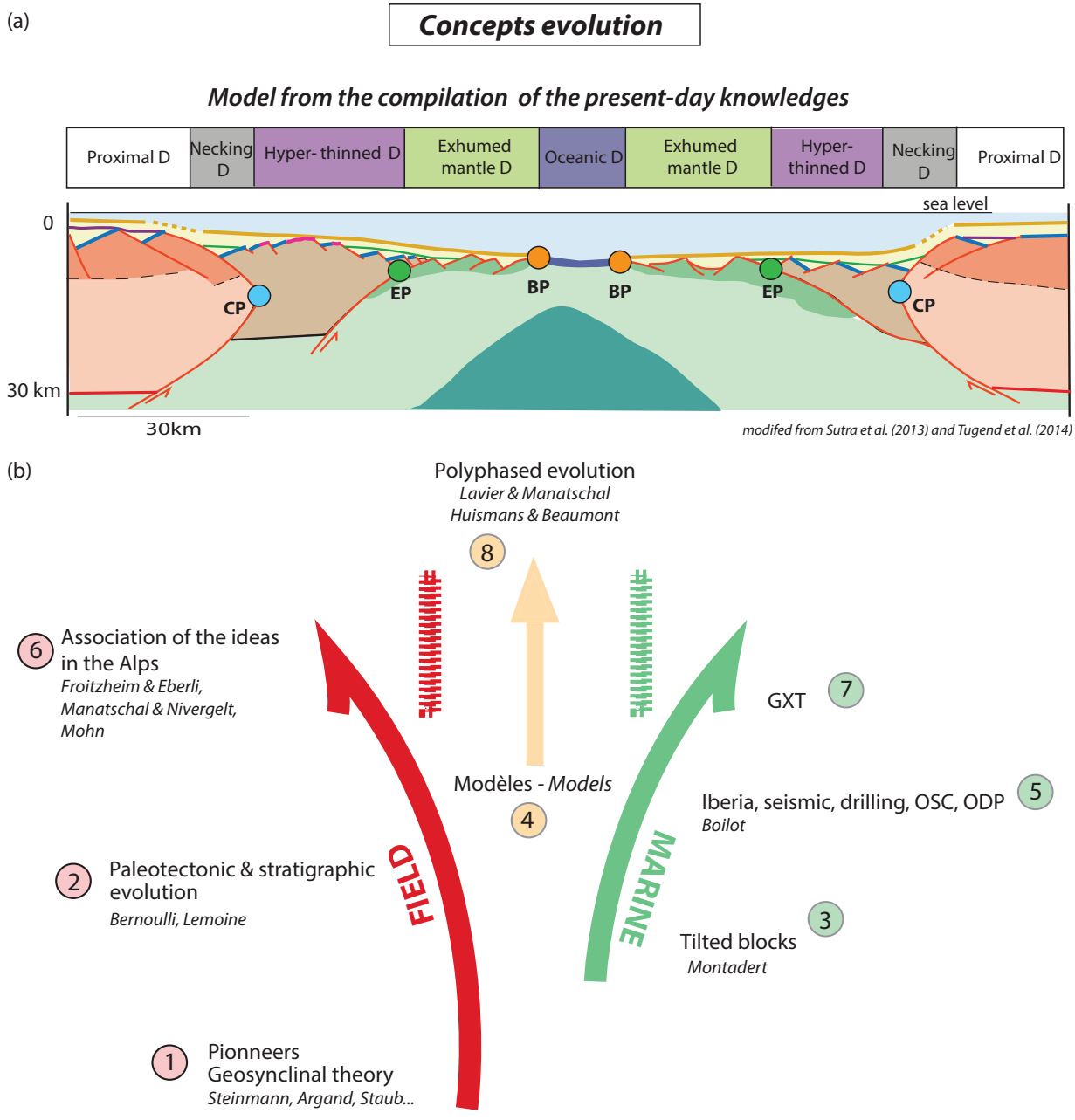


Fig.I.2 (a) Modèle élaboré à partir de la compilation des connaissances actuelles sur les systèmes de marges actuelles (modifié de Sutra et al. 2013 et Tugend et al. 214). (b) Schéma d'évolution des concepts sur les connaissances associées aux domaines de marges, depuis les premières observations de terrain (1) jusqu'au couplage avec la géophysique marine permettant une modélisation de ces systèmes (8).

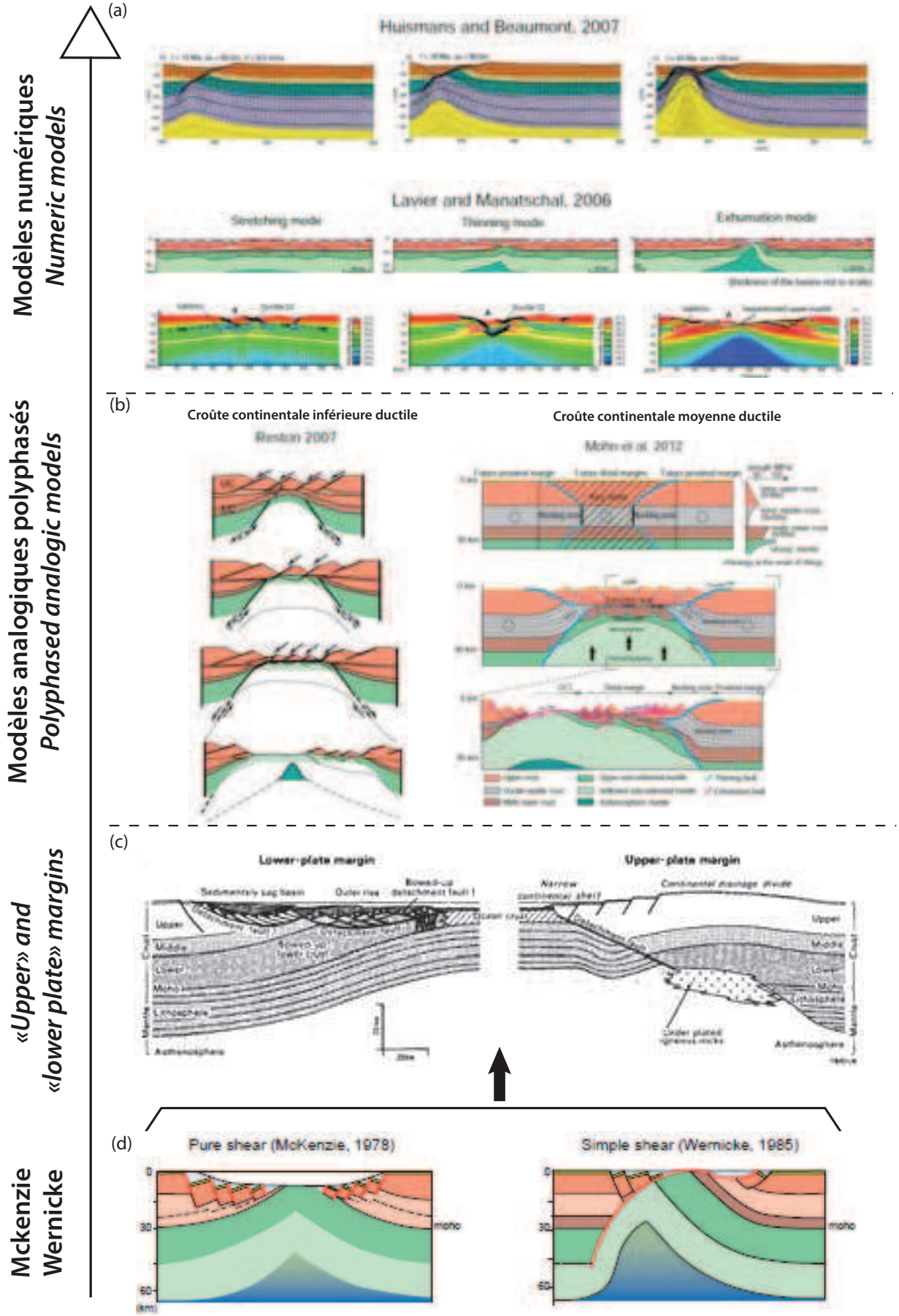
Dans les années 1980, suite aux travaux effectués sur les « metamorphic core complex », Wernicke (1981, 1985) élabore un second modèle conceptuel de rifting. Ce modèle de « cisaillement simple » entraîne l'asymétrie des marges conjuguées par le jeu d'une faille de cisaillement à faible pendage (Fig.I.2). La découverte du manteau subcontinental au large de la marge ibérique (Boillot

et al., 1987) confirme la nécessité d'une révision du modèle de symétrie des marges et conduit à l'élaboration de nouveaux concepts expliquant l'extension lithosphérique.

Ceux-ci seront par la suite confortés par des travaux effectués dans les Alpes, où des structures similaires ont été observées sur les marges de la Téthys Alpine (Froitzheim et Eberli 1990, Manatschal et Nievergelt 1997). Les comparaisons marges actuelles/marges fossiles ont ainsi permis de caractériser le domaine de Transition Océan Continent (TOC). En effet, le domaine de TOC est determiné par l'évidence d'une faille de cisaillement majeure au toit du manteau sous-continental exhumé. Ce sera ce modèle qui sera appliqué pour expliquer l'exhumation du manteau sous continental dans les TOC de l'Ibérie et les reliques de ce manteau dans les Alpes (Wernicke, 1985, 1981; Lister et al., 1986; Lemoine et al., 1987; Lister and Davis, 1989; Manatschal et al., 2001; Mohn et al., 2011).

Si les marges proximales sont contrôlées par des failles à fort pendage, s'apparentant davantage au modèle proposé par Mc Kenzie (Fig.I.3d), les marges distales montrent davantage une géométrie contrôlée par des failles à faibles pendages (Fig.I.3c) (Lister et al., 1986 ; Lemoine et al., 1987). Depuis l'élaboration de ces deux modèles classiques (Wernicke et McKenzie), de nombreux autres modèles montrant un amincissement crustal important ont été proposés. Certains de ces modèles impliquent un fluage ou un boudinage de la croûte inférieure (Reston, 1988; Brun and Beslier, 1996; Driscoll and Karner, 1998) (Fig.I.3b). De nombreuses études ont alors été réalisées à terre dans les reliques des marges téthysiennes afin de comprendre les TOC et les mécanismes tectoniques associés (Minshull et al., 2001; Pérez-Gussinyé et al., 2001; Perez-Gussinyé and Reston, 2001; Whitmarsh et al., 2001; Manatschal et al., 2007). La TOC sera alors définie comme étant une limite non nette : le passage entre la croûte continentale et la croûte océanique se fait de façon progressive. C'est dans ce domaine intermédiaire que le manteau subcontinental exhumé a été découvert. Ces nouvelles observations impliquent le fait que, ni le modèle de Mc Kenzie, ni le modèle de Wernicke, ne peuvent expliquer à eux seuls les structures proximale et distale des marges passives.

Fig.I.3 Mise en avant des principaux modèles et concepts proposer afin de caractériser et expliquer l'amincissement crustal extrême observé dans les marges passives actuelles et la formation des marges d'upper et lower plates. (a) Modèles dynamiques (de haut en bas, le modèle numérique proposé par Huismans & Beaumont, 2007, et le modèle numérique conceptuel proposé par Lavier & Manatschal 2006 présentant les 3 stades proposés du rifting, l'étirement, l'amincissement et l'exhumation). (b) Modèles analogiques polyphasés. Reston (2007) propose une croûte continentale inférieure ductile, alors que Mohn et al. (2012) propose un modèle avec une croûte continentale moyenne ductile. (c) Modèle de marges asymétriques d'upper et lower plates proposé par Lister et al. (2008). (d) Premiers modèles (modèles classiques) d'extension lithosphérique continentale, de type symétrique (Mckenzie 1978) et asymétrique (Wernicke 1985) (Sutra 2012, modifié d'après Unternehr et al. 2010).


Modèles numériques
Numeric models
Modèles analogiques polyphasés
Polyphased analogic models
«Upper» and
«lower plate» margins
Mckenzie
Wernicke
(a)
Huismans and Beaumont, 2007
Lavier and Manatschal, 2006
Stretching mode
Thinning mode
Exhumation mode
(b)
Croûte continentale inférieure ductile
Croûte continentale moyenne ductile
Reston 2007
Mohn et al. 2012
(c)
Lower-plate margin
Upper-plate margin
Sedimentary sag basin
Outer rise
Bowed-up detachment fault !
Narrow continental shelf
Continental drainage divide
Upper
Middle
Lower
Moho
Lithosphere
Asthenosphere
Oceanic crust
Under plated igneous rocks
(d)
Pure shear (McKenzie, 1978)
Simple shear (Wernicke, 1985)
moho
(km)

Il faudra attendre les années 2000 et l'imagerie sismique sous-marine ainsi que les forages pour combiner observations et modèles, en mettant en évidence une croûte continentale déjà extrêmement amincie à environ 10 km lors du jeu de la faille de détachement entrainant l'exhumation du manteau subcontinental (Perez-Gussinyé and Reston, 2001; Manatschal et al., 2011). Cette constatation implique un amincissement continental antérieur au développement, tardif dans le rifting, de la faille extensive à faible pendage. Les marges passives peu magmatiques subissent donc une évolution polyphasée. Cette évolution aura été conceptualisée par Lister et al. (1986; 1991) et Whitemarsh et al. (2001) avant d'être modélisée de façon numérique (e.g. (Nagel and Buck, 2004; Lavier and Manatschal, 2006; Huismans and Beaumont, 2007). Lavier et Manatschal (2006) proposent alors le modèle d'amincissement (Fig.I.3a). Mohn (2010) propose de combiner l'architecture crustale observée à partir de la géophysique marine aux observations faites sur le terrain, conceptualisant ainsi l'évolution rhéologique et structurale des domaines d'étranglements de marges. Si ces modèles expliquent plus ou moins les évolutions structurales, ils ne permettent pas d'expliquer la migration du rifting. Finalement, le modèle le plus récent, exposé par Brune et al. (2014), propose un modèle affichant un processus de migration de l'état d'équilibre au cours du rifting. Dans ce modèle, la largeur de la marge liée à la migration du rift, est contrainte par l'activation de failles séquentielles dans la croûte supérieure, du continent vers le futur domaine océanique, couplée au flux affectant la croûte inférieure. L'élaboration de ce modèle a été faite suivant les marges conjuguées du bassin de Campos et de l'Angola afin de prédire la mise en place de la distribution irrégulière de sel dans ce système.

L'évolution des différentes idées et concepts sur les marges passives peu magmatiques est donc liée à la compilation et l'évolution des différents types d'études. Le type d'études mené au cours du temps est quant à lui lié aux avancées technologiques. Les principales études menées dans les Alpes et la marge Ibérique, ainsi que les comparaisons globales faites avec d'autres marges non forées, ont permis une bonne connaissance des marges dîtes de « lower plate » (Lister et al., 1986) (Fig.I.3c). A l'inverse, l'évolution des marges dîtes d' « upper plate » est encore relativement peu connue en comparaison des marges de « lower plate ». Le travail de thèse suivant propose de tenter de combler en partie ces lacunes.

1.2 Les marges passives peu magmatiques : Architecture crustale

Depuis les 50 dernières années, l'évolution des concepts, les observations de terrain et les avancées scientifiques en terme d'imagerie ont permis une meilleure compréhension et caractérisation de l'architecture des marges actuelles. La représentation d'une marge passive peu magmatique telle que nous la connaissons actuellement est donc la combinaison étroite des observations faites sur les bassins sédimentaires des parties proximales de marges actuelles, dans les marges fossiles européenne et adriatique dans les Alpes, et enfin dans les rifts continentaux actuels comme celui du Rift Est-Africains. La découverte des premiers blocs basculés associés à des failles normales de forts angles dans les marges passives par Montadert et al. (1979) a conduit à la première coupe à l'échelle crustale d'une marge. Dans cette coupe, basée sur leurs

observations le long de la marge Armoricaine, les auteurs présentent une croûte continentale recoupée par le jeu de failles normales délimitant une succession de blocs basculés dont la taille semble décroître vers l'océan. Ils se terminent ensuite de façon abrupte contre la première croûte océanique.

Les intérêts pour la compréhension de l'architecture des marges passives peu magmatiques ont permis, grâce aux progrès technologiques, l'acquisition de données de meilleures qualités, bousculant l'architecture simpliste proposée par Montadert. Les premiers dragages et forages effectués dans la marge Ibérique (Leg ODP 103) montrent la présence de roches de socle exhumé (Boillot et al., 1987), venant appuyer les observations faites par Decandia and Elter dans les Appenins en 1969. A la fin des années 90 et au début des années 2000, les zones du manteau exhumé sont identifiées le long de la marge Ibérique, d'une part grâce aux données sismiques (Chian et al., 1999; Dean et al., 2000) et d'autre part grâce aux données magnétiques (Russell and Whitmarsh, 2003). Toutes ces observations suggèrent une terminaison de la croûte continentale, et son passage à la croûte océanique, bien plus complexe que présentée avec de simples blocs basculés et tendant vers un domaine de transition composé de manteau exhumé.

La qualité des données d'imagerie a également permis de mettre en évidence un amincissement brutal de la croûte continentale avec une croûte épaisse, stable d'une trentaine de kilomètres pour le domaine proximale, à une croûte continentale extrêmement amincie, à moins de 10 km, pour le domaine distal (Sawyer, 2001; Contrucci et al., 2004; Moulin et al., 2005; Péron-Pinvidic and Manatschal, 2009). Le passage à cet amincissement de la croûte continentale vers le domaine distal est associé à une remontée du Moho, dont l'angle peut atteindre 35° (Lau et al., 2006), formant une zone d'étranglement, « necking zone » (Mohn 2010).

1.3 Evolution de l'architecture des marges et modèles

Les domaines proximaux des marges montrent une géométrie majoritairement contrôlée par des failles normales à fort pendage et présentant une exhumation limitée à l'escarpement de la faille alors que les domaines distaux montrent une extension contrôlée par des failles de détachements à faible pendage. Ces dernières sont associées à une exhumation de la croûte continentale profonde et de manteau sous-continental dans la TOC (Manatschal, 2004). La compréhension des domaines distaux et plus précisément de la TOC fera, dès lors, l'objet de nombreuses études afin de comprendre le mécanisme de l'extension aboutissant à l'exhumation mantellique (e.g. Whitmarsh et al., 2001; Manatschal et al., 2007). Contrairement au modèle de rift établi suivant McKenzie (1978) (Fig.I.3d), la transition entre la dernière croûte continentale et la première croûte océanique n'est pas abrupte mais progressive avec un domaine transitionnel possédant notamment du manteau sub-continental exhumé (Whitemarsh et al., 2001).

Les travaux de rétro-déformation des structures extensives, effectués au début des années 2000 (Manatschal et al., 2001; Perez-Gussinyé and Reston, 2001), montrent que la croûte continentale était déjà fortement amincie à une épaisseur de 10 km avant même l'exhumation du manteau subcontinental le long de la faille de détachement. L'exhumation représente donc

un évènement tardif dans l'architecture d'une marge passive peu magmatique (Manatschal, 2004; Lavier and Manatschal, 2006). Ainsi cette suggestion d'une croûte préalablement amincie invalide l'hypothèse d'un rifting monophasé. Manatschal (2004) et Lavier & Manatschal (2006) proposent alors que la formation des marges passives dans leur intégralité nécessite la succession de trois phases (Fig.I.3a) :

(1) La phase d'étirement (stretching phase) marque le début de l'extension suivant un modèle de pure shear de type Mc Kenzie. Cette phase ce traduit par la formation de failles de forts angles dans la croûte supérieure cassante se terminant dans la croûte moyenne-inférieure, plus ductile. Le résultat de cette phase de stretching est la formation de bassin de rift. La formation de ces bassins, liée à l'héritage structural, peut-être plus ou moins localisée. Certains domaines seront donc davantage déformés, influençant ainsi l'évolution du rifting et la formation des blocs continentaux.

(2) La phase d'amincissement (thinning phase) est la continuité de la phase d'extension. Les failles majeures ont finalement recoupé les niveaux ductiles de la croûte. La déformation se localise le long de ces failles majeures entrainant progressivement l'individualisation de blocs continentaux : futurs rebonds continentaux ou « blocs H ». Cette individualisation est due à un système de failles conjuguées séparant les blocs de lithosphère massive, de type rebonds continentaux et micro-continents, formant ainsi le mur des failles, des blocs H formant le toit des failles conjuguées. Cet amincissement peut se développer de façon simultanée à différents endroits de la future marge mais sera toujours contrôlé par l'héritage structural et thermique.

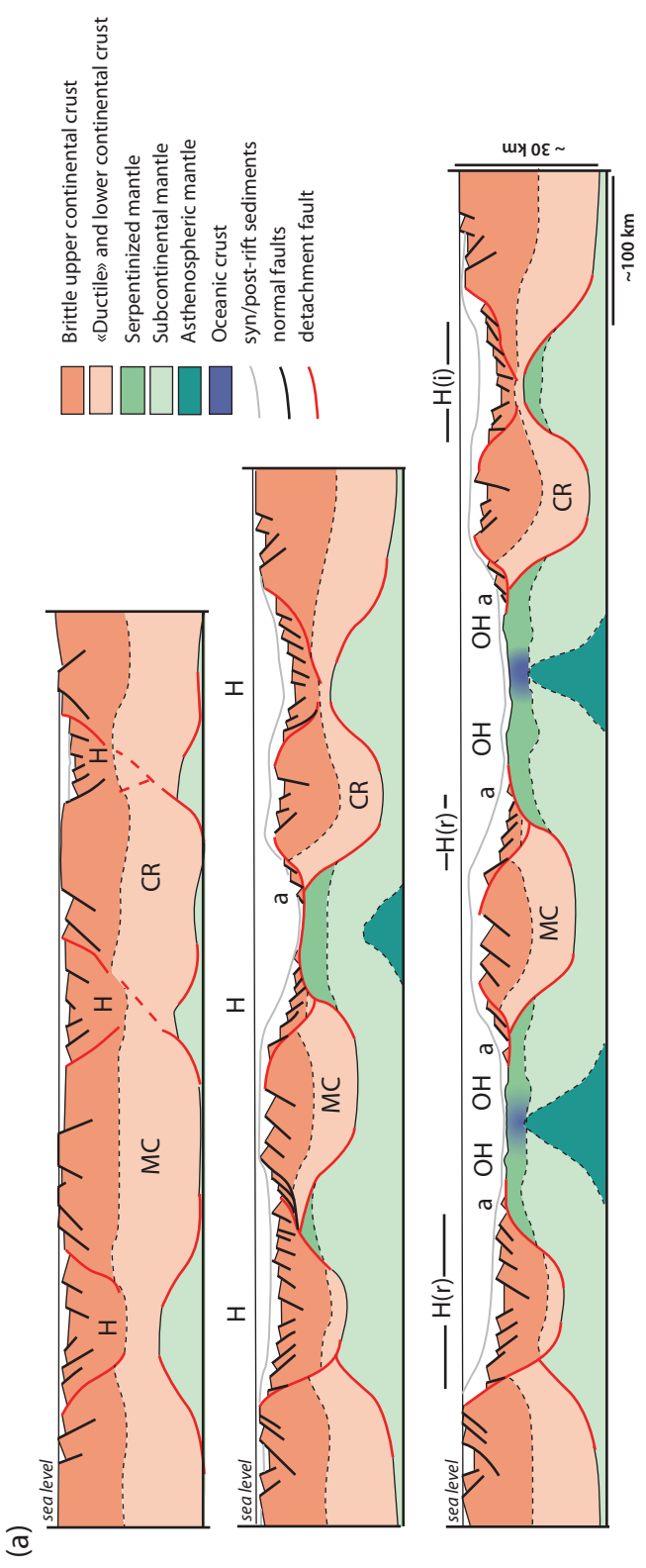
(3) La phase d'exhumation (exhumation phase) est la troisième phase de déformation. La croûte lithosphérique a été extrêmement amincie, jusqu'à perdre la continuité de ses niveaux ductiles. Permettant ainsi le couplage des niveaux cassants par le développement de failles de détachement.

Si la première phase de déformation implique la formation de failles normales possédant un fort angle, les deux dernière phases sont responsables de la mise en place de failles peu pentées et concaves vers le bas, impliquant une évolution du style structural au travers de la marge. Cette évolution est donc responsable des styles architecturaux finaux très différents des marges proximales et distales. De plus, la succession de ces trois phases de déformation implique une asymétrie finale entre les deux marges conjuguées : une marge dite « upper plate » et une marge dite « lower plate », en fonction de leur position par rapport à la faille de détachement principale (Lister er al., 1986).

1.4 Les hauts continentaux dans les marges passives peu magmatiques profondes : terminologie

Depuis les deux dernières décennies, la combinaison de données sismiques de haute qualité, de données de forages et le développement du modèle numérique a changé la façon de voir l'évolution de l'extension lithosphérique. Si le modèle d'une marge passive composée d'un domaine proximal, d'une « necking zone », d'un domaine distal et d'une zone de transition continent-océan est actuellement bien accepté, les nouvelles données ont montré une architecture crustale bien plus complexe et diverse que celle de simples blocs basculés vers le domaine transitionnel. En effet, le processus d'extension peut aboutir à différents types de blocs de croûte continentale. Dans les marges riftées, plusieurs types de blocs crustaux ont pu être mis en évidence : les microcontinents (Vink et al., 1984; Müller et al., 2001;), les rebonds continentaux (Lister et al. 1986), les allochtones d'extensions (Froitzheim & Manatschal 1996), les « blocs H » (Hanging-Wall blocks) (Lavier & Manatschal 2006) et enfin les « outer highs » (Planke et al., 2000) (Fig.I.4a). Si ces hauts continentaux ont été mis en évidence, leurs formations et les processus tectoniques associés ne sont toujours pas compris. Peron-Pinvidic et Manatschal (2010) propose une cartographie des structures afin d'essayer de comprendre les modes de déformation à l'origine de la formation de ces blocs depuis le rifting jusqu'à la rupture continentale. La formation de ces blocs est très souvent associée à des bassins en « V » (e.g. Lavier & Manatschal 2006), bassins n'aboutissant pas à une complète séparation de plaques et imageant donc l'évolution spatiale et temporelle des différentes phases du rifting.

Les microcontinents sont classiquement définis comme des morceaux continentaux isolés de la plaque continentale (CP), alors que les rebonds continentaux sont des blocs légèrement étirés mais toujours rattachés à la CP. Ces derniers sont séparés de la CP par la formation d'un bassin en « V ». Les blocs allochtones d'extension sont définis comme des blocs sans racines directement liés aux systèmes de détachements. La définition et la caractérisation de ces blocs sont essentiellement dues aux analogues de terrain, dont le plus fameux est exposé dans les nappes de l'Err et de Platta dans les Alpes (e.g. Manatschal and Nievergelt, 1997). A cause de la résolution sismique, seuls les grands exemples peuvent être observés dans les marges actuelles : 20 km de largeur et 2 km d'épaisseur pour le bloc imagé dans la marge Ibérique (Manatschal et al., 2001; Péron-Pinvidic et al., 2007). Ces blocs allochtones montrent une évolution séquentielle et sont associés avec une migration de la déformation vers l'océan (Péron-Pinvidic et al., 2007; Peron-Pinvidic and Manatschal, 2010). Les « outer highs » correspondent quant à eux généralement à des sommets topographiques dans les marges distales, délimitant la croûte continentale avec le domaine de transition. La nature de ces hauts continentaux est la plus part du temps indéterminée en raison de leurs associations avec la terminaison de sels allochtones dans de nombreuses marges, provoquant une imagerie inexploitable. Enfin, la définition des « blocs H », à l'inverse des microcontinents et des rebonds continentaux, est basée sur le concept défini dans le modèle dynamique proposé par Lavier & Manatschal (2006). Il représente un morceau de croûte relativement peu déformé, préservant sa couverture pré-rift, et pouvant être de taille et forme variées en fonction de l'héritage structural, du taux d'extension et de la configuration thermique



(b)

Block type	Characteristics	Type-example	Genetic interpretation	Mode linked to the block
MICRO-CONTINENT	> 15 km thick crust, surrounded by oceanic crust	*Jan Mayen*	Stronger crust / lithosphere surrounded by weaker zones, independent rift propagators or plume related	**Stretching thinning** exhumation magmatism
CONTINENTAL RIBBON	> 20 km thick crust, linked to continent	*Flemish Cap, Galicia Bank, Rockall Bank*	Stronger crust / lithosphere surrounded by weaker zones	**Stretching thinning**
H-BLOCK	< 20 km thick crust, bounded by thinning and exhumation faults, preserves pre-rift sediments	*H-block (Newfoundland margin), E-Brianconnais (Alps)*	'Key stone', helps localize deformation for the thinning stage	**Thinning** exhumation
EXTENSIONAL ALLOCHTHON	< 5 km thick crust, soled by exhumation fault	*ODP Site 1069 (Iberia margin), Pz Lanzo (Alps)*	Tectonic erosion of the H-Block	**exhumation**
OUTER HIGH	limit between transitional domain and unequivocal oceanic crust, onlapping sediments	*domain with ODP Sites 1276 to 1277 (Newfoundland margin)*	Magmatism (infiltration / underplating) associated with breakup	Exhumation **breakup magmatism** spreading

Fig.I.4 (a) Modèles schématiques concernant l'évolution du rifting et la formation de différents types de hauts continentaux dans les marges distales. CR : continental ribbons (« rebonds continentaux »), MC : micro-continents, H(r) : bloc-H residuel, H(i) : bloc-H initial, a : blocs allochtons, Oh : outer-high (d'après Péron-PInvidic & Manatschal 2010). (b) Tableau résumant les principales caractéristiques structurales des hauts continentaux dans les marges profondes en donnant un exemple type ainsi que la(les) phase(s) de rifting associée(s) au type de bloc (Péron-Pinvidic & Manatschal 2010).

de la marge. Péron-Pinvidic & Manatschal distinquent deux types de « blocs H » : le « bloc H » dit initial, $H(_i)$, présent dans les rifts avortés et le « bloc H » dit résiduel, $H(_r)$, représentant les reliques du « bloc $H(_i)$ » dans les marges dont le rifting a abouti. En conséquence, le « bloc $H(_r)$ » est préservé sous forme de blocs continentaux amincis isolés sur une des deux marges conjuguées suivant la phase d'exhumation.

Les travaux effectués par Péron-Pinvidic et Manatschal (2010) ont abouti à l'élaboration d'une nomenclature permettant de distinguer les différents types de hauts continentaux dans les marges profondes (Fig.I.4b).

Les processus d'extension aboutissant aux formations de ces différents types de hauts topographiques dépendent de divers facteurs : la structure thermale, la composition rhéologique de la lithosphère, l'héritage structural (Dyksterhuis et al., 2007), mais aussi la composition du manteau sous continental (Müntener and Manatschal, 2006).

Si les différents types de hauts continentaux peuvent être observés sur les deux marges conjuguées, je m'intéresse dans le cadre de ce travail plus particulièrement aux marges d' « upper plate » (Lister et al. 1986) et aux hauts continentaux de type « bloc H ». Pour Lister et al. (1986), l'architecture des « upper plate » est relativement simple en comparaison avec celle d'une « lower plate » présentant selon lui une multitude de failles rotationnelles et au moins deux failles de détachement. Dans leur modèle, les auteurs proposent une architecture d' "upper plate" relativement simple avec une marge proximale faites de blocs basculés. De nombreux travaux ont mis en avant une évolution isostatique particulière des « upper plate » avec une position haute durant une partie du rifting, liée à la faille de détachement exhumant le matériel situé en dessous (Lister et al. 1986 ; Lemoine et al. 1987 ; Mohn et al. 2010, 2012).

Depuis ces premiers travaux, d'autres études plus récentes se sont concentrées sur les concepts d' « upper » et « lower plate » (Peron-Pinvidic et al., subm). A partir de l'étude des marges de l'Atlantique Sud (Angola-Gabon) les auteurs définissent une première architecture pour les marges d' « upper plate » :

- Un domaine d'étranglement («necking zone ») étroit
- Le « bloc H » : considéré comme un « keystone » bordé par deux failles de détachements majeures
- L'épaisseur crustal du « bloc H » : environ 10 km
- La partie distale du « bloc H » : zone de transition composée de manteau exhumé et de matériel magmatique additionnel.

La largeur d'une marge dépend de la localisation de sa rupture lithosphérique, processus considéré comme indépendant du rifting (Peron-Pinvidic et al., 2013), mais n'empêche pas la considération d'un domaine distal significatif.

Les précédentes études et le couplage entre les travaux effectués en mer et à terre montrent la nécessité d'un aller-retour constant entre les observations faites sur les marges actuelles et

sur les systèmes fossiles. En effet, l'acquisition de données sismiques par réflexion et réfraction permettent une meilleure compréhension des architectures crustale et stratigraphique des marges passives peu magmatiques, alors que les marges fossiles sont très déformées et incomplètes, en raison de leur intégration dans les chaînes de montagnes. Cependant, les marges fossiles présentent l'avantage de fournir un accès direct à la nature du socle et à l'enregistrement stratigraphique des différents domaines de la marge, qui n'ont que très peu été forés dans les marges actuelles.

2. Les objectifs de cette étude

Les acquisitions de données de sismiques réflexion et réfraction dans les marges passives peu magmatiques actuelles couplées aux données accessibles sur les marges fossiles permettent d'avoir différents types de renseignements sur ces marges. Ainsi, la combinaison de toutes ces données a permis l'évolution des connaissances et des concepts associés à ces marges, non seulement lors de leur formation, durant le rifting, mais également lors de la fermeture du système précédemment ouvert. En effet, l'étude des marges fossiles est nécessaire non seulement pour la caractérisation de l'évolution 3D de l'architecture des marges passives peu magmatiques mais également pour la compréhension du rôle de l'héritage crustal et lithosphérique lié au rifting, ceci afin de comprendre les variations observées le long de ces marges (Thinon, 1999; Sutra and Manatschal, 2012; Tsikalas et al., 2008).

Péron-Pinvidic & Manatschal (2010) ont montré que les domaines distaux des marges d'upper plates étaient formés de différents types de blocs continentaux, dont font parties les « blocs H » (Fig.I.5a). De toute évidence, l'amincissement extrême que subissent les domaines de marges distales, lié à la mise en place des systèmes de détachements, a des implications majeures pour la morphologie et les systèmes sédimentaires des marges d' « upper plate » et de « lower plate ». Si les auteurs proposent ici un modèle de formation pour ces blocs (Péron-Pinvidic & Manatschal 2010), ils ne décrivent pas l'évolution tectono-stratigraphique de ces blocs depuis la phase de stretching jusqu'à l'ouverture océanique.

Les découvertes récentes de systèmes hydrocarbures dans les marges profondes brésiliennes ont entrainé un très fort intérêt pour la compréhension des systèmes de bassins hyper-étirés des marges profondes. Cet intérêt a permis une augmentation des données de réflexion et de réfraction sismiques de haute qualité ayant confirmé des architectures très différentes entre les domaines de marges proximaux et distaux. Néanmoins, les domaines distaux des marges de « lower plate » restent encore très peu investis alors que la compréhension de leur structure thermale, de leur architecture sédimentaire, de leur environnement et de l'histoire de leur subsidence, est nécessaire à l'évaluation des systèmes pétroliers syn- et post-rift.

Malgré de gros progrès réalisés dans la compréhension des domaines profonds des marges passives peu magmatiques depuis les dix dernières années, il reste encore de nombreuses

interrogations concernant ces domaines. Celles-ci concernent notamment l'évolution tectono-stratigraphique des hauts continentaux dans les marges profondes (Péron-Pinvidic & Manatschal 2010). La cartographie de ces hauts et la définition de leur évolution tectonique et stratigraphique sont nécessaires à l'élaboration d'un modèle de rift qui soit prédictif et quantifiable.

Dans ce travail de thèse, il est proposé de définir l'évolution tectono-stratigraphique des hauts continentaux de type « bloc H_r », suivant plusieurs thématiques et problématiques majeures :

(1) Quelle est l'évolution de l'architecture crustale des hauts continentaux, de type « bloc H_r », et des bas topographiques le long des marges passives peu magmatiques dîtes « upper plate »?
(2) Quels sont les critères relatifs à la définition d'un « haut » et d'un « bas » topographique ?
(3) Comment peut-on définir et conceptualiser une marge dîtes d' « Upper plate » ?
(4) Quelle est l'importance des structures héritées du rifting lors la formation des orogènes de collision ?

L'objectif de cette thèse est donc d'apporter des éléments de réponse et de discussion à ces principales questions afin de mieux caractériser l'évolution tectono-stratigraphique des hauts continentaux dans les marges profondes et ainsi compléter la caractérisation des domaines distaux des marges « d'upper plate ».

3. Approche et zones d'études

Les précédentes études effectuées sur les marges distales « d'upper plate » n'ont pas permis de répondre aux questions précédemment posées. En effet, les données par réfraction et réflexion sismique ne fournissent que des informations partielles sur l'architecture crustale et l'enregistrement sédimentaire des marges passives. Ceci est lié au fait que les roches crustales et sédimentaires, soumises au modèle de vitesse sismique, présentent des changements de vitesses liés aux changements de conditions P-T et à la présence de sel post-rift. Ainsi, en raison d'un problème de résolution d'échelle, l'identification précise des roches crustales et sédimentaires devient une question très délicate, laquelle, sans forages, n'aura que peu de chance de trouver des réponses.

En effet, il n'existe que très peu de forages, accessibles de façon publique, permettant l'étude des séquences sédimentaires et crustales dans les marges d' « upper plate ».

Deux questions majeures en résultent :

- *Où peut-on trouver de telles séquences ?*
- *Comment les étudier ?*

La partie suivante concerne l'approche utilisée pour mener cette étude à terme ainsi que de rapides introductions concernant les contextes géologiques des différents chantiers étudiés dans ce travail.

3.1 Approche : des études complémentaires

Suite aux précédentes constatations sur les limites de l'imagerie sismique mais également à la découverte de manteau sous-continental au large du Banc de Galice dans la marge Ibérique (Boillot et al., 1987) et de structures similaires dans les marges de la Téthys Alpine (Froitzheim and Eberli, 1990; Manatschal and Nievergelt, 1997), les chercheurs ont mis en avant la nécessité de coupler les différents types de données afin de proposer de nouveaux concepts expliquant l'extension lithosphérique.

Plus récemment, c'est cette démarche qui a guidé les travaux de (Mohn, 2010) pour la caractérisation de la « Necking zone » et de (Tugend, 2013), pour la caractérisation et l'évolution des différents domaines de rift (principalement dans les marges de lower plate).

C'est dans cette optique qu'a été élaboré le travail de cette thèse. En effet, les marges profondes « d'upper plate » actuelles, exposant des hauts continentaux et les bas associés, se trouvent généralement à de grandes profondeurs d'eau et sous une importante couche de sédiments post-rift. Ces deux points rendent leurs études délicates et coûteuses. Une alternative pour étudier ces systèmes est donc l'utilisation d'analogues de terrains dans les systèmes de marges fossiles. Le plus fameux et le mieux étudié de ces domaines d' « upper plate » est le domaine Briançonnais dans les Alpes de l'Ouest (Lemoine et al., 1987). Il est proposé au travers de cette étude de revoir et compléter les données structurales et stratigraphiques préexistantes sur le domaine Briançonnais, de construire des sections tectoniques clés le long de ce domaine et de comprendre son évolution spatiale et temporelle depuis le processus de rifting jusqu'à la formation de l'orogène alpin.

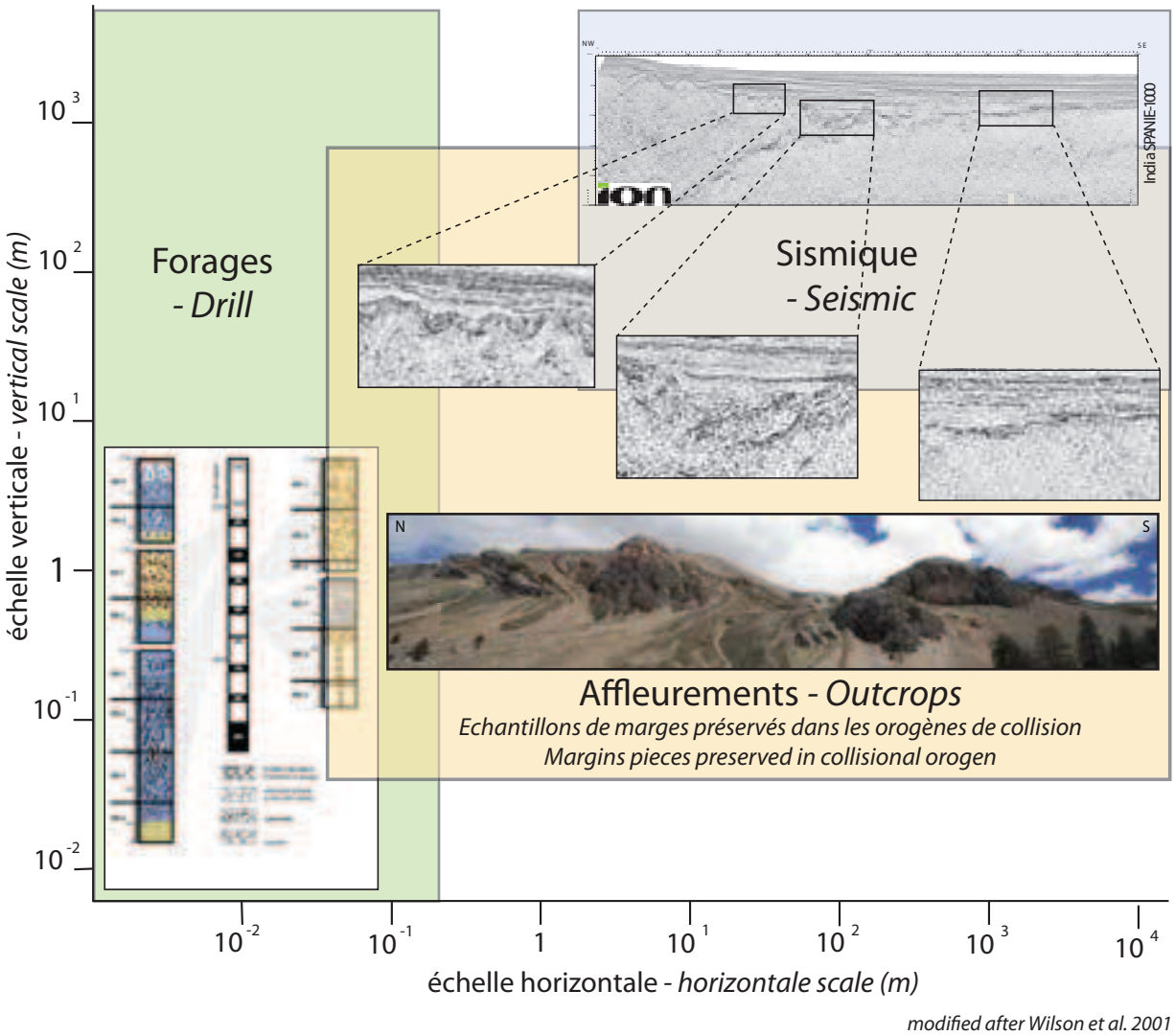
En complément des études de terrains, ce travail de thèse propose donc une étude de lignes sismiques imageant des hauts continentaux dans les marges profondes d' « upper plates » actuelles. En effet, à l'inverse des domaines de marges fossiles pris dans un système de convergence et de compression, et ne préservant que des morceaux des anciennes marges Adriatique et Européenne, l'imagerie sismique permet d'avoir une vision à l'échelle crustale de l'architecture d'une marge passive peu magmatique.

L'objectif initial lié à l'étude de profils sismiques imageant une « upper plate » actuelle était de cartographier les différents domaines de marges. Cependant, la mauvaise résolution de ces données n'ont pas permis d'atteindre cet objectif. Ce dernier a donc finalement évolué au cours de la thèse, s'orientant vers une meilleure définition et caractérisation de l'architecture des « upper plate ».

Les observations de terrains, réalisées personnellement, seront ensuite confrontées et comparées avec les études faites sur les marges actuelles afin de contraindre l'évolution tectono-stratigraphique spatiale et temporelle des hauts continentaux, de type « bloc H (r) », et de comprendre l'importance de l'héritage de structures issues du rifting, lors de convergence du système et la formation d'un orogène de collision (Fig.I.5).

Les Alpes ne présentent finalement que des reliques de marges, ne permettant pas de comprendre par leurs seules études, l'architecture des paléomarges de cet orogène. A l'inverse, l'imagerie géophysique permet d'avoir une vision globale de l'architecture d'une marge, mais ne permet pas toujours d'avoir accès à son enregistrement stratigraphique ou aux caractéristiques de ses roches de scole (absence de forages) (Fig.I.5).

La compilation de ces deux types de données est donc nécessaire (Fig.I.5). Afin de répondre aux principales questions de cette thèse (énoncées précédemment), s'est porté sur la définition des hauts et des bas topographiques, sur des études et observations à grandes et petites échelles, ainsi que sur une étude de la stratigraphie premier ordre des marges d' « upper plate ». Ce type d'approche peut ainsi permettre l'élaboration d'un modèle de restauration premier ordre.



modified after Wilson et al. 2001

Fig.I.5 Schéma représentant les échelles de différents types de données pouvant être utilisées pour la compréhension des marges : forages, affleurements, imageries sismiques. Les forages permettent une observation détaillée d'un enregistrement stratigraphique et sont donc définis comme étant à petite échelle. L'échelle d'observations devient plus importante lors de l'observation d'affleurements où des morceaux de marges sont préservés, pour finalement à une observation très grande échelle avec l'imagerie sismique. L'imagerie sismique est le seul type de données donnant accès à l'architecturel crustale d'une marge (modifié d'après Wilson et al. 2001).

3.2 Zones d'études

Afin d'être en mesure de répondre aux questions posées dans le paragraphe 2, il a fallu se poser une autre question :

Quelles zones d'études permettent de répondre aux problématiques de cette thèse ?

Une première zone d'étude choisie pour répondre à ces problématiques est le domaine Briançonnais dans les Alpes de l'Ouest. Ce domaine, associé à la marge distale européenne, a déjà été très fortement étudié et est considéré comme le meilleur analogue fossile pour les hauts continentaux dans les marges profondes. La seconde zone étudiée est la marge actuelle Est-Indienne. La très bonne résolution des données proposées par ION-GXT Technology permet une étude complète de l'architecture crustale premier ordre d'une marge d'« upper plate ».

Le paragraphe suivant ne décrit que très brièvement les zones d'études choisies pour ce travail de thèse. Des descriptions plus approfondies seront proposées dans la suite de ce manuscrit. Il sera simplement expliqué ici quel est l'intérêt de ces zones d'études pour le travail de recherche ayant motivé cette thèse.

3.2.1 Le domaine Briançonnais dans les Alpes

La chaîne alpine, s'étendant en Europe sur plus de 1200 km, est probablement l'un des orogènes les plus étudiés et les mieux compris au monde. En effet, la qualité des affleurements et leurs préservations en font un laboratoire d'exception depuis plus de 150 ans.

Le domaine Briançonnais, se trouvant dans les Alpes dites « Internes » est associé à la paléo-marge Européenne et peut être suivi sur la quasi-totalité de l'arc Alpin (Fig.I.6a). L'étude et l'observation complète de ce domaine ainsi que la compréhension détaillée de son évolution le long des Alpes nécessiteraient de très nombreuses années d'études afin d'assimiler l'ensemble de ses particularités pour les remettre dans le contexte de la paléo-marge Européenne. Dans le cadre de cette thèse, je me suis concentrée sur la compréhension du domaine Briançonnais situé sur le territoire français (cadre Fig.I.6a), au niveau de la ville de Briançon. Les limites Ouest et Est de la zone d'étude sont à tracer de façon Nord-Sud au niveau du massif du Pelvoux pour la bordure Ouest et au niveau de la frontière Franco-Italienne pour la bordure Est. L'étendue Nord-Sud va de Nevache au Nord, jusqu'à Guillestre au Sud en passant par la vallée de la Durance. En dehors de ces limites de terrain, différentes excursions et études ont été menées sur le reste du domaine Briançonnais plus au Sud et plus au Nord. Ces excursions ont été effectuées dans le but d'acquérir certains éléments de comparaison nécessaires à la compréhension de ma zone d'étude. En effet, le domaine Briançonnais nécessite d'être compris de façon 3D si l'on veut comprendre sa place et son évolution au sein de la paléo-marge Européenne.

3.2.2 Les marges actuelles : l'exemple de la marge Est Indienne

L'étude des marges actuelles effectuée dans le cadre de ma thèse est réalisée dans un contexte analogique. En effet, lors de la compression Alpine, différents morceaux de marges ont été échantillonnés pour finalement être préservés sous forme d'unités et d'écailles dans les Alpes lors de la formation de cet orogène. Le système alpin ne nous expose donc que des morceaux de marges et nous prive d'une image architecturale et structurale complète (Fig.I.6b). C'est en raison de cette absence que, dans ce travail, je combine l'étude de marges actuelles avec les observations effectuées sur le terrain. Comme je l'ai écrit précédemment, différents types de marges peuvent être observés au niveau des bordures continents-océan. Je m'intéresse, dans le cadre de cette étude, aux marges passives dites peu magmatiques.

La ligne sismique utilisée comme analogue principal est le profil ION-IE1 1000 acquis par ION Geophysical au cours d'une campagne axée sur l'imagerie des marges dites d'« upper plate ». Mon choix s'est porté sur cette ligne à cause de sa grande qualité dû à un très faible magmatisme et une absence de sel. Ce profil image la marge Est-Indienne depuis son domaine proximal jusqu'à la première croûte océanique en passant par le domaine transitionnel.

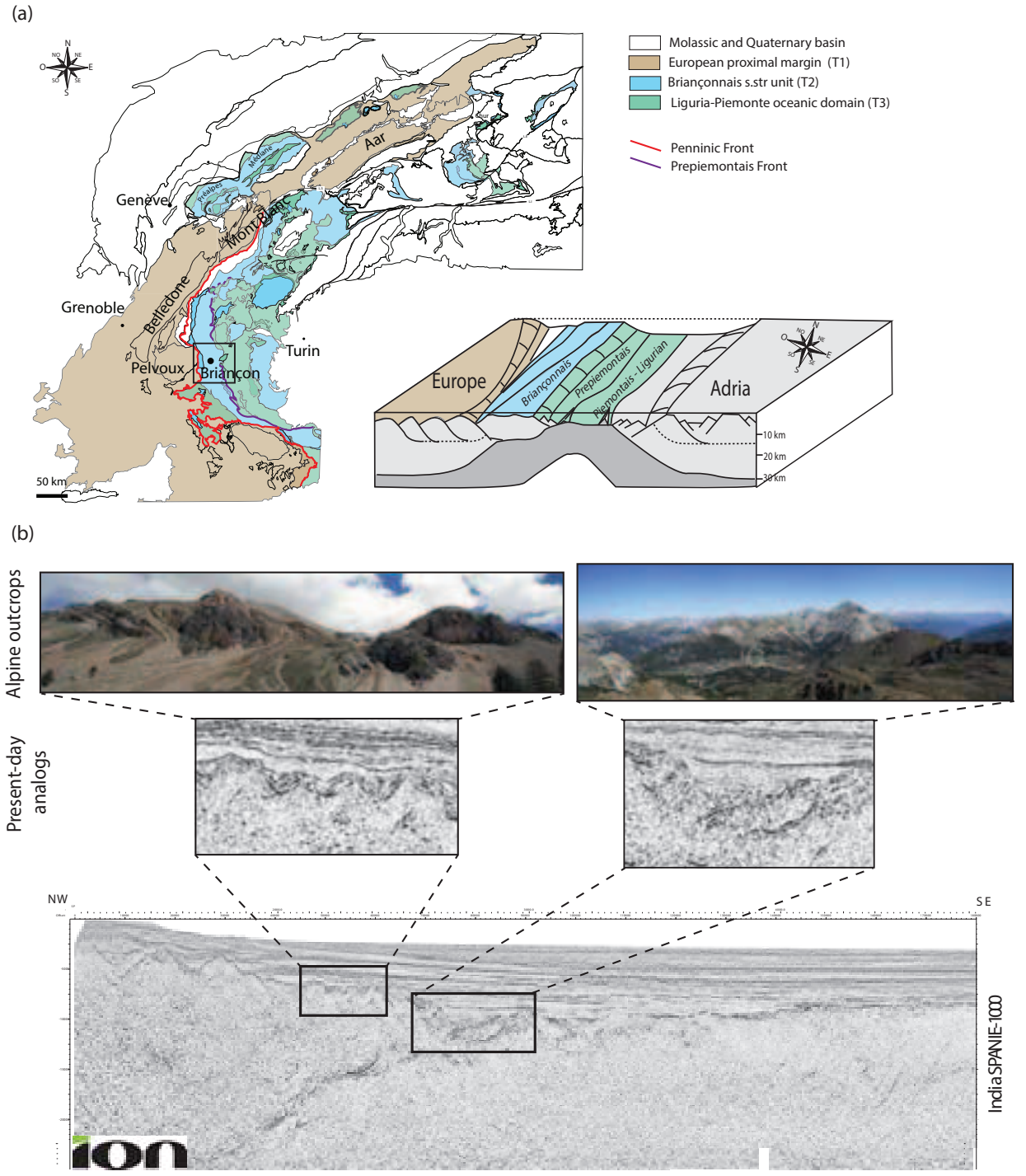


Fig.I.6 (a) Carte des Alpes présentant la répartition des principaux domaines d'études de cette thèse : les domaines Briançonnais et Prépiémontais (modifié d'après Schmid et al. 2004) et bloc paléogéographique 3D (Mohn et al. 2010). (b) Schéma correspondant à la « méthode » utilisée dans ce travail de thèse : le couplage des données nécessaires à la compréhension de l'architecture des marges d'upper plate, avec ici la ligne ION IE1-1000.

3.3 Contenu du manuscrit

Le travail de cette thèse est présenté sous la forme de deux chapitres principaux suivis d'une discussion.

La première partie de cette thèse est axée sur l'étude des marges actuelles et plus particulièrement les marges dîtes d'« upper plate », afin de comprendre et conceptualiser leurs architectures premier ordre. Ce chapitre est partagé en deux sous-parties, une première sous-partie, introductive, qui replace très brièvement le contexte et les études préexistantes sur les marges d'« upper plate » afin de comprendre les enjeux et les raisons liés au choix de leurs études dans le cadre de cette thèse. La seconde sous-partie de ce chapitre sera présentée sous forme de publication scientifique. Ce papier comporte l'étude de marges actuelles considérées comme étant des marges dîtes d'upper plates, avec notamment l'étude de la marge Est-Indienne.

Similairement à la première partie de cette thèse, la partie 2 de ce travail est également subdivisée en deux sous parties. La première sous-partie, introductive, a pour but de donner les principaux éléments nécessaires à la compréhension de la thématique de travail. A l'image de la partie 1, la deuxième sous-partie sera présentée sous la forme d'une publication scientifique dans laquelle sera exposé l'axe principal de travail sur le domaine Briançonnais.

La discussion qui suit les parties 1 et 2 traitera les principaux points et observations exposés au cours des deux axes d'études.

Réferences

Argand, E., 1916. Sur l'arc des Alpes occidentales. Schweiz. Geolog. Ges.

Armitage, J.J., Collier, J.S., Minshull, T.A., 2010. The importance of rift history for volcanic margin formation. Nature 465, 913–917.

Bernoulli, D., 1964. Zur Geologie des Monte Generoso Lombardische Alpen.

Bertrand, M., 1884. Rapports de structure des Alpes de Glaris et du bassin houiller du Nord.

Boillot, G., Recq, M., Winterer, E.L., Meyer, A.W., Applegate, J., Baltuck, M., Bergen, J.A., Comas, M.C., Davies, T.A., Dunham, K., 1987. Tectonic denudation of the upper mantle along passive margins: a model based on drilling results (ODP leg 103, western Galicia margin, Spain). Tectonophysics 132, 335–342.

Brun, J.P., Beslier, M.O., 1996. Mantle exhumation at passive margins. Earth Planet. Sci. Lett. 142, 161–173.

Chian, D., Louden, K.E., Minshull, T.A., Whitmarsh, R.B., 1999. Deep structure of the ocean-continent transition in the southern Iberia Abyssal Plain from seismic refraction profiles: Ocean Drilling Program (Legs 149 and 173) transect. J. Geophys. Res. Solid Earth 1978–2012 104, 7443–7462.

Contrucci, I., Klingelhöfer, F., Perrot, J., Bartolome, R., Gutscher, M.-A., Sahabi, M., Malod, J., Rehault, J.-P., 2004. The crustal structure of the NW Moroccan continental margin from wide-angle and reflection seismic data. Geophys. J. Int. 159, 117-128.

Dean, S.M., Minshull, T.A., Whitmarsh, R.B., Louden, K.E., 2000. Deep structure of the ocean-continent transition in the southern Iberia Abyssal Plain from seismic refraction profiles: The IAM-9 transect at 40 2 N. J. Geophys. Res. Solid Earth 1978–2012 105, 5859–5885.

De Charpal, O., 1978. Rifting, crustal attenuation and subsidence in the Bay of Biscay. Nature 275, 706–711.

Dewey, J.F., Bird, J.M., 1970. Mountain belts and the new global tectonics. J. Geophys. Res. 75, 2625–2647.

Driscoll, N.W., Karner, G.D., 1998. Lower crustal extension across the Northern Carnarvon basin, Australia: Evidence for an eastward dipping detachment. J. Geophys. Res. Solid Earth 1978–2012 103, 4975–4991.

Dyksterhuis, S., Rey, P., Müller, R.D., Moresi, L., 2007. Effects of initial weakness on rift architecture. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 282, 443-455.

Froitzheim, N., Eberli, G.P., 1990. Extensional detachment faulting in the evolution of a Tethys passive continental margin, Eastern Alps, Switzerland. Geol. Soc. Am. Bull. 102, 1297–1308.

Huismans, R.S., Beaumont, C., 2007. Roles of lithospheric strain softening and heterogeneity in determining the geometry of rifts and continental margins. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 282, 111–138.

Lau, K.W., Louden, K.E., Deemer, S., Hall, J., Hopper, J.R., Tucholke, B.E., Holbrook, W.S., Christian Larsen, H., 2006. Crustal structure across the Grand Banks–Newfoundland Basin Continental Margin–II. Results from a seismic reflection profile. Geophys. J. Int. 167, 157–170.

Lavier, L.L., Manatschal, G., 2006. A mechanism to thin the continental lithosphere at magma-poor margins. Nature 440, 324–328. doi:10.1038/nature04608

Lemoine, M., Bas, T., Arnaud-Vanneau, A., Arnaud, H., Dumont, T., Gidon, M., Bourbon, M., de Graciansky, P.-C., Rudkiewicz, J.-L., Megard-Galli, J., others, 1986. The continental margin of the Mesozoic Tethys in the Western Alps. Mar. Pet. Geol. 3, 179–199.

Lemoine, M., Tricart, P., Boillot, G., 1987. Ultramafic and gabbroic ocean floor of the Ligurian Tethys (Alps, Corsica, Apennines): In search of a genetic imodel. Geology 15, 622. doi:10.1130/0091-7613(1987)15<622:UAGOFO>2.0.CO;2

Lister, G.S., Davis, G.A., 1989. The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, USA. J. Struct. Geol. 11, 65–94.

Lister, G.S., Etheridge, M.A., Symonds, P.A., 1986. Detachment faulting and the evolution of passive continental margins. Geology 14, 246. doi:10.1130/0091-7613(1986)14<246:DFATEO>2.0.CO;2

Lister, J.R., Kerr, R.C., 1991. Fluid-mechanical models of crack propagation and their application to magma transport in dykes. J. Geophys. Res. Solid Earth 1978–2012 96, 10049–10077.

Manatschal, G., 2004. New models for evolution of magma-poor rifted margins based on a review of data and concepts from West Iberia and the Alps. Int. J. Earth Sci. 93, 432–466.

Manatschal, G., Froitzheim, N., Rubenach, M., Turrin, B.D., 2001. The role of detachment faulting in the formation of an ocean-continent transition: insights from the Iberia Abyssal Plain. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 187, 405–428.

Manatschal, G., Müntener, O., Lavier, L.L., Minshull, T.A., Péron-Pinvidic, G., 2007. Observations from the Alpine Tethys and Iberia-Newfoundland margins pertinent to the interpretation of continental breakup. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 282, 291-324.

Manatschal, G., Nievergelt, P., 1997. A continent-ocean transition recorded in the Err and Platta nappes (Eastern Switzerland). Eclogae Geol. Helvetiae 90, 3–27.

Manatschal, G., Sauter, D., Karpoff, A.M., Masini, E., Mohn, G., Lagabrielle, Y., 2011. The Chenaillet Ophiolite in the French/Italian Alps: An ancient analogue for an oceanic core complex? Lithos 124, 169–184.

McKenzie, D., 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. Earth Planet. Sci. Lett. 40, 25–32.

Minshull, T.A., Dean, S.M., White, R.S., Whitmarsh, R.B., 2001. Anomalous melt production after continental break-up in the southern Iberia Abyssal Plain. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 187, 537–550.

Mohn, G., 2010. L'évolution tectono-sédimentaire des marges de la Téthys Alpine au cours de l'amincissement lithosphérique. Université de Strasbourg, Strasbourg.

Mohn, G., Manatschal, G., Masini, E., Müntener, O., 2011. Rift-related inheritance in orogens: a case study from the Austroalpine nappes in Central Alps (SE-Switzerland and N-Italy). Int. J. Earth Sci. 100, 937–961.

Montadert, L., de Charpal, O., Roberts, D., Guennoc, P., Sibuet, J.-C., 1979. Northeast Atlantic passive continental margins: rifting and subsidence processes. Deep Drill. Results Atl. Ocean Cont. Margins Paleoenviron. 154–186.

Moulin, M., Aslanian, D., Olivet, J.-L., Contrucci, I., Matias, L., Géli, L., Klingelhoefer, F., Nouzé, H., Réhault, J.-P., Unternehr, P., 2005. Geological constraints on the evolution of the Angolan margin based on reflection and refraction seismic data (ZaïAngo project). Geophys. J. Int. 162, 793-810.

Müller, R.D., Gaina, C., Roest, W.R., Hansen, D.L., 2001. A recipe for microcontinent formation. Geology 29, 203-206.

Müntener, O., Manatschal, G., 2006. High degrees of melt extraction recorded by spinel harzburgite of

the Newfoundland margin: The role of inheritance and consequences for the evolution of the southern North Atlantic. Earth Planet. Sci. Lett. 252, 437-452.

Nagel, T.J., Buck, W.R., 2004. Symmetric alternative to asymmetric rifting models. Geology 32, 937–940.

Perez-Gussinyé, M., Reston, T.J., 2001. Rheological evolution during extension at nonvolcanic. J. Geophys. Res. 106, 3961–3975.

Pérez-Gussinyé, M., Reston, T.J., Morgan, J.P., 2001. Serpentinization and magmatism during extension at non-volcanic margins: the effect of initial lithospheric structure. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 187, 551–576.

Peron-Pinvidic, G., Manatschal, G., 2010. From microcontinents to extensional allochthons: witnesses of how continents rift and break apart? Pet. Geosci. 16, 189–197. doi:10.1144/1354-079309-903

Péron-Pinvidic, G., Manatschal, G., 2009. The final rifting evolution at deep magma-poor passive margins from Iberia-Newfoundland: a new point of view. Int. J. Earth Sci. 98, 1581-1597.

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: IBERIA-NEWFOUNDLAND BREAKUP HISTORY. Tectonics 26, n/a-n/a. doi:10.1029/2006TC001970

Peron-Pinvidic, G., Manatschal, G., Osmundsen, P.T., 2013. Structural comparison of archetypal Atlantic rifted margins: a review of observations and concepts. Mar. Pet. Geol. 43, 21–47.

G. Peron-Pinvidic, G. Manatschal, E. Masini, E. Sutra, J-M. Flament, I. Haupert, P. Unternehr (subm) Unravelling along-strike variability of the Angola-Gabon rifted margin : a mapping approach. Submitted at Geological Society of London - Special Publication, Petroleum Geoscience of the West Africa Margin

Planke, S., Symonds, P.A., Alvestad, E., Skogseid, J., 2000. Seismic volcanostratigraphy of large-volume basaltic extrusive complexes on rifted margins. J. Geophys. Res. 105, 19335–19351.

Reston, T.J., 2009. The structure, evolution and symmetry of the magma-poor rifted margins of the North and Central Atlantic: A synthesis. Tectonophysics 468, 6–27. doi:10.1016/j.tecto.2008.09.002

Reston, T.J., 1988. Evidence for shear zones in the lower crust offshore Britain. Tectonics 7, 929–945.

Reston, T., Manatschal, G., 2011. Rifted margins: Building blocks of later collision, in: Arc-Continent Collision. Springer, pp. 3–21.

Russell, S.M., Whitmarsh, R.B., 2003. Magmatism at the west Iberia non-volcanic rifted continental margin: evidence from analyses of magnetic anomalies. Geophys. J. Int. 154, 706–730.

Sawyer, D.S., Coffin, M.F., Reston, T.J., Stock, J.M., Hopper, J.R., 2007. COBBOOM: the continental breakup and birth of oceans mission. Sci. Drill. 5, 13–25.

Sawyer, E.W., 2001. Melt segregation in the continental crust: distribution and movement of melt in anatectic rocks. J. Metamorph. Geol. 19, 291–309.

Staub, R., 1917. Ueber Faciesverteilung und Orogenese in den südöstlichen Schweizeralpen. A. Francke.

Sutra, E., Manatschal, G., 2012. How does the continental crust thin in a hyperextended rifted margin? Insights from the Iberia margin. Geology 40, 139–142.

Thinon, I., 1999. Structure profonde de la Marge nord Gascogne et du Bassin armoricain. Université de Bretagne occidentale-Brest.

Trumpy, R., 1984. Des geosynclinaux aux oceans perdus. Bull Soc Geol Fr. Ser 7, 201–206.

Tsikalas, F., Faleide, J.I., Kusznir, N.J., 2008. Along-strike variations in rifted margin crustal architecture and lithosphere thinning between northern Vøring and Lofoten margin segments off mid-Norway. Tectonophysics 458, 68–81.

Tugend, J., 2013. Rôle de l'hyper-exetnsion lors de la formation de systèmes de rift et implication pour les processus de réactivation et de formation des orogènes : l'exemple du Golfe de Gascogne et des Pyrénées. Université de Strasbourg, Strasbourg.

Vink, G.E., Morgan, W.J., Zhao, W.-L., 1984. Preferential rifting of continents: a source of displaced terranes. J. Geophys. Res. Solid Earth 1978–2012 89, 10072–10076.

Wernicke, B., 1985. Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. Can. J. Earth Sci. 22, 108–125.

Wernicke, B., 1981. Low-angle normal faults in the Basin and Range Province: nappe tectonics in an extending orogen. Nature 291, 645–648.

Whitmarsh, R.B., Manatschal, G., Minshull, T.A., 2001. Evolution of magma-poor continental margins from rifting to seafloor spreading. Nature 413, 150–154.

Wilson, J.T., 1966. Did the Atlantic close and then re-open? Nature.

Partie II

Architecture et évolution tectono-stratigraphique des marges dîtes d' "upper plate"

La découverte de l'exhumation du manteau sous-continental dans les zones de transition continent-océan dans les marges passives (Ibérie- Terre Neuve)(Hopper et al., 2004; Lavier and Manatschal, 2006; Ranero and Peréz-Gussinyé, 2006; Shillington et al., 2006; Huismans and Beaumont, 2011; Sutra and Manatschal, 2012) ainsi que les analogues fossiles (Alpes de l'Ouest et Centrales) (Manatschal and Bernoulli, 1998, 1999; Reston, 1996; Whitmarsh et al., 2001; Davis and Kusznir, 2004; Manatschal, 2004; Sibuet et al., 2007) ont permis à la communauté scientifique d'accepter que l'évolution des marges passives et les mécanismes de rupture de la lithosphère peuvent être différents et impliquer différents budgets magmatiques . Ces découvertes ont engrangé l'étude de nombreuses autres marges afin de comprendre les domaines de transition continent-océan par le biais de différentes méthodes d'études. Ces méthodes comprennent notamment la réflexion sismique profonde, l'élaboration de modèles gravimétriques, les modèles de vitesses ou encore la modélisation de la subsidence thermale des marges passives peu magmatiques (Davis and Kusznir, 2004; Karner, 2008; Manatschal, 2004; Meyers et al., 1998, 1996; Reston, 1996; Sibuet et al., 2007; Whitmarsh et al., 2001). Ces études ont permis, en autre, l'identification de nombreux domaines de manteau exhumé marquant la continuité des domaines de croûtes continentales.

Néanmoins, les domaines de transition et l'architecture associée à la terminaison de la croûte continentale dans les marges asymétriques ne sont encore que très peu comprises.C'est dans cette direction que sera axé le travail exposé ci-après.

Celui-ci est composé de deux sous-parties Le travail exposé en deuxième partie de cette thèse est composé de deux sous-parties. La première sous-partie servira de rappel concernant la principale terminologie utilisée pour définir une marge, l'arrivée du concept d' « upper plate », ainsi que les problématiques liées à la caractérisation de ce type de marge. Elle sera suivie d'une deuxième sous-partie qui sera présentée sous la forme d'un article scientifique soumis à « Marine and Petroleum Geology ». Cette publication porte sur la caractérisation structurale, architecturale et stratigraphique des marges dites « d'upper plate » pauvres en magma. Afin de contraindre au mieux les postulats faits dans ce travail, différentes marges actuelles et fossiles ont été utilisées (Est-Indienne, Ibérie-Terre Neuve, Alpes).

Sous-Partie II.1

Introduction

1. Domaines de marges

Les modèles de rifting sont principalement basés sur les études faites dans les domaines proximaux où l'acquisition des données sur les bassins sédimentaires a été très fortement développée en raison des potentiels de réservoirs hydrocarbures. La plupart des concepts et des modèles de marges sont basés sur les observations onshore de rifts continentaux ou sur des bassins de rift offshore proximaux. La conséquence de ces études « ciblés » sur les domaines proximaux, plus facilement approchables, est le manque de contrainte concernant les domaines distaux des marges. L'acquisition par la suite de données géophysiques de haute résolution, combinée à la réalisation de forages et l'étude d'analogues de terrains, ont montré que l'architecture des marges distales est différente de celle des marges proximales. Parmi les observations faites, l'une des plus importantes est la « découverte » de manteau sous-continental exhumé et de croûte continentale hyper-amincie, entrainant par la même un questionnement sur les modèles de rift alors existants.

1.1 Architecture premier ordre d'une marge

Chaque marge est associée à une déformation spécifique avec des processus magmatique squi lui sont propres, impliquant ainsi la formation de géométries et d'architectures complexes. C'est à partir de cela que (Peron-Pinvidic and Manatschal, 2010) ont abordé l'investigation des marges en suivant l'idée de la formation de différents types de blocs. Parmi les éléments clefs retrouvés dans les marges passives peu magmatiques, les auteurs mettent en avant la formations de blocs continentaux, dans les domaines distaux, lié aux processus séquentielles de rifting depuis le stretching jusqu'à l'exhumation de la lithosphère continentale en passant par la phase d'amincissement. Les auteurs identifient alors 4 principaux types de blocs présentant de la croûte continentale relativement peu déformé et une préservation de sa couverture stratigraphique pré-rift : les micro-continents, les « continental ribbons », les « H-blocks » et les allochtons d'extensions (Fig.II.1). Le type de blocs formés sera dépendant de paramètres comme l'héritage structural, le taux d'extension, la configuration thermale de la lithosphère entrainant ainsi des variations de formes, de tailles et d'épaisseurs (Peron-Pinvidic et al., 2013; Peron-Pinvidic and Manatschal, 2010). La formation de ces blocs délaminés se fait principalement durant les derniers stades du rifting. Dans ce travail, je m'intéresserai plus particulièrement aux « H-blocks » et à leur évolution lors du rifting et la formation des « residual H-block » et « delaminated H-block » dans les marges passives (Peron-Pinvidic and Manatschal, 2010).

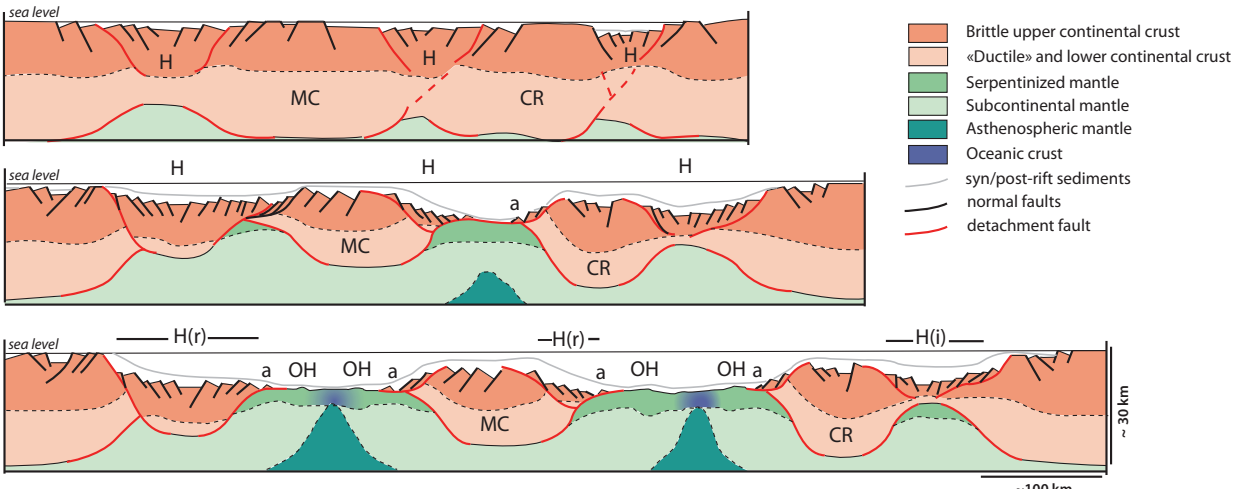


Fig.II.1 Modèles schématiques concernant l'évolution du rifting et la formation de différents types de hauts continentaux dans les marges distales. CR : continental ribbons (« rebonds continentaux »), MC : micro-continents, H(r) : bloc-H residuel, H(i) : bloc-H initial, a : blocs allochtons, Oh : outer-high (d'après Péron-PInvidic & Manatschal 2010).

En 2013, Sutra et al., suivis par Tugend et al. (2014, 2015) travaillent sur une étude de marges composées de domaines. Au travers de ces études les auteurs ont proposé une description de l'architecture crustale de marges conjuguées, ainsi que l'identification des principales structures d'extension et leur évolution afin de quantifier la déformation extensive le long des marges de rift hyper-étirées peu magmatiques. La caractérisation de ces domaines se fait en fonction de plusieurs critères : leur épaisseur crustale, la géométrie du toit du socle et la réflexion du toit du manteau, l'espace d'accommodation et les structures responsables, leurs relations avec les niveaux de découplage présents dans la croûte continentale et le manteau sous-plaqué et enfin, l'architecture crustale et stratigraphique (Sutra et al., 2013). En se basant sur ces critères les auteurs ont pu caractériser 4 domaines principaux : le domaine découplé comprenant deux sous-domaines : le domaine étiré et le domaine d'étranglement (necking-domain), le domaine couplés hyper-étiré, le domaine d'exhumation et le domaine océanique (Fig.II.2). Ces domaines sont séparés par des « limites » (sous forme de zones) correspondant en réalité à des évènements particuliers dans l'évolution spatio-temporel du système de rift. Trois événements ont été identifiés (Fig.II.2a) :

- le coupling, qui se fait lorsque la croûte perd ses niveaux ductiles (entre 10-15 km de profondeur), avec la formation d'un domaine d'étranglement (necking-domain), CP (coupling point)
- le début de l'exhumation du manteau sous-continental, EP (exhumation point)
- le début de l'expansion océanique (breakup), BP (breakup point)

Cette approche sous la forme de domaines est suivie par une approche multidisciplinaire proposée par Tugend et al. (2014) (Fig.II.2b) en combinant données offshore et onshore avec l'étude des marges fossiles de la chaîne Pyrénéenne. L'approche géologique et géophysique faite par Tugend et al. (2014), leur a permis de proposer une terminologie plus approfondie pour les domaines de marge :

- un domaine proximal
- un domaine d'étranglement
- un domaine hyper-aminci
- un domaine d'exhumation du manteau
- un domaine océanique

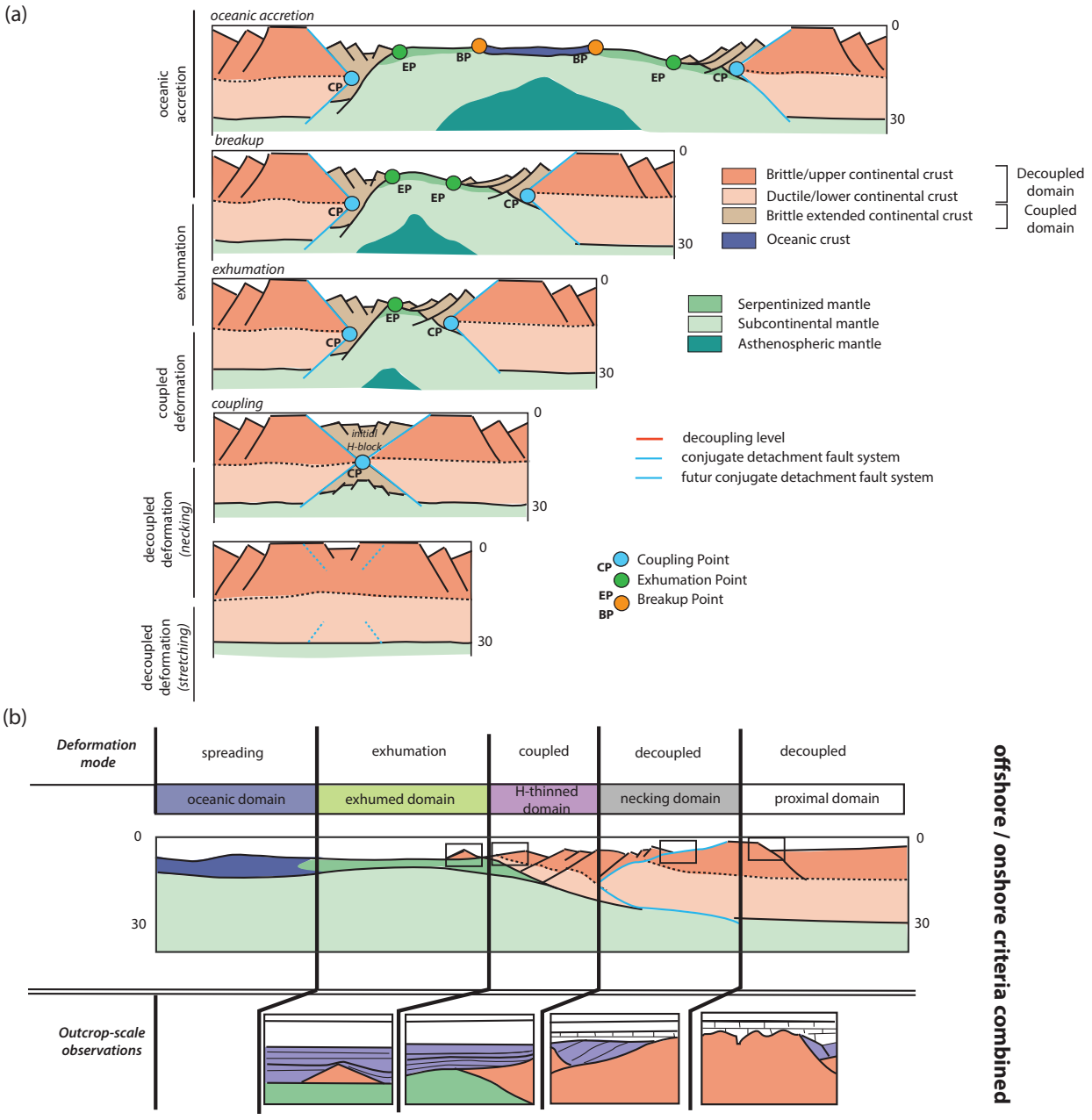


Fig.II.2 (a) Modèle conceptuel de l'évolution spatio-temporal des marges conjuguées basé sur le système Ibérie-Terre Neuve. Les principales limites de domaines correspondent à des évènements majeurs. L'architecture finale des marges conjuguées montre que la marge d'upper plate propose un bloc H-résiduel et la marge de lower plate un bloc H-délaminé résultant de la séparation des domaines couplés par la faille d'exhumation du manteau (d'après Sutra et al. 2013). (b) Approche de couplage entre les observations de terrain à l'échelle de l'affleurement et les données géophysique marines pour la détermination des principaux domaines de marges (proximal, de necking, hyper-aminci, exhumé et océanique) et leurs modes de déformation (Tugend 2013)

Le travail qui va suivre se base sur la définition déjà existante de ces domaines de marges mais en se concentrant d'avantage sur les marges dites d' « upper plate ». Le but étant ici de contraindre plus précisément le domaine hyper-aminci et l'architecture premier ordre d'une « upper plate ».

1.2 Les hauts continentaux crustaux

Dans les parties distales de marges de rift, différents types de blocs continentaux peuvent être observés : les micro-continents (Vink et al., 1984; Müller et al., 2001), les « continental-ribbons » (rebonds continentaux) (Lister et al., 1986), les « H-block » ou bloc-H (Lavier and Manatschal, 2006b), les allochtons d'extension (Froitzheim and Manatschal, 1996) et enfin les « outer highs » (Planke et al., 2000). Peron-Pinvidic and Manatschal (2010) et Peron-Pinvidic et al. (2013) sont les premiers à proposer un regroupement et une synthèse des caractéristiques de ces objets géologiques (Fig.II.1). Néanmoins dans le cadre de ce travail, je ne détaillerai pas l'ensemble des caractéristiques de chacun de ces objets mais me concentrerai uniquement sur les haut de types « H-block ».

Le concept du bloc-H (H pour Hanging-wall block) a été défini en premier lieu par Lavier & Manatschal (2006). Les auteurs définissent ce bloc comme étant initialement l'équivalent d'un bloc lié à la formation de failles conjuguées. Ce « morceau » de croûte, (Peron-Pinvidic and Manatschal, 2010), est relativement peu déformé et préserve sa couverture stratigraphique pré-rift. Cependant, la taille, la forme et l'épaisseur d'un tel bloc varient en fonction de son héritage structural, du taux d'extension de la marge et des conditions thermales de la lithosphère.

Lors du processus de ritfing, deux types de bloc-H ont pu être identifiés (Péron-Pinvidic and Manatschal, 2010). Les blocs H initiaux (H(i)), sont présents dans les marges de rift avorté, alors que les blocs H résiduel (H(r)), représentent les restes de H(i) exposés dans des marges ayant abouti au rifting (Fig.II.1). Les limites du bloc-H sont définies par des failles normales évoluant, et augmentant, avec l'extension en des failles à fort pendage vers des failles de détachement. En effet, ces failles peuvent exhumer de la croûte supérieure et moyenne de part et d'autre du bloc-H (Peron-Pinvidic and Manatschal, 2010) et entrainer un amincissement crustal (Mohn et al., 2012). Lorsque le stade d'extension devient plus avancé, ces mêmes auteurs estiment que les niveaux ductiles s'amincissent et la croûte devient plus cassante, permettant ainsi aux failles d'amincissement de recouper l'ensemble de cette croûte continentale déjà étirée et de pénétrer dans le manteau pour en exhumer des roches sur le plancher océanique. De telles failles sont appelées les failles d'exhumation. Ainsi, lors de la formation de marges de rift abouti, le bloc-H ((H(r))) est séparé de la marge proximale par une faille d'amincissement (une faille normale de fort angle) et se termine, du coté distal opposé, par une faille d'exhumation. A l'inverse, lorsque le rifting n'aboutit pas, les frontières de part et d'autre du bloc-H (H(i)) sont marquées par des failles d'amincissement (Fig.II.1).

Contrairement aux micro-continents et aux « continental ribbons », les blocs-H sont plus étirés, avec une croûte pouvant s'amincir entre 15 et 10km et pouvant engendrer la formation successive de blocs allochtones qui sont le résultat de la délamination du bloc H initial le long des failles de détachement. De plus, le bloc H semble présenter une évolution isostatique particulière observable par l'étude de leurs enregistrements stratigraphiques (Lemoine et al., 1986; Péron-Pinvidic and Manatschal, 2009). Cependant, l'origine de cette évolution particulière est encore très mal comprise.

Dans le cadre de mon travail de thèse, et de cette « Partie 2 », je me suis principalement concentrée sur l'étude de marges dont le rifting a abouti, avec peu de magma, et plus particulièrement de la marge qui « retient » le bloc (H(r)), afin de comprendre leurs évolutions structurales spatio-temporelles.

1.3 Une évolution stratigraphique spécifique

L'étude des aspects de la sédimentologie et de la stratigraphie des bassins de rift, des marges profondes hyper-amincies et exhumées, a commencé avec les travaux de Wilson et al. (2001), combinant et comparant les observations faites en mer, sur les marges actuelles, et à terre, avec celles réalisées sur les marges fossiles. Néanmoins, l'étude de chacun de ces types de système (fossile ou actuel) est délicate de par les difficultés d'accès, comme la profondeur d'eau où l'importance de la déformation tectonique (tectonique compressives alpine)

Les observations combinées des bassins de la marge Ouest Ibérique et des Alpes du Sud ont permis de mettre en évidence une différence dans l'évolution du rifting entre les marges proximales et distales et donc des architectures stratigraphiques différentes. Dans les domaines les plus distaux, le peu de dépôts syn-rift montre une évolution divergente au profit d'une sédimentation syn-rift qui semble davantage être « remaniée » au centre de ces bassins le long de failles de détachements (Wilson et al., 2001). En 2007, la proposition d'une restauration palinspatique des marges distales d'Ibérie-Terre Neuve (Péron-Pinvidic et al., 2007) montre clairement un contrôle, par le développement des failles de détachement, de l'architecture des dépôts syn-tectonique. Cette observation implique un changement dans la classification des dépôts de marges. En effet, les termes pré-, syn- et post-rift ne peuvent pas être appliqués à des modèles prenant en compte la migration de la déformation dans le temps et dans l'espace.

La compréhension de l'évolution des systèmes liée au changement du mode de déformation au cours du rifting (Wilson et al., 2001) implique une remise en question de la classification des systèmes sédimentaires de marges utilisés jusqu'à ce jour (McKenzie, 1978).

A partir de leurs études menées sur les Alpes, Masini et al. (2013) proposent de réconcilier les anciennes et nouvelles idées concernant l'architecture stratigraphique des marges de rift peu magmatiques. Afin de définir les stratigraphies des marges de rift proximales et distales, les

auteurs ont proposé l'utilisation de trois horizons : le toit de la séquence pré-rift (TPR), le toit de la séquence syn-tectonique de la première phase de rift (TST1), et la base des sédiments post-rift (BPRS) (Fig.II.3). Nous nous intéressons dans le cadre de ce travail à la partie distale de la marge d' "upper plate", c'est pour cela que nous nous ne détaillerons pas ici les observations faites sur la marge proximale pour ces marqueurs (pour plus d'informations, voir Masini et al., 2013).

TPR peut être identifié au travers des deux marges conjuguées d'un système et est considéré comme le toit de la dernière formation sédimentaire pré-tectonique dans le bassin de rift. Cependant, dans la partie distale de la marge, TPR n'est pas continu et peut même être localement érodé, au niveau de blocs basculés, ou sur le bloc H, en raison de mouvements isostatiques (Eberli and Ginsburg, 1988; Masini et al., 2013). A certains endroits, TPR correspond donc localement à une surface d'érosion ou un hiatus (Masini et al., 2013).

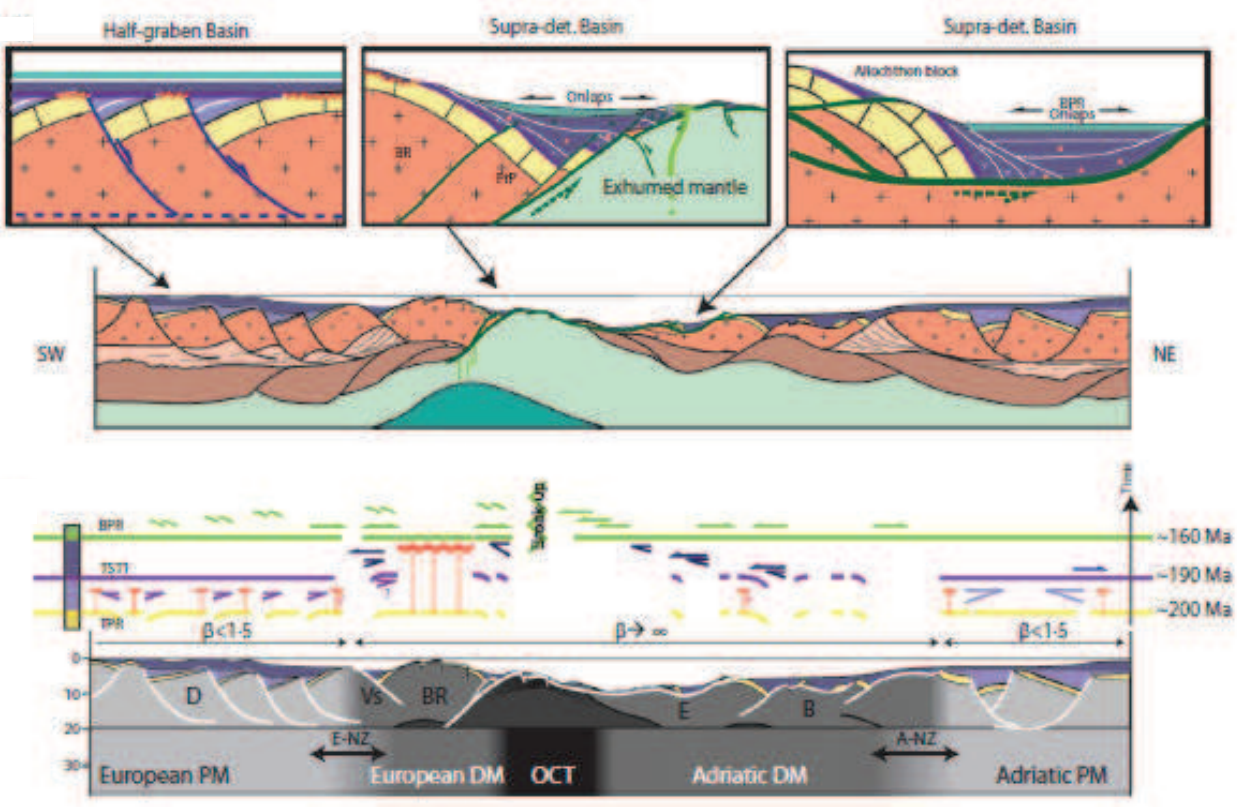
TST1 correspond à une surface très complexe dans la marge distale puisque ce marqueur marque la limite entre les sédiments pré-tectoniques et syn-tectonique. Tout comme TPR, se marqueur est affecté par le processus d'extension relatif à la deuxième phase de rift. Au niveau des hauts continentaux de type Briançonnais, TST1 correspond à une surface d'érosion majeure affectant également les sédiments sous TPR. La continuité de ce marqueur est donc délicate le long de la marge en raison de son affectation par les processus d'extension des failles de détachement. Vers le domaine océanique, TST1 ne peut plus être observé, tout comme TPR, puisque ce domaine a été formé à la fin du second cycle du rifting (Fig.II.3).

BPR correspond, en théorie, à la « breakup unconformity » (Falvey, 1974; Montadert et al., 1979; Braun and Beaumont, 1989; Masini et al., 2013) et donc à la base de la première formation post-rift déposée après le début de l'accrétion océanique. Cependant, en raison des variations sédimentaires remplissant l'espace le long de la marge, ce marqueur n'a pas nécessairement le même âge tous le long de la marge.

Les travaux menés par Masini et al. (2013) ont montrés que les évolutions stratigraphiques des marges proximale et distale étaient différentes et que la subdivision classique en séquences en pré-, syn- et post-rift ne pouvait pas être appliquée lorsqu'il y a migration de la déformation.

La définition et les subdivisions de ces nouvelles séquences sont maintenant mieux adaptées au système de rifts pour les marges peu magmatique, et plus particulièrement pour les marges de « lower plate ».

Fig.II.3 Architecture stratigraphique des marges proximales, distales et des bassins de rift avec reconstruction paléogéographique et évidence des différents marqueurs stratigraphiques. D : Dauphinois, Vs : Valaisan, BR : Briançonnais, E : bassin de l'Err, B : bassin de Bernina, PM : marge proximale, DM : marge distale (Masini et al. 2014)



Dans la suite de cette partie de ma thèse, j'ai essayé de comprendre comment évoluent les marqueurs stratigraphiques dans le cas d'une marge d' "upper plate". Pour cela, trois termes, établis suivant la subdivision proposée par (Masini et al., 2013), ont été utilisés : TPRS, TSTS et BPRS. Le principal objectif est de comprendre l'évolution premier ordre de ces marqueurs au travers d'une marge d' "upper plate" et plus particulièrement comment « fonctionne » la séquence TSTS dans le cadre d'une marge d' "upper plate".

2. Modèles de marges

2.1 Modèle de rifting symétrique et asymétrique

L'utilisation du modèle de McKenzie (1978) afin d'expliquer l'amincissement crustal, le rifting et la subsidence liée au breakup, et enfin le développement des marges passives continentales, est relativement bien accepté dans les années 1980. Cependant, ce modèle d'extension symétrique (Fig.II.4a) ne permet pas d'expliquer les variations dans l'architecture des marges ou les « uplift » continentaux comme cela a été rapporté notamment par les observations de Kinsman (1975) ou encore Falvey and Mutter (1981) et Lemoine et al. (1987). De plus, les observations faites sur les profils de réflexions sismiques ne témoignent pas en faveur d'une architecture identique pour les deux marges conjuguées (Bally et al. 1981, 1982). Les modèles d'extension symétrique tels que celui proposé par McKenzie (1978) n'ont donc qu'une application limitée.

Par la suite, l'étude de la province du « Basin and Range » à l'Ouest des Etats-Unis a permis le développement d'un modèle d'extension asymétrique contrôlé par des failles de détachement et/ou des zones de cisaillement crustal (Wernicke, 1981, 1985; Wernicke and Burchfiel, 1982; Davis, 1983) (Fig.II.4b). Ces modèles impliquent une asymétrie des marges conjuguées qui peuvent alors être distinguées en deux types de marges, les marges dîtes d' « upper plate » et les marges dîtes de « lower plates » (cf ci-après).

2.2 Upper vs lower plate

Lister et al. (1986) seront les premiers à utiliser les termes d' « upper plate » (UP) and « lower plates » (LP), en utilisant l'hypothèse de failles de détachement, du même type que celles observables dans le « Basin and Range » (Wernicke, 1981, 1985; Wernicke and Burchfiel, 1982 ; Davis, 1983). En effet, selon les auteurs, les termes d'UP et LP sont utilisés en fonction de la position de la plaque par rapport à la faille de détachement (Fig.II.4c). La LP est définie comme la plaque se trouvant « sous » la faille de détachement. Elle présente une architecture complexe composée de blocs basculés provenant de l'UP et de multiples failles de détachement. La surface de cette marge, composée de roches cristallines profondes, subit une déformation ductile importante (Lister et al., 1986). En comparaison, la marge d'UP, est relativement peu structurée et montre un uplift dans sa partie continentale la plus proximale, supposé être dû à un sous-plaquage de roches ignées pour Lister et al. (1986). Cette marge est définie comme étant tronquée à sa base par une faille de faible angle et comprenant des roches initialement au-dessus du détachement (Lister et al., 1986). Les auteurs supposent que la différenciation entre les marges d'UP et LP se fait durant les premières étapes du rifting et en fonction des caractéristiques de leurs phases de surrection et de subsidence. L'évolution de ces marges est également liée à la géométrie de la faille de détachement et du déplacement sur les failles de transfert. Les modèles de détachements asymétriques impliquent donc une extension continentale hautement asymétrique à tous les étages de la croûte continentale (Lister et al., 1986). Cette asymétrie devient de plus en plus prononcée au fur et à mesure que l'extension se poursuit.

L'asymétrie entre deux marges conjuguées est généralement expliquée par le jeu de la faille de détachement. Néanmoins, pour Driscoll and Karner (1998), le déplacement différentiel qui a lieu entre les surfaces de la marge est très difficile à démontrer et cela même lorsque les failles de détachement sont imagées sismiquement. L'étude tectonique et stratigraphique de nombreuses marges par Driscoll and Karner (1998) (Nord-Ouest Australienne, Grand Banks, Ibérie, Afrique de l'Ouest, Brésil) leur a permis de documenter la présence d'un état de subsidence régionale avec peu de déformation cassante et une discordance érosive. Pour expliquer cela, les auteurs proposent une extension de la croûte inférieure juste avant le break up continental. Cette extension de la croûte inférieure, associée à la subsidence régionale et au détachement intracrustale semble être responsable de la disparité lors de l'étirement. Ceci expliquerait pourquoi chaque marge semble avoir une apparence d' "upper plate".

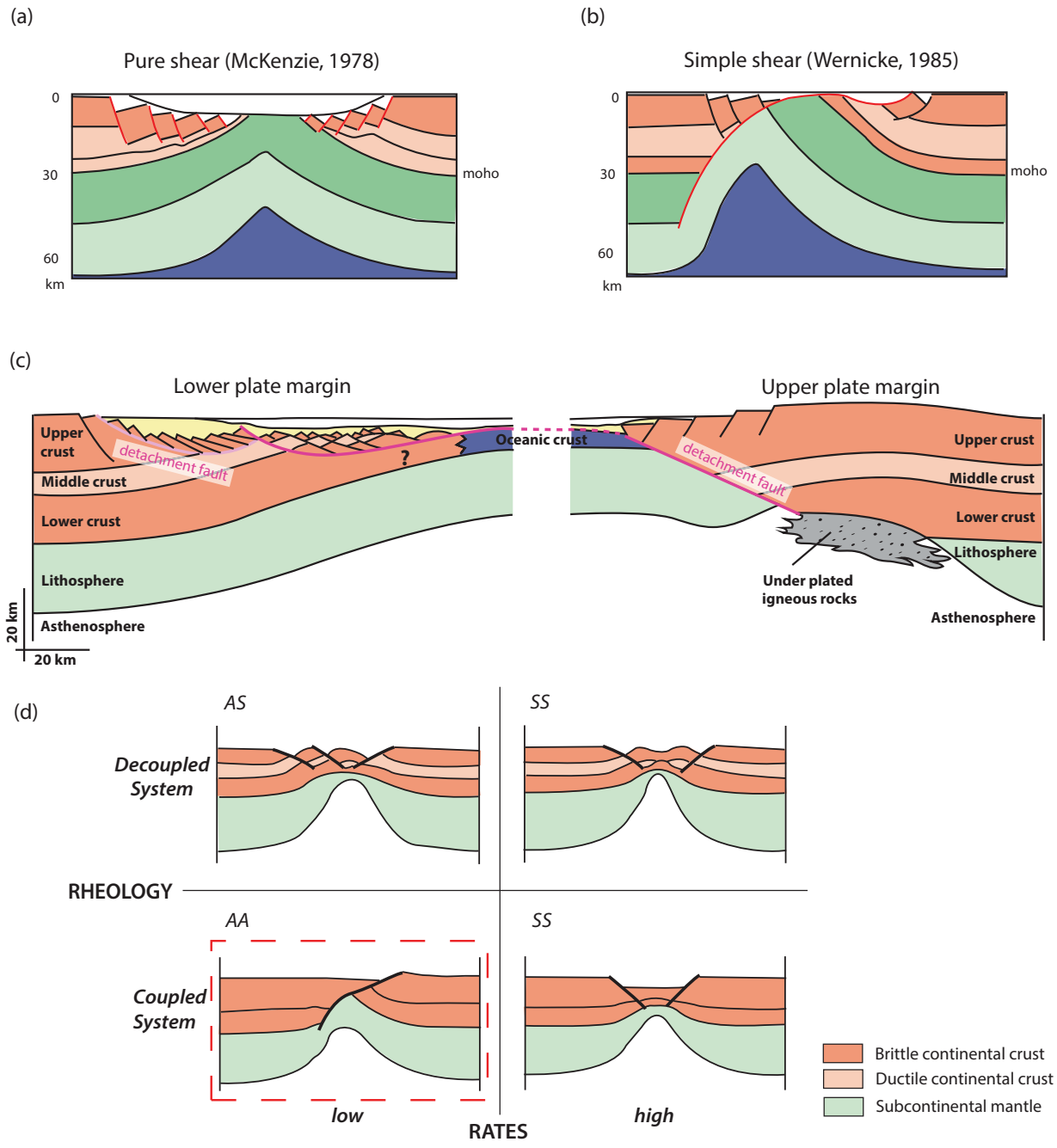


Fig.II.4 (a) Modèle « classique » des marges, de type « cisaillement pure » proposé par McKenzie (1978) et (b) de type « cisaillement simple » proposé par Wernicke (1985). (c) Modèle de marges asymétriques avec upper et lower plate proposé par Lister et al. 1986 et montrant la différence architecturale premier ordre estimée entre les deux marges d'un même système conjugué. (d) Résumé des principaux modes de rifting et leur relation avec la vitesse et l'évidence ou non d'un niveau de ductile dans la lithosphère. AA : marge asymétrique à tous les niveaux, AS : asymétrie de la lithosphère supérieure mais symétrie au niveau de la lithosphère inférieure, SS : marge symétrique à tous les niveaux. (Huismans & Beaumont 2002).

A partir des années 2000, le développement de la modélisation permet de tester les facteurs et contraintes nécessaire au développement d'une marge symétrique ou asymétrique.

Pour Huismans and Beaumont (2002), quatre modes de rifting sont possibles en fonction de la vitesse du rifting, la présence ou l'absence d'un niveau de découplage (Fig.II.4d). Pour les auteurs, le style d'une marge sera purement symétrique (SS) lorsque la symétrie se fait dans la lithosphère supérieure mais aussi inférieure et donc avec une vitesse de rifting importante. Dans ce cas la présence ou non d'un niveau de découplage n'aurait pas réelle importance selon les auteurs. A

l'inverse du style SS, le style du rifting purement asymétrique (AA) serait quant à lui favorisé par la présence d'un niveau de découplage et une faible vitesse du rifting. Ces deux styles sont similaires, respectivement, aux modèles cinématiques de « pure-shear » de Mckenzie (1978) et de « simple-shear » de Wernicke (1985). Le style asymétrique/symétrique se développe à partir d'une vitesse de rifting faible et d'un niveau de couplage entrainant une lithosphère supérieure asymétrique et une lithosphère inférieure symétrique.

Nous verrons dans la suite de ce travail de recherche qu'une marge n'est pas nécessairement soit asymétrique, soit symétrique dès le début de sa formation, mais qu'il s'agit plutôt d'un « style »/ « état » au cours de son évolution.

Depuis le début des années 1990, les observations faites grâce à la géophysique marine ont permis de mettre en évidence une variation significative entre la bathymétrie et le taux de subsidence des deux marges conjuguées (Calcagno and Cazenave, 1994; Hayes, 1988; Kane and Hayes, 1992; Marty and Cazenave, 1989)(Marks & Stock 1994 ; Perrot et al. 1998). Les travaux menés par (Doglioni et al., 2003) ont montré une élévation supérieure de 100 à 300 m pour les marges situées à l'Est d'une majorité de zones de rift. Les auteurs expliquent cette différence par le décalage vers l'Est de l'asthénosphère par rapport à la lithosphère, entrainant ainsi un déficit de densité sur le flanc Est. De plus, un uplift continental peut être observé sur les marges. Il est lié non seulement aux mouvements verticaux du manteau mais est aussi induit par la substitution horizontale d'un manteau sous plaqué dense par un manteau sous-plaqué peu dense, auquel s'associe donc un rééquilibrage isostatique.

Les avancées en terme d'imagerie sismique de haute qualité, comme celle proposée pour l'Inde par ION-GXT, suggère un effondrement des blocs distaux de marges continentales et leurs rapide basculement en direction du bassin lors du passage entre le rifting et l'expansion océanique, définissant ainsi le « collapse de la marge externe » dans les marges de rift pauvres en magma (Pindell et al., 2014). Le terme de « collapse » est employé ici par les auteurs en raison de la rapidité de l'approfondissement. L'amincissement de ces blocs continentaux, commencé lors du rifting, se poursuit avec la mise en place d'une zone de cisaillement orientée vers le continent. Le toit de cette zone est porté par le bloc continental alors que son mur est formé de manteau sous-continental serpentinisé. Cette zone est définie par Pindell et al. (2014) comme un « détachement de marge externe », impliquant une asymétrie des marges conjuguées.

2.3 Upper plate, domaine distal et hauts crustaux : architecture 1er ordre

Les derniers travaux effectués par Péron-Pinvidic et al. (sub.) (voir papier en Appendice et figures associées) sur les marges Angola-Congo montrent que dans le cadre de système de rift abouti, la formation de block-H résiduel peut être considérée comme un élément caractéristique des marges d'UP. Ce bloc peut être défini comme une relique de croûte continentale bordée par deux failles de détachements. La formation de ce bloc et sa géométrie dépendent des paramètres locaux.

L'étude de la ligne CongoSpan1 a permis de montrer une architecture premier ordre « triangulaire inversée », une épaisseur crustale d'une dizaine de km, et un toit du « socle » chaotique recoupé par de nombreuses failles normales (Péron-Pinvidic et al. sub). Ces failles sont responsables du démantèlement progressif de ce bloc au cours de la phase d'exhumation proposée par (Lavier and Manatschal, 2006b). La marge d'UP est supposée avoir une évolution isostatique différente caractérisée par une position haute durant l'évolution du rifting (Lemoine et al., 1986, 1987; Lister et al., 1986; Mohn, 2010; Mohn et al., 2012) et probablement liée à la faille de détachement active enracinée en dessous de ce bloc.

Après la phase de breakup les marges d'UP peuvent présenter des longueurs variables, soit très étroites (e.g. Segment de Jameson dans la marge Central-Est du Groenland), soit très larges (e.g. Grand Banks sur la marge de Terre Neuve), en fonction de la localisation du breakup lithosphérique, alors considéré comme un processus indépendant du rifting (Peron-Pinvidic et al., 2013).

Les données étudiées des marges Angola-Gabon ont permis de définir la partie distale des marges d'UP comme possédant un domaine d'amincissement étroit, un core complex marquant la frontière proximal, un bloc H résiduel, avec une stratigraphie traduisant une épaisseur d'eau peu profonde, et un faible espace d'accommodation (voir Péron-Pinvidic et al., subm).

L'enregistrement stratigraphique d'un tel bloc est quant à lui, supposé être un enregistrement standart de type graben ou demi-graben, et un faible espace d'accommodation sédimentaire est suggéré pour sa phase initiale. Néanmoins, l'étude approfondie des caractéristiques stratigraphiques premier ordres le long de la marge distale dans un système d'UP n'est pas très présente dans la littérature ou alors associée à la compréhension d'un système en 3D (Péron-Pinvidic et al., subm).

Je propose dans le travail qui va suivre de mieux contraindre l'évolution de l'enregistrement stratigraphique d'une marge d' "upper plate".

3. Problématique scientifique

Les dernières décennies ont vu le développement et l'évolution de nombreux concepts et modèles de formation des marges passives. Le modèle de McKenzie développant une approche thermo-mécanique a été le point de départ de toutes les recherches actuelles concernant la compréhension des systèmes de marges conjuguées. En effet, depuis les années 1980, l'asymétrie architecturale de deux marges conjuguées est un fait accepté, notamment grâce aux progrès de l'imagerie sismique et son association aux observations faites dans les marges fossiles du type de la chaîne alpine. L'asymétrie liée aux systèmes de failles de détachement donne finalement lieu à une marge dîtes d'UP et une marge dîtes de LP en fonction de leurs positions relatives par rapport au système de détachement (Lister et al. 2006).

Les caractéristiques des marges dîtes de LP ont été relativement bien déterminées depuis les 15 dernières années avec les différents travaux réalisés sur les marges fossiles (notamment dans

la marge Adriatique, dans les Alpes Centrales) et la marge Ibérique. A l'inverse, les caractéristiques structurales et stratigraphiques des marges d'UP n'ont été que très peu étudiées, en dehors des derniers travaux de Peron-Pinvidic et al. (2010, 2013) et l'évolution de ces marges à travers le temps est donc encore mal contrainte. Le travail qui va suivre ne propose pas un détail complet de l'évolution de telles marges mais plutôt une étude ouverte sur la caractérisation premier ordre de ce type de marge. L'objectif est de créer ce que l'on peut appeler un « système générique » et caractéristique des systèmes structuraux et stratigraphiques d'une marge d' "upper plate" en 2D.

Différentes questions ont guidé l'étude qui va suivre :

- *Quelle est l'architecture premier ordre du domaine distal des marges d'UP ?*

- *Quelle est l'évolution des principaux marqueurs stratigraphiques (TPRS, TSTS, BPRS) le long des marges d'UP ?*

- *Quelles informations apportent les évolutions stratigraphiques observables le long de ces marges ?*

Pour répondre à ces questions, je propose une technique d'approche similaire à celle proposée par Péron-Pinvidic et al. (2010), à savoir l'étude de différentes lignes sismiques. Au cours de cette thèse, j'ai passé en revue de nombreuses lignes sismiques imageant des marges actuelles pouvant d'ores et déjà être définies comme des marges d'UP (voir Appendices pour d'avantage de détails). Parmi les marges étudiées durant la thèse, les marges Est-Indienne et de Terre Neuve ont fait l'objet d'une étude plus approfondie présentée dans la partie suivante de ce chapitre. En supplément à l'étude de ces marges actuelles, j'ai également pris en compte les observations de terrain faites sur le domaine Briançonnais dans les Alpes. En effet, si les marges actuelles permettent d'avoir une vue sur l'architecture crustale des marges, l'absence de forage rend parfois plus complexes leurs études sédimentaires. Les analogues fossiles, comme le Briançonnais offrent donc un parfait laboratoire pour avoir accès à ce type de données.

References

Bally, A.W., Bernoulli, D., Davies, G.A., Montadert, L., 1981. Listric normal faults. Oceanol. Acta Spec. Issue.

Bally, A.W., Price, R.A., Roberts, D.G., Osmaston, M.F., 1982. Musings over Sedimentary Basin Evolution [and Discussion]. Philos. Trans. R. Soc. Lond. Ser. Math. Phys. Sci. 325–338.

Braun, J., Beaumont, C., 1989. A physical explanation of the relation between flank uplifts and the breakup unconformity at rifted continental margins. Geology 17, 760–764.

Calcagno, P., Cazenave, A., 1994. Subsidence of the seafloor in the Atlantic and Pacific Oceans: Regional and large-scale variations. Earth Planet. Sci. Lett. 126, 473–492.

Davis, G.H., 1983. Shear-zone model for the origin of metamorphic core complexes. Geology 11, 342–347.

Davis, M., Kusznir, N.J., 2004. Depth-dependent lithospheric stretching at rifted continental margins. Proc. NSF Rift. Margins Theor. Inst. 136, 92.

Doglioni, C., Carminati, E., Bonatti, E., 2003. Rift asymmetry and continental uplift: RIFT ASYMMETRY AND CONTINENTAL UPLIFT. Tectonics 22, n/a–n/a. doi:10.1029/2002TC001459

Driscoll, N.W., Karner, G.D., 1998. Lower crustal extension across the Northern Carnarvon basin, Australia: Evidence for an eastward dipping detachment. J. Geophys. Res. Solid Earth 1978–2012 103, 4975–4991.

Eberli, G.P., Ginsburg, R.N., 1988. Aggrading and prograding infill of buried Cenozoic seaways, northwestern Great Bahama Bank. Atlas Seism. Stratigr. 27, 97–103.

Falvey, D.A., 1974. The development of continental margins in plate tectonic theory. APEA J 14, 95–106.

Falvey, D.A., Mutter, J.C., 1981. Regional plate tectonics and the evolution of Australia's passive continental margins. BMR J Aust Geol Geophys 6, 1–29.

Froitzheim, N., Manatschal, G., 1996. Kinematics of Jurassic rifting, mantle exhumation, and passive-margin formation in the Austroalpine and Penninic nappes (eastern Switzerland). Geol. Soc. Am. Bull. 108, 1120–1133.

Hayes, D.E., 1988. Age-depth relationships and depth anomalies in the southeast Indian Ocean and South Atlantic Ocean. J. Geophys. Res. Solid Earth 1978–2012 93, 2937–2954.

Hopper, J.R., Funck, T., Tucholke, B.E., Larsen, H.C., Holbrook, W.S., Louden, K.E., Shillington, D., Lau, H., 2004. Continental breakup and the onset of ultraslow seafloor spreading off Flemish Cap on the Newfoundland rifted margin. Geology 32, 93–96.

Huismans, R., Beaumont, C., 2011. Depth-dependent extension, two-stage breakup and cratonic underplating at rifted margins. Nature 473, 74–78.

Huismans, R.S., Beaumont, C., 2002. Asymmetric lithospheric extension: The role of frictional plastic strain softening inferred from numerical experiments. Geology 30, 211. doi:10.1130/0091-7613(2002)030<0211:ALETRO>2.0.CO;2

Kane, K.A., Hayes, D.E., 1992. Tectonic corridors in the South Atlantic: Evidence for long-lived mid-ocean ridge segmentation. J. Geophys. Res. Solid Earth 1978–2012 97, 17317–17330.

Karner, G.D., 2008. Depth-dependent extension and mantle exhumation: an extreme passive margin end-member or a new paradigm, in: Central Atlantic Conjugate Margin Conference. Halifax, Canada.

Kinsman, D.J., 1975. Rift valley basins and sedimentary history of trailing continental margins, in: Petroleum and Global Tectonics. Princeton University Press Princeton, NJ, pp. 83–126.

Lavier, L.L., Manatschal, G., 2006. A mechanism to thin the continental lithosphere at magma-poor margins. Nature 440, 324–328. doi:10.1038/nature04608

Lemoine, M., Bas, T., Arnaud-Vanneau, A., Arnaud, H., Dumont, T., Gidon, M., Bourbon, M., de Graciansky, P.-C., Rudkiewicz, J.-L., Megard-Galli, J., others, 1986. The continental margin of the Mesozoic Tethys in the Western Alps. Mar. Pet. Geol. 3, 179–199.

Lemoine, M., Tricart, P., Boillot, G., 1987. Ultramafic and gabbroic ocean floor of the Ligurian Tethys (Alps, Corsica, Apennines): In search of a genetic imodel. Geology 15, 622. doi:10.1130/0091-7613(1987)15<622:UAGOFO>2.0.CO;2

Lister, G.S., Etheridge, M.A., Symonds, P.A., 1986. Detachment faulting and the evolution of passive continental margins. Geology 14, 246. doi:10.1130/0091-7613(1986)14<246:DFATEO>2.0.CO;2

Manatschal, G., 2004. New models for evolution of magma-poor rifted margins based on a review of data and concepts from West Iberia and the Alps. Int. J. Earth Sci. 93, 432–466.

Manatschal, G., Bernoulli, D., 1999. Architecture and tectonic evolution of nonvolcanic margins: Present-day Galicia and ancient Adria. Tectonics 18, 1099–1119.

Manatschal, G., Bernoulli, D., 1998. Rifting and early evolution of ancient ocean basins: the record of the Mesozoic Tethys and of the Galicia-Newfoundland margins. Mar. Geophys. Res. 20, 371–381.

Marty, J.C., Cazenave, A., 1989. Regional variations in subsidence rate of oceanic plates: a global analysis. Earth Planet. Sci. Lett. 94, 301–315.

Masini, E., Manatschal, G., Mohn, G., 2013. The Alpine Tethys rifted margins : Reconciling old and new ideas to understand the stratigraphic archirecture of magma-poor rifted margins. Sedimentology 60, 174–196.

McKenzie, D., 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. Earth Planet. Sci. Lett. 40, 25–32.

Meyers, J.B., Rosendahl, B.R., Groschel-Becker, H., Austin, J.A., Rona, P.A., 1996. Deep penetrating MCS imaging of the rift-to-drift transition, offshore Douala and North Gabon basins, West Africa. Mar. Pet. Geol. 13, 791–835.

Meyers, J.B., Rosendahl, B.R., Harrison, C.G., Ding, Z.-D., 1998. Deep-imaging seismic and gravity results from the offshore Cameroon Volcanic Line, and speculation of African hotlines. Tectonophysics 284, 31–63.

Mohn, G., 2010. L'évolution tectono-sédimentaire des marges de la Téthys Alpine au cours de l'amincissement lithosphérique. Université de Strasbourg, Strasbourg.

Mohn, G., Manatschal, G., Beltrando, M., Masini, E., Kusznir, N., 2012. Necking of continental crust in magma-poor rifted margins: Evidence from the fossil Alpine Tethys margins. Tectonics 31.

Montadert, L., de Charpal, O., Roberts, D., Guennoc, P., Sibuet, J.-C., 1979. Northeast Atlantic passive continental margins: rifting and subsidence processes. Deep Drill. Results Atl. Ocean Cont. Margins Paleoenviron. 154–186.

Müller, R.D., Gaina, C., Roest, W.R., Hansen, D.L., 2001. A recipe for microcontinent formation. Geology 29, 203–206.

Peron-Pinvidic, G., Manatschal, G., 2010. From microcontinents to extensional allochthons: witnesses of how continents rift and break apart? Pet. Geosci. 16, 189–197. doi:10.1144/1354-079309-903

Péron-Pinvidic, G., Manatschal, G., 2009. The final rifting evolution at deep magma-poor passive margins from Iberia-Newfoundland: a new point of view. Int. J. Earth Sci. 98, 1581–1597.

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: IBERIA-NEWFOUNDLAND BREAKUP HISTORY. Tectonics 26, n/a–n/a. doi:10.1029/2006TC001970

Peron-Pinvidic, G., Manatschal, G., Osmundsen, P.T., 2013. Structural comparison of archetypal Atlantic rifted margins: a review of observations and concepts. Mar. Pet. Geol. 43, 21–47.

Pindell, J., Graham, R., Horn, B., 2014. Rapid outer marginal collapse at the rift to drift transition of passive margin evolution, with a Gulf of Mexico case study. Basin Res. 26, 701–725.

Planke, S., Symonds, P.A., Alvestad, E., Skogseid, J., 2000. Seismic volcanostratigraphy of large-volume basaltic extrusive complexes on rifted margins. J. Geophys. Res. 105, 19335–19351.

Ranero, C., Peréz-Gussinyé, M., 2006. A new model for the development of the asymmetry of conjugate margins during continental rifting, in: Geophys. Res. Abstr. p. 10191.

Reston, T.J., 1996. The S reflector west of Galicia: the seismic signature of a detachment fault. Geophys. J. Int. 127, 230–244.

Shillington, F.A., Reason, C.J.C., Rae, C.D., Florenchie, P., Penven, P., 2006. Large scale physical variability of the Benguela Current large marine ecosystem (BCLME). Benguela Predict. Large Mar. Ecosyst. 14, 49–70.

Sibuet, J.-C., Srivastava, S., Manatschal, G., 2007. Exhumed mantle-forming transitional crust in the Newfoundland-Iberia rift and associated magnetic anomalies. J. Geophys. Res. Solid Earth 1978–2012 112.

Sutra, E., Manatschal, G., 2012. How does the continental crust thin in a hyperextended rifted margin? Insights from the Iberia margin. Geology 40, 139–142.

Sutra, E., Manatschal, G., Mohn, G., Unternehr, P., 2013. Quantification and restoration of extensional deformation along the Western Iberia and Newfoundland rifted margins: Strain Distribution Along Rifted Margins. Geochem. Geophys. Geosystems 14, 2575–2597. doi:10.1002/ggge.20135

Tugend, J., Manatschal, G., Kusznir, N.J., 2015. Spatial and temporal evolution of hyperextended rift systems: Implication for the nature, kinematics, and timing of the Iberian-European plate boundary. Geology 43, 15–18.

Tugend, J., Manatschal, G., Kusznir, N.J., 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, 1239–1276. doi:10.1002/2014TC003529

Unternehr, P., Péron-Pinvidic, G., Manatschal, G., & Sutra, E. (2010). Hyper-extended crust in the South Atlantic: in search of a model. Petroleum Geoscience, 16(3), 207-215.

Vink, G.E., Morgan, W.J., Zhao, W.-L., 1984. Preferential rifting of continents: a source of displaced terranes. J. Geophys. Res. Solid Earth 1978–2012 89, 10072–10076.

Wernicke, B., 1985. Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. Can. J. Earth Sci. 22, 108–125.

Wernicke, B., 1981. Low-angle normal faults in the Basin and Range Province: nappe tectonics in an extending orogen. Nature 291, 645–648.

Wernicke, B., Burchfiel, B.C., 1982. Modes of extensional tectonics. J. Struct. Geol. 4, 105–115.

Whitmarsh, R.B., Manatschal, G., Minshull, T.A., 2001. Evolution of magma-poor continental margins from rifting to seafloor spreading. Nature 413, 150–154.

Wilson, R.C.., Manatschal, G., Wise, S., 2001. Rifting along non-volcanic passive margins : stratigraphic and seismic evidence from th eMesozoic successions of the Alps and western Iberia. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 429–452.

Sous-Partie II.2

Publication

Accepted at Marine and Petroleum Geology

UPPER PLATE MAGMA-POOR RIFTED MARGINS : STRASTIGRAPHIC ARCHITECTURE AND STRUCTURALE EVOLUTION

Isabelle Haupert[1], Gianreto Manatschal[1], Alessandro Decarlis[1] and Patrick Unternehr[2]

[1] IPGS/EOST, Université de Strasbourg, rue Blessig 1, F-67084 Strasbourg Cedex, France
[2] TOTAL- Exploration Production/Projets Nouveaux place Jean Millier, La Défense 6, 92078 Paris la Defense Cedex, France
Corresponding autor : haupert@unistra.fr

Research highlights

- Generic model to describe architecture and evolution of upper plate magma-poor rifted margins
- Linking the stratigraphic, isostatic and structural evolution during rifting
- Comparison between fossil and present-day margins enable to up and down-scale observations

Key words : upper plate magma-poor rifted margins, hyper-extension, tectono-stratigraphic evolution, crustal architecture, Ocean-Continent Transition

Abstract

Although it is generally accepted that many distal, magma-poor rifted margins are asymmetric and can be divided into lower and upper plate margins, little is known about the details of how and when this asymmetry evolves and how upper and lower plate margins can be distinguished. This is due to the fact that most papers focused on the so called lower plate margins, while the upper plate margins remained less well understood, mainly due to the lack of public accessible drill hole data. The aim of this paper is to provide a first order description of the global architecture and stratigraphic evolution of an upper plate, magma-poor rifted margin. In order to provide such a template, we focused on 2 seismic sections, the ION-1000 line (East Indian margin), and the SCREECH 2 line (Newfoundland margin) and describe key, km-scale outcrops from the fossil European margin exposed in the Western/Central Alps, all of which document classical upper plate margins. Based on these data we show that upper plate magma-poor rifted margins can be characterized by a staircase type architecture with terraces (T1, T2, T3) and ramps (R1, R2) that result as a consequence of an evolution through a coupling, exhumation and breakup stage. We also defined key stratigraphic levels that we try to link with the evolution of the margin which enables us to link the tectonic evolution with the creation of accommodation space and formation of the staircase architecture that characterizes the upper plate margin. From these observations we develop a conceptual model for the evolution of upper-plate margins and discuss the applicability of this model for different strain rates, rates of subsidence and sedimentation rates.

1. Introduction

During the last decades research on rift systems leading to plate separation and formation of oceanic domains went through several paradigm shifts. In the late seventies and early eighties, debates were mostly related to pure- vs. simple-shear models and the question if lithospheric scale detachment faults exist or not. In the late eighties and early nineties, the question about volcanic vs. non-volcanic rifting dominated the research on rifted margins. These earlier models were either based on physics (e.g. McKenzie, 1978; Buck, 1991), on field observations (e.g. Basin and Range ; Wernicke, 1981) or some few drill holes and low quality seismic sections. The increasing number of high quality long offset seismic data, mainly due to the increasing interest of industry to explore the deep-water parts of rifted margins, enabled to answer some of these previous questions. Moreover, the development of dynamic modeling enabled to get a better understanding of the crustal-scale processes and to test some of the basic assumptions made in extensional tectonics. Key questions addressed at present are related to the coupling/decoupling between crust and mantle and lithosphere and asthenosphere during advanced rifting, the importance of magma and fluids for the evolution of the rheology at the transition from rifting to seafloor spreading, and the relationships between extension and creation of accommodation space in time and space in hyper-extended systems. In order to find answers to these questions, some of the basic assumptions of extensional systems that form the foundation of existing models need to be scrutinized and new interpretations are necessary to explain some of the fundamental observations made in the new data sets.

The aim of this paper is to describe the first order stratigraphic architecture and structural evolution of so called "upper plate" magma-poor rifted margins. We focus on three examples that we consider as typical upper-plate magma-poor rifted margins: one fragmented during Alpine collision, but partly exposed in the Western and Central Alps in Western Europe, one seismically imaged offshore eastern India, and a last one seismically imaged and drilled offshore Newfoundland. Because none of the 3 examples provides a complete dataset and cannot therefore be used to explain the detailed relationship between extension and creation of accommodation space, we integrate the different observations/data in a "type" section in order to define and discuss the first order tectono-stratigraphic evolution of upper plate margins. Initial assumptions that are made in this study are that: 1) margins show first order architectural characteristics and processes that can be found and described, and 2) the "type" section proposed here represents an idealized, non-unique section, which does not exist in nature, but includes the key building blocks and structural and stratigraphic relationships that characterize upper plate, magma-poor rifted margins. We are aware that our approach suffers of some limitations that are important to consider when the results and concepts established here are used to describe a margin with a defined history and inheritance. The main limitations are to: 1) not consider the nature of the sediments filling the accommodation space, 2) to limit to magma-poor systems, and 3) to ignore the geological inheritance and the 3D lateral architecture of a margin segment, which is related to a variability of the large-scale structure along strike. Indeed, the described characteristics may

vary along strike and may therefore also be geographically dependent. Thus, rather than to explain a detailed description of one particular upper plate margin, here we try to develop a conceptual framework to make first order descriptions and predictions of the structural and stratigraphic evolution of an upper plate, magma-poor rifted margin. The idea is to create a template and to develop a methodology to recognize and interpret magma-poor, upper plate rifted margins.

2. Models, concepts, terminology and methodology

2.1. Development of models and concepts

The description of rift systems is strongly linked to two end-member models, the McKenzie (1978) and Wernicke (1981) models that describe two fundamental different ways of how strain is partitioned in the crust and lithosphere. The McKenzie model is depth-uniform and symmetric, assuming that crustal and lithospheric thinning is inversely proportional to horizontal extension. On the contrary the Wernicke model is more conceptual and assumes that deformation in the crust and lithosphere is coupled and fundamentally asymmetric. Based on observations in the Basin and Range and at rifted margins, Lister et al. (1986) proposed a rift model that accounts for a "lower-plate" and an "upper-plate" margin (Fig. 1a). Indeed, several authors found similarities between the Basin and Range tectonics and structures observed at passive margins (e.g.Buck et al., 1988; Pubellier and Ego, 2002; Pubellier et al., 2003). In particular, extensional detachment faults, similar to those well exposed in the Basin and Range, have also been recognized along present-day and fossil rifted margins (Masini et al., 2012 and references in there). Such faults are associated with the formation of metamorphic core-complexes (Crittenden et al., 1980) in the footwall (i.e. the "lower plate") while their hanging wall, (i.e. the "upper plate") is considered as largely brittle and less deformed (Reynolds and Spencer, 1985). However, it's important to note that the hanging-wall is still affected by extensional structures including normal faults and associated shear zones in more ductile crustal levels. In contrast to the McKenzie model that can successfully explain the structural style of North Sea type rift systems, the "upper-lower plate" model of Lister et al. (1986) was used to explain some first order observations made at present-day rifted margins (Fig.1a). Typically, the Lister model accounts for wide vs. narrow conjugate margins, exhumation of mantle rocks and contrasting subsidence histories observed at both margins.

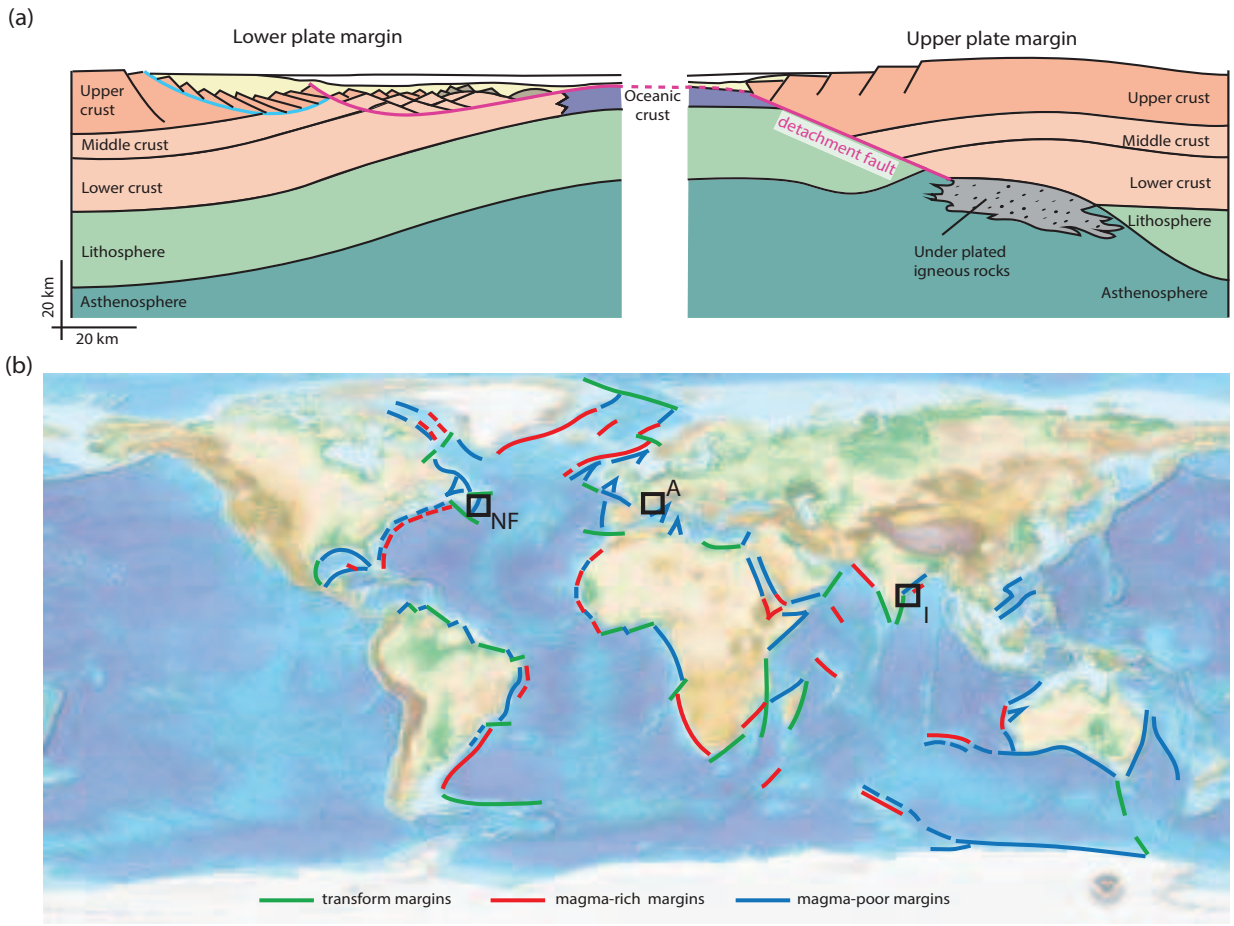


Fig.1 a) The classical "Upper-Lower plate" model proposed by Lister et al. (1986) with key characteristics of the two conjugate margins separated by a lithospheric scale detachment-fault. b) Bathymetric-topographic map of the world (map from National Geophysical Data Center) showing the distribution of magma-poor, magma-rich and transform margins. Transform margins can also be classified as magma-poor or magma-rich, however, the present state of knowledge about these margins is meager and prevent such a classification at the moment. Black squares localize the sites discussed in this paper (A=Alps, I=East Indian margin, NF=Newfoundland margin).

The archetypal examples of asymmetric, magma-poor rifted margins became the Iberia-Newfoundland conjugate margins (Boillot et al., 1987) and the Alpine Tethys margins exposed in the Alps (Lemoine et al., 1987). However, since the "upper-lower plate" model of Lister was intimately linked to the Wernicke model, i.e. to Basin and Range tectonics and to low-angle extensional detachment faults that violate first order mechanical principles, many researchers discarded this model. Moreover, since most of the rift basins located at the proximal domains at conjugate rifted margins look relatively symmetrical and can be explained by pure shear, Driscoll and Karner (1998) introduced the so-called "upper-plate" paradox. Nevertheless, Huismans and Beaumont (2002) showed that the capacity of an extending crust to couple or decouple deformation on a crustal scale depends, at a first order, on the rates of extension and the rheology or the lithosphere. These parameters therefore have a strong control on the symmetry vs. asymmetry of rifted margins. Recent studies shed a new light on the lateral variation of the architecture of rifted margins. Transitions from magma-poor to magma-rich and changes from upper to lower plate can be observed following rifted margins along strike (see Fig. 1b; (Reston, 2009, 2007; Franke, 2013; Peron-Pinvidic et al., 2013). Nevertheless, on a first order, it appears that magma-rich rifted

margins tend to be more symmetric, while magma-poor systems are typically asymmetric in their distal parts. However, observations and dynamic models show that rifted margins are not the result of a single process and/or event, but of polyphase rift events. Lavier and Manatschal (2006) and Péron-Pinvidic and Manatschal (2009) developed a model in which rift systems go through different stages, referred to as stretching, thinning and exhumation modes before breakup occurs (Fig. 2). Peron-Pinvidic and Manatschal (2010), Sutra et al. (2013) and Tugend et al. (2015) described and characterized "building blocks" and "rift domains" that result from the polyphase evolution and can be used to describe the architecture of magma-poor rifted margins.

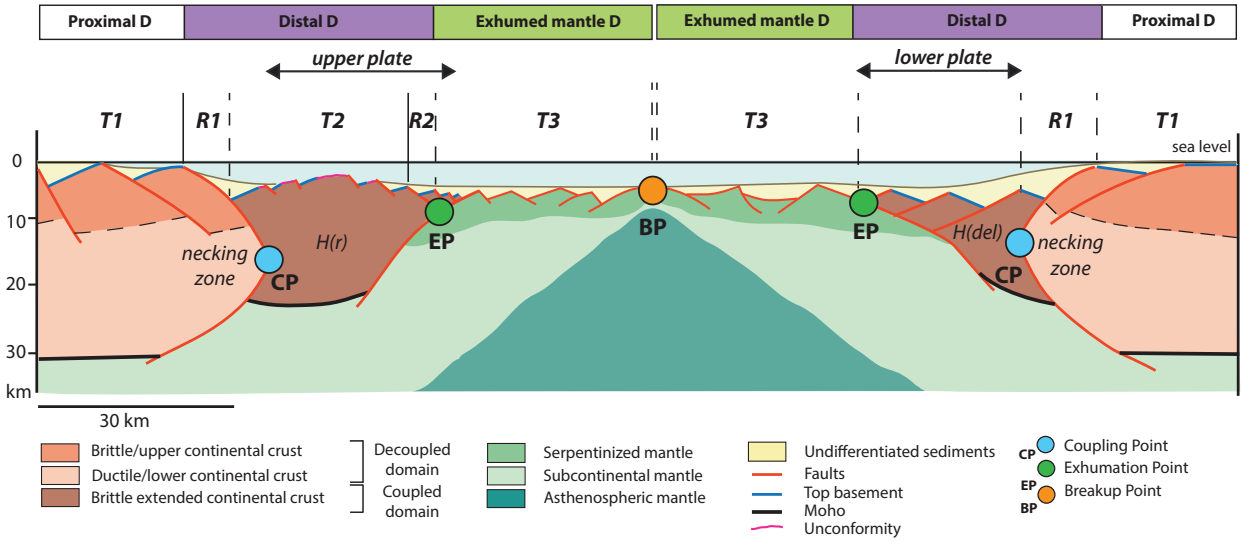


Fig.2 Type section across a magma-poor rifted margin, after the first three stage of deformation (stretching, thinning and exhumation) (modified after Sutra et al., 2013), showing the main terminology used in this paper to describe domains, domain boundaries and crustal blocks. For definition of terms see text.

2.2. Definition of an "upper-plate" margin

As mentioned in the previous section, the "upper-plate" concept, as introduced by Lister et al. (1986) (Fig.1a), was strongly linked to the Wernicke model and lithospheric-scale extensional detachment faults. Since the existence of such faults was for a long time a matter of debate, in this study we refine the original "upper-plate" concept in order that it can be used to properly describe the evolution of rifted margins in a much wider context. Using the term "upper-plate" already begs the question: upper-plate to what? In its pristine concept, the term "upper-plate" was used as a synonym of "hanging wall" of a major, lithospheric scale extensional detachment fault. However, in contrast to the Basin and Range, where extensional detachments are exposed, at rifted margins these structures are buried underneath thick sediments, magma and water and are split during breakup between the two futures conjugate margins (Fig.1a). The lower plate usually carries remnants of the former hanging-wall (i.e. extensional allochthons or rafts ; (Wernicke, 1981, 1985; Wernicke and Burchfiel, 1982; Davis, 1983). Thus, "upper-plate" does not exclusively refer to the position of a block relative to a major extensional detachment system, but refers to a position in a conjugate magma-poor rifted margin. A second limitation is that "upper" and "lower"

do not apply to proximal domains that commonly do not show any asymmetry, neither from the architectural point of view, nor from their subsidence history (Lister et al. 1986; Karner et al. 2003). Therefore the "upper-plate" is limited continental ward by the necking zone, defined by the Coupling Point (CP) and its oceanward position is defined by the Exhumation Point (EP), which is the "hyperextended" portion of the margin (see Fig. 2, and for definition of CP and EP see Sutra et al. 2013 and Tugend et al. 2015). Another characteristic of upper plate margins is the narrower and sharper transition between the continental crust and exhumed mantle and/or oceanic crust. However, in order to safely distinguish, using this characteristic, between upper and lower plate margins, one has to see both conjugate margins. It is often by the comparison of the geometries and widths of the distal domains that one can decide which is the upper plate and which is the lower plate.

In magma-rich systems or in margins with thick sedimentary successions, especially with evaporites, the crustal structure is often masked and it is difficult to define a real asymmetry of the distal parts of the margin. Therefore, interpretations of margins that are not well imaged often suggest that they are, on a global scale, symmetric and that upper and lower plates do not exist (see Péron-Pinvidic et al. 2013; Gillard et al., 2015). Thus, the recognition of upper and lower plate-margins also depends on the quality of the data.

2.3. Methodology

The major problem in defining the tectono-stratigraphic evolution of upper-plate margins is the lack of data. In the ideal case this should include high quality seismic imaging combined with drill hole data. While such a data set exists for lower-plate margins (e.g. Iberia margin; Tucholke and Sibuet, 2007; Sutra et al. 2013) at present it is not available for an upper-plate margin. In this study, we chose three different "upper plate" margins, each one unique and complementary at the same time.

Thanks to the support of ION and in collaboration with industry, we had access to the East-India ION-1000 line (Fig. 3). We consider this line as one of the world best imaged lines across an upper plate magma-poor rifted margin. Unfortunately, no drill-hole data exist from its distal part. At present, drill sites are only localized in the more proximal part and access to these data do not provide insights into the tectono-stratigraphic relationships, type of contacts and rocks imaged in the deeper and more distal parts of the section.

Rocks and contacts that we interpret to have derived from similar settings are exposed in the Western and Central Alps in Western Europe and have been extensively studied (Lemoine and Trümpy, 1987; Roux et al., 1988; Lemoine and Tricart, 1988). Insights coming from such outcrops are a key to understand the evolution and processes controlling the formation of upper plate margins. Unfortunately, the European margin has been reactivated, deformed and partly subducted during the Alpine convergence. Therefore, only remnants of the former margin are preserved, providing only punctual information on the former margin architecture. The integration of these data into an overall picture can either be done by restoring the deformed margin, or by

comparing it with present-day analogues (Boillot et al. 1987 ; Lemoine et al. 1988 ; Boillot and Froitzheim, 2001; Manatschal and Müntener, 2009).

A hybrid dataset, unique and therefore very important to link the different scales of a magma-poor conjugate margin comes from the Newfoundland margin (Fig. 4). It accounts for refraction and reflection seismic data as well as ODP (Ocean Drilling Project) drill hole data. In this study we focus on the upper plate, which corresponds to the Newfoundland margin (Van Avendonk et al., 2009; Péron-Pinvidic and Manatschal 2009; Sutra et al. 2013). This margin has been imaged by the SCREECH project (Funck et al., 2003; Hopper et al., 2004; Shillington et al., 2006; Van Avendonk et al., 2009) as well as drilled during ODP Leg 210 (ODP drill Sites 1276 and 1277; Hopper et al., 2004).

Based on the observations from the Indian example, which is unique due to the high quality of seismic imaging, the Alpine example due to its superb outcrops and the Newfoundland margin due to the deep drilling (ODP Leg 210), we propose a template for magma-poor, upper-plate rifted margins. In order to up and down-scale the geophysical and geological data, we followed a methodology introduced by Tugend et al. (2015a) and we further develop it to apply it to upper-plate margins. The criteria to define rift domains and domain boundaries for the three examples are used following the work of Sutra et al. (2013).

3. Examples of "upper-plate" magma-poor rifted margins

3.1. The East-India ION IE1-1000 line

3.1.1 Data and context

With permission of ION Geophysical, we had access to the ION IE1-1000 section located at the East-India margin (for location see Fig.3). This seismic section is part of the India-Span, a reflection seismic imaging survey that extends between latitude 10°N and 21°N and longitude 80°E and 90°E along the East-Indian margin (for more details see Nemcok et al., 2013; Mangipudi et al. 2014). This long offset seismic survey images the transition from the shelf to unequivocal oceanic crust.

The East-Indian passive margin is the result of a complex poly-phase rifting including a transtensional component. The breakup between Antarctica and East-India occurred during Early Cretaceous time (Acharyya, 1998; Powell et al., 1988; Storey et al., 1995; Subrahmanyam and Chand, 2006). The East-Indian margin is the conjugate to the East Antartica's Enderby basin, the Princess Elizabeth Trough and the Davis Sea basin (Ramana et al., 1994, Gaina et al., 2007). The break-up and formation of first oceanic crust is preceded by the exhumation of subcontinental mantle during Early Cretaceous time (Curray et al., 1982; Pateria et al., 1992). In this study, we chose the ION IE1-1000 section that we consider one of the world champion lines, preserving characteristic features of an "upper plate" margin. The ION IE1-1000 section images the entire continental crust down to mantle depths (18s TWT). The acquisition parameters and further

details about data and imaging methods are described in Nemcok et al. (2013) and Pindell and Kennan (2009). The section described in this study (Fig. 3) is depth migrated.

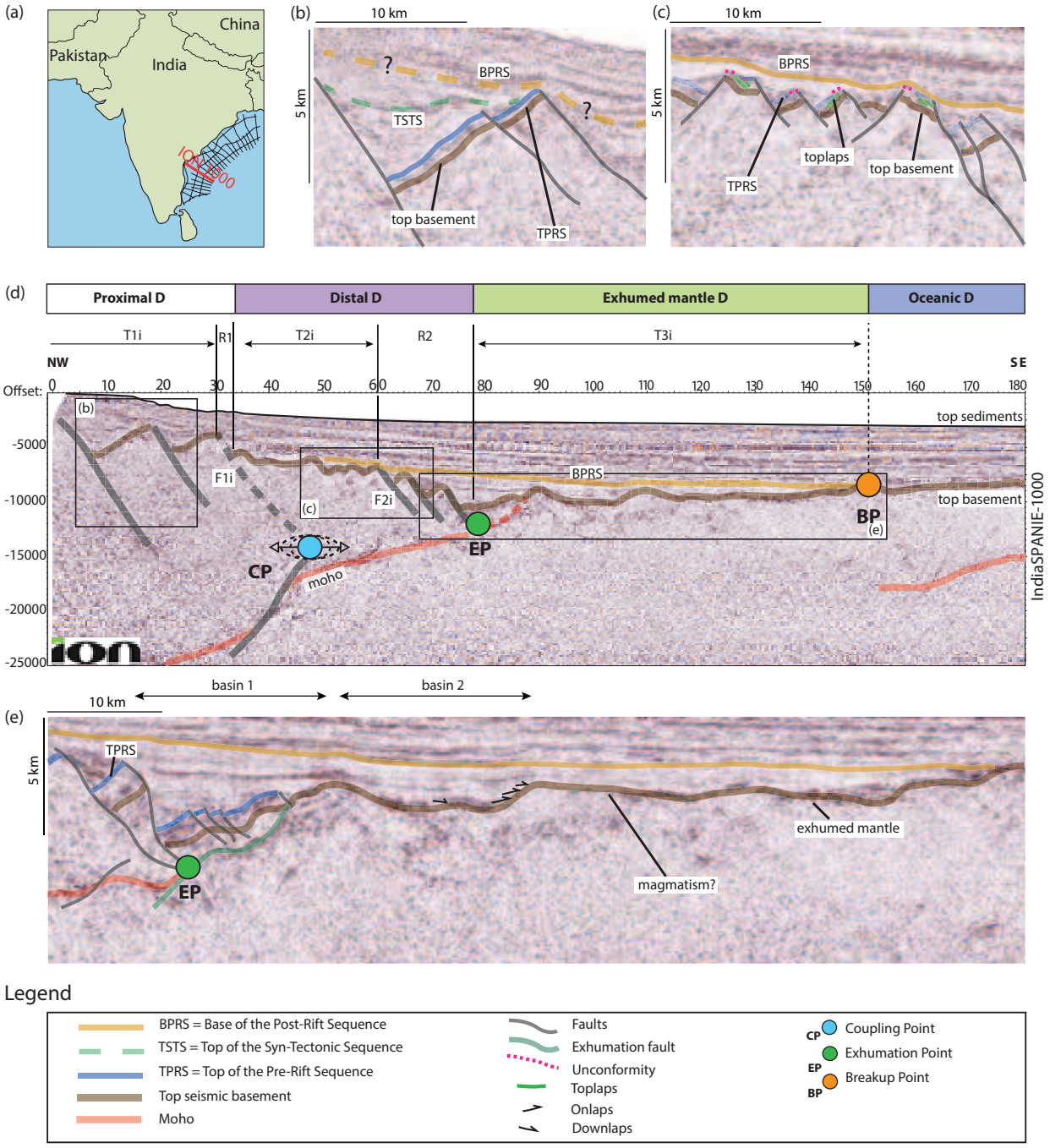


Fig.3 a) Map showing the localization of the East India ION IE1-1000 section. b) Zoom on a fault bounded basin (tilted block) located below the first terrace (T1i).Top basement is tilted together with the TPRS along an ocean ward dipping normal fault and filled by a syn-tectonic sequence and capped by the TSTS. Location of BPRS cannot be defined. c) Zoom on the top basement of the second terrace (T2i) and relations to overlying sediments. Note that tilted blocks are smaller, syn- and antithetic normal faults can be observed and erosional surfaces can be observed with locale toplaps. d) Crustal scale view of the ION- IE1-1000 line showing the typical staircase top basement architecture with three terraces (T1i, T2i, T3i) bounded by 2 major escarpments (R1i and R2i) that are associated with fault systems (F1i and F2i). Note also that location of CP, EP and BP is closely related to the major fault systems and ramps and enables to define rift domains and domain boundaries. e) Zoom on the most distal part of the margin showing the transition from the T2i to the T3i which corresponds to a major escarpment (R2i) formed by major normal faults that are truncated at the base by a strong reflection (red line in section), interpreted as the Moho that projects towards the seafloor. Oceanwards of (R2i) there is a change in the top basement architecture from fault bounded blocks that are over-tilted and interpreted to be formed by extensional allochthons of continental crust overlying an exhumation fault and exhumed mantle. The exhumation fault corresponds to the top of the mantle. Oceanwards the top of basement shows more symmetrical built ups with passive infill that may correspond to magmatic additions. Note also that on the oceanward part the sedimentary infill down(on)lap onto basement.

The BPRS is interpreted to correspond to the first sediments that are on first oceanic crust.

3.1.2 Crustal architecture

The ION IE1-1000 line shows marked changes in the crustal architecture from its proximal to its distal domain. These changes are best depicted by an increase of total accommodation space (sediment plus water) oceanwards, a change in the morphology of the top seismic basement and characteristic intra-basement reflections.

Top seismic basement can be observed at approximately 2 km below sea level at the most proximal part of the line and drops to about 10 km further distal. At the most oceanward part top basement is at 8.5 km below sea level. At its proximal part (between km 00 and 30 in Fig. 3d) top basement is dissected by two major normal faults. These faults are not cutting across the entire continental crust but affect only its upper part (i.e. the brittle upper crust). Further oceanwards, between km 30 and 60, top basement is limited by two major normal fault systems referred to as F1i and F2i (Fig. 3d). Between these two faults, top basement is dissected by several smaller, synthetic and antithetic faults, and the overall top basement is at about 7 km depth. Across both F1i and F2i major thinning of the crust can be observed. Ocean wards of F2i, between km 66 and 90, top basement reaches the deepest point across the section (down to 10km) and is heavily structured. While the continent ward part is formed by over tilted, crustal blocks truncated by ocean ward dipping faults, the oceanward part is smoother and controlled by symmetric build ups with passive infill and minor faults. Between km 90 and 150 the basement rises approximately to 8km depth and becomes sub-horizontal from km 150 oceanwards (Fig 3).

Intra-basement reflectors are observed across the whole section as shown in the seismic interpretation (Fig 3d). Reflectivity in the crust is ill defined and difficult to interpret. From km 20 to 60, a major reflector can be observed rising from more than 25 km depth to approximately 14 km depth. Since the rise of this reflector is compensated by a deepening of top basement and an increase in total accommodation space, we interpret this reflector as a Moho reflection that juxtaposes rocks of different densities. This interpretation is in line with previous interpretations by Nemcok et al. (2013) and Pindell et al. (2009). The Moho reflection is also cut, in our interpretation, by normal faults that dip continent wards, opposed to the faults observed in the upper crust (e.g. F1i and F2i) (Fig 3d). On the deepest part of the margin (between km 70 and 92) an upwards continuation of the Moho reflection can be observed approaching top basement. F2i is truncated by the upward continuation of the Moho reflection that can be projected to cut out at top basement at km 92. In our interpretation, the mantle is overlain by continent-derived allochthonous blocks. From km 92 to 150, basement may be formed by exhumed serpentinized mantle, which may explain the lack of potential Moho reflections (see Sutra et al. 2013). Oceanwards of km 150, a weak reflectivity at about 6 to 7 km below top basement can be observed, which is parallel to top basement and may be interpreted as base of the oceanic crust, i.e. oceanic Moho.

Based on the definition of top and base of the crust, we can define, following the approaches

developed by Sutra et al. (2013) and Tugend et al. (2015) margin domains as well as the location of the CP, the EP and the BP (Fig. 3). Four domains can be distinguished: the proximal domain, the necking and hyper-thinned domains, here referred to as distal domain, the exhumed domain and the oceanic domain. In contrast to lower plate margins described by Sutra et al. (2013), the distinction between the necking and hyper-extended domains is difficult and therefore we do not separate these two domains. The location of the CP is difficult to define in upper plate margins due to the fact that it is masked by the residual H block (see H(r) in Fig. 2). In this study we define the location of CP as the focal point of major F1i faults). In contrast, the EP can be well defined in the section (intersection of F2i with the upward projection of the Moho reflection). Since the CP, as defined by Sutra (2013), describes the passage from the decoupled to the coupled domain, ductile layers are not present anymore in the crust oceanwards of the CP, and the major faults can truncate the whole thinned continental crust (e.g. F2i). The EP meanwhile defines the boundary between the distal domain and the exhumed mantle domain and corresponds to the termination of the autochthonous Indian continental crust. Oceanwards of the EP, remnants of continental crust may occur only as allochthonous blocks overlying exhumed mantle and associated with possible magmatic additions. The BP coincides with the location where steady state seafloor spreading occurs. In the ION IE1-1000 line we define the BP as the location where top basement becomes sub-horizontal and underlain by a Moho reflection that parallels top-basement. Along the ION IE1-1000 line, the first oceanic crust is about 8.5 km thick, which is unusually thick comparing to the 6 to 7 km expected for normal oceanic crust (see Dick et al., 2003). However, Bronner et al. (2011) showed that at magma-poor rifted margins this initial thicker crust may be related to the breakup process and may result from an excess magmatic event related to breakup.

It is important to note that each of the domains show a characteristic crustal thickness. Due to the fact that the East Indian margin is thermally equilibrated, the different crustal thicknesses also result in a characteristic accommodation space that reflects the isostatic equilibrium of each of the domains (e.g. Tugend et al., 2015). This results in a stair-type top basement geometry that can be defined by terraces (T) and ramps (R), which is main characteristic for an upper-plate margin. While the terraces occur over domains with similar crustal thickness, the ramps coincide with parts of the margin where abrupt crustal thickness changes occur. Across the East Indian section, three terraces placed at different bathymetric level can be defined: T1i, T2i and T3i. The three terraces are limited by two major ramps R1 and R2 that coincide with the locations of fault systems F1i and F2i. The terraces are also characterized by distinct top basement topographies. While T1i is defined by large-scale fault bounded basins affecting the uppermost brittle crust, T2i shows smaller, scattered faults and occurs over brittle crust, and T3i shows a wide and back rotated top basement topography and magmatic additions. The transition from T3i to oceanic crust is defined by the inflection point between a rising top basement (from 10 km to 8 km) and a sub-horizontal top basement over the oceanic domain. The rise of top basement suggests either a thickening of basement or a change in density of the rocks forming the basement between the EP and the BP (T3i). The thickening is best explained by possible magmatic additions becoming more important oceanwards (Fig. 3).

3.1.3 Stratigraphic architecture

The total accommodation space, including sediments and water, increases from T1i, through T2i to T3i and remains, on a locale scale, constant over oceanic crust. In classical interpretations, stratigraphic units are subdivided in pre-, syn- and post-rift. However, as discussed in many papers (see Masini et al., 2013 and references there in) the problem in subdividing units in pre-, syn- and post-rift is that sedimentary units showing syn-tectonic geometries are not necessary of the same age and can therefore not be correlated across the whole margin. While this problem has been discussed for lower plate margins (see Masini et al., 2012, 2013) it has not yet been discussed for upper plate margins. In this study, we will use the terms pre-, syn- and post-rift strictly as time sequences. The term syn-rift refers to the time between onset of rifting and onset of steady state seafloor spreading. The syn-rift sequence is limited at its base by the Top of the Pre-Rift Sequence (TPRS) and at its top by the Base of the Post-Rift Sequence (BPRS). While the TPRS is best expressed over T1i, where tilted sections underlie a growth sequence, the BPRS is defined as the first sedimentary sequence overlying oceanic crust at the BP. Therefore, the age of the BPRS strongly depends on the location of BP and consequently on the definition of breakup. Classically the BPRS coincides with the sequence that caps the growth sequence in the proximal margin. However, Wilson et al. (2001) and Masini et al. (2013) showed that this sequence is in many margins older than the BPRS. The correlation of the BPRS from T3i across T2i to T1i is in many margins, in the absence of drill-hole data, difficult and depends on the tectonic model. Therefore, for the East Indian ION IE1-1000 line, the correlations of the TRPS and BPRS are not possible across the entire margin. A stratigraphic model for an upper-plate margin will be proposed and discussed in chapter 4.

3.2. The Newfoundland margin (SCREECH 2 line)

3.2.1. Data and context

The Iberia-Newfoundland conjugate rifted margins result from a protracted rift evolution (Triassic to Late Jurassic) and final separation of the Iberia and North-America plates during Early Cretaceous. The exceptional dataset and the absence of salt in the distal parts makes this conjugate margin system one of the best-documented and studied worldwide. In particular the basement architecture, its nature, and the tectonic evolution of this system have been studied by many researchers (Hopper et al., 2004; Huismans and Beaumont, 2011; Lavier and Manatschal, 2006; Ranero et al., 2006; Shillington et al., 2006; Sutra and Manatschal, 2012). In this paper we will focus on the Newfoundland margin and more particularly on the SCREECH 2 line that we consider as another champion line across an upper-plate magma-poor rifted margin (Hopper et al., 2004; Schilligton et al., 2006; Lau et al., 2006).

The SCREECH survey (Study of Continental Rifting and Extension on the Eastern Canadian sHelf) was conducted in 2000 on the eastern Grand Banks-Newfoundland basin margin. Three

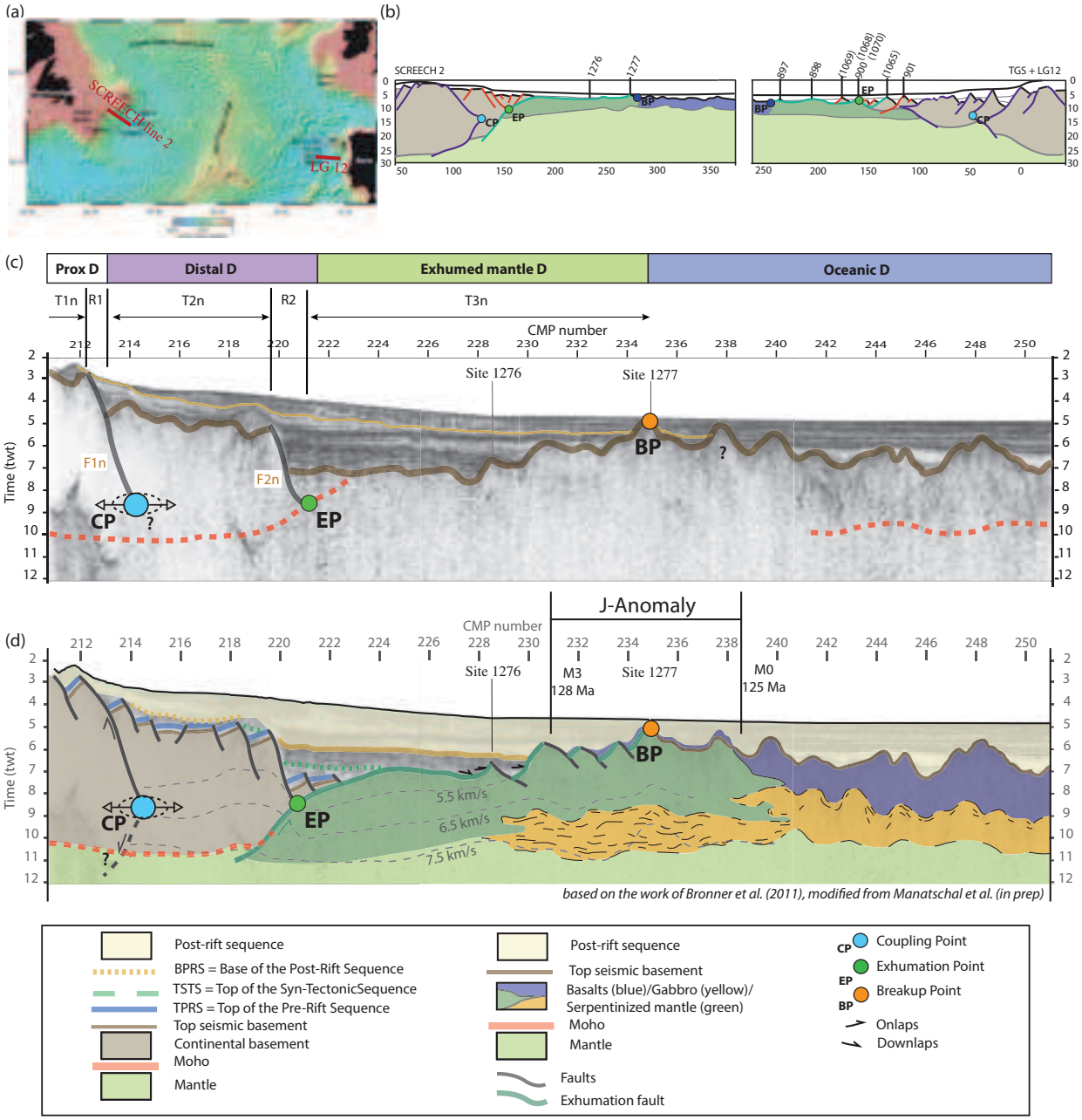
transects of coincident multichannel seismic and wide-angle reflection and refraction data were collected using bottom hydrophones and seismometers.

Of major importance for the interpretation of the SCREECH 2 line are the ODP drill holes that have been drilled on the most distal part of the section at the transition to first oceanic crust during ODP Leg 210 (Tucholke et al., 2004). In this context it is important to note that the SCREECH 2 line is conjugate to a drilled transect along the Iberia margin that was drilled during a DSDP Leg 48 (Deep See Drilling Project, (Sibuet and Ryan, 1979) and ODP Legs 149 and 173 (Beslier et al., 1994; Whitmarsh and Sawyer, 1996; Minshull et al., 1998). These drill holes provide important information about the tectono-stratigraphic evolution of the conjugate lower plate margin (Péron-Pinvidic et al., 2007).

3.2.2. Crustal architecture

The SCREECH 2 line shows, similarly to the East Indian ION- 1000 section, a stair-type top basement geometry and an increase in total accommodation space oceanwards (Fig. 4c). This enables us to describe the SCREECH 2 line using the same approach and terminology. It is, however, important to note that the SCREECH 2 line is less well imaged, its most continent ward part is missing and the line is in two way travel time.

Fig.4 a) Reconstruction of the Newfoundland-Iberia rift system at anomaly M0 (from Bronner et al. 2011). b) Interpreted section across the Iberia-Newfoundland rifted margin showing SCREECH 2 section and the conjugate TGS/LG12 sections and the location of the ODP Sites (where ODP Site numbers are in brackets the sites are projected into the line) (modified from Sutra et al. 2013). c) Seismic section SCREECH 2 with interpretation of top basement, Moho, major fault systems F1n and F2n and the BPRS and the locations of the CP, EP and BP (for more details and explanations of the locations of the latter as well as the interpretation of the rift domains and domain boundaries see text). d) Interpretation of SCREECH 2 section integrating the velocity from van Avendonck et al (2006) and the drill hole data.



The top basement is not well imaged on the continent ward side and as a consequence, the detailed structure is difficult to describe. However it can be seen that top basement is dissected by two major fault systems (F1n and F2n) that define two ramps (R1 and R2) separating three terraces (T1n, T2n and T3n) (Fig. 4c). Details of the top basement are difficult to define on the continental side, although it can be seen that the total accommodation space increases abruptly across the ramps. Oceanwards of CMP number 226 top basement is well imaged. From CMP number 226 to 235 the latter coinciding with ODP Site 1277, top basement rises from 7.5 to 4.8 sec. The top basement is dissected by low-angle faults and an over-rotated top-basement that carries continentwards tilted sections. Ocean ward of ODP Site 1277 top basement is formed by basement highs up to 4 km wide and 1.5 sec vertical topography lying at a medium depth of 6.5 sec.

Intra-basement reflections are ill defined, apart from a strong reflection that is at about 10 sec depths at CMP number 218 underlying the ocean ward part of T2n. Refraction seismic data show that the reflection corresponds to a Moho reflection and the velocity structure enables to define top seismic basement at about 4.5 sec (Van Avendonk et al., 2006). Oceanward of CMP number 218, sediment reflections can be seen dropping down to more than 7 sec, however, top basement is not well imaged on the section. Oceanwards, reflectivity in the seismic basement is sparse and does not show clear intra-basement or Moho reflections. Velocity contours are shown in Fig. 4d that are taken from Van Avendonk et al. 2006 (see also Bronner et al. 2011). As expected, velocity of 8km/sec (top of unserpentinized mantle) is at about 11 sec. While reflection seismic data is unable to resolve the precise structure of the crust, the refraction seismic data enables to define unthinned, necked and hyper-extended crust and the occurrence of exhumed serpentinized mantle (Van Avendonk et al. 2006). The first order architecture shown by the refraction seismic data confirms the stair-type geometry of top basement with T1n, T2n and T3n, R1n and R2n (these latter corresponding to the location of F1n and F2n). The location of the CP is difficult to define. In Fig. 4 it has been located in the prolongation of F1n at about 4sec below top basement (about 10 to 15 km, corresponding to the assumed brittle ductile transition assuming a quartzo-feldspathic crust and a normal geothermal gradient of 30°C/km). The EP is located at CMP number 221 and corresponds to the intersection of F2n with the projection of the Moho-reflection towards the seafloor. The BP has been set at CMP number 235, corresponding to ODP Site 1277. Indeed, the transition between T3n and the first oceanic crust corresponds to a basement high that is located between CMP number 230 and 238. During ODP Leg 210, 2 drill holes penetrated the complete stratigraphic section down to the top Aptian (ODP Site 1276 at CMP number 228.5 and top basement at ODP Site 1277 at CMP number 235). The basement at ODP Site 1277 is made of serpentinized mantle rocks intruded and overlain by igneous rocks. Dating of the igneous rocks, by U-Pb and 39Ar-40Ar measurements, suggest an emplaced age of these rocks between 126 Ma and 113 Ma (Jagoutz et al. 2007). The older ages indicate that the basement underlying the high had to be accreted at least at 126 Ma, which is compatible with the occurrence of Aptian sediments over this basement and other basement highs across the conjugate Iberia-Newfoundland margins (Péron-Pinvidic et al. 2007). The younger ages suggest that this high had a protracted magmatic history, which is well described and further supported by the occurrence of sills drilled at ODP Site 1276 (Péron-Pinvidic and Manatschal, 2010). Refraction seismic data show that the 8km/sec contour, which defines geophysical Moho, is at about 3sec (about 9 km, assuming average velocities of 6km/s) below top basement drilled at ODP Site 1277. Since the crust below this site is too thick to be explained only by serpentinization, Bronner et al. (2011) proposed that the exhumed mantle was underplated by gabbro bodies. This hypothesis was further supported by the occurrence of the J-magnetic anomaly. Bronner et al. (2011) were able to model this anomaly successfully as a magnetic anomaly related to an excess magmatic event triggering lithospheric breakup. These authors proposed that the excess magmatic event occurred simultaneous and was responsible for the uplift of the basement high, which is documented by the occurrence of tectono-sedimentary and sedimentary breccias reworking the underlying

basement, interleaved with mafic flows at ODP Site 1277 (Robertson, 2007). These breccias are in the same position as those drilled over basement highs floored by serpentinized mantle at the conjugate Iberia margin (ODP Sites 897 and 898, 1968 and 1070), altogether dated as Aptian. The fact that the Late Aptian was drilled at ODP Site 1276 and can be observed to be continentward tilted on the western flank of the high drilled at ODP Site 1277, suggests that the high was formed after deposition of the Aptian sediments, but before the deposition of the Albian sediments that represent the first sedimentary sequence filling passively the exhumed mantle domain along the Iberia-Newfoundland margins. Based on these observations the breakup is suggested to coincide with an excess magmatic event that resulted in a thickening of the previously exhumed mantle, the formation of a basement high and is recorded by a magnetic anomaly (J). These observations, so far the only made at such a distal part of the margin, have important implications for the location and age of breakup and the geometrical relationships between sediments and fault structures. Therefore they will be used in the stratigraphic interpretation.

3.2.3 Stratigraphic architecture

As discussed by Wilson et al. (2001), Tucholke and Sibuet (2007), Péron-Pinvidic et al. (2007) and Alves et al. (2009) the stratigraphic architecture of the Iberia-Newfoundland margins is complex and polyphase. In this section, we will try to first define the TPRS and BPRS horizons. The age of the TPRS is difficult to define, since the rift in the southern North Atlantic was polyphase and different TPRS can be defined corresponding to different rift events. Thus, over the whole area the TPRS does not necessarily correspond to one horizon and it can therefore not be considered as a time marker. It may correspond to either Triassic or Jurassic depending on the location and/or the definition of the TRPS. Thus, it can be labeled as TRPST or TRPSJ or, when not further defined as TRPST&J.

The age of the BPRS corresponds to the Aptian-Albian (Tucholke and Sibuet, 2007, Péron-Pinvidic et al. 2007). It is important to note, that the BPRS, also referred in the literature as the "U" reflection along the Newfoundland margin (see Tucholke et al. 2007), has been drilled along the Iberia-Newfoundland margin. In addition the BPRS does not correspond to the base of the passive infill across the whole margin. Indeed, as previously reported by Péron-Pinvidic et al. (2007) (see also their Fig. 11), the BPRS corresponds only at the most distal, exhumation domain where breakup occurred, to the base of the passive infill (see observations reported from ODP Site 1277 above). Further continentward, the BPRS overlies sediments that are pre-BRPS but still show a passive infill that we refer to as "sag"-sequence (for a definition of a sag sequence see Masini et al. 2013).

A key stratigraphic horizon that can be defined across the Iberia-Newfoundland sections shown at Fig. 4 is the top Jurassic (Tithonian). This stratigraphic horizon has not been drilled along the Newfoundland margin, but along the Iberia Abyssal Plain, where it has been recovered at ODP Sites 901, 1065, 1069 (Mohn et al., 2015). This horizon changes oceanwards and from south to north from syn-tectonic in the proximal margin and in the south to pre-tectonic across the CP

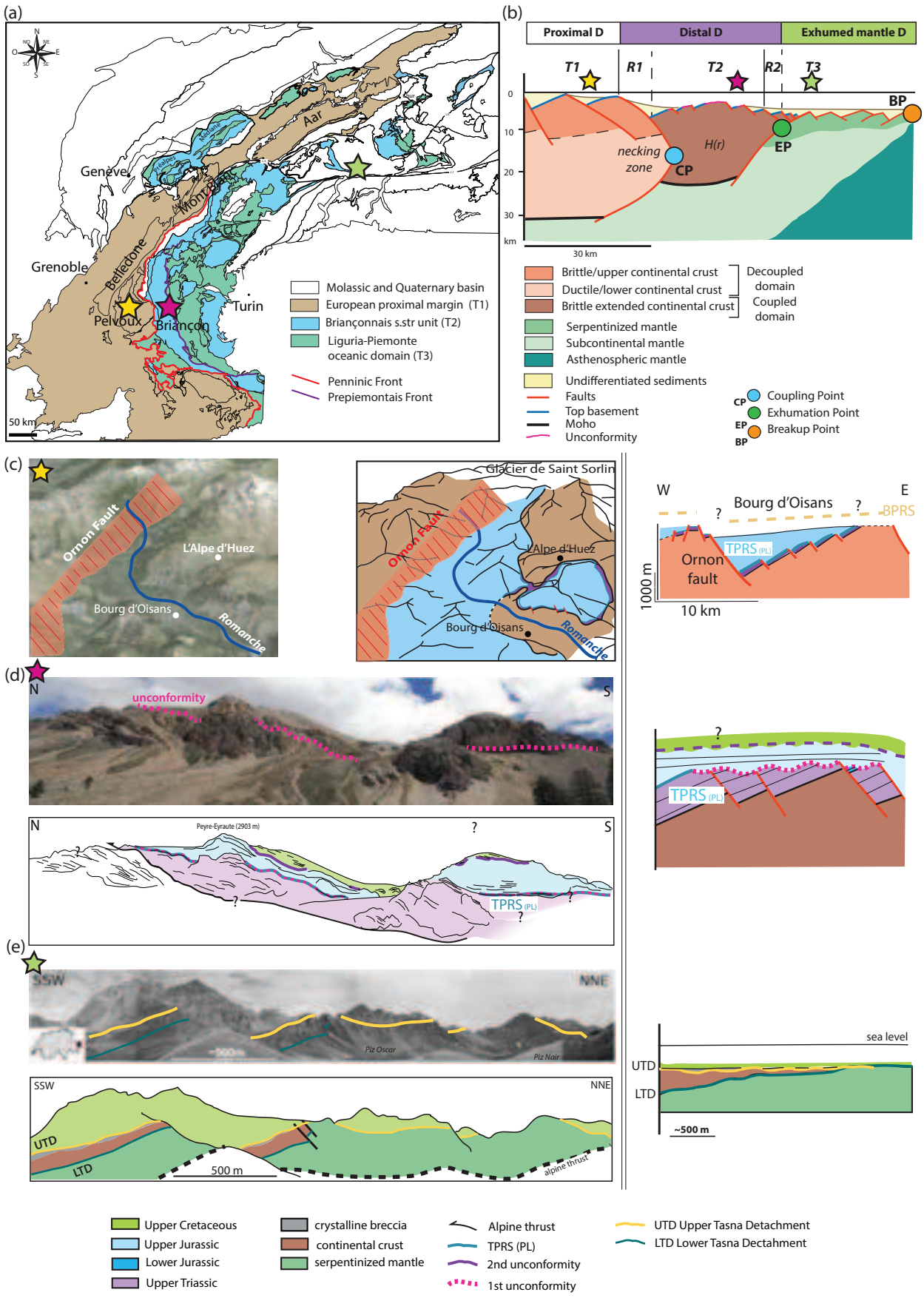
and moving northwards (Sutra et al. 2013; Mohn et al. 2015). At ODP Sites 901, 1065 and 1069 the Tithonian had been drilled and it is clearly truncated by the major exhumation fault. Thus, the Tithonian changes from syn- to pre-tectonic across the necking zone, suggesting that necking occurred during Tithonian time between SCREECH 2 and the conjugate TGS-LG12 lines (Fig. 4b). This observation indicates that time correlations across the margin, and more particularly across the distal margin are problematic and cannot be described by using the classical pre-, syn- and post-rift terminology.

3.3. The European margin

3.3.1. Data and context

In contrast to the previous two examples, where the crustal structure can be imaged by seismic methods, in the example of the European margin (Fig. 5) the crustal rift architecture had been destroyed during Alpine reactivation. Nevertheless, isolated fragments of the former margin survived within the Alpine nappe stack preserving primary, rift-related stratigraphic contacts and rift structures (Lemoine et al., 1986 and for a more recent reviewed see Mohn et al., 2010). The paleogeographic reconstruction of the remnants of the European margin has been done by defining their position in the nappe stack and/or the stratigraphic content. This concept did not significantly change since the early days of Alpine geology (Argand, 1911, 1916, 1920). The restorations resulted in debates about the existence or non-existence of a Cretaceous Valais basin (Stampfli et al., 1991; Trümpy, 1980), as well as the lateral correlation of some rift domains, in particular of the Briançonnais domain (Fig.5a, 5d). Nevertheless, there is a general consensus about the first order distribution of the paleogeographic rift domains of the former European margin within the Alps (Lemoine et al. 1986), which are from proximal to distal the Provence/ Dauphinois/Helvetic domain, the Briançonnais s.l. domain, and the exhumed and proto-oceanic Prepiemontais and Piemonte Ligurian domains (Fig.5a). Moreover, since the work of Lemoine et al. (1987) it is generally accepted that the European margin corresponds to an upper-plate margin (for more details see also Manatschal (2004)).

F*ig.5 a) Map of the Alps showing the principal paleogeographic domains of the European margin. The stars show the location of the 3 sites where rift structures discussed in the paper are exposed. b) Schematic section across an upper plate of a magma-poor rifted margin with projected location of the discussed Alpine sites. c) Google Earth view of Bourg d'Oisans in the former proximal European margin preserving a fault bounded basin (modified from Chevalier et al., 2012). d) Panoramic view of the Peyre Eyraute summit south of Briançon in the former distal European margin showing the major Briançonnais unconformity. e) Panoramic view of the Tasna OCT in the Lower Engadine valley (SE Switzerland) preserving the most distal margin and exhumed mantle domain of the European margin. For a more detailed description of the outcrop observations see text.*



In this section, we will neither focus on the details of possible restorations of the former European margin, nor on the description of the detailed crustal structure that remains hypothetical and depends on the restoration of the Alpine nappe stack. The aim of this paragraph is to focus

to three km-scale outcrops that represent the characteristic tectono-stratigraphic relationships of each of the 3 main paleogeographic domains forming the fossil European margin.

3.3.2. Outcrops preserving the structure and stratigraphic architecture of the former margin

Bourg d'Oisans: fault bounded basin in the proximal domain

The Bourg d'Oisans area (Fig.5c) preserves a series of fault-bounded basins that structure the proximal European margin and that are relatively little affected by Alpine deformation (Montadert et al. 1979; Lemoine et al., 1986; Bellahsen et al., 2012; De Graciansky et al., 1979; Dumont et al., 2008). These basins are preserved within the external crystalline massifs (Belledonne, Grandes Rousses and Pelvoux), which are composed of Palaeozoic basement separated by a regional unconformity from its Upper Carboniferous to Mesozoic sedimentary cover (Chevalier et al., 2003; Dumont et al., 2011). The TPRS within these basins corresponds to the top of a thin sequence of Middle to Upper Triassic dolostones and evaporites (Fig.5c). The Lower Jurassic limestones and marls overlying the TPRS mark the deepening of the depositional environment within a fault-bounded basin as evidenced by angular unconformities and sharp facies changes (Barféty and Gidon, 1984; Chevalier et al., 2003; Gillcrist et al., 1987; Lemoine et al., 1986). Rifting within this domain stopped at Sinemurian to Pliensbachian time (see Chevalier et al. 2002), which is about 20 Ma before the BPRS (Radiolarian cherts dated as Bathonian to Callovian in the European margin (Bill et al., 2001)). The BPRS is not preserved directly in the Bourg d'Oisans area due to erosion, however, the post-rift stratigraphic section within the proximal European margin is formed by an Upper Jurassic-Lower Cretaceous pelagic to hemipelagic succession composed of limestones and marls followed by a thick succession of platform carbonates of Cretaceous age. The occurrence of these latter shows that this domain remained at relatively shallow-water depth during and also after rifting indicating that the underlying crust was not significantly thinned during Jurassic rifting. This is also supported by the observation that these basins are overlying present-day normal thickness crust (e.g. ECORS-Crop section; Group et al., 1989) and lie in an external part of the Alps that was not heavily thickened during Alpine convergence.

Fond Froid – Lac de l'Ascension : major rift unconformity

Fond Froid (Fig. 5d) and Lac de l'Ascension belong to the Briançonnais domain. They are part of a thrust-stack, including the Champcella and Peyre-Haute units (Claudel, 1999). The Briançonnais units consist of a discontinuous Carboniferous-to-Eocene sedimentary succession, with important unconformities and hiatuses. The Permo - Triassic sequence is locally very thick and includes a basal siliciclastic succession, which displays a rough fining-upward arrangement that is followed by quartzites, pelites and thick Middle-to-Upper Triassic carbonate platform successions interleaved by Carnian evaporites. The occurrence of such a thick sedimentary succession leads to the question about the age of onset of rifting, which is, across the Alpine margin, diachronous

(Tricart et al., 2007). Indeed, the definition of the TPRS is difficult due to the poly-phase and protracted rift evolution of the Alpine domain, including a Triassic rift system located in the east (Meliata system) that was overprinted at its western side by a Jurassic rift system (Piemonte-Ligurian system; cfr. Decarlis et al. 2015). In this study we define a TPRS(ML) and a TPRS(PL) related to Triassic rifting in the Meliata and Early to Middle Jurassic rifting in the Piemonte-Liguria domains. While the TPRS(ML) is at the base of the thick Mid Triassic dolomites and yet little understood, the TPRS(PL) is at the top of the Triassic carbonates and commonly referred to as the onset of rifting (Fig.5d). Although we do not go into further detail, it is important to note that such type of complexity may be more common at rifted margins (e.g. Iberia margin). As a consequence the stratigraphic record of rift systems can be highly complex due to the polyphase nature of rifting.

The most prominent feature in the Briançonnais is a major unconformity/hiatus, which is commonly interpreted to be related to a major uplift and erosion/karstification of the Triassic carbonate platform during Early Jurassic (Schneegans, 1933; Barféty et al., 1970, 1972; Baud and Megard-Galli, 1975; Baud, 1976; Claudel and Dumont, 1999). From Bajocian/Bathonian onwards, a generalized transgression onto the Briançonnais domain led to the deposition of neritic limestones (Barfety, 1965; Bourbon, 1980, 1977; BOURBON, 1972; Bourbon, 1971) that correspond to the BPRS (Fig. 5d). The late-Middle to Upper Jurassic sedimentary record, belonging to the post-rift sequence, is characterized by pelagic clayey limestones overlain by Upper Jurassic limestones with nodular Ammonitico Rosso facies. The occurrence of Upper Cretaceous limestones directly on top of the Jurassic Ammonitico Rosso, indicates a major sedimentary hiatus of Lower Cretaceous age, often marked by a hardground (Barfety, 1965; Bourbon, 1971, 1972, 1977, 1980). Upper Cretaceous to lower Eocene sediments are mainly of pelagic origin ("marbres en plaquette"; Termier, 1903) indicating deeper water and/or a sediment starved environment. However, the precise paleo-water depth cannot be determined with confidence.

The "unconformity" observed in the Briançonnais units, that can be found throughout the Alps, is a key to understand the margin evolution and to propose correlations between the proximal and distal parts of the margin. As shown in Fig. 5d, across the Briançonnais units, the TPRS(PL) is locally eroded and capped by the BPRS. The syn-tectonic sequence is only locally preserved. These relationships are either the result of condensation and/or non-deposition or deposition and erosion. It is important to note that the unconformity is not observed in the adjacent proximal or more distal domains. In detail, the observed unconformity includes two parts. An erosional unconformity at the top of the Triassic to Lower Jurassic carbonates, usually referred to as the "Briançonnais gap" (Ellenberger, 1952; Debelmas, 1955, 1987; Barbier et al., 1963; Vanossi, 1965; Baud and Masson, 1975; Baud et al. 1979; Jaillard, 1985; Lemoine et al., 1986; Faure and Mégard-Galli, 1988; Masson et al., 1980). This unconformity is often accompanied by a prominent karstification that reaches locally 300 m deep into the underlying Triassic carbonates (Baud and Megard-Galli, 1975). This unconformity has been classically interpreted to be related to a prolonged subaerial exposure of the platform. The oldest sediment found on top of the unconformity is a Bathonian transgressive conglomerate (Claudel and Dumont, 1999; Debelmas,

1983), which dates the first drowning. Since the Mid Jurassic Bathonian sediments are overlain by Upper Jurassic pelagic limestones, that drape the whole Briançonnais domain, a second main unconformity exists that is early Late Jurassic and that has been related to a submarine condensation. The Upper Cretaceous clayey limestones ("Calcschistes planctoniques"; cfr. "Marbres chloriteux"; Ellenberger, 1958) lie locally directly on top of the Upper Jurassic pelagic carbonates separated by a para-conformity or locally by a thin hardground (siliceous-phosphatic; Bourbon, 1980). The Lower Cretaceous succession is often not present in the Briançonnais domain, with local exceptions represented by the thin Upper Berriasian Calpionella limestone levels and the scattery-outcropping Aptian-Albian limestones cited by Bourbon (1980). Claudel and Dumont (1999) interpreted this unconformity as the result of a prominent post-rift tectonic phase that affected the margin since Callovian-Oxfordian time. An alternative interpretation is that the deposition of Upper Jurassic pelagic limestones and the lack of Lower Cretaceous sediments is the result of starvation and passive infill (see discussion below).

Tasna Ocean Continent Transition (OCT): exhumation and sealing by post-rift sequence

The Tasna OCT is exposed in southeastern Switzerland and has been described as belonging to the most distal European margin (Florineth and Froitzheim, 1994; Froitzheim and Rubatto, 1998; Manatschal et al., 2006). It is one of the rare examples where an extensional detachment fault is exposed and can be observed on a kilometer-scale without a major Alpine tectonic overprint. The first order structure shows a wedge of continental crust that is bounded at its base and top by extensional detachment faults showing the same kinematics and referred to as the Upper Tasna Detachment (UTD) and the Lower Tasna Detachment (LTD) (Fig. 5e). While the LTD separates the continental crust from the serpentinized mantle, the UTD forms the top of the basement that is continental in the south and serpentinized mantle in the north. The most important observation is that both the continental basement and the serpentinized mantle are strongly deformed along their top, being overlain locally by tectono-sedimentary breccias and sealed by shales (Tonschiefer Formation; Florineth and Froitzheim, 1994). These sediments unconformably overlie the whole Tasna OCT and are in turn overlain by grey shales, calciturbidites and breccias forming the Tristel Formation dated as Late Barremian to Early Aptian (Waibel and Frisch, 1989; Schwizer, 1983)). The youngest sediments in the Tasna OCT are Aptian to Eocene siliciclastic sandstones and marly limestone containing mega-breccias (for a more detailed description see Gürler, 1995 and Bertle, 2004). These sediments belong to the post-rift sequence.

The key observation that can be made at the Tasna OCT is that top basement is formed by an exhumation fault that is sealed by post-rift sediments. Syn-tectonic sediments only occur locally between the exhumed basement and the post-tectonic sediments as polymictic breccias that rework and overlie the exhumed basement. They are composed of angular and rounded clasts derived from the underlying basement, indicating that they were formed during or after exhumation. Since along the Tasna OCT, mantle is exhumed at the seafloor, this outcrop belongs, with no doubt, to the deepest part of the margin. Based on the hiatus in the sedimentary

sequence, Manatschal et al. (2006) proposed that the Tasna OCT may have formed a basement high that didn't retain sediments. This can explain the hiatus between syn-tectonic breccias and post-rift sediments, and point to a strong basement topography and starvation of the sedimentary system along the most distal European margin.

From outcrops to the margin architecture

While present-day margins preserve the rift architecture that can be imaged on seismic sections, outcrops within orogens can provide direct access to remnants of former rifted margins. However, despite of the high-resolution at the outcrop, the observations are often disassociated from the original context and difficult to integrate in a larger crustal scale picture of the former margin. If we use the East Indian ION IE1-1000 and Newfoundland SCREECH2 lines as a structural template for the former European margin, the Bourg d'Oisans (proximal European margin) would be placed in T1, the Fond Froid – Lac de l'Ascension (Briançonnais domain) in T2 and the Tasna OCT (Prepiemontais domain) in T3. By adapting this analogy, R1/F1 may represent the transition between the Dauphinois and Briançonnais domain corresponding to a proto-Penninic Front (PF) and the R2/F2 to a proto Prepiemonte Front (PPF) in the Western Alps transect (Fig. 5). We are aware that the margin architecture has important along-strike variations and that in particular the domains between T1 and T2 evolved along strike to a basin separating these two domains (e.g. Valais basin; Trümpy (1980). However, as already proposed by Trümpy et al. (1980), we believe that the paleogeographic domains can be correlated, using first order structural and stratigraphic criteria, at least between the Western and Central Alps. The locations of the CP and the EP cannot be defined anymore in the Alpine section; however, they are likely to occur along the R1/F1 (proto-Penninic Front) and R2/F2 (proto Prepiemonte Front)

In contrast to present-day margins, where the TPRS and the BPRS correspond to reflections in seismic lines, in the Alps their definition and in particular their correlation is mainly based on age data and/or lithostratigraphic considerations. In the Alpine Tethys domain, like in the case of the Iberia-Newfoundland, the TPRS is difficult to define. Although commonly the top Triassic has been considered as the TPRS (Masini et al., 2013; Decarlis et al. 2015), the thick Triassic succession observed in the distal margin and on the conjugate Adriatic margin suggests that rifting was polyphase and can be subdivided in two events (for discussions see Decarlis et al. 2015). Therefore, two TPRS can be defined, one related to a Triassic event (TPRST) and the other related to the Jurassic event (TPRSJ). In contrast, the BPRS is well considered in the Alps and corresponds to the Radiolarian Cherts dated as late Middle Jurassic (Callovian/Bathonian). The more complex distribution of the syn-tectonic sequences across the margin will be discussed below.

4. Discussion

4.1. Crustal and stratigraphic architecture of an upper-plate magma-poor rifted margin

Based on the description of two crustal sections and three km-scale outcrops we propose

a template for the crustal architecture and discuss the structural and stratigraphic relationships and evolution of upper-plate, magma-poor rifted margins (see Fig.6). Although we are aware that margins are in reality 3D, here we integrate our observations in a 2D dip section.

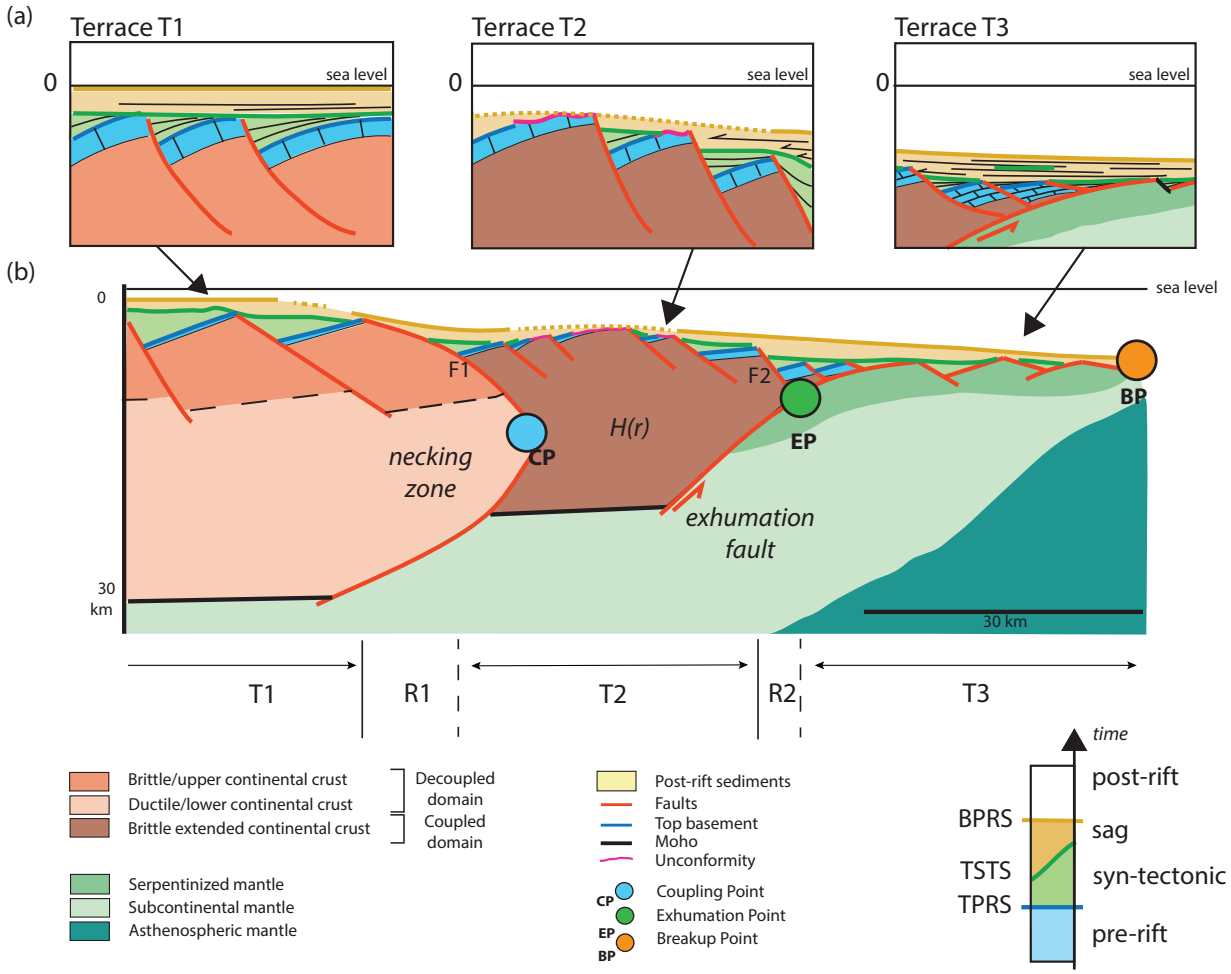


Fig.6 Schematic section across an upper plate magma-poor rifted margin with zooms (a), (b), (c) on the stratigraphic architecture of each of the three terraces (T1, T2 and T3).

The first order characteristic of an upper plate, magma-poor rifted margin is the stair-type top basement geometry that enables to define three terraces (T1, T2 and T3). Each of these terraces is characterized by a different top-basement morphology and crustal architecture. The terraces are limited by major ramps (R1 and R2) coinciding with major fault systems (F1 and F2). These faults are responsible for the changes in the crustal thickness from about 30±5km beneath T1 to 10±2.5km beneath T2 to 1.5km ±1.5km beneath T3 (Fig.6), leading to the juxtaposition of domains of different thickness and/or density. As shown for the ION IE1-1000 line, these changes in crustal thickness are also associated with a change in the mode of extension from decoupled, to coupled, to exhumed and finally to seafloor spreading. The limits of these domains coincide with the CP, the EP and the BP. It is important to note that there is a direct relationship between the location of the CP and the EP and the ramps (R1 and R2) and fault systems F1 and F2 defining the limits of the terraces. This is due to the fact that there is a link between the bulk rheological evolution

of the extending crust, the mode of extension, the thickness of the crust and consequently the isostatic level at which the different domains equilibrate. Linking top-basement morphology, style of deformation with total accommodation space, enables to characterize, using different observational criteria, rift domains across an upper plate margin.

For this study the most interesting part of the margin is the one between the CP and the EP, referred to as residual H-block (Péron-Pinvidic and Manatschal, 2010), corresponding to the T2 level and its transition towards the T3 level. These parts of the margin are diagnostic and enable to distinguish between an upper plate and a lower plate margin. The residual H-block is limited on its continentward side by the R1 (F1), which coincides with the necking of the crust. Ocean wards, it is limited by the R2 (F2). In the ION IE1-1000 and SCREECH 2 sections, this transition is defined by a sharp, fault controlled termination of the block with off-lapping sequences that inter-finger with aggradational sequences in the exhumed domain (T3). In the example of the Alps, the residual H block may correspond to the Briançonnais domain exposed in the Western Alps. This domain shows a complex architecture that is strongly variable along strike (see Fig.3 and discussion in Mohn et al., 2014), including a high (Briançonnais s.str.) that is bounded continent and oceanwards by lows, in the literature referred to as the sub- and ultra-Briançonnais domains (Lefèvre and Michard, 1976). In particular the ultra-Briançonnais domain is strongly controlled by fault systems (e.g. F2) and is characterized by the occurrence of gravitational sedimentary systems that are inter-fingered with basinal sedimentary sequences (Lemoine, 1961, 1967, 1960). While in seismic sections the top of the block is defined by a major unconformity, that is, however, difficult to interpret without drill hole data, in the example of the Briançonnais the stratigraphic relationships are well exposed and have been described in the previous section. The key observation is that the unconformity (Fig.6) is formed by an erosional unconformity, associated with a karst, indicating either uplift due to tectonic activity or a global sea level drop. Since the proximal margins do not show any evidence for an unconformity, we exclude the sea level drop. The hiatus may, in contrast, be interpreted by a passive infill of an existing basement high, which is also compatible with the observed hiatus in the Tasna OCT. One consequence is that across this high (T2), the TPRS can be locally eroded and the BPRS may not be recorded (Fig. 6).

The exhumation domain (T3 level) on the upper plate margin has, with the exception of the Newfoundland margin, never been drilled and little is known about the structure and stratigraphic evolution of this domain. While Masini et al. (2013) suggested that this domain remains over a stable, continentward dipping exhumation fault, Gillard et al. (2015) showed, using the example of the southern Australian margin that exhumation systems in upper plate margins are unstable and step oceanwards. This would explain the observed down(on)lapping of the syn-exhumation sediments in this domain (see Figs 3 and 4). For the Alps, Decarlis et al. (2015) showed that within the exhumation domain (T3 level), the TPRS is, if present, discontinuous and occurs only in allochthonous blocks (see also review paper of Beltrando et al. 2014). The fact that the most distal parts are sediment-starved makes that the BPRS is very deep and some of the basement highs are passively onlapped/sealed by post rift sediments. This is the case for the Tasna OCT (Fig. 5e)

where the post-rift sediments directly overlie an exhumation surface. In examples with higher sedimentation rates (e.g. ION IE1-1000 section), syn-tectonic packages can be observed forming locale growth structures over tilted blocks. However, most of the sediments in this domain show passive infill and down(on)lap onto basement (see also Gillard et al., 2015).

4.2. Stratigraphic horizons and correlations across an upper-plate margin

4.2.1 A tectono-stratigraphic model for a magma-poor rifted margin

In order to define a tectono-stratigraphic model, first order stratigraphic horizons need to be defined. In this study we defined the Top Pre-Rift Sequence (TPRS), the Top Syn-Tectonic Sequence (TSTS), and the Base Post-Rift Sequence (BPRS) (Fig. 6). The terms "pre-rift", "syn-rift" and "post-rift" are used as time intervals, defining onset and termination of a rift system, the latter defined by the onset of steady state seafloor spreading. As a consequence the TPRS and the BPRS can be considered as isochrones. However, while the final lithospheric breakup is considered to be unique, i.e. it occurs only once in the lifetime of a rift system; the onset of rifting is more difficult to define and in poly-phase rift systems, different rift events can be defined, leading to different TPRS horizons (see examples of the Iberia and Alpine rift systems). In contrast to present-day margins, where the TPRS and the BPRS correspond to reflections in seismic lines, in the Alps their definition and in particular their correlation is mainly based on age data and/or lithostratigraphic considerations.

4.2.2 First order correlation of TPRS, TSTS and BPRS across an upper plate margin

The TPRS typically occurs over top basement in the proximal margin (T1 level). It shows, ideally, a wide lateral continuity, constant thickness and consists typically of sediments originating from sub-areal to shallow marine depositional environments. At some margins (e.g. Iberia-Newfoundland and Alpine Tethys) the TPRS is more difficult to define due to the poly-phase and/or protracted history of the rift system. For these margins, two or more TPRS can be defined. Due to the lack of good seismic and drill hole data, the TPRS is more difficult to define in distal parts of the margin. In the example of the Briançonnais, the TPRS is uplifted and partly eroded during early rifting. In the most distal parts of the Alpine margin (T3 level) the TPRS is discontinuous and occurs only locally as extensional allochthons overlying exhumed crustal or mantle rocks (see Err nappe in the Alps, or ODP Site 1069 block offshore Iberia; Manatschal et al. (2007)).

The BPRS is defined as the first sedimentary sequence overlying the first oceanic crust at the BP. The correlation of this reflection continent ward enables to define the base of the post-rift sequence. In the East Indian ION-1000 line, the BPRS can be mapped from the BP to km 40 as one continuous reflection. Its correlation further continent ward is difficult (Fig.3d). However, from the observations made in the Alps, where the BPRS is formed by Radiolarian cherts, it is clear that this level does not coincide with the sediments that cap the fault-bounded basins in the distal

margin (Masini et al., 2013). This has also been shown for the Iberia-Newfoundland margins, where the BPRS corresponds to the Aptian/Albian horizon, which lies in the proximal margin in the post-tectonic sequence (Alves et al., 2006).

The TSTS corresponds to the horizon capping the syn-tectonic sequences across the margin. Masini et al. (2013) showed that the TSTS is well defined in the proximal margin, where it corresponds to an event that we refer to as the Necking Unconformity (NU; for a more detailed discussion see below). For the distal lower plate margin, Péron-Pinvidic et al. (2007), Ranero and Pérez-Gussinyé (2010), and Masini et al. (2013) showed that the TSTS is getting younger ocean wards. The TSTS splits the syn-rift sequence into two parts: 1) a lower part floored by the TPRS and limited at its top by the TSTS that corresponds to a true syn-tectonic sequence, i.e. a sequence that contain tectonic growth structures, and 2) an upper part that is floored by the TSTS and limited at its top by the BPRS. This sequence, although part of the syn-rift sequence, does not show any evidence of syn-tectonic structures and it is referred to as the "sag sequence". It is fundamental to note that the TSTS is diachronous across the margin and that syn-tectonic sequences are not of the same age across the margin.

The TSTS, separating a syn-tectonic from a sag-sequence, has been defined on lower plate margins (Masini et al., 2013; Péron-Pinvidic et al., 2007) but it has not been discussed for upper-plate margins. The major problem to distinguish the syn-tectonic and sag sequences at upper plate margins is that the sedimentary succession over the T2 level is often reduced or eroded, in the latter case coinciding with an unconformity (e.g. India and Alpine examples; Figs. 3 and 5). Indeed, for these examples the TSTS corresponds to a hiatus/unconformity. The nature of this unconformity seems to be the result of two processes: 1) uplift and erosion that occur during the syn-tectonic phase that is responsible for the erosional unconformity, and 2) passive infill on the edges of the high during deposition of the "sag" (post-tectonic) sequence (see Fig. 3). These two processes result in a major unconformity/hiatus over T2, which makes that correlation between the T1 and T3 levels is difficult at many margins.

At the T3 level, syn-tectonic sequences can be defined. In the ION IE1-1000 section (Fig. 3), the syn-tectonic sedimentary wedges seem to get younger oceanwards. They overlie remnants of continental blocks and/or pre-rift sediments further continentwards and exhumed mantle with variable amounts of magmatic additions further oceanwards. In the SCREECH 2 section (Fig. 4), it can be observed that a post-tectonic sequence develops oceanwards into a pre-tectonic sequence. This depositional pattern is very similar to that observed along the southern Australia margin (Gillard et al. 2015). The major characteristic is the oceanward down(on)lapping onto basement resulting in a younging of the first sediments overlying basement. This geometry can be explained by either the existence of a basement high at the future distal margin (would result in an onlapping), or by the creation of new real estate (would result in a downlapping). In the case of SHREECH 2 and the Tasna examples, the existence of exhumed material (new real estate) at the T3 level is supported by drilling and field observations respectively. At both, the ION IE1-1000 and SCREECH 2 sections, sedimentary sequences can be defined at the T3 level that are

post-tectonic but pre-dates the BPRS, corresponding to sag-sequences. The sag sequences wedge out oceanwards and show similar geometries as described on lower plate margins (e.g. Péron-Pinvidic et al., 2007; Masini et al., 2012 and 2013). This observation suggests that the creation of accommodation space at the T3 level is symmetric and not, as commonly proposed, asymmetric. Another point that is important and needs to be discussed is the control of the relative rates of sedimentation relative to the rates of creation of accommodation space controlling the stratigraphic architecture of deep-water rifted margins.

4.3. Tectono-stratigraphic evolution of an upper-plate margin: a conceptual model

Fig. 7 shows a sequential, conceptualized restoration of the section shown in Fig. 2 that displays different stages of rifting from the onset of stretching (TPRS), to the onset of necking (NU), to coupling (CP), to exhumation (EP), and finally to breakup and seafloor spreading (BP and BPRS). This sequential restoration is similar to that proposed by Sutra et al. (2013), but in this study we include the restoration of stratigraphic marker horizons and their relation to the main extensional structures. Four points are important to consider: 1) the two future conjugate margins develop through an asymmetric evolution only between the coupling and early stage of exhumation, while during the rest of their evolution their evolution is symmetric, 2) there is a direct link between the formation of the CP and the NU, 3) during asymmetric migration between coupling and exhumation the stratigraphic evolution of the two margins is very different and asymmetric, and 4) during exhumation between the EP and the BP the stratigraphic evolution is controlled by the oceanward migration of deformation at both margins. The conceptual model shows the time-space evolution of the stratigraphic marker horizons and their final position in a passive margin.

Fig.7 Conceptual 2D kinematic model showing the time-space evolution of the upper and lower plate conjugate rifted margins. From bottom to top four stages of the evolution are shown, initiating with the pre-rift stage characterized by an initial crustal thickness and a continuous TPRS. The next stage shows the onset of coupling, characterized by uplift and erosion of the future distal margin (H-block) and the formation of a major necking unconformity across the future proximal margin. At the onset of the exhumation stage the margin has acquired its maximal asymmetry and the depositional systems at the upper and lower plate are very different. While the upper plate (residual H-block) is relatively little deformed during the final stage of rifting and strongly subsides, the lower plate (delaminated H-block) is more severely deformed during final rifting and the syn-tectonic sequence migrates oceanwards (e.g. Mohn et al. 2012). During the breakup stage, exhumation is symmetric, as indicated by the oceanward migration of the syn-tectonic sediments on both conjugate. It is important to note that an asymmetric evolution of the margin is only observed between the coupling and the early exhumation stage. Therefore, the upper - lower plate concept can only be applied between the CP and the EP, which is a transient stage in the evolution of a margin. As a consequence, an upper plate margin is characterized by the occurrence of a staircase architecture of the top basement, with 3 terraces (T1,T2,T3) separated by two major ramps (R1 and R2). In contrast a lower plate margin does not preserve a T2 terrace and a R2 ramp

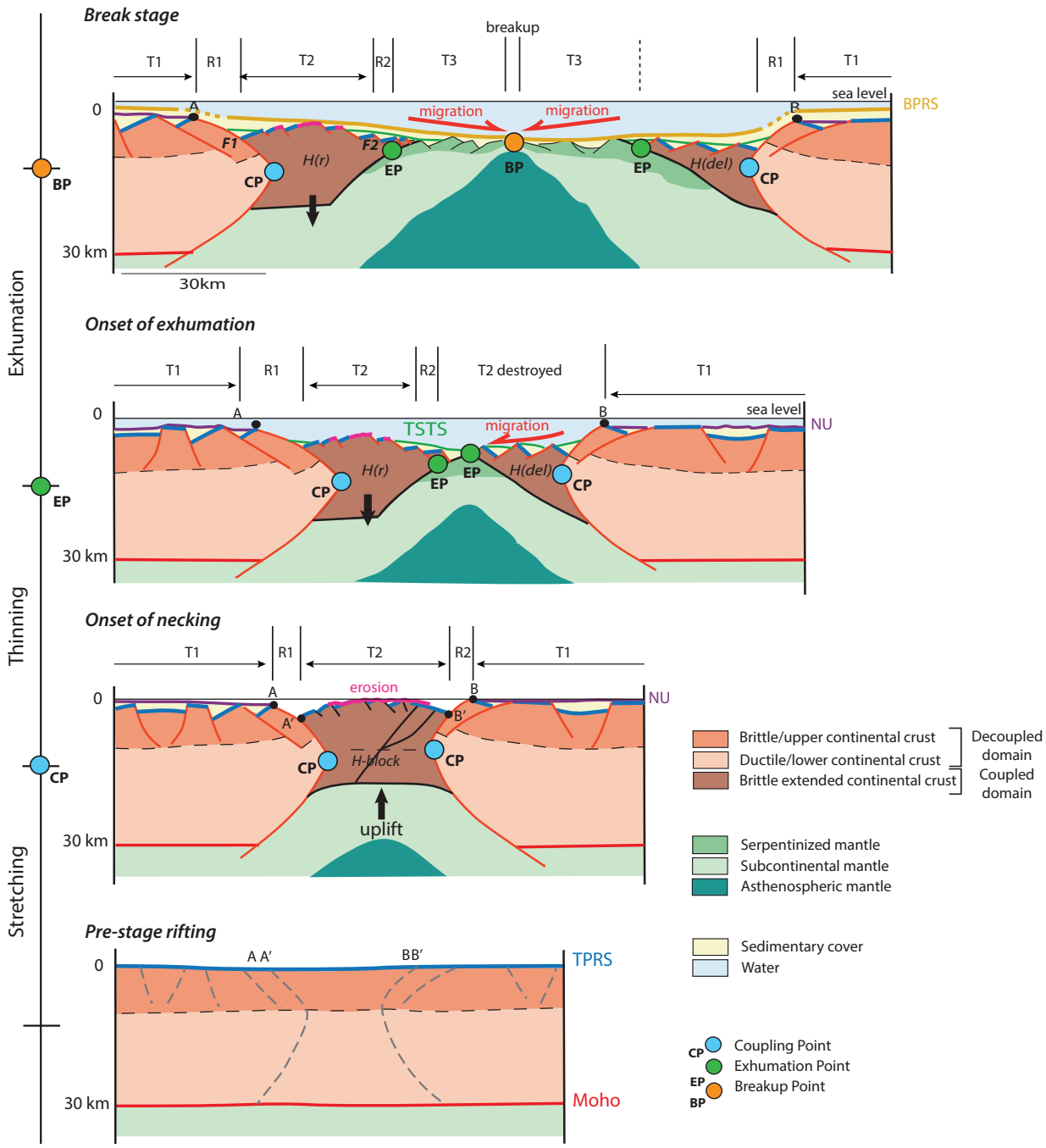


Fig. 8 shows the time-space relationships of the different time markers, which are the TPRS, the TSTS/NU, and the BPRS. The TSTS, which separates a syn-tectonic sequence from a sag sequence between the TPRS and BPRS is not an isochron in the distal margin. It is also important to note that at most margins the BPRS was commonly assumed to cap the rift structures in the proximal margin (T1 level) and the rifting event was considered to be single-phased and widespread, thus, the BPRS was referred to as the "breakup unconformity".

Observations from the Iberia-Newfoundland and Alpine margins clearly show that the BPRS is much higher in the stratigraphic section as previously assumed in the proximal margin. Another important observation is that, as a general rule, all basins overlying little extended crust (proximal domain) stop their tectonic activity when necking initiates. The so-called necking unconformity

(NU) has been used to define the age of necking in the North Atlantic (Chenin et al. 2015). The idea behind the definition of the NU is that necking occurs when the strongest layer in the lithosphere breaks and that subsequent deformation occurs only over the area where the strongest layer broke. In rift systems where the initial thermal conditions are equilibrated (≤ 650°C at base lithosphere, Lavier and Manatschal, 2006) this may occur over the area and at the moment when the upper lithospheric mantle yields, giving rise to the subsequent localization of deformation over this domain.

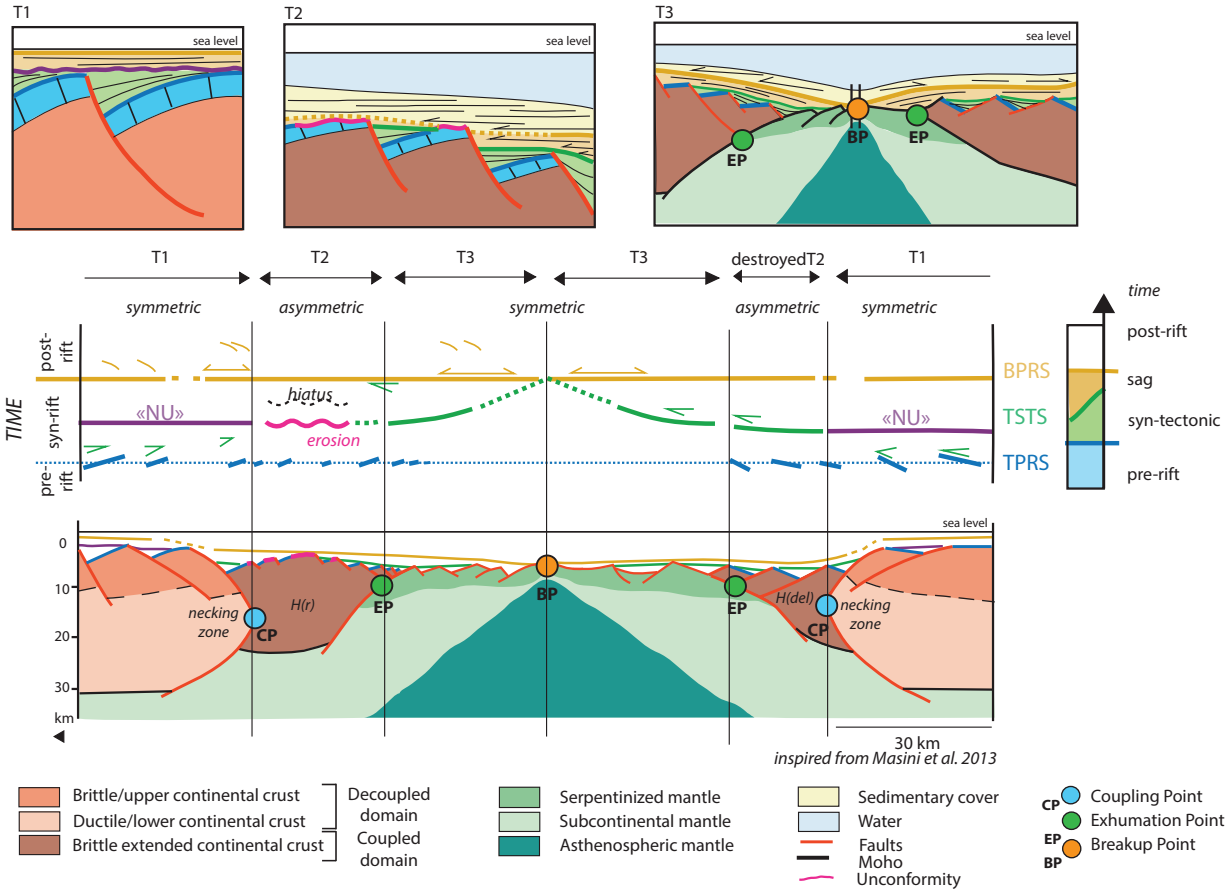


Fig.8 Stratigraphic model for a magma-poor rifted margin showing the first order stratigraphic architecture of different parts of a rifted margin and the distribution of TPRS, TSTS (including NU) and the BPRS across the margin.

While the tectono-stratigraphic evolution of the proximal and the distal lower plate margins are described by Masini et al. (2013), the evolution of the distal upper plate margin is not captured by their model. In respect to their model, major differences concern the T2 and T3 levels in the upper plate margin. The stratigraphic evolution observed at the T2 level includes two processes: 1) uplift during the thinning stage that can explain the erosion and formation of toplaps observed across the T2 level. It is important to note that no evidence for uplift and erosion can be observed over the proximal parts (T1 levels), indicating that erosion over the T2 level cannot be due to global sea level drop or large scale dynamic topography (see discussion below).

A second important observation is that at the T3 level the deformation migrates outboard,

as indicated by the ocean ward migration of the TSTS and the wedging of the "sag" formation in the same direction. This indicates that mantle exhumation cannot be explained by asymmetric in-sequence stepping of normal faults as suggested by (Ranero and Pérez-Gussinyé, 2010; Masini et al., 2013; Brune et al., 2014). A more likely mechanism is out of sequence faulting suggested by Reston (2007) and Reston and McDermott (2011) or Gillard et al. (2015).

4.4. Controls on sediment architecture on upper plate margins

The stair-type architecture of upper plate margins, described by terraces (T1, T2, and T3), ramps/faults (R1/F1 and R2/F2), and domain boundaries (CP, EP, BP) is a direct result of a succession of rift modes (e.g. stretching, thinning and exhumation) within a localizing extensional system that is magma-poor. In such a system, the stratigraphic architecture can be described by key stratigraphic marker horizons that are the TPRS, the NU, the TSTS and the BPRS (see Figs 7 and 8). However, this first order description of the stratigraphic architecture is 2D and does not account for: 1) architectural variability, 2) creation of accommodation space, and 3) filling of accommodation space. While the first two are mainly controlled by tectonic processes, the last one depends on sedimentary processes as well the production and availability of sediments.

Architectural variability

As shown by Huismans & Beaumont (2002), the architectural variability depends, on a first order, on the inheritance and the rift induced processes, in particular the occurrence or absence of ductile layers, rates of extension, potential to create magma (Fig. 9a; Manatschal et al., 2015). Thus, not all rifted margins go through asymmetric stages and consequently define upper plate margins. Along strike changes make that at the transition between an upper and a lower plate margin, the rift architecture can be complex (see Péron-Pinvidic et al. 2015). Moreover, the occurrence of magma may not only mask the pre-magmatic evolution of the margin, but it may also change and control the rift evolution. Another important factor is the occurrence of strong inheritance (Manatschal et al., 2015) or oblique extension (Jammes et al., 2010) that have the tendency to accentuate the symmetry or asymmetry of the margin during the necking stage. Thus, not all margins show upper and lower plate geometries as described in this paper, and along strike variations, including various widths of necking zones, need to be considered. However, the fact that the range of rheologies and strain rates are limited in geological systems may explain that many orthogonal, magma-poor margins show similar crustal scale architectures with upper and lower plate margins (e.g. Mohn et al. (2012)). This is not only true for natural examples but also for dynamic and analogue models (Beslier and Brun, 1991; Brun and Beslier, 1996; Huismans and Beaumont, 2002; Lavier and Manatschal, 2006; Brune et al., 2014).

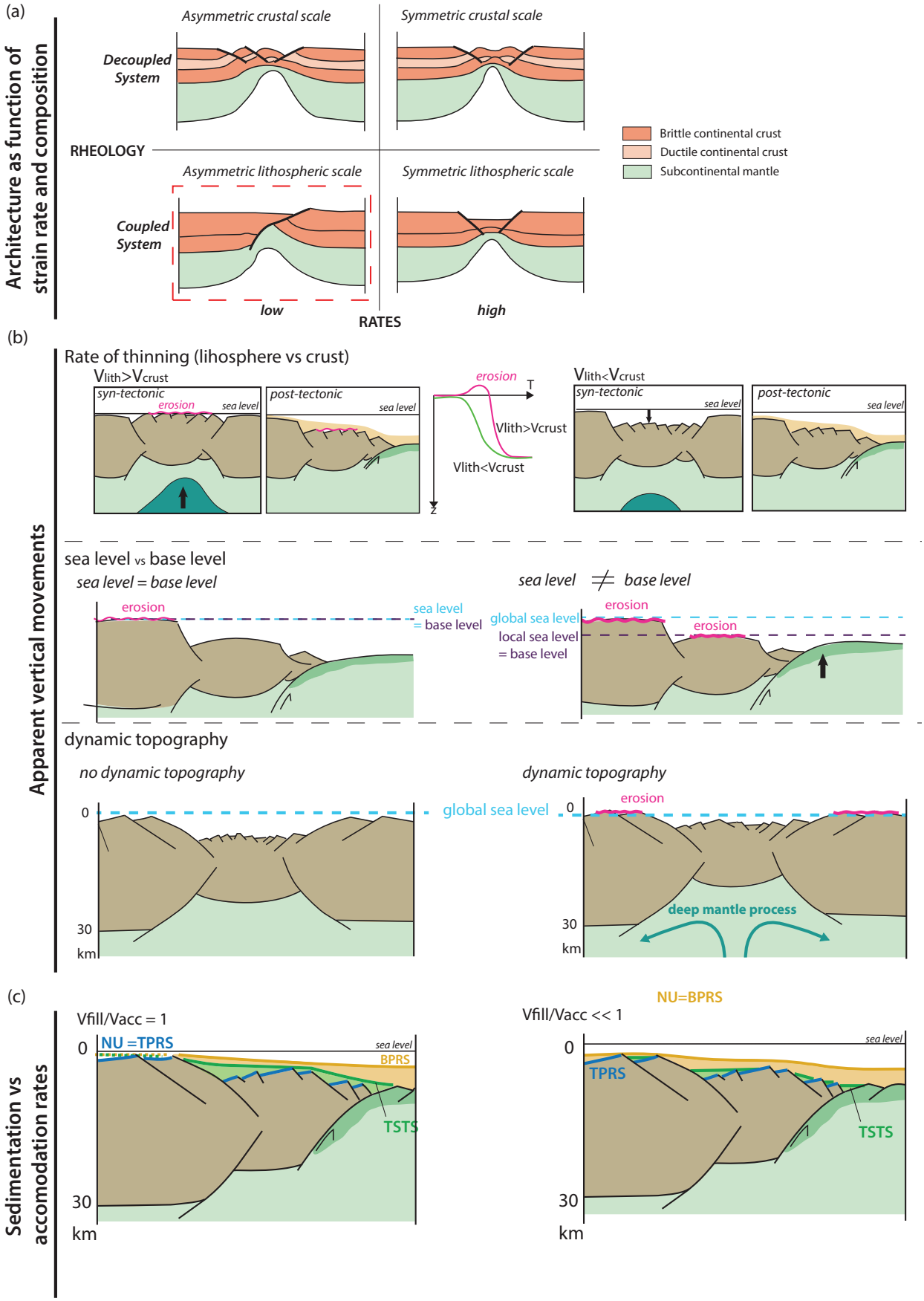
Creation of accommodation space

Key parameters defining the creation of accommodation space are the thinning of the crust

(vcrust) and lithosphere (vlith) as well as changes in base level. The former depends on rates and localization of thinning, which are different for the crust (mechanical-magmatic) and the lithosphere (thermal). While in the McKenzie model (McKenzie, 1978) the two are supposed to be coupled, in the "real world" they can be decoupled leading to two end member cases where vlith > vcrust or vlith < vcrust with major implications for the subsidence history (Fig. 9b). In the case of vlith > vcrust the rise of the lithosphere can partly counterbalance the subsidence due to crustal thinning and the accommodation space created during syn-tectonic thinning is smaller and the post-tectonic subsidence that is related to the cooling of the lithosphere, will be more important. For the opposite case (vlith < vcrust), the amount of syn-tectonic subsidence respective to post-tectonic subsidence is minor.

Another, important factor controlling the creation of accommodation space is the sea-level relative to the base level. In some examples (potential candidates are the central segment of the South Atlantic north of the Walvis Ridge or the Gulf of Mexico (Karner and Watts, 1982; Karner and Driscoll, 1999; Pindell and Kennan, 2009) sea-level can be below global base level, leading to air filled holes. The best example is the Messinian of the Mediterranean (Cornée et al., 1994) western Algeria. In order to create such extreme conditions, separation, or isolation of basins and elevated evaporation are necessary, conditions that are likely to happen during early stages of hyper-extension, when basins are segmented and not yet connected to the global ocean. In such systems the control of the accommodation space is more complex and not a simple control of tectonic subsidence. Since these systems are often associated with evaporites, their recognition is quite simple.

Fig. 9 a) Architectural variability of magma-poor rifted margins depending on rates of extension and rheology (modified from Huismans and Beaumont, 2002). b) Factors/processes that control apparent vertical movements and create accommodation space. c) The role of sedimentation rates relative to extension rates in controlling the stratigraphic architecture of rifted margins (NU : necking unconformity, TPRS : Top of Pre-rift Sequence, TSTS : Top of Syn-tectonic Sequence, BPRS : Base of Post-rift Sequence). For explanations see text.



Another process that may be important in controlling creation of accommodation space is dynamic topography, which is related to deep mantle processes (Burgess et al., 1997; White and Duncan, 1996). Since this process is, by definition, related to large-scale anomalous uplift or subsidence it can easily be detected at the proximal margins (Fig.9b). In the case of positive

dynamic topography, it should be expected that the proximal parts of the margins should be uplifted and eroded during such events (e.g. Sinai, Kohn and Eyal (1981). Vertical movements such as those observed in the Briançonnais domain (T2 level) cannot be explained by dynamic topography, since uplift is limited to the future distal parts of the margin (T2 levels) and no erosional unconformity is observed over the proximal parts (T1 levels) (Fig.9b).

Filling of accommodation space

A key factor defining the stratigraphic architecture in seismic sections is the relative rates of creation of accommodation space (vacc) and sediment infill (vinf) also referred to the "A/S ratio concept" of Muto and Steel (1997). The relative velocities control the continuity of markers. In the case of vinf/vacc=1 (filled basin) stratigraphic markers tend to be continuous and correlations are simple (Fig. 9c). In contrast, in the case of vinf/vacc<<1 (underfilled basins) correlations are more difficult and the first order architecture of the basin is more complex. In the case of strong sediment starvation (see Alpine and Iberia Newfoundland examples), unconformities are more pronounced. In such cases the BPRS goes very deep and the sag-sequence is very thin or absent (Fig. 9c). In the case where sedimentation rates are high, TSTS can correspond to the BPRS in the proximal margin, but oceanwards, over T2 and in particular over T3, a thick sag formation can be identified.

5. Conclusions

The aim of this contribution was to provide a first order description of the stratigraphic and crustal architecture of an upper plate magma-poor rifted margin, develop a methodology to integrate different data/observations, and propose a first order tectono-stratigraphic model to describe the evolution of these margins. In order to propose such a model, we used the seismic section ION IE1-1000 from the East Indian margin that we consider as the champion line imaging upper plate magma-poor rifted margins; the SCREECH 2 section across the Newfoundland margin that had been drilled at the oceanward end during ODP Leg 210 and km-scale outcrops from the European margin today exposed in the Western and Central Alps. The observations of these present-day and fossil margins permit us to define key morpho-tectonic characteristics of margins that are: terraces (T1, T2 and T3), ramps (R1 and R2) and the location of coupling between crustal and mantle layers (e.g. coupling point, CP), exhumation of mantle (EP), and breakup (BP). Moreover, we defined key stratigraphic levels that are the Top Pre-Rift Sequence (TPRS) and the Base of the Post Rift Sequence (BPRS) that we consider as time markers. In between these two time markers we define the Top of the Syn-Tectonic Sequence (TSTS) that separates sedimentary packages that show evidence for growth structures (syn-tectonic sequence) from sediments that show passive infill, but are pre-breakup defined as the sag sequence. It is important to note that the TSTS is not an isochron and has the tendency of getting younger oceanwards. The description of these few, first order levels enables to describe the temporal and spatial evolution of the rifting

process along an upper plate margin. Our observations suggest that the evolution of these margins evolve through a stage of localization and uplift of the margin that predates fast subsidence and delamination of the future distal margin leading to the development of a major, late fault system delimiting a basement high from an exhumation system that is at abyssal depth. This evolution leads to two major characteristics of upper plate margins: the staircase type architecture of upper plate margins and the distinct structural and stratigraphic architecture that is linked to each of the terraces (T1, T2 and T3) and intermediate ramps (R1 and R2). These first order relationships can be used to define upper plate margins and to establish their tectono-sedimentary evolution. These relationships are best preserved in margins with low magmatic budget and high sedimentation rates. In margins with high magmatic budgets or very low sedimentation rates these observations may be more difficult to be done.

Acknowledgements

We thank Total for the support of the research project and ION-GXTechnology for permitting publication of the ION IE1-1000 line from the East Indian margin. The authors acknowledge the constructive and helpful reviews of Per Terje Osmundsen and an anonymous reviewer.

Reference

Acharyya, S.K., 1998. Break-up of the greater Indo-Australian continent and accretion of blocks framing south and east Asia. J. Geodyn. 26, 149–170.

Alves, T.M., Moita, C., Cunha, T., Ullnaess, M., Myklebust, R., Monteiro, J.H., Manuppella, G., 2009. Diachronous evolution of Late Jurassic–Cretaceous continental rifting in the northeast Atlantic (west Iberian margin). Tectonics 28.

Alves, T.M., Moita, C., Sandnes, F., Cunha, T., Monteiro, J.H., Pinheiro, L.M., 2006. Mesozoic–Cenozoic evolution of North Atlantic continental-slope basins: The Peniche basin, western Iberian margin. AAPG Bull. 90, 31–60.

Argand, E., 1920. Plissements précurseurs et plissements tardifs des chaines de montagnes.

Argand, E., 1916. Sur l'arc des Alpes occidentales. Schweiz. Geolog. Ges.

Argand, E., 1911. Les nappes de recouvrement des Alpes occidentales. Carte Struct. Coupes Beitr Geol Kt. Schweiz Spezialkarte 64.

Barbier, R., Bloch, J.-P., Debelmas, J., Ellenberger, F., Fabre, J., Feys, R., Gidon, M., Goguel, J., Gubler, Y., Lanteaume, M., 1963. Problèmes paléogéographiques et structuraux dans les zones internes des Alpes occidentales entre Savoie et Méditerranée. Livre Mém P Fallot 2, 331–377.

Barfety, J., 1965. Etude géologique des environs du Monétier-les-Bains (HA)(Zones subbriançonnaise et briançonnaise)-Alpes françaises. Université de Grenoble.

Barféty, J.C., Bordet, P., Carme, F., Debelmas, J., Meloux, M., Montjuvent, G., Mouterde, R., Sarrot-Reynauld, J., 1972. Notice explicative, carte géologique de la France (1/50.000), feuille Vizille (797). BRGM Orléans.

Barféty, J.-C., Gidon, M., 1984. Un exemple de sédimentation sur un abrupt de faille fossile: le Lias du versant Est du massif du Taillefer (Zone dauphinoise, Alpes occidentales). Rev. Géographie Phys. Géologie Dyn. 25, 267–276.

Barféty, J.C., Gidon, M., Montjuvent, G., 1970. Extension et importance des glissements superficiels aux abords méridionaux de Grenoble. Geol. Alp 46, 17–22.

Baud, A., 1976. Les terriers de Crustacés décapodes et l'origine de certains faciès du Trias carbonaté. Eclogae Geol. Helvetiae 69, 415–424.

Baud, A., Masson, H., 1975. Preuves d'une tectonique liasique de disetnsion dans le sdomaine briançonnais. Eclogae Geol. Helvetiae 68, 131–145.

Baud, A., Megard-Galli, J., 1975. Evolution d'un bassin carbonaté du domaine alpin durant la phase préocéanique: cycles et séquences dans le Trias de la zone briançonnaise des Alpes occidentales et des Préalpes.

Bellahsen, N., Jolivet, L., Lacombe, O., Bellanger, M., Boutoux, A., Garcia, S., Mouthereau, F., Le Pourhiet, L., Gumiaux, C., 2012. Mechanisms of margin inversion in the external Western Alps: Implications for crustal rheology. Tectonophysics 560-561, 62–83. doi:10.1016/j.tecto.2012.06.022

Bertle, R.J., 2004. The sedimentary record of North Penninic Schistes Lustrés of the Lower Engadine Window and its correlation to the Tauern Window (Eastern Alps). Jahrb. Geol. Bundesanst. Wien 144, 165–171.

Beslier, M.-O., Brun, J.-P., 1991. Boudinage de la lithosphère et formation des marges passives. Comptes

Rendus Académie Sci. Sér. 2 Mécanique Phys. Chim. Sci. Univers Sci. Terre 313, 951–958.

Beslier, M.-O., Cornen, G., Sawyer, D.S., Whitmarsh, R.B., Klaus, A., Collins, E.S., Comas, M.C., de Kaenel, E., Gervais, E., Gibson, I., 1994. Péridotites et gabbros à la transition continent-océan d'une marge passive: résultats préliminaires du Leg ODP 149 dans la Plaine Abyssa le Ibérique. Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Sci. Terre Planètes 319, 1223–1229.

Bill, M., O'Dogherty, L., Guex, J., Baumgartner, P.O., Masson, H., 2001. Radiolarite ages in Alpine-Mediterranean ophiolites: Constraints on the oceanic spreading and the Tethys-Atlantic connection. Geol. Soc. Am. Bull. 113, 129–143.

Boillot, G., Froitzheim, N., 2001. Non-volcanic rifted margins, continental break-up and the onset of sea-floor spreading: some outstanding questions. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 187, 9–30. doi:10.1144/GSL.SP.2001.187.01.02

Boillot, G., Recq, M., Winterer, E.L., Meyer, A.W., Applegate, J., Baltuck, M., Bergen, J.A., Comas, M.C., Davies, T.A., Dunham, K., 1987. Tectonic denudation of the upper mantle along passive margins: a model based on drilling results (ODP leg 103, western Galicia margin, Spain). Tectonophysics 132, 335–342.

Bourbon, M., 1980. Evolution d'un secteur de la marge nord-téthysienne en milieu pélagique: la zone briançonnaise près de Briançon entre le début du Malm et l'Eocène inférieur. Université Louis Pasteur-Strasbourg I.

Bourbon, M., 1977. Reconstitution paleomorphologique de fonds marins sur la marge nord-tethysienne; le Jurassique superieur et le Cretace brianconnais externes pres de Briancon. Bull. Soc. Geol. Fr. 729–733.

Bourbon, M., 1972. Example of condensed pelagic series with rapid thickness variations in Briançon mal sections of Condamine West of Briançon (Hautes-Alpes). COMPTES RENDUS Hebd. SEANCES Acad. Sci. Ser. D 274, 2631–&.

Bourbon, M., 1971. Contribution à l'étude sédimentologique et géochimique des lacunes et des condensations de la série pélagique briançonnaise.

Bronner, A., Sauter, D., Manatschal, G., Péron-Pinvidic, G., Munschy, M., 2011. Magmatic breakup as an explanation for magnetic anomalies at magma-poor rifted margins. Nat. Geosci. 4, 549–553. doi:10.1038/ngeo1201

Brune, S., Heine, C., Pérez-Gussinyé, M., Sobolev, S.V., 2014. Rift migration explains continental margin asymmetry and crustal hyper-extension. Nat. Commun. 5. doi:10.1038/ncomms5014

Brun, J.P., Beslier, M.O., 1996. Mantle exhumation at passive margins. Earth Planet. Sci. Lett. 142, 161–173.

Buck, W.R., 1991. Modes of continental lithospheric extension. J. Geophys. Res. Solid Earth 1978–2012 96, 20161–20178.

Buck, W.R., Martinez, F., Steckler, M.S., Cochran, J.R., 1988. Thermal consequences of lithospheric extension: pure and simple. Tectonics 7, 213–234.

Burgess, P.M., Gurnis, M., Moresi, L., 1997. Formation of sequences in the cratonic interior of North America by interaction between mantle, eustatic, and stratigraphic processes. Geol. Soc. Am. Bull. 109, 1515–1535.

Chenin, P., Manatschal, G., Lavier, L. L., & Erratt, D. (2015). Assessing the impact of orogenic inheritance on the architecture, timing and magmatic budget of the North Atlantic rift system: a mapping

approach. Journal of the Geological Society, 2014-139.

Chevalier, F., Guiraud, M., Garcia, J.-P., Dommergues, J.-L., Quesne, D., Allemand, P., Dumont, T., 2003. Calculating the long-term displacement rates of a normal fault from the high-resolution stratigraphic record (early Tethyan rifting, French Alps). Terra Nova 15, 410–416. doi:10.1046/j.1365-3121.2003.00508.x

Claudel, M.E., 1999. Reconstitution paléogéographique du domaine Briançonnais au Mésozoïque. Ouvertures océaniques et raccourcissements croisés. Université Joseph Fourier Grenoble 1, Grenoble.

Claudel, M.E., Dumont, T., 1999. A record of multistage continental break-up on the Briançonnais marginal plateau (Western Alps) : Early nd Middle-Late Jurassic rifting. Eclogae Geol. Helvetiae 92, 45–61. doi:0012-9402/99/010045-17$1.50+0.20/0

Cornée, J.-J., Saint Martin, J.-P., Conesa, G., Muller, J., 1994. Geometry, palaeoenvironments and relative sea-level (accommodation space) changes in the Messinian Murdjadjo carbonate platform (Oran, western Algeria): consequences. Sediment. Geol. 89, 143–158.

Crittenden, M.D., Coney, P.J., Davis, G.H., Davis, G.H., 1980. Cordilleran metamorphic core complexes. Geological Society of America.

Curray, J.R., Emmel, F.J., Moore, D.G., Raitt, R.W., 1982. Structure, tectonics, and geological history of the northeastern Indian Ocean. Springer.

Davis, G.H., 1983. Shear-zone model for the origin of metamorphic core complexes. Geology 11, 342–347.

Decarlis, A., Manatschal, G., Haupert, I., & Masini, E. (2015). The tectono-stratigraphic evolution of distal, hyper-extended magma-poor conjugate rifted margins: Examples from the Alpine Tethys and Newfoundland–Iberia. Marine and Petroleum Geology.

Debelmas, J., 1987. Le détritisme lié à l'émersion du domaine Brianconnais au début du Mésozoïque. Géologie Alp.

Debelmas, J., 1983. La formation des Alpes. La recherche 14, 1542–1552.

Debelmas, J., 1955. Les zones subbriançonnaise et brianconnaise occidentale entre Vallouise et Guillestre (Hautes-Alpes).

De Graciansky, P.C., Auffret, G.A., Dupeuble, P., Montadert, L., Müller, C., 1979. Interpretation of depositional environments of the Aptian/Albian black shales on the north margin of the Bay of Biscay (DSDP Sites 400 and 402). Montadert Roberts DG Al Init Repts DSDP 48, 877–908.

Dick, H.J., Lin, J., Schouten, H., 2003. An ultraslow-spreading class of ocean ridge. Nature 426, 405–412.

Driscoll, N.W., Karner, G.D., 1998. Lower crustal extension across the Northern Carnarvon basin, Australia: Evidence for an eastward dipping detachment. J. Geophys. Res. Solid Earth 1978–2012 103, 4975–4991.

Dumont, T., Champagnac, J.-D., Crouzet, C., Rochat, P., 2008. Multistage shortening in the Dauphiné zone (French Alps): the record of Alpine collision and implications for pre-Alpine restoration. Swiss J. Geosci. 101, 89–110. doi:10.1007/s00015-008-1280-2

Dumont, T., Simon-Labric, T., Authemayou, C., Heymes, T., 2011. Lateral termination of the north-directed Alpine orogeny and onset of westward escape in the Western Alpine arc: Structural and sedimentary evidence from the external zone: FROM NORTH TO WEST DIRECTED OROGENY, WESTERN ALPS. Tectonics 30, n/a–n/a. doi:10.1029/2010TC002836

Ellenberger, F., 1958. Etude géologique du pays de Vanoise. Impr. nationale.

Ellenberger, F., 1952. Sur l'extension des faciès Briançonnais en Suisse, dans les Préalpes médianes et les Pennides. Eclogae Geol. Helvetiae 45, 285–286.

Faure, J.L., Mégard-Galli, J., 1988. L'émersion jurassique en Briançonnais, sédimentation continnetale et fracturation distensive. Bull. Soc. Geol. Fr. IV, 681–692.

Florineth, D., Froitzheim, N., 1994. TRANSITION FROM CONTINENTAL TO OCEANIC BASEMENT IN THE TASNA NAPPE (ENGADINE WINDOW, GRAUBUNDEN, SWITZERLAND)-EVIDENCE FOR EARLY CRETACEOUS OPENING OF THE VALAIS OCEAN. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitteilungen 74, 437–448.

Franke, D., 2013. Rifting, lithosphere breakup and volcanism: comparison of magma-poor and volcanic rifted margins. Mar. Pet. Geol. 43, 63–87.

Froitzheim, N., Rubatto, D., 1998. Continental breakup by detachment faulting: field evidence and geochronological constraints (Tasna nappe, Switzerland). Terra Nova 10, 171–176.

Funck, T., Hopper, J.R., Larsen, H.C., Louden, K.E., Tucholke, B.E., Holbrook, W.S., 2003. Crustal structure of the ocean-continent transition at Flemish Cap: Seismic refraction results. J. Geophys. Res. Solid Earth 1978–2012 108.

Gaina, C., Müller, R.D., Brown, B., Ishihara, T., Ivanov, S., 2007. Breakup and early seafloor spreading between India and Antarctica. Geophys. J. Int. 170, 151–169.

Gillard, M., Autin, J., Manatschal, G., Sauter, D., Munschy, M., Schaming, M., 2015. Tectonomagmatic evolution of the final stages of rifting along the deep conjugate Australian-Antarctic magma-poor rifted margins: Constraints from seismic observations. Tectonics 34, 753–783.

Gillcrist, R., Coward, M., Mugnier, J.-L., 1987. Structural inversion and its controls: examples from the Alpine foreland and the French Alps. Geodin. Acta 1, 5–34.

Group, T.E.-C.G., Bayer, R., Carozzo, M.T., Lanza, R., Miletto, M., Rey, D., 1989. Gravity modelling along the ECORS-CROP vertical seismic reflection profile through the Western Alps. Tectonophysics 162, 203–218.

Gürler, B., 1995. Geologische Untersuchungen im SW-Teil des Unterengadiner Fensters: Teil I Geologie der Val Tasna und Umgebung; Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz, NF 166, 72 pp.

Hopper, J.R., Funck, T., Tucholke, B.E., Larsen, H.C., Holbrook, W.S., Louden, K.E., Shillington, D., Lau, H., 2004. Continental breakup and the onset of ultraslow seafloor spreading off Flemish Cap on the Newfoundland rifted margin. Geology 32, 93–96.

Huismans, R., Beaumont, C., 2011. Depth-dependent extension, two-stage breakup and cratonic underplating at rifted margins. Nature 473, 74–78.

Huismans, R.S., Beaumont, C., 2002. Asymmetric lithospheric extension: The role of frictional plastic strain softening inferred from numerical experiments. Geology 30, 211. doi:10.1130/0091-7613(2002)030<0211:ALETRO>2.0.CO;2

Jaillard, E., 1985. Evolutions sédimentaire et paléotectonique de la zone briançonnaise de vanoise occidentale (Alpes occidentales françaises). Géologie Alp. 61.

Jammes, S., Lavier, L., Manatschal, G., 2010. Extreme crustal thinning in the Bay of Biscay and the Western Pyrenees: From observations to modeling. Geochem. Geophys. Geosystems 11.

Karner, G.D., Driscoll, N.W., 1999. Tectonic and stratigraphic development of the West African and eastern

Brazilian Margins: insights from quantitative basin modelling. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 153, 11–40.

Karner, G.D., Watts, A.B., 1982. On isostasy at Atlantic-type continental margins. J. Geophys. Res. Solid Earth 1978–2012 87, 2923–2948.

Kohn, B.P., Eyal, M., 1981. History of uplift of the crystalline basement of Sinai and its relation to opening of the Red Sea as revealed by fission track dating of apatites. Earth Planet. Sci. Lett. 52, 129–141.

Lau, K.W., Louden, K.E., Funck, T., Tucholke, B.E., Holbrook, W.S., Hopper, J.R., Christian Larsen, H., 2006. Crustal structure across the Grand Banks–Newfoundland Basin Continental Margin–I. Results from a seismic refraction profile. Geophys. J. Int. 167, 127–156.

Lavier, L.L., Manatschal, G., 2006. A mechanism to thin the continental lithosphere at magma-poor margins. Nature 440, 324–328. doi:10.1038/nature04608

Lefèvre, R., Michard, A., 1976. Les nappes briançonnaises internes et ultra-briançonnaises de la bande d'Acceglio (Alpes franco-italiennes); une étude structurale et pétrographique dans le faciès des schistes bleus à jadéite. Sci. Géologiques Bull. Strasbg. 29, 183–222.

Lemoine, M., 1967. Brèches sédimentaires marines à la frontière entre les domaines briançonnais et piémontais dans les Alpes occidentales. Geol. Rundsch. 56, 320–335.

Lemoine, M., 1961. La marge externe de la fosse piémontaise dans les Alpes occidentales. Rev Géogr Phys Géol Dyn 2, 163–180.

Lemoine, M., 1960. Présence de flyschs exotiques liés à la quatrième écaille près Briançon.pdf 3.

Lemoine, M., Bas, T., Arnaud-Vanneau, A., Arnaud, H., Dumont, T., Gidon, M., Bourbon, M., de Graciansky, P.-C., Rudkiewicz, J.-L., Megard-Galli, J., others, 1986. The continental margin of the Mesozoic Tethys in the Western Alps. Mar. Pet. Geol. 3, 179–199.

Lemoine, M., Tricart, P., 1988. Queyras: un océan il ya 150 millions d'années: initiation à la géologie sur les sentiers du Queyras. Parc naturel régional du Queyras.

Lemoine, M., Tricart, P., Boillot, G., 1987. Ultramafic and gabbroic ocean floor of the Ligurian Tethys (Alps, Corsica, Apennines): In search of a genetic imodel. Geology 15, 622. doi:10.1130/0091-7613(1987)15<622:UAGOFO>2.0.CO;2

Lemoine, M., Trümpy, R., 1987. Pre-oceanic rifting in the Alps. Tectonophysics 133, 305–320.

Lister, G.S., Etheridge, M.A., Symonds, P.A., 1986. Detachment faulting and the evolution of passive continental margins. Geology 14, 246. doi:10.1130/0091-7613(1986)14<246:DFATEO>2.0.CO;2

Manatschal, G., 2004. New models for evolution of magma-poor rifted margins based on a review of data and concepts from West Iberia and the Alps. Int. J. Earth Sci. 93, 432–466.

Manatschal, G., Engström, A., Desmurs, L., Schaltegger, U., Cosca, M., Müntener, O., Bernoulli, D., 2006. What is the tectono-metamorphic evolution of continental break-up: the example of the Tasna Ocean–Continent Transition. J. Struct. Geol. 28, 1849–1869.

Manatschal, G., Lavier, L., Chenin, P., 2015. The role of inheritance in structuring hyperextended rift systems: Some considerations based on observations and numerical modeling. Gondwana Res. 27, 140–164.

Manatschal, G., Müntener, O., 2009. A type sequence across an ancient magma-poor ocean–continent transition: the example of the western Alpine Tethys ophiolites. Tectonophysics 473, 4–19.

doi:10.1016/j.tecto.2008.07.021

Manatschal, G., Müntener, O., Lavier, L.L., Minshull, T.A., Péron-Pinvidic, G., 2007. Observations from the Alpine Tethys and Iberia–Newfoundland margins pertinent to the interpretation of continental breakup. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 282, 291–324.

Mangipudi, V.R., Goli, A., Desa, M., Tammisetti, R., Dewangan, P., 2014. Synthesis of deep multichannel seismic and high resolution sparker data: Implications for the geological environment of the Krishna–Godavari offshore, Eastern Continental Margin of India. Mar. Pet. Geol. 58, 339–355. doi:10.1016/j.marpetgeo.2014.08.006

Masini, E., Manatschal, G., Mohn, G., 2013. The Alpine Tethys rifted margins: Reconciling old and new ideas to understand the stratigraphic architecture of magma-poor rifted margins. Sedimentology 60, 174–196. doi:10.1111/sed.12017

Masini, E., Manatschal, G., Mohn, G., Unternehr, P., 2012. Anatomy and tectono-sedimentary evolution of a rift-related detachment system: The example of the Err detachment (central Alps, SE Switzerland). Geol. Soc. Am. Bull. 124, 1535–1551.

Masson, H., Baud, A., Escher, A., Gabus, J., Marthaler, M., 1980. Compte rendu de l'excursion de la Société Géologique Suisse du 1 au 3 octobre 1979: coupe Préalpes-Helvétique-Pennique en Suisse occidentale. Eclogae Geol Helv 7371, 331–349.

McKenzie, D., 1978. Some remarks on the development of sedimentary basins. Earth Planet. Sci. Lett. 40, 25–32.

Minshull, T.A., Dean, S.M., Whitmarsh, R.B., Russell, S.M., Louden, K.E., Chian, D., Group, D. 215 W., 1998. Deep structure in the vicinity of the ocean-continent transition zone under the southern Iberia Abyssal Plain. Geology 26, 743–746.

Mohn, G., 2010. L'évolution tectono-sédimentaire des marges de la Téthys Alpine au cours de l'amincissement lithosphérique. Université de Strasbourg, Strasbourg.

Mohn, G., Karner, G.D., Manatschal, G., Johnson, C.A., 2015. Structural and stratigraphic evolution of the Iberia-Newfoundland hyper-extended rifted margin: a quantitative modelling approach. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. doi:10.1144/SP413.9

Mohn, G., Manatschal, G., Beltrando, M., Haupert, I., 2014. The role of rift-inherited hyper-extension in Alpine-type orogens. Terra Nova 26, 347–353. doi:10.1111/ter.12104

Mohn, G., Manatschal, G., Beltrando, M., Masini, E., Kusznir, N., 2012. Necking of continental crust in magma-poor rifted margins: Evidence from the fossil Alpine Tethys margins. Tectonics 31.

Muto, T., & Steel, R. J. (2000). The accommodation concept in sequence stratigraphy: some dimensional problems and possible redefinition. Sedimentary Geology, 130(1), 1-10.

Nemcok, M., Sinha, S.T., Stuart, C.J., Welker, C., Choudhuri, M., Sharma, S.P., Misra, A.A., Sinha, N., Venkatraman, S., 2013. East Indian margin evolution and crustal architecture: integration of deep reflection seismic interpretation and gravity modelling. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 369, 477–496. doi:10.1144/SP369.6

Pateria, M.L., Rangaraju, M.K., Raiverman, V., 1992. A note on the structure and stratigraphy of Bay of Bengal sediments. Recent Geosci. Stud. Bay Bengal Andaman Sea Geol Surv India Spec Publ 29, 21–23.

Peron-Pinvidic, G., Manatschal, G., 2010. From microcontinents to extensional allochthons: witnesses of how continents rift and break apart? Pet. Geosci. 16, 189–197. doi:10.1144/1354-079309-903

Péron-Pinvidic, G., Manatschal, G., 2009. The final rifting evolution at deep magma-poor passive margins from Iberia-Newfoundland: a new point of view. Int. J. Earth Sci. 98, 1581–1597. doi:10.1007/s00531-008-0337-9

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, TC2011.

Peron-Pinvidic, G., Manatschal, G., Osmundsen, P.T., 2013. Structural comparison of archetypal Atlantic rifted margins: a review of observations and concepts. Mar. Pet. Geol. 43, 21–47.

Peron-Pinvidic, G., Manatschal, G., Masini, E., Sutra, E., Flament, J. M., Haupert, I., & Unternehr, P. (2015, April). The Angola-Gabon rifted margin: reappraisal of the upper-and lower-plate concept. In EGU General Assembly Conference Abstracts (Vol. 17, p. 5164).

Pindell, J.L., Kennan, L., 2009. Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: an update. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 328, 1–55.

Powell, C.M., Roots, S.R., Veevers, J.J., 1988. Pre-breakup continental extension in East Gondwanaland and the early opening of the eastern Indian Ocean. Tectonophysics 155, 261–283.

Pubellier, M., Ali, J., Monnier, C., 2003. Cenozoic Plate interaction of the Australia and Philippine Sea Plates:"hit-and-run" tectonics. Tectonophysics 363, 181–199.

Pubellier, M., Ego, F., 2002. Anatomy of an escape tectonic zone: Western Irian Jaya (Indonesia). Tectonics 21, 1–1–1–16.

Ranero, C.R., Pérez-Gussinyé, M., 2010. Sequential faulting explains the asymmetry and extension discrepancy of conjugate margins. Nature 468, 294–299.

Ranero, C.R., von Huene, R., Weinrebe, W., Reichert, C., 2006. Tectonic processes along the Chile convergent margin, in: The Andes. Springer, pp. 91–121.

Reston, T.J., 2009. The structure, evolution and symmetry of the magma-poor rifted margins of the North and Central Atlantic: A synthesis. Tectonophysics 468, 6–27. doi:10.1016/j.tecto.2008.09.002

Reston, T.J., 2007. The formation of non-volcanic rifted margins by the progressive extension of the lithosphere: the example of the West Iberian margin. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 282, 77–110. doi:10.1144/SP282.5

Reston, T.J., McDermott, K.G., 2011. Successive detachment faults and mantle unroofing at magma-poor rifted margins. Geology 39, 1071–1074.

Reston, T.J., Ranero, C.R., 2011. The 3-D geometry of detachment faulting at mid-ocean ridges. Geochem. Geophys. Geosystems 12.

Reynolds, S.J., Spencer, J.E., 1985. Evidence for large-scale transport on the Bullard detachment fault, west-central Arizona. Geology 13, 353–356.

Robertson, A.H.F., 2007. Continental break-up of the Newfoundland rifted margin (ODP Leg 210): L. Cretaceous seafloor formed by exhumation of subcontinental mantle lithosphere and the transition to seafloor spreading, in: Geophysical Research Abstracts. p. 11343.

Roux, M., Bourseau, J.-P., Bas, T., Dumont, T., de Graciansky, P.-C., Lemoine, M., Rudkiewicz, J.-L., 1988. Bathymetric evolution of the Tethyan margin in the western Alps (data from stalked crinoids): a reappraisal of eustatism problems during the Jurassic. Bull. Société Géologique Fr. 4, 633–641.

Schneegans, D., 1933. Sur la découverte de nouveaux gisements de Diplopores (Algues calcaires) dans le Trias de la zone du Briançonnais. Allier Père et Fils.

Schwizer, B., 1983. Die Tristel Formation-Vergleichende Un- tersuchung in Graubiinden, Liechtenstein, Vorarlberg and Bayem, Unpubl. Ph.D. Diss., Univ. Bern, Bern, 185 pp.

Shillington, D.J., Holbrook, W.S., Van Avendonk, H.J.A., Tucholke, B.E., Hopper, J.R., Louden, K.E., Larsen, H.C., Nunes, G.T., 2006. Evidence for asymmetric nonvolcanic rifting and slow incipient oceanic accretion from seismic reflection data on the Newfoundland margin. J. Geophys. Res. 111, B09402.

Sibuet, J.-C., Ryan, W.B., 1979. Site 398: evolution of the west Iberian passive continental margin in the framework of the early evolution of the North Atlantic Ocean. Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj. 67, 673–687.

Stampfli, G.M., Marcoux, J., Baud, A., 1991. Tethyan margins in space and time. Paleogeography Paleoclimatology Palaeoecol. 87, 373–409.

Storey, M., Mahoney, J.J., Saunders, A.D., Duncan, R.A., Kelley, S.P., Coffin, M.F., 1995. Timing of hot spot—related volcanism and the breakup of Madagascar and India. Science 267, 852–855.

Subrahmanyam, C., Chand, S., 2006. Evolution of the passive continental margins of India—a geophysical appraisal. Gondwana Res. 10, 167–178.

Sutra, E., Manatschal, G., 2012. How does the continental crust thin in a hyperextended rifted margin? Insights from the Iberia margin. Geology 40, 139–142.

Sutra, E., Manatschal, G., Mohn, G., Unternehr, P., 2013. Quantification and restoration of extensional deformation along the Western Iberia and Newfoundland rifted margins: Strain Distribution Along Rifted Margins. Geochem. Geophys. Geosystems 14, 2575–2597. doi:10.1002/ggge.20135

Termier, P., 1903. Quatre coupes à travers les Alpes Franco-Italiennes. Bull. Société Géologique Fr. 2, 411–433.

Tricart, P., Van der Beek, P., Schwartz, S., Labrin, E., 2007. Diachronous late-stage exhumation across the western Alpine arc: constraints from apatite fission-track thermochronology between the Pelvoux and Dora-Maira Massifs. J. Geol. Soc. 164, 163–174.

Trümpy, R., 1980. Geology of Switzerland: An outline of the geology of Switzerland. Interbook.

Tucholke, B.E., Sibuet, J.-C., 2007. Leg 210 synthesis: tectonic, magmatic, and sedimentary evolution of the Newfoundland-Iberia rift, in: Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. Ocean Drilling Program College Station, TX, pp. 1–56.

Tucholke, B.E., Sibuet, J.C., Klaus, A., 2004. 1. Leg 210 Summary, in: Proc. Ocean Drill. Program, Initial Rep. pp. 1–78.

Tugend, J., Manatschal, G., Kusznir, N.J., 2015. Spatial and temporal evolution of hyperextended rift systems: Implication for the nature, kinematics, and timing of the Iberian-European plate boundary. Geology 43, 15–18.

Van Avendonk, H.J.A., Lavier, L.L., Shillington, D.J., Manatschal, G., 2009. Extension of continental crust at the margin of the eastern Grand Banks, Newfoundland. Tectonophysics 468, 131–148.

Van Avendonk, H.J., Holbrook, W.S., Nunes, G.T., Shillington, D.J., Tucholke, B.E., Louden, K.E., Larsen, H.C., Hopper, J.R., 2006. Seismic velocity structure of the rifted margin of the eastern Grand Banks of Newfoundland, Canada. J. Geophys. Res. Solid Earth 1978–2012 111.

Vanossi, M., 1965. Studio sedimentologico del flysch ad elmintoidi della valle Argentina (Liguri occidentale). Tipografia del libro.

Waibel, A.F., Frisch, W., 1989. The Lower Engadine Window: sediment deposition and accretion in relation to the plate-tectonic evolution of the Eastern Alps. Tectonophysics 162, 229–241.

Wernicke, B., 1985. Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. Can. J. Earth Sci. 22, 108–125.

Wernicke, B., 1981. Low-angle normal faults in the Basin and Range Province: nappe tectonics in an extending orogen. Nature 291, 645–648.

Wernicke, B., Burchfiel, B.C., 1982. Modes of extensional tectonics. J. Struct. Geol. 4, 105–115.

White, W.M., Duncan, R.A., 1996. Geochemistry and geochronology of the Society Islands: new evidence for deep mantle recycling. Geophys. Monogr.-Am. Geophys. UNION 95, 183–206.

Whitmarsh, R.B., Sawyer, D.S., 1996. The ocean/continent transition beneath the Iberia Abyssal Plain and continental-rifting to seafloor-spreading processes, in: PROCEEDINGS-OCEAN DRILLING PROGRAM SCIENTIFIC RESULTS. NATIONAL SCIENCE FOUNDATION, pp. 713–736.

Wilson, R.C.., Manatschal, G., Wise, S., 2001. Rifting along non-volcanic passive margins : stratigraphic and seismic evidence from th eMesozoic successions of the Alps and western Iberia. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 429–452.

Partie III

Les domaines Briançonnais et Prépiémontais dans les Alpes : analogues pour les hauts et bas topographiques dans les marges d' «upper plate »

L'étude des hauts et bas topographiques pour cette thèse se fait par une étude couplée de domaines de marges fossiles et actuelles. Le troisième chapitre de cette thèse, présenté ici, est consacré à l'étude d'un haut continental fossile : le domaine Briançonnais dans les Alpes. En effet, les marges profondes « d'upper plate » actuelles, exposants ces hauts et bas architecturaux, se trouvent généralement à de grandes profondeurs d'eau et sous une importante couche de sédiments post-rift. Ces deux points rendent leurs études délicates et coûteuses. Une alternative pour étudier ces systèmes est donc l'utilisation d'analogues de terrains dans les systèmes de marges fossiles. Les plus fameux et les mieux étudiés de ces domaines fossiles sont les domaines Briançonnais et Prépiémontais dans les Alpes de l'Ouest (Lemoine et al., 1987a). Pour comprendre ces domaines et leurs singularités au sein du système alpin, il est dans un premier temps nécessaire de les comprendre au premier ordre, puis dans un second temps d'envisager leurs évolutions depuis le rifting jusqu'à la formation des Alpes.

Ce chapitre est divisé en deux principales sous-parties : une première partie introductive sur les Alpes et la place des domaines Briançonnais et Prépiémontais dans cet orogène, suivie d'une deuxième sous-partie dans laquelle ces domaines auront fait l'objet d'une étude plus approfondie qui a donné lieu à la publication scientifique présentée dans ces pages.

La première sous-partie est composée de trois chapitres fournissant les bases nécessaires à la compréhension de la seconde sous-partie. D'une façon plus détaillée, elle présentera dans un premier temps la chaîne Alpine et la place qu'occupent les domaines étudiés dans cet orogène, ainsi que l'évolution du concept de marges par l'étude de la marge fossile Européenne. Le second chapitre abordera l'enregistrement de l'évolution du système de rift Téthysien le long de la marge distale Européenne, et plus particulièrement l'évolution de l'enregistrement stratigraphique le long de la marge Européenne en fonction de son architecture premier ordre. Enfin, dans le troisième et dernier chapitre de cette partie, je discuterai la réactivation des domaines distaux à travers l'exemple de la marge européenne et l'observation de deux sections crustales existantes : ECORS-CROP et NFP20-EAST.

Comme exposé précédemment, la seconde sous-partie de la Partie 3 de la thèse se présentera sous forme d'une publication scientifique. Ce travail soumis à la revue « International Journal of Earth Sciences » regroupe l'essentiel des observations et conclusions faites à l'issus des travaux effectués sur le terrain Briançonnais au cours de ma thèse.

Sous-Partie III.1

Introduction

1. Les unités Briançonnaise et Prépiémontaise dans l'orogène Alpin

La chaîne alpine, qui s'étend en Europe sur plus de 1200 km, est l'un des orogènes les plus étudiés et les mieux compris au monde. Depuis les premiers travaux datant d'il y a plus de 150 ans jusqu'à nos jours, de nombreux concepts géologiques ont été développés et acceptés grâce à l'étude de cet orogène.

Après la rupture de la Pangée durant le début du Mésozoïque, les plaques Eurasienne et Africaine étaient séparées par une croûte océanique, connue sous le nom de Téthys (Neumayr, 1883; Suess, 1893, 1901), s'étendant de l'Ouest de la Méditerranée jusqu'à l'Ouest de l'Himalaya. Cette chaîne de montagne européenne résulte de la fermeture, de l'océan Mésozoïque de la Téthys Alpine et de sa subduction, liée à l'ouverture du domaine océanique Atlantique à la fin du Jurassique supérieur (Froitzheim et al., 1994; Stampfli and Hochard, 2009 ; Handy et al., 2010). La formation de la chaîne Alpine résulte finalement de la collision entre les plaques précédemment citées. La chaîne est composée d'écailles de sédiments, de croûte continentale provenant des deux marges, ainsi que d'écailles de croûte océanique. L'ensemble de ces écailles forment les nappes Alpines.

Les Alpes peuvent être subdivisées en plusieurs unités structurales, issues des paléo-marges Européenne et Adriatique et séparées les unes des autres par des plans de chevauchement (Ramsay, 1963) (Fig.III.1).

Dans le cadre de ma thèse, j'ai subdivisé les Alpes en divers unités :

- les unités externes appartenant à la marge proximale Européenne ;
- l'unité du Briançonnais ;
- l'unité du Prépiémontais ;
- l'unité Liguro-Piémontaise ;
- l'unité des nappes Austro-Alpines.

Les trois premières unités sont issues de la marge Européenne alors que les unités Austro-Alpines sont issues de la marge Adriatique et l'unité Liguro-Piémontaise est considérée comme océanique. L'essentiel du travail de thèse présenté ici porte sur les unités du Briançonnais et du Prépiémontais et donc sur la marge Européenne distale. C'est pourquoi l'ensemble des unités Austro-Alpine et les parties plus proximales européennes ne seront pas détaillés.

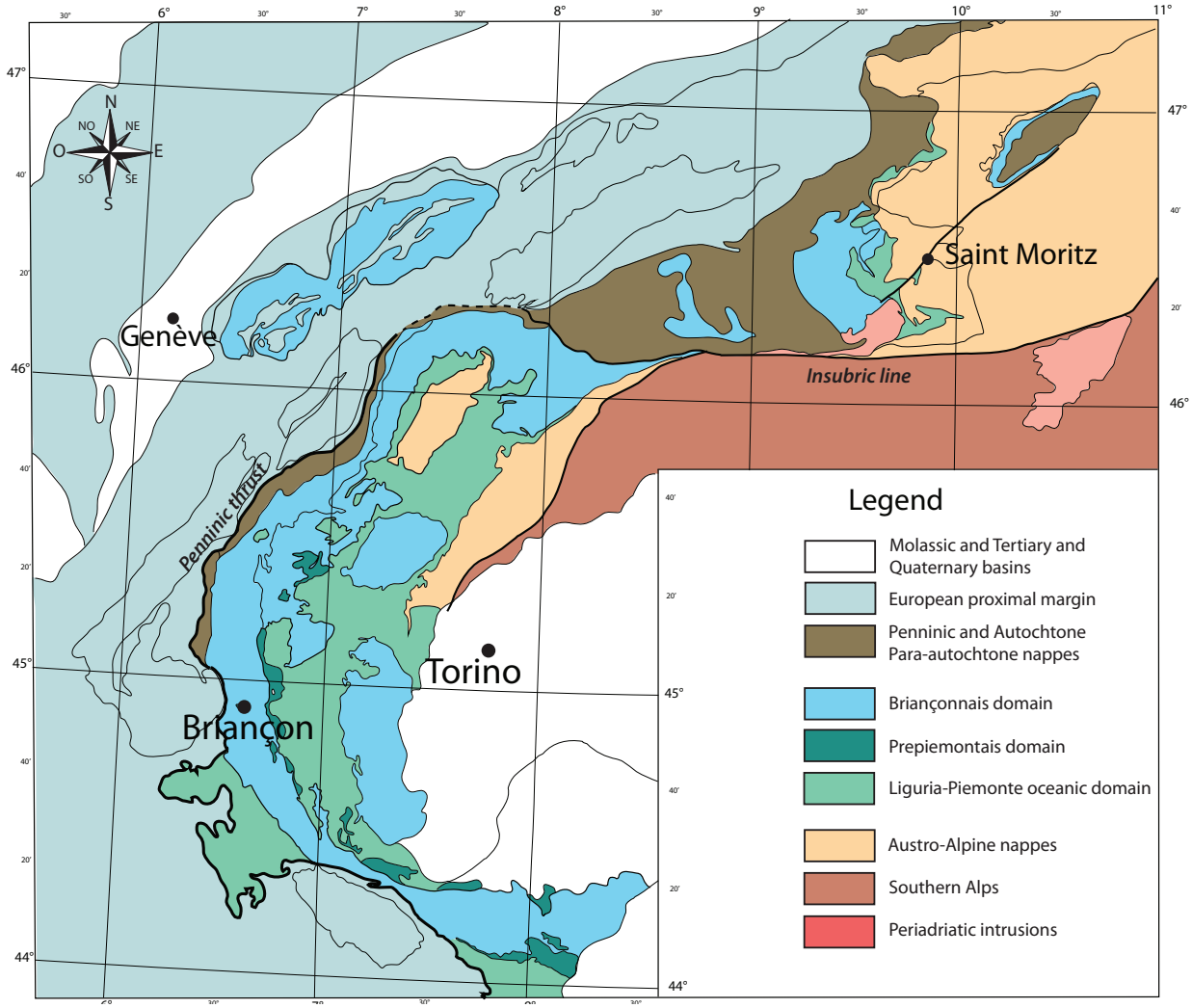


Fig.III.1 Carte globale de la chaîne alpine présentant les principales écailles des paléo-marges conjuguées Ibérie-Terre Neuve. Seules les écailles des principaux domaines de la marge Européenne sont détaillées (modifiée d'après Schmid et al. 2004).

1.1 Introduction des unités Briançonnaise et Prépiémontaise dans les Alpes

Dans le cadre de cette thèse, je me suis concentrée sur la compréhension des unités du Briançonnais et du Prépiémontais dans les Alpes de l'Ouest situées sur le territoire français, au niveau de la ville de Briançon. Les limites Ouest et Est de la zone d'étude sont à tracer de façon Nord-Sud au niveau du massif du Pelvoux pour la bordure Ouest et au niveau de la frontière Franco-Italienne pour la bordure Est. L'étendue Nord-Sud va de Nevache au Nord, jusqu'à Guillestre au Sud en passant par la vallée de la Durance (FigIII.2a). En dehors de ces limites de terrain, différentes excursions et études ont été menées sur le reste des unités Briançonnaise et Prépiémontaise plus au Sud en Italie et plus au Nord dans les « Alpes centrales ». Ces excursions ont été effectuées dans le but d'acquérir certains éléments de comparaison nécessaires à la compréhension de ma zone d'étude. En effet, ces unités alpines nécessitent d'être abordées de façon 3D si l'on veut comprendre leurs places et leurs évolutions au sein de la paléo-marge Européenne.

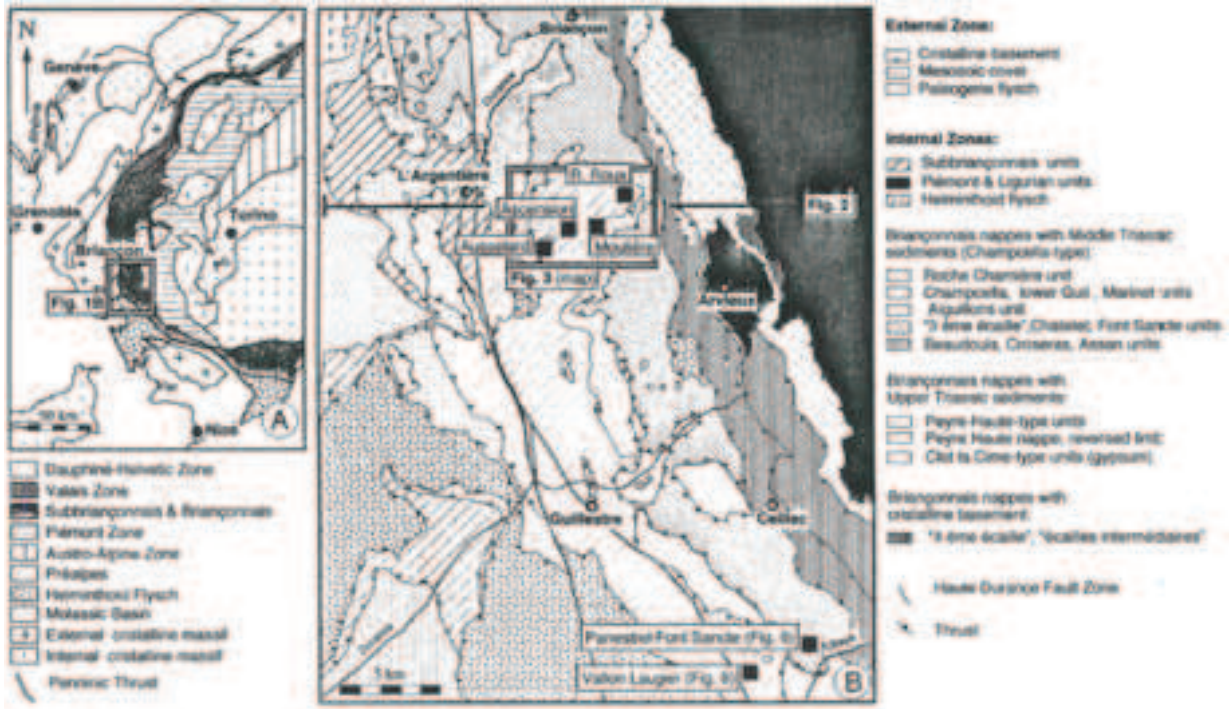
1.1.1 Le domaine du Briançonnais : les grandes lignes

Le domaine Briançonnais, situé dans les Alpes dites « internes » et associé à la paléo-marge d' «upper plate » Européenne, peut être suivi sur la totalité de l'arc Alpin dans les Alpes de l'Ouest. Les études sur l'histoire paléogéographique des Alpes occidentales ont montré que l'unité du Briançonnais était un large « haut-fond » (Gignoux and Moret, 1938). La structure actuelle du domaine Briançonnais telle qu'elle a été définie le plus récemment est due aux travaux réalisés par Claudel au cours de sa thèse (1999). Dans ses travaux, Claudel (Claudel, 1999) caractérise le Briançonnais comme étant la succession et la superposition en éventail d'une dizaine de nappes décollées de leurs substratums suivant les niveaux de décollement triasique (Fig.III.2b). L'agencement actuel de ces nappes est représentatif de leurs situations paléogéographiques, elles ont donc toujours classiquement été «retrodéformées » en conservant cette position (Lemoine et al., 1986; Tricart et al., 1988). L'unité Briançonnaise telle qu'elle est connue actuellement est le résultat de plusieurs raccourcissements : les premières nappes se mettent en place à la fin de l'Eocène supérieur (Barfety et al., 1992) et Tricart (1980) définit au moins trois phases de déformations (D1, D2, D3) impliquant que l'ordre de superposition des nappes a pu être modifié par la mise en place de chevauchements hors-séquences. Une phase de déformation nord-sud est aussi suggérée par certains auteurs et pourrait être liée à la phase Provençale (Dumont et al., 2008). Cependant, nous verrons dans la suite de cette partie qu'une telle phase est difficilement identifiable dans la principale zone d'étude de cette thèse.

Le domaine Briançonnais français est composé de plusieurs nappes, dont la dernière subdivision est celle proposée par Claudel. Je propose par le biais du travail qui va suivre une modification du concept de cette dernière subdivision. Ce « changement » se justifie essentiellement par une révision du nombre de nappes composant l'unité du Briançonnais, ainsi que par une nouvelle étude concernant les phases de déformation affectant le Briançonnais.

La coupe de l'éventail des nappes Briançonnaises proposée par Claudel (Fig.III.2), expose des chevauchements allant vers l'Ouest pour la partie Ouest du Briançonnais, alors que la partie Est montre plus de complexité avec des structures allant vers l'Est et recoupant d'anciennes structures chevauchant vers l'Ouest. Dans le travail composant la suite de cette partie (deuxième sous-partie), une nouvelle étude des structures tectoniques formant le Briançonnais sera proposée, afin de comprendre son évolution et les différentes phases de déformation ayant mené à son état actuel. L'aboutissement de mon étude me permettra de hiérarchiser les structures observables et d'intégrer la notion d'héritage dans la compréhension du système alpin.

(a)



(b)

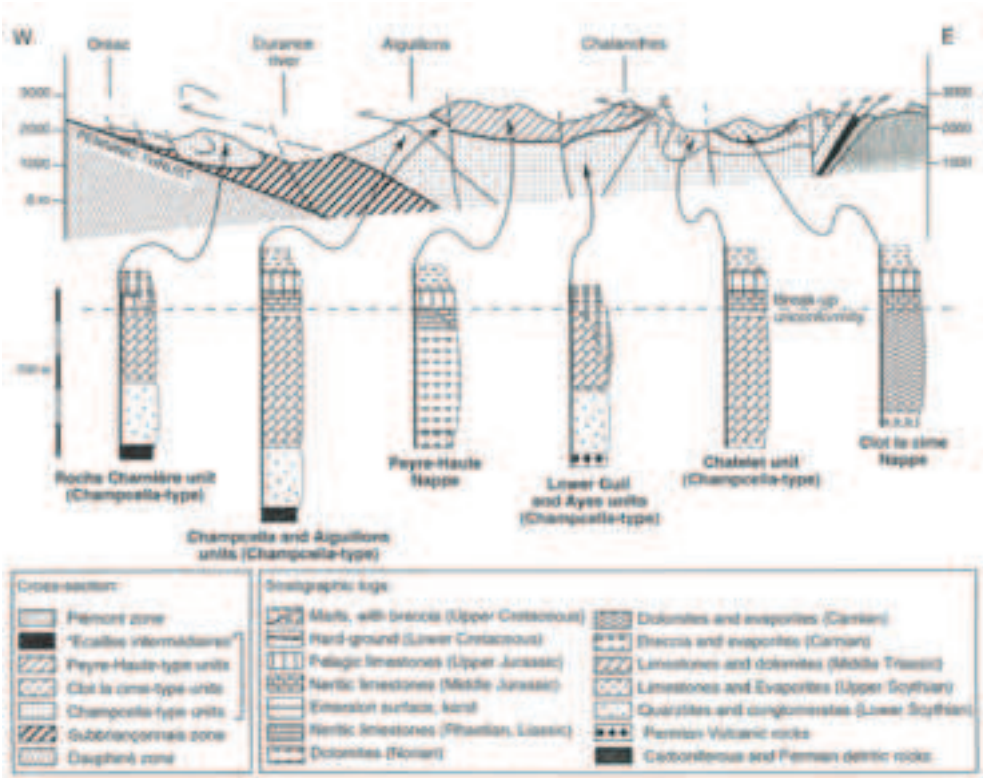


Fig.III.2 (a) Carte structurale de la zone Briançonnaise dans les Alpes Françaises de l'Ouest, avec la répartition des différentes nappes Briançonnaises, proposée par Claudel & Dumont (1999). (b) Section géologique recoupant le domaine Briançonnais et les nappes qui le composent, depuis le Front Pennique jusqu'aux « schistes lustrés » Liguro-Piémontais en passant par la vallée de la Durance. Logs stratigraphiques des six principales nappes Briançonnaises proposées par Claudel (1999).

1.1.2 L'unité du Prépiémontais : études préliminaires

L'unité Prépiémontaise se trouve dans la plupart des cas au niveau de la bordure Est de l'unité Briançonnaise. Cependant, à l'inverse du domaine Briançonnais qui peut être suivi sur une grande partie de l'arc Alpin, le Prépiémontais n'est présent que sous forme de morceaux échantillonnés lors de la phase compressive et positionnée dans l'arc Alpin sur la bordure est du Briançonnais. Le terme de Prépiémontais a été utilisé pour la première fois par Lemoine et al. (1961). Dans ce domaine l'auteur décrit un épais Trias moyen-supérieur calcaréo-dolomitique décollé de son substratum. Cependant, pour Lemoine (1961), la caractéristique de cette série est la présence d'un ensemble de calcschistes et de calcaires gréseux avec des lits microbréchiques essentiellement triasiques.

Pour Lemoine (1961), le Briançonnais sensu-stricto et ce qu'il définit comme le Prépiémontais sont séparés par les « unités intermédiaires », caractérisées par l'absence quasi-générale du Trias moyen et l'évidence d'une transgression de sédiments post-triasiques d'affinités Briançonnaise ou Piémontaise sur les quartzites du Trias supérieur, le Permien ou même le socle anté-Carbonifère. Au niveau de Montgenèvre le Briançonnais sensu-stricto et Prépiémontais ne sont plus séparés que par un chapelet discontinu de cette « unité intermédiaire ».

Si l'ensemble des morceaux Prépiémontais échantillonnés lors de la compression se trouve actuellement sur la bordure Est du domaine Briançonnais, quelques particularité peuvent être observées, comme c'est le cas pour le sommet du Prorel et les brèches associées. Cette écaille, selon les termes de Termier (Termier, 1903), proviendrait du domaine Prépiémontais et reposerait sur l'unité Briançonnaise la plus élevée (Goguel, 1940; Lemoine, 1960).

Dans le cadre de ma thèse, j'accorderai dans la suite de ce travail un nouveau regard sur les relations entre les domaines Briançonnais et Prépiémontais.

1.2 La marge Européenne dans les Alpes

1.2.1 Les pionniers

La « théorie géosynclinale »

Dès le début du 19ème siècle, les géologues ont observé des différences d'épaisseur et de type de dépôts dans les chaînes de montagnes. Que ce soit dans les chaînes Alpines, Himalayennes ou dans les Appalaches, les scientifiques mettent en évidence une épaisse accumulation de sédiments marins profonds déposés dans des « géosynclinaux » (Dana, 1873). Ces « géosynclinaux » étaient considérés comme étant des zones de faiblesse crustale à partir desquelles se développent les chaînes de montagne. Ces « géosynclinaux » sont entourés de zones crustales plus stables.

La théorie géosynclinale semble respecter l'hypothèse selon laquelle les océans et les continents ont toujours été là, de façon permanente, tout en expliquant la présence de sédiments marins profonds (vision autochtoniste). A partir des précédentes études de terrain effectuées depuis la « théorie de l'effondrement » proposée par Elie de Beaumont (1829; 1830), et sur ses propres observations de terrain dans les Alpes et d'autres chaînes de montagnes, Eduard Suess analyse l'origine tectonique des Alpes (« Die Entstehung der Alpen », (Suess, 1875)) et développe de nombreux concepts de base sur l'origine de cet orogène. Suess développe notamment le concept de « tectonique comparative » à travers lequel il observe le développement de différentes successions stratigraphiques et la répartition des unités tectono-stratigraphiques de différents orogènes. Il essaie d'en déduire les principes généraux à partir de ses observations. Bertrand et Suess montreront que les structures de chaînes de montagnes anciennes et jeunes peuvent être corrélées à travers des domaines « océaniques » tel que celui de l'Atlantique. Ces études permettent à Suess d'affirmer l'existence de mouvements verticaux mais aussi horizontaux importants. Il sera alors reconnu dès 1875 que la chaîne alpine se déverse sur un avant-pays à cause d'une poussée provenant du Sud, ou du Sud-Est, liée à des déplacements tangentiels importants. Tout comme le supposait Elie de Beaumont avant lui, pour Eduard Suess, le principal moteur des mouvements verticaux, et donc des affaissements, est la contraction thermique. Il prend finalement le contre-pied de la « théorie de l'effondrement » proposée par Elie de Beaumont qu'il remplacera par une idée « d'affaissement ». Il estime en effet que les grandes chaînes plissées dérivent fréquemment de géosynclinaux impliquant la formation de fosses remplies de sédiments pélagiques se retrouvant ensuite comprimés entre deux masses continentales. Suess comparera de nombreuses séries stratigraphiques, issues de continents différents, lui permettant de confirmer l'idée, déjà avancée par Sclater en 1864, de faunes fossile communes à différents continents et donc de continents initialement rapprochés les uns des autres.

La « théorie embryonnaire »

Le début du 20ème siècle est marqué par le développement de deux courants de pensée. Le premier est simpliste et considère la permanence des continents (autochtoniste) et des océans alors qu'un nouveau courant implique les concepts mobilistes dérivés de l'hypothèse de Wegener (1915).

Ce sera donc entre la fin du 19ème et le début du 20ème siècle, qu'Emile (Argand 1909, 1911, 1916), sous l'influence de Wegener, proposera des translations de plusieurs centaines de km dans les Alpes et l'Himalaya (Fig.III.3a). L'hypothèse de ces translations impose à Argand de délaisser la théorie des «effondrements» jusqu'alors proposée par ses prédécesseurs et ne pouvant pas expliquer de telles translations. Pour Argand, les Alpes sont le résultat d'une superposition progressive d'évènements de plissements impliquant une évolution complexe de l'orogène de collision liée à différentes phases de déformations (Fig.III.3a). De par ses travaux il met donc en évidence comment les géométries des structures géologiques rencontrées dans les continents et leurs analyses permettent de retro-déformer les déplacements continentaux.

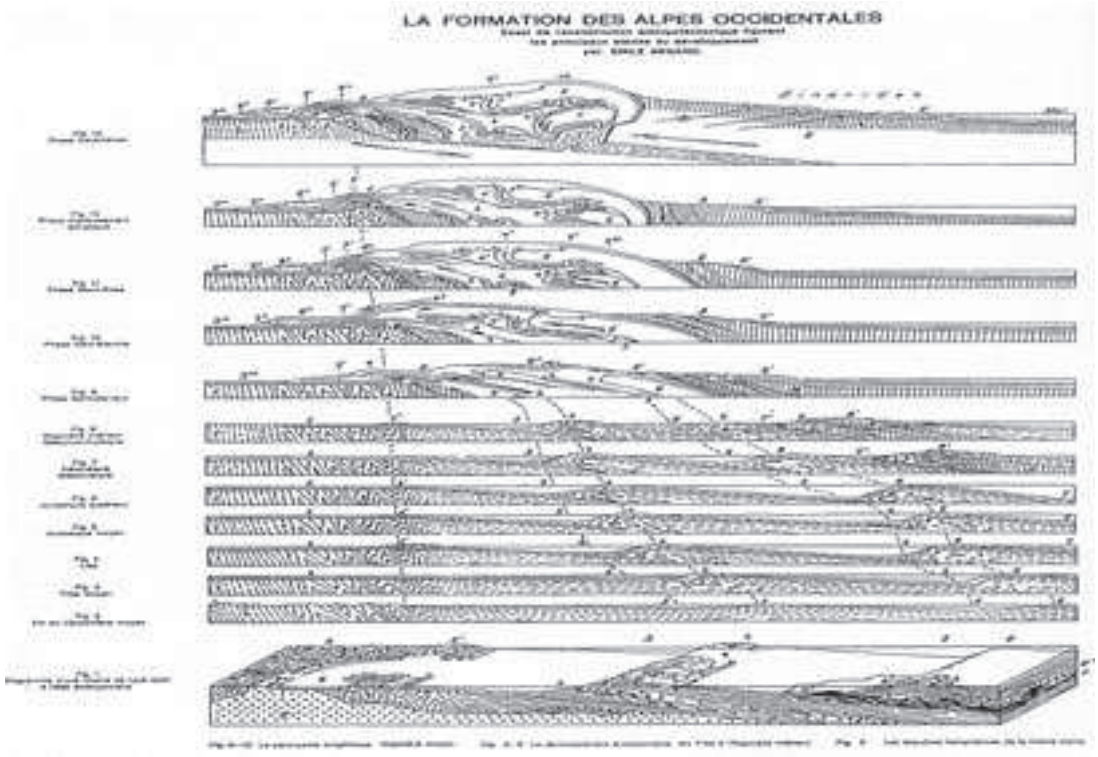
La « Trinité de Steinmann »

La description des formations présentes dans les géosynclinaux se développe et s'éclaircit. Ainsi, Steinmann décrit dès 1905, l'association de basaltes (dolérites), radiolarites et serpentines comme étant caractéristique de la partie axiale du « géosynclinal » et du plancher océanique profond. Cette description sera faite à travers l'étude de la zone Sud Pennique d'Arosa et sa continuité sur la nappe de Platta dans les Alpes de l'Est de la Suisse particulièrement (avec un prolongement à travers toutes les Alpes). Cette succession de roches sera définie comme « la Trinité de Steinmann ». L'auteur considère alors cet assemblage (plus tard appeler « ophiolites ») comme caractéristique des environnements sub-océaniques (Fig.III.3b). Cependant, en 1927 Steinmann modifie son point de vue et propose une nouvelle vision de mise en place de ces ophiolites. Ces dernières se mettraient en place entre la croûte continentale et les sédiments appartenant au géosynclinal. En effet, tout comme Lotti (1883, 1886), il reconnait que les péridotites anciennes sont recoupées par des dykes gabbroïques. Malgré la volonté et les efforts fournis par certains auteurs pour préserver la théorie géosynclinal active, celle-ci est régulièrement remise en question avec l'arrivée de la « nouvelle tectonique globale ». Ce sera finalement Bailey (Bailey, 1936) qui placera cette interprétation dans le contexte de la dérive des continents et de l'orogénie. C'est le début du concept d'ophiolites en tant que croûte océanique.

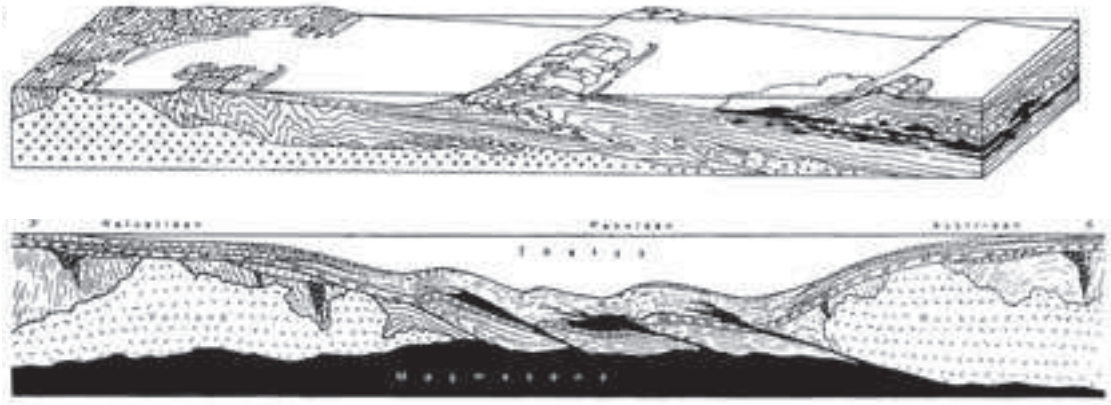
1.2.2 De la tectonique des plaques aux concepts actuels

Dans les années 30, les concepts mobilistes sont de plus en plus pris en compte par les géologues alpins mais encore difficilement acceptés par l'ensemble de la communauté scientifique. Il faudra attendre la fin de la Seconde Guerre Mondiale et le début des années 1950 pour voir le début des progrès concernant l'exploration géophysique et géologique des marges continentales et fonds océaniques. L'acquisition de ces nouvelles données permet de réévaluer, de façon concrète, le principe de la géosynclinale. En effet, les comparaisons avec les nouvelles données permettent une meilleure association et révision des idées préexistantes. Les ophiolites, et « la Trinité de Steinmann » deviennent alors associées aux fragments de la lithosphère océanique (Hess, 1962). L'arrivée du concept d'accrétion du « plancher océanique » (Hess, 1962, 1965) va finalement éliminer les faiblesses de l'hypothèse de Wegener et pousser à l'abandon le concept de géosynclinal. Plus tard, les observations de roches de socle exhumé faites dans les Appenins par Decandia & Elter (1969) appuieront ce nouveau concept (Fig.III. 3c).

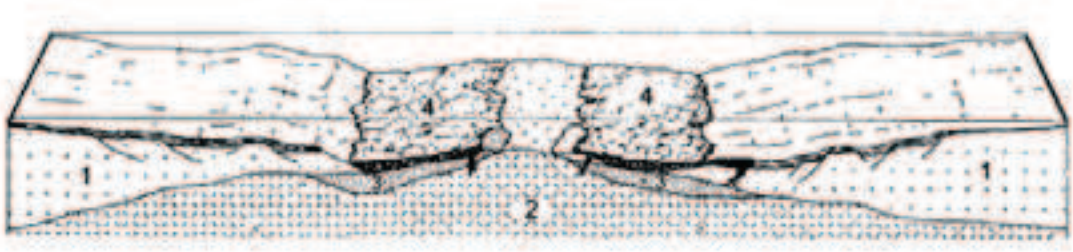
(a)



(b)



(c)



1 : European & African continental crust

2 : Lherzolitic mantle

2 : gabbro intrusion at the crust-mantle boundary

4 : basalt extrusion

Fig.III.3 (a) Essai de reconstruction embryotectonique de l'évolution de la formation des Alpes occidentales. Cet essai présente les principaux stades du développement tels qu'ils étaient vu par Emile Argand à partir du Carbonifère. Il marque le développement de la notion de la paléogéographie et le développement d'une terminologie encore utilisée aujourd'hui. (b) Steinmann n'ayant jamais proposé d'illustration, ces profils au travers du géosynclinal alpin ont été effectués par Argand (haut, Argand 1916) et Staub (bas). Ces profils illustrent les idées proposées par Steinmann dont les ophiolites intrusives le long des plans de charriages précoces de l'orogénèse alpine. Cette idée, initialement proposée par Suess sera par la suite abandonnée par Steinmann. (c) Modèle de dénudation du manteau de la Téthys Alpine (Elter 1972)

La tectonique des plaques et son intégration dans le système alpin

Le développement de la théorie de la tectonique des plaques a longtemps été discuté par les géophysiciens, les géologues et les historiens. Elle a vu le jour dans les années 1960 en reprenant les concepts mobilistes énoncés initialement par Wegener (1912, 1915), et en s'appuyant sur l'hypothèse de l'expansion océanique. Or, le travail effectué dans le cadre de ce chapitre porte sur le système orogénique alpin qui est donc un système compressif et non pas extensif. Quel est alors l'impact, et réciproquement, de l'étude du système alpin sur la théorie de la tectonique des plaques ?

La théorie de la dérive des continents proposée par Wegener (1912, 1915) a très vite été acceptée dans les Alpes par Argand (Argand, 1916, 1924), suivi de Staub (1924). Ces auteurs font partis de ceux ayant démontré que l'Europe et l'Afrique avaient également subi des déplacements relatifs de plusieurs centaines de kilomètres. Par la suite, Steinmann réalisera entre autres que l'enregistrement Mésozoïque est lié à la présence d'un caractère océanique entre les blocs continentaux. Cependant, à cette époque, la majorité de la communauté des géologues alpins est restée tout d'abord sceptique à l'application de la théorie de la tectonique des plaques, du moins jusqu'aux premiers forages profonds (Dewey and Bird, 1970; Smith, 1971). Pour les Alpes, la théorie de la tectonique des plaques aura permis une meilleure compréhension des océans alpins et de leurs marges mais également une interprétation des ophiolites et le développement de l'idée d'un système de subduction, d'un métamorphisme de haute pression et de la formation des différentes nappes et unités formant l'orogène alpin.

Néanmoins, si la tectonique des plaques a abouti à une meilleure compréhension du système alpin, ce dernier n'a eu qu'un faible impact sur le développement et l'élaboration de cette théorie. Cela est dû à différents facteurs dont en particulier le faible intérêt alors accordé aux sciences dites « de second degré » et le manque de convictions des géologues alpins pour compléter et construire un système de tectonique global.

Découverte des marges passives

Les marges continentales passives sont les cicatrices liées à la rupture continentale. L'étude de leurs socles permet donc l'apport d'informations cruciales sur les conditions de pression-température de la déformation lithosphérique mais aussi sur les timings lors des différentes phases extensives. Cependant, elles sont également le lieu d'une importante et rapide subsidence à l'origine du dépôt d'une importante couche de sédiments empêchant une bonne observation et un bon échantillonnage du socle. Le développement des nouvelles techniques a impliqué de nombreux progrès sur la compréhension des systèmes de marges. Les premières données d'imagerie sismique à l'échelle crustale ont permis la mise en évidence des premiers blocs basculés recoupant la croûte continentale. Ces blocs sont délimités par des failles normales de forts angles (Montadert et al., 1979). La taille de ces blocs semble décroitre vers l'océan terminant la croûte continentale de façon abrupte contre la première croûte océanique.

Le développement des connaissances sur les marges profondes

Le début de l'imagerie sismique et les premier forages ont permis de mieux contraindre les marges profondes. Couplés aux observations concernant les domaines proximaux, les premiers forages effectués dans la marge Ibérique (leg ODP 103) montrent les premières roches mantelliques dans les domaines plus distaux (Boillot et al., 1987a). De par sa faible et discontinue couverture sédimentaire, la marge de la Galice est l'une des marges les plus étudiées. Elle présente des conditions favorables à une meilleure imagerie de son architecture et ses structures mais également à l'échantillonnage de roches du socle et à la compréhension de la frontière océan-continent (OCB) (Boillot et al., 1995). La première étude effectuée sur cette marge par forages (Boillot et al., 1987b), a conduit à deux implications :

- les deux marges conjuguées, ici la Galice et Terre Neuve, sont asymétriques (Keen and Barrett, 1981; King, 1985; Parson et al., 1985);
- l'amincissement de la croûte continentale et l'extension superficielle sont liés l'un à l'autre.

Dans les Alpes, les reliques ophiolitiques prises dans les chevauchements alpins ont fait l'objet de nombreuses études et observations de terrains (Lemoine, 1980; Cortesogno et al., 1981; Barrett, 1982; Lagabrielle et al., 1984; Bernoulli and Weissert, 1985) et sont considérées comme étant issues de l'océan de la Téthys Ligure (Lemoine et al., 1987a). L'ouverture de cet océan résulte de la séparation des blocs continentaux Europe et Apulie et est associée à l'ouverture de la partie centrale de l'océan Atlantique, du milieu au début de la fin du Jurassique (Bernoulli and Lemoine, 1980; Lagabrielle et al., 1984). Le rifting pré-océanique entre les blocs Europe et Apulie commence à la fin du Trias et s'étire jusqu'au Jurassique moyen (Lemoine et al., 1986). L'étude du socle ophiolitique de la Téthys Ligure a permis leur subdivision en deux évènements magmatiques distincts : la production de gabbros puis la production de basaltes. Cependant, cette vision classique a évolué au cours des dernières décennies montrant que ces évènements magmatiques sont en réalité liés au processus d'extension du rifting (Manatschal et al., 2011). De cette extension, il résulte une remontée progressive du manteau supérieur (Lemoine et al., 1987a). Les comparaisons faites par Lemoine et al. (1987) avec les marges actuelles ont montré des similitudes avec les découvertes faites au niveau de la dorsale médio-Atlantique (e.g. at Deep Sea Drilling project (Aumento and Melson, 1977; Bougault and Cande, 1985; Bryan et al., 1986)), dans l'Atlantique Nord-Est (Galice : Boillot et al. (1980, 1987), et dans la Mer Rouge (Île Zabargad : Bonatti et al., 1986, 1981; Nicolas et al., 1987). En comparant le système fossile alpin aux exemples de marges actuelles, un premier modèle avec zone transformante a été suggéré pour expliquer le plancher serpentinisé de l'océan Ligure (e.g. Bernoulli and Lemoine, 1980; Cortesogno et al., 1981b; Gianelli and Principi, 1977; Weissert and Bernoulli, 1985). En 1987, Lemoine et al. (1987) proposent un nouveau modèle impliquant un découvrement général du manteau sous continental. Ce modèle s'inspire fortement du modèle de faille de détachement oblique recoupant la lithosphère continentale, proposé par Wernicke (1981, 1985). Dans ce modèle, induisant une certaine asymétrie de l'extension, lorsque la courbure de cette faille est suffisamment importante, le manteau ultramafique commence à apparaitre entre les deux marges continentales, comme

c'est le cas pour la marge de la Galice (Boillot et al., 1987). L'asymétrie de ce modèle implique que durant le rifting, une partie d'une des marges a pu subir une remontée, comme cela a dû être le cas pour le domaine Briançonnais (Elter, 1971; Lemoine et al., 1986).

Les marges profondes dans les Alpes

Les Alpes de l'Ouest sont une chaîne de montagnes classique liée à l'empilement des différentes unités lors des phases de compression (structures détaillées dans les papiers de Debelmas et Kerckhove 1980). La plupart des unités structurales de cet orogène proviennent de la marge continentale Européenne et de l'océan Ligure. Les années 1960 sont marquées par l'acceptation du concept de la tectonique des plaques puis les années 1980 par la progression des études de géologie et géophysique marines ainsi que les développements de tectonique et sédimentologie alpines.

Les Alpes de l'ouest sont classiquement subdivisées en cinq zones structurales majeures coïncidant plus ou moins avec les domaines paléogéographiques Mésozoïques. La fin du Jurassique et le début du Crétacé sont marqués par des enregistrements sédimentaires de type pélagique. En plus de ces dépôts sédimentaires pélagiques, des reliques ophiolitiques prises dans les chevauchements alpins sont également observables. Il a été détaillé précédemment que ces ophiolites, provenant de l'océan Liguro-Piémontais, ne pouvaient pas être expliquées par un modèle symétrique d'expansion océanique classique avec ride médio-océanique, mais plutôt par un système asymétrique avec faille de détachement oblique (Lemoine et al., 1987). Ces suppositions sont couplées avec les observations faites sur la marge de la Galice (Boillot et al., 1987) où le manteau se retrouve sur le fond océanique.

En effet, plusieurs observations vont dans le sens d'un tel modèle :

- un modèle asymétrique de type Wernicke permettant d'expliquer le soulèvement d'une partie d'une des marges lors du rifting, comme le cas du domaine Briançonnais de la marge Européenne, qui n'a aucun équivalent sur la marge conjuguée (Lemoine et al., 1986) ;
- l'observation de déformation ductile liée à la remontée du manteau justifiant la formation des corps gabbroïques foliés ;
- les natures différentes de la croûte continentale de part et d'autre du rift : une croûte continentale métamorphisée pour la marge apulienne contre une croûte plus superficielle et moins métamorphisée pour la marge Européenne (Lemoine et al. 1987) .

A partir des années 1990, les travaux commencent à appuyer encore plus concrètement l'hypothèse de ce système de failles de détachement dans le système alpin. En effet, (Froitzheim and Eberli, 1990) montrent que la nappe de l'Err dans les nappes Austo-alpine Suisse préserve une faille de détachement d'âge Mésozoïque. L'identification de cette structure a notamment pu être faite grâce à des critères sédimentaires et stratigraphiques comme la présence de brèches sous-marines liées à l'effondrement de blocs. L'évidence de la faille de détachement et les brèches suggèrent que cette nappe se situait probablement dans la partie la plus distale de la marge au

Jurassique (Froitzheim & Eberli 1990). Les observations de terrains faites par les auteurs sur la préservation de la faille de détachement montrent que ce type de faille peut être actif dans la formation des marges continentales passives comme cela a notamment été suggéré par Wernicke (1985) et Lister et al. (1986)

Les modèles dynamiques

Le début des années 2000 est marqué par le développement de modèles dynamiques (Huismans and Beaumont, 2002; Lavier and Manatschal, 2006). Dans la majeure partie des cas, l'élaboration de ces modèles est mise en œuvre afin de comprendre l'asymétrie des marges et suscite certaines questions. L'asymétrie est-elle systématique? Comment est-elle contrôlée? A travers ce type de modèle, les auteurs s'efforcent de comprendre l'évolution crustale le long d'une marge passive. Ils montrent notamment qu'un système de failles conjuguées concaves vers le bas est lié à l'amincissement de la croûte. Cette vision remplace celle déjà existante, d'une croûte uniquement recoupée de failles normales.

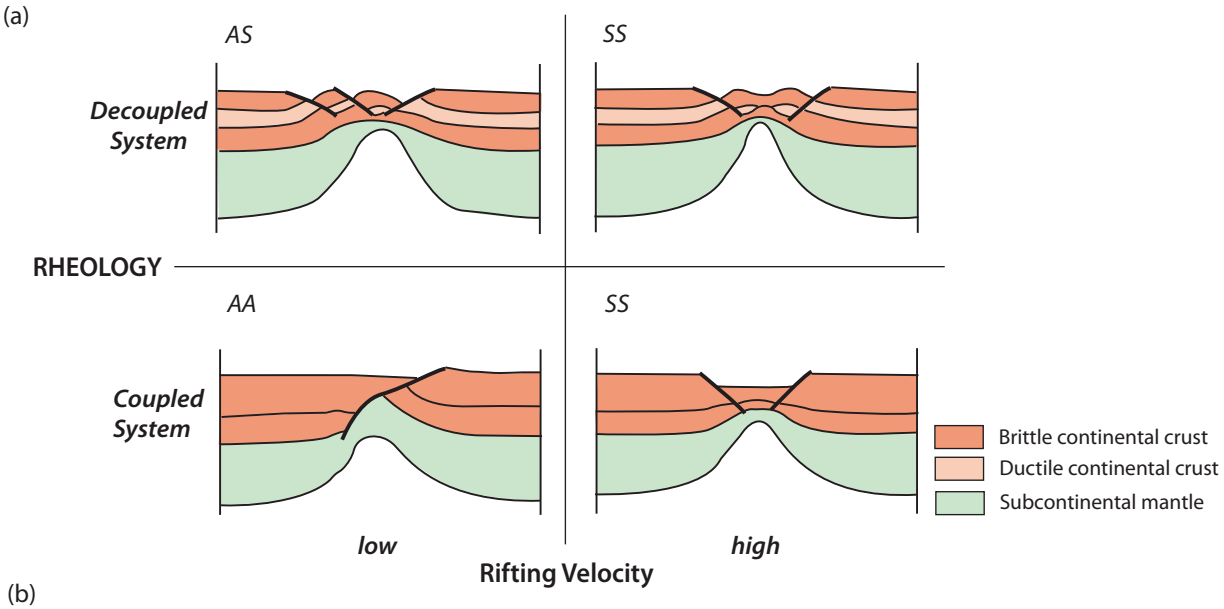
A travers leurs travaux, Huismans & Beaumont (2002) ont mis en évidence trois modes de rifting (Fig.III.4a) :

- SS : Rifting symétrique impliquant une symétrie dans l'extension de la lithosphère ;
- AA : Rifting asymétrique avec une asymétrie présente dans chaque niveau de la lithosphère ;
- AS : Rifting symétrique et asymétrique à la fois avec une extension asymétrique pour la lithosphère supérieure et simultanément asymétrique au niveau de la lithosphère inférieure.

Les auteurs en ont déduit alors qu'un adoucissement des contraintes est nécessaire à l'asymétrie d'une marge mais que le dégré de cette asymétrie dépend d'autres facteurs (Huismans and Beaumont, 2002). Ces facteurs sont la relation entre l'adoucissement de la contrainte et la localisation de la zone de cisaillement, l'importance de la quantité de matériel ductile, les forces relatives des régions dites « plastiques » et « ductiles », le taux de contraintes et enfin, l'état thermal de la marge (Huismans and Beaumont, 2002).

Par la suite, afin de permettre l'inclusion de couplage mécanique entre la croûte supérieure et inférieure Lavier et Manatschal (2006) propose une nouvelle formulation pour la rhéologie crustale. Les observations faites sur les sédiments, le socle et l'architecture tectonique des Alpes et des marges conjuguées Ibérie/Terre Neuve ont permis une précision de l'évolution spatio-temporelle de la déformation au cours du rifting. A partir de reconstructions structurales, les auteurs ont ainsi pu identifier trois phases de rifting (Fig.III.4b) :

- la phase d'extension ;
- la phase d'amincissement ;
- la phase d'exhumation.



(b)

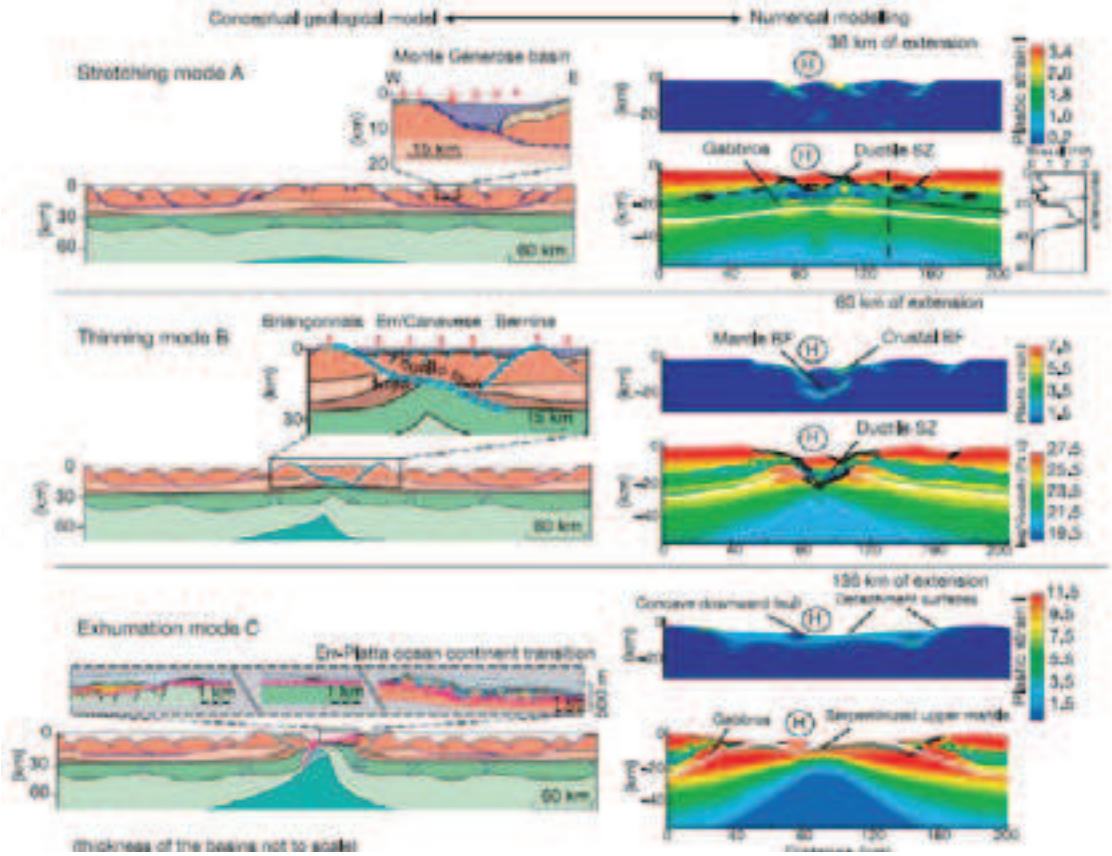
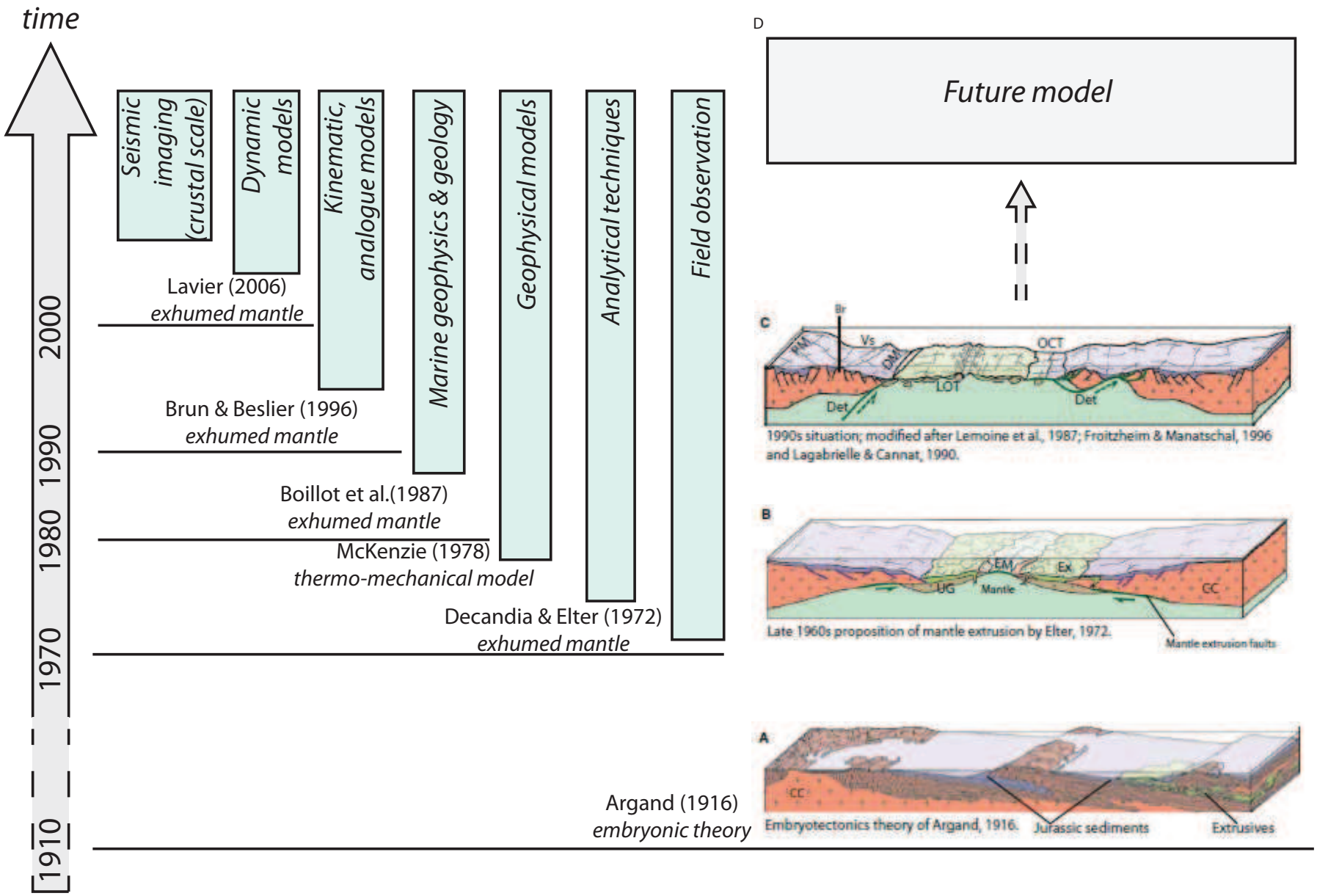


Fig.III.4 (a) Schémas récapitulatifs des modes observés dans les modèles d'expérimentations proposés par Huismans & Beaumont (2002). Ces modèles présentent les relations existantes, et leurs impacts sur l'architecture du rifting, entre la vitesse du rifting (rifting velocity) et la friction plastique et/ou ductile. AA : modèle asymétrique à tous les niveaux, AS : asymétrie de la lithopshère supérieure et symétrie de la partir inférieure de la lithopshère, SS : symétrie à tous les niveaux de la lithopshère. (b) Modèles conceptuels pour les différentes phases d'extension, basés sur les observations faites dans les Alpes et sur les marges Ibérie/ Terre Neuve. On y retrouve les trois principaux modes de déformation : mode d'extension, le mode d'amincissement, et le mode d'exhumation. (Lavier & Manatschal 2006).

La mise en évidence de ces trois phases d'extension continentale a permis de comprendre que la propagation du rifting est liée à la succession de ces phases les unes après les autres. Le modèle proposé par Lavier & Manatschal met en avant un mécanisme nouveau expliquant l'amincissement de la lithosphère. Ce modèle se réfère aux observations majeures faites sur des systèmes fossiles, comme les Alpes et actuels, comme les marges Ibérie/Terre Neuve et évolue d'un système découplé pour la phase d'extension à un système final couplé durant la phase d'exhumation. Deux processus sont supposés responsables de cette évolution : la diminution de la croûte moyenne durant la phase initiale du rifting et la serpentinisation de la lithosphère durant la phase d'exhumation (Lavier and Manatschal, 2006).

L'évolution des concepts et la compréhension des systèmes de marges ont été portés par le développement de nouvelles techniques d'études, depuis les premières observations de terrains jusqu'aux modèles dynamiques et le développement de l'imagerie sismique (Fig.III.5). Cependant, quels que soient les concepts ou techniques développés, l'association des études en mer et à terre est généralement nécessaire et apparait comme une évidence.

Fig.III.5 Figure synthétique mettant en avant les avancées sur les connaissances des marges grâce au développement de nouvelles méthodes et techniques d'études, depuis les premières études de terrains et l'évolution proposés par Emile Argand jusqu'à l'étude possible à l'échelle de la croûte continentale par le biais de l'imagerie sismique de haute qualité. On retrouve notamment le développement des techniques analytiques, de modèles géophysiques, mais aussi le développement de la géologie et de la géophysique marine puis les modèles dynamiques.


time
1910
1970
1980
1990
2000
Seismic imaging (crustal scale)
Dynamic models
Kinematic, analogue models
Marine geophysics & geology
Geophysical models
Analytical techniques
Field observation
Lavier (2006)
exhumed mantle
Brun & Beslier (1996)
exhumed mantle
Boillot et al.(1987)
exhumed mantle
McKenzie (1978)
thermo-mechanical model
Decandia & Elter (1972)
exhumed mantle
Argand (1916)
embryonic theory
D
Future model
C
Br
Vs
OCT
LOT
Det
Det
1990s situation; modified after Lemoine et al., 1987; Froitzheim & Manatschal, 1996 and Lagabrielle & Cannat, 1990.
B
EM
Ex
UG
Mantle
GC
Late 1960s proposition of mantle extrusion by Elter, 1972.
Mantle extrusion faults
A
CC
Embryotectonics theory of Argand, 1916.
Jurassic sediments
Extrusives

2. Enregistrement de l'évolution d'un système de rift le long de la marge Européenne distale

Les précédentes études et l'évolution des modèles montrent l'importance de la combinaison entre différents types de données (géophysiques marine et géologique, sur terre / en mer) pour contraindre et tenter de caractériser les zones de marges.

La section suivante ne détaillera que brièvement les domaines Briançonnais et Prépiémontais en les plaçant dans le cadre d'une marge d'« upper plate » fossile.

2.1. Architecture d'une marge d'« upper plate »: du concept aux observations

L'architecture premier ordre d'une marge d' "upper plate" a été caractérisée dans la première partie de cette thèse, notamment grâce à l'étude de la marge Est Indienne. La partie la plus distale de cette marge a été découpée en 3 principaux éléments structuraux : T2 et T3, les deuxièmes et troisième « terrasses » et R2, la deuxième zone d'escarpement, séparant T2 et T3 (Haupert et al. subm) (Fig.III.6). T1 définissant la terrasse proximale et R1 sa frontière avec T2 (Fig.III.6).

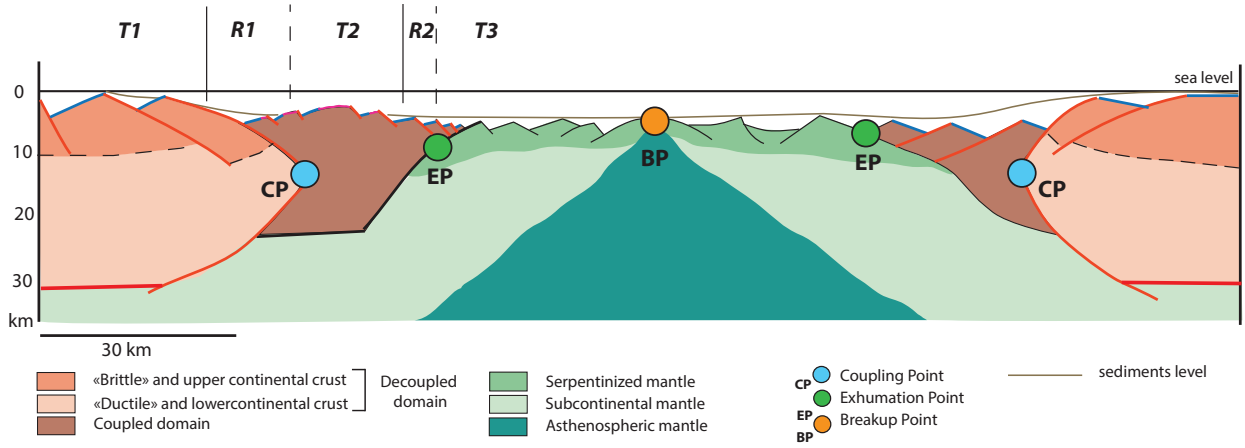


Fig.III.6 Schéma présentant l'architecture premier ordre d'un système de marges conjuguées d'upper et de lower plate. La marge d'upper plate montre une architecture sous forme de trois terrasses (T1, T2 et T3) avec approfondissement du toit du socle par le biais de zones d'escarpements R1 et R2 séparant ces terrasses. 3 points majeurs, liés à différentes phases du rifting sont observables, CP : point de couplage marquant le début du domaine de déformation couplé, EP : point d'exhumation, marquant la terminaison de la croûte continentale autochtone et BP : Breakup point : début de l'expansion océanique.

Les observations effectuées sur les différentes marges d'« upper plate » actuelles étudiées ont montré non seulement une évolution architecturale au travers de la marge mais également une évolution dans l'enregistrement stratigraphique. En effet, la terrasse T2 présente une épaisseur sédimentaire plus faible que la terrasse T3, ainsi qu'un envisageable niveau de discordance, alors que l'élément structural R2, présente de forts réflecteurs chaotiques impliquant un enregistrement stratigraphique particulier.

Si l'observation de marges d'« upper plate » actuelles a permis une meilleure connaissance de l'architecture crustale et une première observation des variations stratigraphiques et de leur épaisseurs, une étude plus complète de ces enregistrements est impossible par leur seules

observations. En effet, les données de forages sont généralement rarement associées à ces profils, ou dans le cas contraire non publiques. Cette absence ne permettent pas une connaissance approfondie de l'enregistrement stratigraphique au travers de ces marges depuis leurs domaines proximaux jusqu'aux domaines distaux. Afin de palier à ce manque et de passer des concepts aux observations, l'étude d'une marge d'« upper plate » fossile comme la marge Européenne me semble tout à fait appropriée.

2.2 Cartographie et définition des éléments d'une "upper plate" dans les Alpes

Au cours de mon travail de thèse et après identification des principaux éléments architecturaux d'une marge d'« upper plate », il a fallu les définir de manière précise pour les systèmes fossiles. Pour cela 5 critères principaux ont été utilisés :

- L'enregistrement stratigraphique,
- L'évidence ou non de discordances,
- La relation entre le socle et la couverture sédimentaire
- La nature des brèches et clastes observés
- La position paléogéographique.

Ces différents critères m'ont permis de réaliser une carte distinguant chacune des trois unités structurales (T2, R2 et T3) le long des Alpes en se basant sur les différences de leurs enregistrements stratigraphiques (FIg.III.7). L'évolution stratigraphique au travers de la marge Européenne, de façon Est-Ouest avait déjà été proposée par Mohn en 2010. Cet enregistrement pointait une évolution de la marge proximale jusqu'à la marge distale. Dans ce travail, la section proposée par Mohn (2010), le domaine Briançonnais montrait clairement l'évidence de deux discordances stratigraphiques à l'inverse du domaine Prépiémontais à l'Ouest dont l'enregistrement stratigraphique est continue depuis le Trias jusqu'au Crétacé supérieur. Par analogie avec les observations d'ores et déjà effectuées dans les Alpes, T2 serait le domaine Briançonnais et T3 le domaine Prépiémontais.

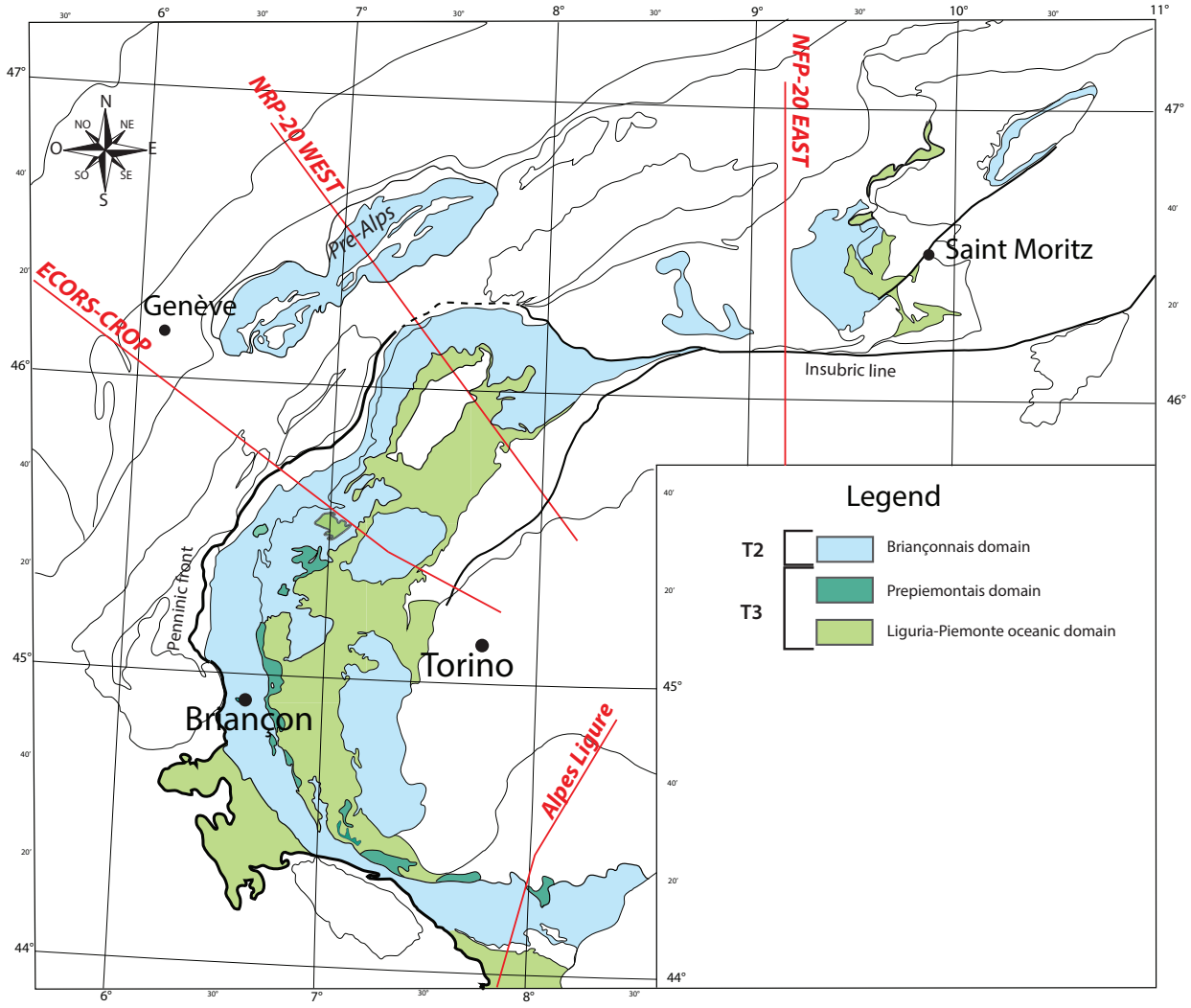


Fig.III.7 Carte des Alpes présentant uniquement les principaux domaines de cette thèse, les domaines Briançonnais et Prépiémontais. Localisation des sections imageant les Alpes à l'échelle crustale, et étudiées dans la figure 13 (modifiée d'après Schmid et al. 2004).

2.3 Enregistrement stratigraphique le long de la marge Européenne

A l'inverse du travail proposé par Mohn (2010) sur l'évolution stratigraphique au travers de la marge Européenne, je propose dans le cadre de cette thèse de comprendre l'évolution des domaines Briançonnais et Prépiémontais le long de la marge Européenne depuis le Sud jusqu'au Nord-Est de l'arc Alpin. Pour cela, j'ai ciblé trois zones spécifiques d'études représentant les trois principaux éléments architecturaux d'une marge d'« upper plate » définis précédemment :

- une zone au Sud de l'arc Alpin, dans les Alpes méridionales ;
- une zone dans les Alpes de l'Ouest, au niveau de Briançon ;
- une zone dans les Alpes Centrales, dans la région des Grisons.

Pour chacune de ces zones les unités structurales ont été associées, si possible, à des zones d'études et cas de terrains. Par analogie liée aux observations se présentent alors les associations suivantes :

- T2 est associé au domaine Briançonnais sensu-stricto, avec pour exemple les terrains de Fond Froid et du Lac de l'Ascension ;

- R2 est associé aux zones des brèches échantillonnées en différents points entre le Briançonnais sensu-stricto et le Prépiémontais : Galero/Arnasco (Royant and Lanteaume, 1973; Vanossi, 1970), Acceglio (Lemoine, 1961, 1967), Nappes de brèches (Trümpy, 1955; Lemoine, 1967, 1961; Masson et al., 1980) et les brèches de Falknis (Froitzheim and Rubatto, 1998);

- enfin, T3 est associé à la terminaison de la marge Européenne et donc au domaine Prépiémontais avec pour analogies de terrain à cette unité structurale : Montaldo (Alpes Méridionales), Grand-Chalvet/Rio Secco (Alpes de l'Ouest françaises) et Tasna dans les Alpes Centrales.

La suite de cette partie détaillera les enregistrements stratigraphiques observables pour chacune de ces unités structurales en prenant un exemple et une carte type, afin d'avoir les connaissances nécessaires à la compréhension du cheminement de la seconde sous- partie de la Partie 3 de cette thèse.

T2, le domaine Briançonnais sensu-stricto

Les Alpes Ligures – Ormea/Case Tuberto

L'unité stratigraphique d'Ormea se situe dans les Alpes Ligures et plus particulièrement dans le domaine Briançonnais Ligure, alors considéré comme un haut structural (Vanossi, 1984 ; Decarlis and Lualdi, 2008). Cette unité contient la section stratigraphique la plus complète présentant les variations de l'enregistrement sédimentaire liées à l'ouverture de l'Océan Penninique (Vanossi, 1974). L'enregistrement Mésozoïque commence par un dépôt de carbonates dolomitiques peu profonds d'âge Triasique moyen et d'une épaisseur d'environ 300 m. Le toit de cette formation est marqué par la transgression de calcaires d'âge Bathonien (environ 90 m, en général, mais uniquement 20 m dans cette zone) (Lualdi, 1994), résultat du progressif enfoncement de la plateforme Briançonnaise se terminant avec des turbidites d'âge Eocène. Il y a donc une lacune majeure entre le Trias moyen et le Jurassique moyen et la formation d'un karst pénétrant le Trias moyen sur plusieurs centaines de mètres. Le remplissage discontinue des poches de ce karst se fait par des corps bréchiques ainsi que des pélites vertes et rouges (Decarlis and Lualdi, 2008). Les brèches remplissant le karst sont monogéniques et proviennent des dolostones triasiques que le karst a creusés. Ce dépôt et la surface de non dépôt associé sont les uniques traces d'une sédimentation syn-rift dans les Briançonnais Ligure. Decarlis et Lualdi (2008) interprètent cette séquence comme étant la fin de la subsidence et le soulèvement lui faisant suite. L'âge exacte de ce paléokarst est difficile à estimer et la seule estimation possible est celle faite par sa position stratigraphique : le Briançonnais Ligure montre une absence de roches d'âges compris entre la fin du Trias et le début du Jurassique. Le Jurassique moyen calcaire en transgression sur la discordance est suivi par des calcaires d'âge Jurassique supérieur et par endroit par du Néocomien (Vanossi, 1980). Un hardground est observable entre les roches Jurassico-Néocomiennes (lorsque le Néocomien est observable) et les roches marno-calcaires du Crétacé supérieur, suivi par le flysch

Eocène marquant la fin de l'enregistrement de l'unité d'Ormea (Vanossi, 1980).

Dans les Alpes Ligures, la marge proximale ainsi que le Briançonnais Ligure sensu stricto auxquels est rattachée l'unité d'Omea ne présente pas d'évidence de dépôts d'âge Jurassique inférieur. Ceux-ci sont néanmoins observables dans l'unité de Case Tuberto (Decarlis et al., 2013). Cette dernière unité fait partie de ce qui est considéré par Vanossi (1980) comme le Piémontais externe. Dans ce domaine, dont le socle anté-Mésozoïque n'est pas connu, l'enregistrement stratigraphique est caractérisé par une succession triasico-jurassique comprenant Norien-Rhétien et Lias (à l'inverse de l'unité d'Ormea). Les roches carbonatées et dolomitiques dominent cette succession et le Lias est défini par des calcaires gris bien lités à bandes siliceuses. Cet ensemble triasico-jurassique est coiffé par des dépôts de brèches polygéniques hétérométriques associées à des grès et pélites suivis par des bancs calcaires et se terminant par des calcschistes. L'âge de cet ensemble est inconnu mais semble se situer entre le Jurassique moyen-supérieur et le Crétacé inférieur (Vanossi, 1980).

Cependant, au début des années 1980, l'évidence de Lias dans l'unité de case Tuberto impliquait pour les auteurs que cette unité ne pouvait pas être considérée comme faisant partie du Briançonnais et devait alors être associée au Prépiémontais.

Les Alpes de l'Ouest – Champcella/Peyre-Haute

Les nappes de Champcella et de Peyre Haute se trouvent dans les Alpes de l'Ouest dans le Briançonnais français. Pour l'étude de l'enregistrement caractéristique de leur stratigraphie, j'ai utilisé l'exemple des zones de Fond Froid et du Lac de l'Ascension.

Claudel (Claudel, 1999) regroupe sous le nom de Champcella les unités tectoniques présentant une lacune jurassique importante. Cette lacune affectant, parfois profondément, les séries triasiques et liasiques, marque l'absence de la représentation du Lias dans la nappe de Champcella ainsi que dans les autres nappes du Briançonnais (Debelmas, 1955). Le niveau de décollement se situe pour ces unités dans le Permo-Carbonifère (schistes de la zone Houillère) ou au niveau de son toit. La nappe de Champcella comprend un Trias moyen complet sur lequel repose un Jurassique supérieur parfois marneux et un Crétacé inférieur rarement observable (Debelmas, 1953). S'en suivent ensuite les calcschistes du Crétacé supérieur et les flysch noirs datés de l'Eocène. Comme le signalait Debelmas dès 1955, le Lias n'est pas représenté dans le Briançonnais oriental.

Pour la nappe de Peyre-Haute, le Trias est réduit à des calcaires et dolomies du Trias supérieur (Norien) puisque la nappe est décollée au niveau des évaporites et gypses datant du Carnien (Claudel, 1999; Debelmas, 1955). Néanmoins, à l'inverse de la nappe Briançonnaise de Champcella, la nappe de Peyre-Haute présente des dépôts datés du Rhétien sous la forme de calcaires en petits bancs, ainsi que des sédiments liasiques. Le Lias est présent sous la forme de minces bancs calcaires bien lités et un peu sableux. Les dernières couches calcaires liasiques

sont directement surmontées par la base du Jurassique supérieur (les marbres de Guillestre). Le contact entre les deux se fait sans hard-ground mais la surface de réparation reste relativement irrégulière (Debelmas 1955).

Le domaine Briançonnais est connu pour la particularité de son émersion totale durant le Jurassique inférieur. Néanmoins, la présence de sédiments du Lias dans la nappe de Peyre-Haute laisse suggérer une particularité paléogéographique de cette nappe par rapport au reste du domaine Briançonnais. Actuellement, la nappe de Peyre-Haute est toujours située au-dessus des unités de type Champcella, sauf dans le cas des chevauchements hors-séquences (Claudel 1999).

Les Pré-Alpes Romandes – Les Pré-Alpes médianes plastiques

Les Pré-Alpes se situent au front Nord des Alpes et sont constitués de différentes nappes (de lithologies et d'origines paléogéographiques différentes) avec notamment « la nappe des Pré-Alpes Médianes rigides » et la « nappe des Pré-Alpes plastiques ». Les « Médianes rigides » se distinguent des « Médianes plastiques » par leur style tectonique cassant et l'écaillage des assises Mésozoïques (Baud, 1972). Baud (1972) subdivisera les Pré-Alpes Médianes rigides en trois groupes d'écailles : rigides internes, rigides externes supérieures et rigide externes inférieures. Les roches formant cette nappe de couverture ont été très vite comparées, notamment le Trias, à la série classique Briançonnaises (Ellenberger, 1952). Ce sont essentiellement des calcaires associés à des marnes et argiles. La mise en place de ces dépôts est liée à l'évolution de la Téthys Alpine (Stampfli and Marthaler, 1990; Borel, 1995). Les « Médianes rigides internes » présentent une série stratigraphique lacunaire sur laquelle le Trias supérieur est incomplet par suite d'érosion avec émersion laissant place à des dépôts de bauxites (Badoux and de Weisse, 1959) et un paléokarst. Au-dessus peut transgresser le Jurassique moyen à supérieur ou directement les calcaires massifs caractéristiques du Jurassique supérieur. Se superposent ensuite à ces dépôts les couches rouges du Crétacé supérieur suivies du flysch noir Eocène (Baud, 1972). Les « Médianes rigides externes » quant à elles sont caractérisées par une série stratigraphique uniquement composée de Trias moyen pour leur partie inférieure et d' une partie supérieure allant de cargneules triasiques à la base d'une série de dolomies et calcaires sombres (avec parfois un niveau pélitiques (200m d'épaisseur)) surmontée en transgression par du Jurassique moyen puis suivie de la série classique Jurassique supérieure, les Couches rouges du Crétacé supérieur et flysch Eocène (Baud, 1972). De par l'évidence du karst dans les précédentes écailles, c'est tout naturellement que les Pré-Alpes Médianes rigides ont été rattachées au domaine Briançonnais (Ellenberger, 1952).

Les « Médianes plastiques » quant à elles possèdent un enregistrement Mésozoïque plus complet avec l'évidence de Trias supérieur ainsi que du Rhétien et du Lias sous la forme de fins bancs de calcaires et de pélites (Baud, 1972). De plus, à l'inverse des « Médianes rigides » qui ne contiennent pas de Crétacé inférieur, les « Médianes plastiques » présentent des dépôts de cet âge sous la forme de « calcaires plaquetés » (Borel, 1995).

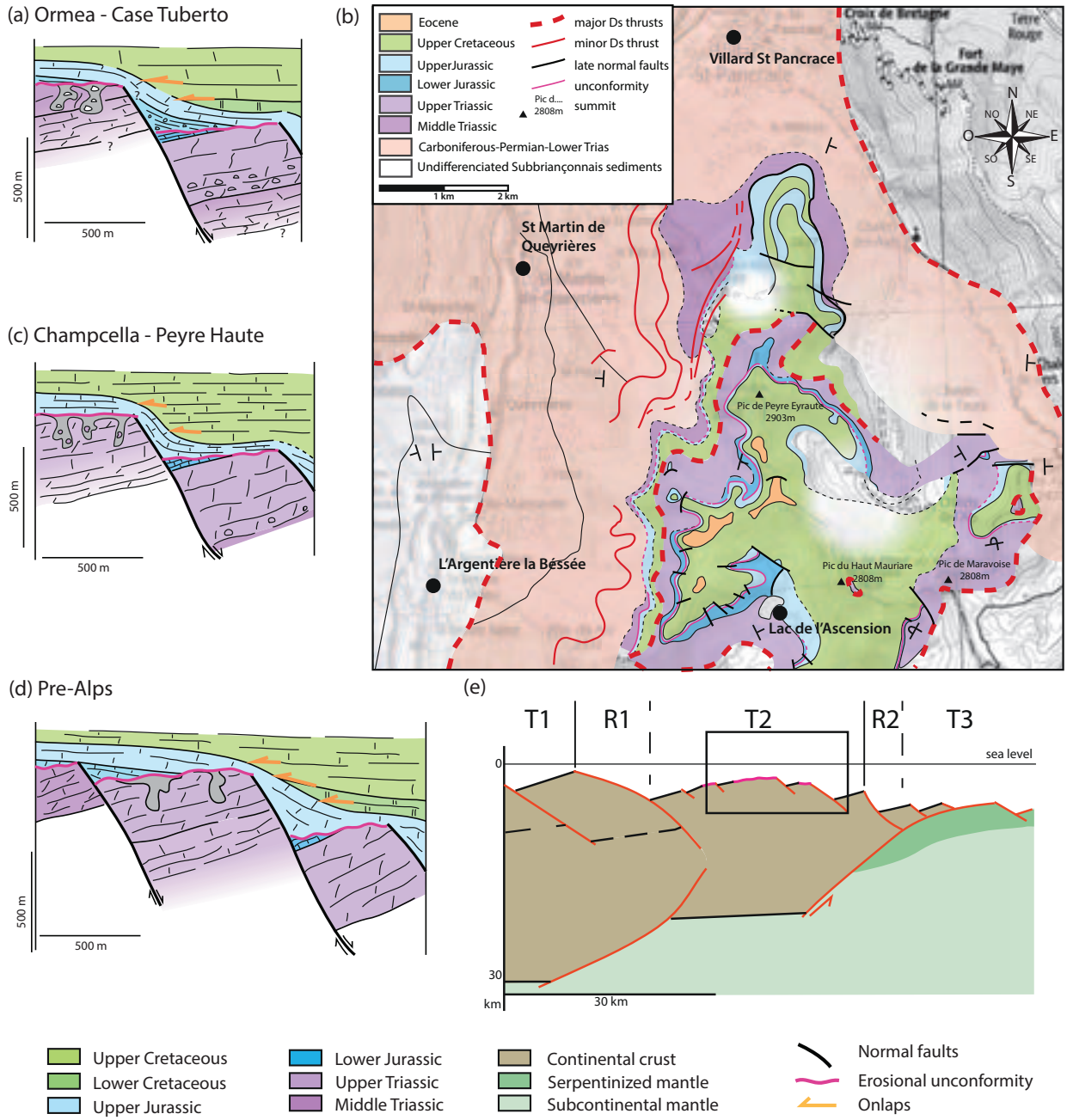


Fig.III.8 Coupes stratigraphiques de différents terrains alpins définis comme analogues à la terrasse T2 de par la particularité de leurs enregistrements stratigraphiques et notamment la présence d'une discordance majeure (en rose). (a) Case Tuberto dans les Alpes Ligures (discussion de son appartenance entre T2 et T3), (b) Carte du terrain analogue à T2 dans le Briançonnais Français au sud de Briançon, (c) Champcella-PeyreHaute dans le Briançonnais français (stratigraphie de (b)) et (d) Les Pré-Alpes dans les Alpes Suisses.(e) Coupe schématique localisant la seconde terrasse et l'origine paléogéographique des coupes présentées en (a), (c), (d) dans le cadre d'une marge actuelle.

Observations majeures pour T2

Les unités alpines des Alpes internes du type Case Tuberto et Peyre-Haute présentes ont toujours été exclues de l'appartenance au domaine Briançonnais sensu-stricto. En effet, de par l'évidence de Norien et de sédiments Lias dans leurs enregistrements stratigraphiques, ces unités étaient généralement associées au domaine Prépiémontais (Vanossi, 1980). Ce Lias est suivi par

du Jurassique moyen bréchique ou du Jurassique supérieur en épais bancs calcaires reposant en discordance sur le karst Briançonnais, également observable dans ces unités.

Il sera proposé dans la suite de ce travail (seconde sous-partie de la Partie 3) une nouvelle interprétation pour la localisation paléogéographique concernant les unités du type Case Tuberto et Peyre-Haute.

D'autre nappes Briançonnaises détachées de type T2 sont également visibles à d'autres endroits dans les Alpes, comme par exemple la nappe de Schams dans les Alpes centrales (Gurk et al., 2001; Schmid et al., 1990). Néanmoins, bien que d'autres nappes de ce style soient observables tout le long de l'arc alpin, je ne me suis concentrée dans l'étude de ma thèse qu'à certains exemples afin de pouvoir avoir une comparaison premier ordre de l'évolution de T2 le long de la paléomarge Européenne.

R2, la zone d'escarpement

Les Alpes Ligures – Monte Galero

Le complexe bréchique de Monte Galero se trouve dans l'unité tectonique d'Arnasco-Castelbianco qui forme une large klippe du domaine Prépiémontais (Vanossi, 1970; Royant and Lanteaume, 1973; Decarlis and Lualdi, 2011), chevauchant une autre unité du même domaine ou le domaine Briançonnais Ligure (Vanossi, 1984). Le premier à avoir identifié les brèches de Monte Galero est Franchi (1894) qui leur assigne un âge liasique. Deux litho-faciès bréchiques sont observés : MGBca formé de brèches carbonatées et MGBhe composé de clastes hétérogènes. La composition des clastes est liée à l'érosion progressive des domaines Briançonnais et Prépiémontais depuis les roches Mésozoïques les plus jeunes jusqu'aux roches volcano-sédimentaires et de socle les plus anciennes. Deux corps sédimentaires ont été définis par Decarlis & Lualdi (2011) : B1 qui forme le corps inférieur et B2 le corps supérieur, comprenant chacun la succession de deux litho-faciès précédemment cités. L'épaisseur totale varie d'environ 400 m (Mont Galero) à 50 m (Case Morteo) (Decarlis and Lualdi, 2011).

Le premier litho-faciès, MGBca est composé de brèches hétérométriques de carbonates dont les dimensions varient de quelques centimètres à un peu moins d'un mètre. Ces clastes sont issus des dolomites du Norien ainsi que des calcaires Rhétiens et Liasiques d'origine Briançonnaise et Prépiémontaise (Decarlis and Lualdi, 2011). Les brèches MGBhe sont quant à elles formées de brèches hétérométriques polygéniques. Les clastes proviennent du complexe volcanique Permien recouvrant le socle mais également de ce socle Varisque vers le haut de ce litho-faciès bréchique. Dans ce deuxième litho-faciès, les brèches carbonates sont inexistantes dans B1 mais pas dans B2 où elles ne présentent néanmoins qu'un âge Triasique moyen.

En addition des deux corps B1 et B2, un troisième corps, B0 est interprété comme le prélude de l'emplacement des brèches (Decarlis and Lualdi, 2011). Ce corps, dont les premiers dépôts sont de fins sédiments, s'intercale avec les calcaires sous-jacents et est associé au litho-faciès MGBca.

Le caractère sédimentaire de ce corps suggère une organisation gravitaire liée à un glissement dû à une activité tectonique.

Acceglio- Col de Longet

La zone d'Acceglio se trouve dans les Alpes Cottiennes, entre la zone Briançonnais et les unités du Piémontais Lemoine, 1967). Cependant, certaines exceptions de géolocalisation d'éléments appartenant cette zone sont observables comme c'est le cas pour les klippes de la quatrième écaille du Prorel, au NW de Briançon (Prorel, Serre Chevalier, Eychauda). Ces klippes chevauchent actuellement l'ensemble des nappes Briançonnaises mais qui sont également rattaché à la zone d'Acceglio (Pierre Termier, 1903). La zone d'Acceglio montre une sédimentation post-triasique variée, dont les brèches et reposant en transgression sur un substratum siliceux, le Trias moyen et supérieur calcaréo-dolomitique étant quasiment absent, alors que son épaisseur est importante dans le Briançonnais et Piémontais voisin (Lemoine, 1967). L'évidence de ces dépôts dans ces domaines explique leur présence en grand nombre dans les éléments du complexe bréchique.

La zone d'Acceglio présente donc une importante érosion entamant le Trias, et par endroit le Permien, suivie d'une transgression supposée d'âge Jurassico-Crétacé (Lemoine, 1967). L'observation détaillée de ces brèches par Lemoine (1967) a permis la subdivision de la zone d'Acceglio en deux zones : une zone externe d'affinité Briançonnais et une zone dîtes d'Acceglio interne, plus complexe et moins bien définie.

La nappe de brèches du Chablais

La nappe du Chablais se trouve au Nord de la chaîne alpine, dans les Préalpes et semble correspondre pour le Jurassique à un domaine sédimentaire intermédiaire entre le Briançonnais et la fosse Piémontaise (Lemoine, 1961; Trümpy, 1955). La particularité de la nappe du chablais est la possibilité d'observer pour un même étage stratigraphique (ou groupe d'étages) une série de types différents de brèches qu'il est possible de suivre en quasi-continuité et sans interruption tectonique sur une douzaine de kilomètres (Lemoine, 1967). Les variations stratigraphiques les plus caractéristiques sont observables dans le Lias et le Dogger de cette nappe, reposant quant à eux sur un Trias moyen et supérieur dolomitique. Les dépôts post-triasiques du Jurassique reposent en continuité et discordance sur le Trias dans la partie la plus interne et en discordance sur le Trias dans la partie la plus externe, allant même jusqu'à reposer sur des quartzites du Trias inférieur (Lugeon, 1896; Lemoine, 1961; Marcel Lemoine, 1967). L'enregistrement des brèches présente lui aussi des variations au travers de la marge. En effet, dans la partie externe, les premiers blocs sont chaotiques et énormes puis ils sont suivis par des brèches à éléments calcaréo-dolomitiques grossiers et non classés sous la forme de gros bancs avec un ciment presque inexistant. En se rapprochant de la partie la plus interne, des intercalations calcaires apparaissent entre les bancs de brèches dont la taille des éléments diminue de façon progressive (Pic de Marcelly, (Kuenen and Carozzi, 1953)). Dans ces bancs de brèches d'une épaisseur de 5 à 15 m (Lemoine, 1967) des blocs métriques de dolomies et de calcaires sont encore observables mais un grano-classement commence à apparaitre dans la partie supérieure des bancs lorsque la taille des éléments devient

inférieure à 10 cm. Plus les dépôts de brèches se rapprochent de la partie interne, plus l'épaisseur des bancs de brèches, leur fréquence ainsi que la taille moyenne de leurs éléments diminue de façon relativement régulière pour finalement passer latéralement à des calcschistes dans lesquels on ne trouve plus que quelques intercalations de brèches très fines (Lemoine, 1967).

La formation et la mise en place de ces brèches résulteraient d'écroulement par escarpement de failles pour les très gros blocs tandis que les brèches fines et microbrèches granoclassées de la partie interne ont pu être transportées par un mécanisme de type « courant de turbidité » (Kuenen and Carozzi, 1953).

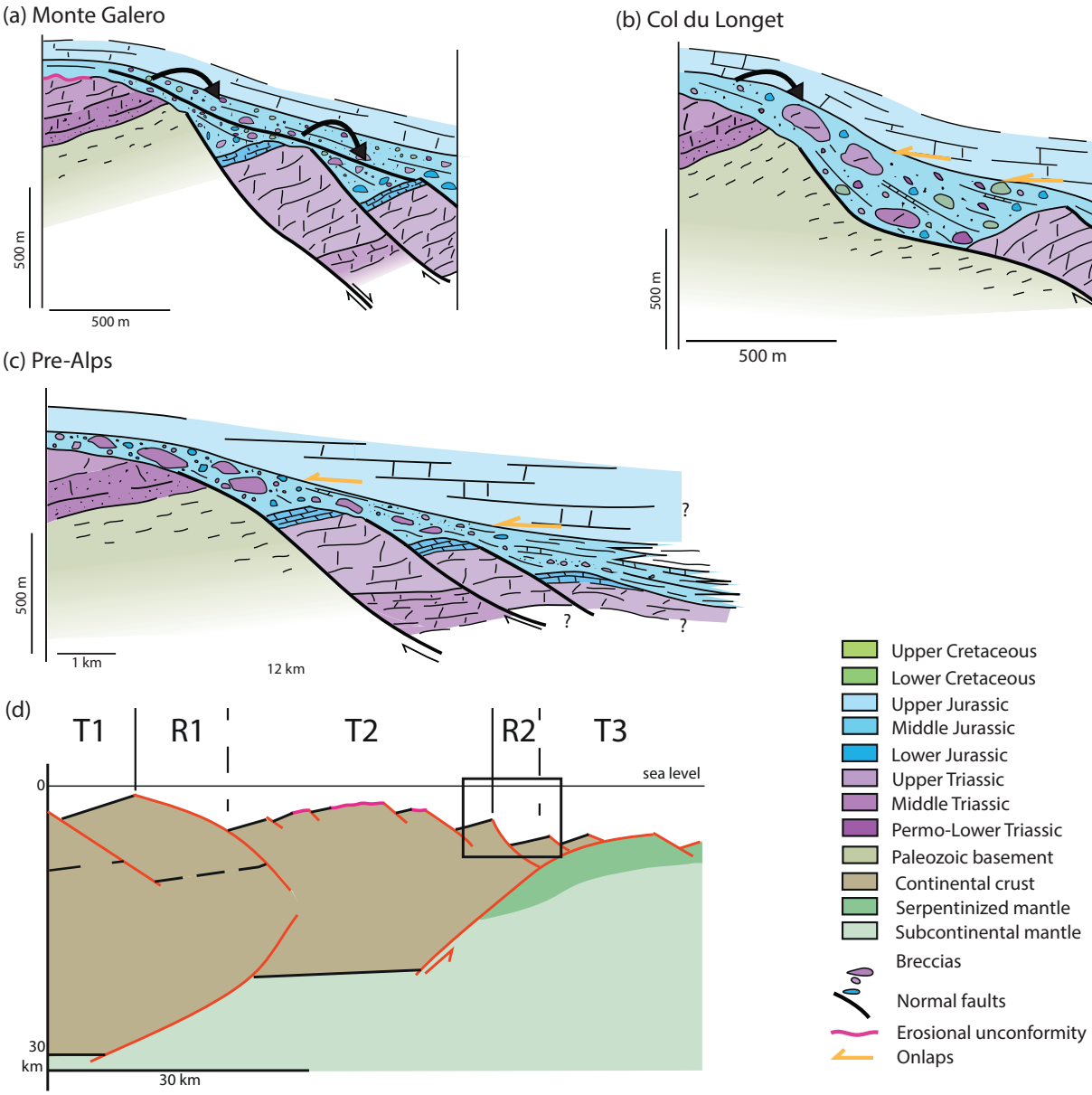


Fig.III.9 Coupes stratigraphiques de différents terrains alpins définis comme analogues à la zone d'escarpement R2 marquant la frontière entre T2 et T3 et caractérisés par la présence de matériel bréchique. (a) Monte Galero dans les Alpes Ligures, (b) Col du Longet (frontière Italo-Française dans les Alpes de l'Ouest) et (c) Les Pré-Alpes dans les Alpes Suisses, présentent quant à elle un enregistrement qui peut être suivi sur environ 12 km. (d) Coupe schématique localisant la zone d'escarpement R2, origine paléogéographique des coupes présentés en a. b. c. dans le cadre d'une marge actuelle.

Observations majeures pour R2

Le domaine R2, domaine transitionnel entre un haut topographique (T2) et un bas topographique (T3) est marqué par la présence d'importants dépôts bréchiques. Cependant, en raison de la tectonique alpine et des différentes phases de compression alpine auxquelles ont été soumises les unités alpines, il est très rare de pouvoir observer de façon continue les successions bréchiques formant l'ensemble de ces unités.

Néanmoins, des similitudes sont observables entre ces unités (Nappe de brèches du Chablais, Acceglio et Monte Galero). En effet, les enregistrements, dont l'origine provient des domaines les plus externes de R2, sont généralement plus grossiers et présentent de gros clastes non classés calcaréo-dolomitiques d'âge triasique. Les brèches présentent parfois ensuite des éléments quartzitiques du Trias inférieur ou encore des clastes du Permien. La succession de ce type de série inversée laisse suggérer une érosion de façon progressive de ces dépôts, du Trias supérieur au Permien, provenant du domaine Briançonnais voisin. De même, une évolution latérale est observable au travers de ce domaine depuis T2 vers T3. Les unités détaillées précédemment montrent des éléments de brèches calcaires et dolomitiques devenant de plus en plus petits pour passer latéralement à des calcschistes dans le domaine le plus interne et distale avec par endroits encore des alternances de niveaux bréchiques très fins.

Dès les années 1950 (Kuenen and Carozzi, 1953), la formation de ces brèches est associée à des structures tectoniques et des escarpements de failles pour expliquer les plus gros clastes présents dans la partie externes de R2 puis à des systèmes gravitaires associés à des courants de turbidité pour expliquer la présence de ces sédiments bréchiques dans la partie interne et distale. Il s'agit donc de brèches sédimentaires marines (Lemoine et al. 1967) dont l'âge est estimé entre le Jurassique supérieur et la Crétacé supérieur (Lemoine 1961, 1967).

T3, le domaine Prépiémontais

Les Alpes Ligures –Montaldo

L'unité de Montaldo se trouve actuellement dans les Alpes Ligures et est considérée comme faisant partie du domaine Piémontais (Vanossi 1980). La série stratigraphique de cette unité débute par un terme inférieur bréchique à éléments polygéniques de radiolarites, de marbres et de schistes lustrés calcaires. Le terme supérieur quant à lui est constitué principalement par des schistes lustrés calcaires dans lesquels on retrouve des intercalations de niveaux marmoréens et des lits bréchiques (Vanossi, 1980). Cette série n'a pas pu être datée précisément mais d'après ses caractères, il lui a été attribué un âge entre le Jurassique moyen à supérieur et le Crétacé inférieur. Le socle et l'enregistrement anté-jurassique de cette unité ne sont pas connus mais Vanossi ((Vanossi, 1980, 1990) propose une base formée de roches calcaires et marno-argileuses du Rhétien reposant sur un Trias supérieur dolomitique bien lité.

Les Alpes de l'Ouest – Le Grand Chalvet/Rio Secco/Chaberton/Rochebrune

Les sommets du Grand Chalvet, du Chaberton et de Rochebrune forment une série de chaînons essentiellement dolomitiques à la bordure Est du domaine Briançonnais Français au

niveau de la ville de Montgenèvre et ont été définis comme appartenant à l'unité Piémontaise (Barféty et al., 1996), tout comme la vallée caractéristique du Rio Secco (voir détail ci-après). Cette unité présente un enregistrement Mésozoïque différent du domaine Briançonnais se trouvant à l'Ouest de la vallée de la Clarée (Fig.10b). En effet, à l'inverse des unités de type Champcella (caractéristiques du domaine Briançonnais), les sommets de l'unité étudiée ici commencent leur série Mésozoïque par un épais Trias supérieur dolomitique (environ 600-800m) suivi d'un Rhétien-Hettangien subconcordant au Trias supérieur et présentant un litho-faciès varié (schistes, calcaires, dolomies sur environs 170m) (Dumont, 1983, 1984). Vient ensuite un dépôt liasique défini par une formation hémipélagique monotone, d'une centaine de mètres d'épaisseur montrant l'alternance de calcaires et de calcschistes avec de rares ammonites et belémnites (Dumont, 1983). Et enfin, la « formation détritique rousse » présentant des intercalations de turbidites carbonatées dans un fond de sédimentation pélagique. Cette formation datée du Jurassique moyen présente des microconglomérats, des calcaires sableux granoclassé, des calcschistes et des argilites formant une succession de séquences turbiditiques. A la suite de cette succession, des calcaires clairs à bandes siliceuses, d'âge supposé Jurassique supérieur-Crétacé inférieur) sont parfois observables (Lemoine et al., 1978; Polino and Lemoine, 1984).

Cependant, à l'inverse des nappes de Champcella et de Peyre-Haute décrites précédemment, l'unité du Grand Chalvet/Rio Secco ne présente pas de karst triasique marquant l'absence du Trias supérieur et du Lias dans le Briançonnais sensu-stricto. Actuellement, les chaînons du Grand-Chalvet/ Chaberton et de Rochebrune sont chevauchés sur le domaine Briançonnais par un contact tectonique basal.

Une des particularités de cette unité est l'évidence de ce qui a été défini comme un socle cristallin antétriasique (Termier, 1903; Lemoine, 1951, 1961b; Marcel Lemoine, 1967; Barféty et al., 1996) . Caby (d'après une étude inédite proposée par Barféty et al. 1996) définit les écailles de matériel cristallin comme étant surtout des micaschistes lités associés à des schistes, des prasinites provenant de la déformation alpine. L'évolution de ces roches est définie comme étant polymétamorphique liée à un métamorphisme anté-alpin et alpin. Bien que relativement étudiées depuis les années 1950-1960, la position et l'origine paléogéographique ainsi que leur implication dans la compréhension de la paléo-marge européenne restent encore très peu comprises. Ce « socle » est observable notamment dans la vallée du Rio Secco (Lemoine, 1961).

Une seconde particularité est la présence de « gouges noires » au Col de l'Alpet, que Pinto (2014) a pu comparer avec les gouges définies dans le détachement de l'Err dans les Alpes Centrales (Manatschal, 1999). Ces roches ont été définies comme des roches de failles, caractérisées par leur couleur noire, leurs clastes arrondis millimétriques à centimétriques, et une matrice composée de chlorite et illite. (Manatschal, 1999). Elles sont associées au bloc supérieur de la zone de faille (Manatschal, 1999; Pinto et al., 2014), qui marque la zone de déformation et se trouve actuellement à la base du bloc Mésozoïque du Grand Chalvet.

Une troisième particularité de cette unité est la présence d'un dépôt bréchique caractéristique, le complexe de Cervière. Ce dépôt se trouve actuellement à la base du chevauchement basal du

chaînon de Rochebrune et sous sa continuité nord à la base de l'unité Liguro-Piémontaise du massif du Chenaillet (voir localisation sur la carte), au niveau du village de Cervière. A l'inverse des unités bréchiques de type R2 décrites précédemment, ce dépôt, localisé dans T3, présente des éléments de serpentines et d'ophicalcites remaniées. La déformation et le métamorphisme alpins qu'a subit ce complexe sédimentaire le rend difficile à étudier. Néanmoins, sa position basale au chaînon de Rochebrune suggère que ce dernier était plus distal que le complexe de Cervière et que du matériel mantellique avait du être exhumé afin d'expliquer la présence de brèches mantéliques dans ce complexe.

La deuxième sous-partie de cette partie consacrée à l'étude de la marge distale Européenne sera essentiellement consacrée à l'étude des domaines Briançonnais et Prépiémontais (à laquelle je rattache les unités du Grand Chalvet/Rio Secco) afin de comprendre quelle est la relation paléogéographique entre ces deux domaines, sa particularité et l'importance de l'héritage lié au rifting lors de la compression alpine.

Les Alpes Centrale - Tasna

La zone de transition océan-continent (TOC) de Tasna présente une exposition sud /nord entre les Piz Clünas et Piz Nair dans la fenêtre de l'Engadine au sud-est de la Suisse. Cette structure décrite par Florineth & Froitzheim (Florineth and Froitzheim, 1994), est le seul exemple actuellement connu, préservant de la déformation alpine, la transition entre une croûte continentale amincie et le début du manteau sous-continental exhumé. Trümpy (1980) est le premier à suggérer que cette unité, considérée jusqu'alors comme une unité Austro-Alpine inférieure, appartient au domaine Briançonnais. Cette corrélation est basée sur l'observation de similitudes dans les faciès, entre le Jurassique supérieur et le « Tertiaire inférieur » notamment, entre le Briançonnais et la nappe de Tasna. Plus récemment, Manatschal et al. (2006) puis Manatschal et Muntener (2009) appuient également l'hypothèse de l'origine Briançonnaise de la TOC de Tasna.

La TOC de Tasna présente deux structures majeures : la LTD (Lower Tasna Detachment) séparant les roches de la croûte des roches du manteau serpentinisé et la UTD (Upper Tasna Detachment) qui tronque la LTD et « chapote » le socle sur 4 km (Fig.10d).

La TOC de Tasna est formée par des roches du socle continental et des péridotites serpentinisées (Florineth and Froitzheim, 1994) qui sont très fortement déformées.

Les dolomies triasiques présentes sur l'ensemble de la marge Européenne le long de l'arc alpin ne sont ici que très peu souvent observables, tout comme les calcaires du Lias. En effet, des brèches polymictiques, présentant des éléments anguleux et arrondis de socle continental, directement déposées sur le socle continental exhumé sont observables en quelques points. Vers l'océan, les brèches sont toujours chaotiques mais semblent plus ouvertes avec une matrice similaire aux schistes noirs les surmontant et recouvrant la TOC de Tasna (Manatschal et al., 2006). Ces brèches ont été décrites par Manatschal et al. (2006) comme étant des « brèches tectono-sédimentaires ». En dépit de ce matériel bréchique, le socle de la TOC de Tasna est directement scellé par des schistes noirs surmontés de calci-turbidites, de sables siliciclastiques, et de calcaires

contenant des brèches du Néocomien à l'Eocène (Hesse, 1973; Rudolph, 1982; Schwizer 1983). Ce dépôt appartient à la Gault Formation (Zone de Flysch) (Hesse, 1973) et constitue une épaisse séquence de formations turbiditiques à lithologies distinctes. En effet, une formation de flysch carbonaté alterne avec un flysch terrigène déposé entre le Barrémien-Aptien et le Paléogène.

Au niveau de la nappe de Tasna, la formation a été subdivisée en 5 membres lithostratigraphiques: (I) un fin membre turbiditique inférieur contenant un niveau conglomératique, (II) un fin membre turbiditique d'épaisseur intermédiaire, suivi d'un membre composé d'un fin lit turbiditique (III), (IV) un premier membre supérieur formé d'un épais banc turbiditique et enfin (V) un membre supérieur composé d'argilite.

Cette succession de la Gault Formation trouvée dans la nappe de Tasna est définie comme étant plus proximale que celle observée dans « Nappe de Flyschs » (Hesse, 1982). Cet ensemble matériel est suivi par des schistes gris, des calciturbiditiques et des brèches, datés de la fin du Barrémien au début de l'Aptien (Schwizer, 1983).

Observations majeures pour T3

Les unités appartenant à T3, observables le long de la marge, présentent différents types d'enregistrement mais marquent toujours la terminaison de la croûte continentale européenne. Les derniers blocs de croûte continentale exposent toujours un épais Trias supérieur dont la base est généralement un contact tectonique (Dumont, 1983). Cependant, à certains endroits (Tasna) ces blocs à sédiments Mésozoïque ne sont plus observables. La terminaison de la croûte continentale Européenne est marquée par la formation de roches de faille, définies par des micro-structures et chimie particulières (pour plus de détails voir Pinto et al., 2014), directement sur cette croûte avant de passer à la formation de brèches tectono-sédimentaires remaniant du matériel mantellique lors du passage dans la TOC.

Beltrando et al. (Beltrando et al., 2010) ont proposé une autre approche pour comprendre la paléogéographie des unités alpines. Ces travaux sur le métamorphisme des unités alpines ont mis en évidence la proximité paléogéographique entre le socle continental et les roches définies comme océaniques dès le Jurassique en les associant au domaine de croûte hyper-étirée relative à l'ouverture de la Téthys. En effet les roches associées à ces unités, et donc à la transition continent-océan, ont révélé un métamorphisme de type haute-pression avec une complexité lithologique prouvant que cette proximité est antérieure à l'évènement orogénique. Pour les auteurs, les morceaux de socle continental se trouvant actuellement au contact de l'unité Piémontaise étaient superposés au manteau serpentinisé durant le Jurassique par le biais d'une faille de détachement.

Les informations relatives à T3, le long de la marge Européenne, suggèrent donc que cette terrasse marque la terminaison de la croûte continentale Européenne.

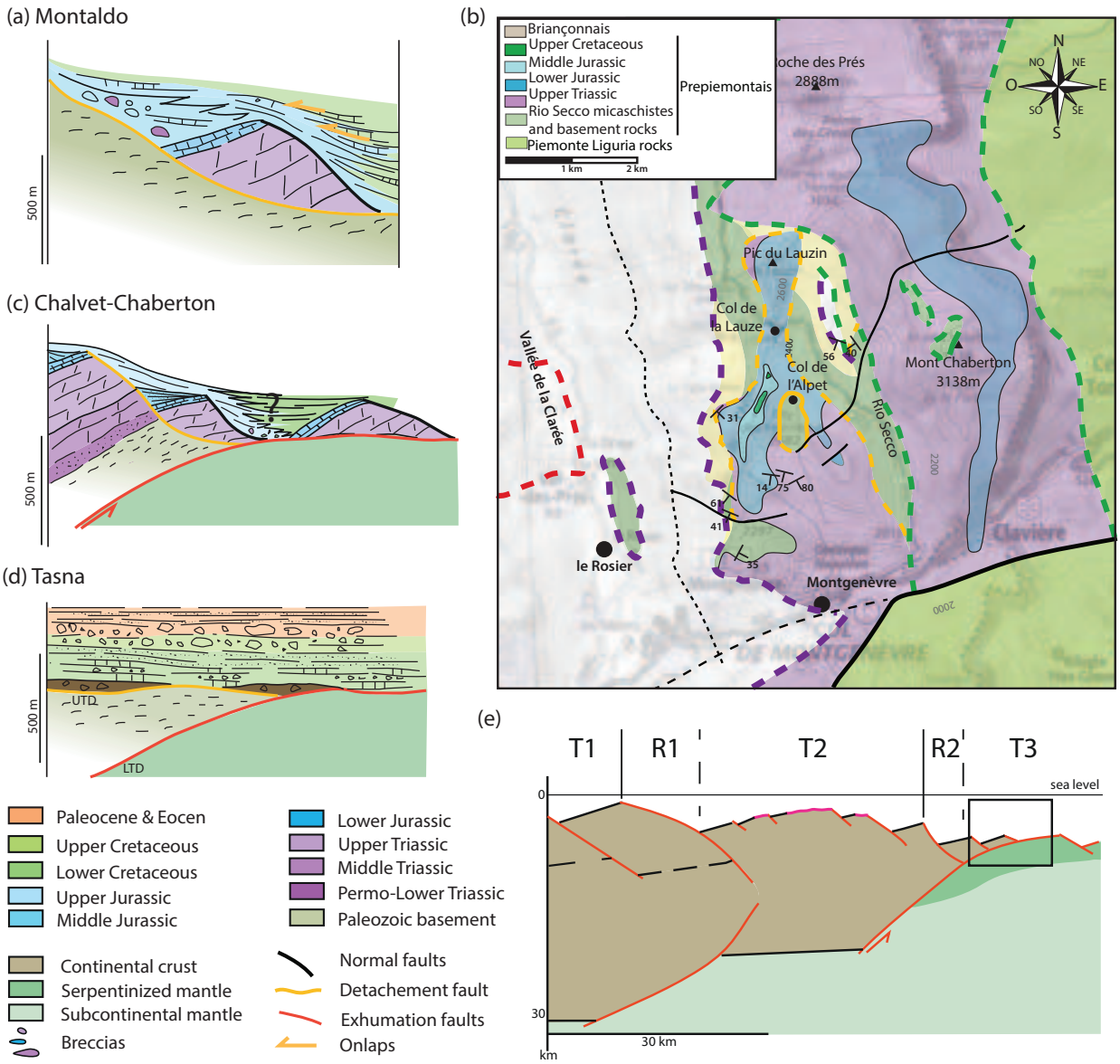


Fig.III.10 Coupes stratigraphiques de différents terrains alpins définis comme analogues à la terrasse T3 marquant la terminaison de la croûte continentale Européenne. (a) Montaldo dans les Alpes Ligures, b. Carte du terrain du Prépiémontais, analogue à T3, à la terminaison Est du Briançonnais Français dans les Alpes de l'Ouest, (c) Grand Chalvet -Chaberton dans le Prépiémontais français et caractérisé par la nature tectonique de son contact basal (faille de détachement) avec le socle (enregistrement de la carte (b)) et d. Nappe de Tansa dans les Alpes Suisses qui marque la terminaison de la croûte Européenne et son passage avec le domaine de transition et le manteau exhumé. (e) Coupe schématique localisant la troisième terrasse et l'origine paléogéographique des coupes présentés en (a), (c), (d) dans le cadre d'une marge actuelle.

De T2 à T3, un enregistrement discontinu

L'observation premier ordre de l'ensemble des enregistrements stratigraphiques de T2, R2 et T3 le long de l'arc alpin a permis de constater qu'en aucun endroit dans les alpes ces trois domaines ne sont préservés et exposés de façon continue. En effet, en raison de la compression alpine, les différentes unités de la marge alpine sont décollées suivant des surfaces de décollement différentes. L'étude de différentes sections tout le long de l'arc alpin prend donc tout son sens afin de comprendre l'évolution des dépôts et des enregistrements stratigraphiques.

La compilation de ces observations le long de l'arc alpin m'a permis de réaliser une section type premier ordre de l'évolution et des caractéristiques des trois domaines T2, R2 et T3 de la

marge Européenne (Fig.III.11) :

- T2 : Discordance majeure affectant le lias et le trias supérieur sur l'ensemble du domaine Briançonnais marqué par un karst ;
- R2 : Système bréchique présentant des clastes d'éléments provenant du domaine plus proximal T2. Le matériel devient de plus en plus fin vers la partie la plus distale de R2 et donc vers T3.
- T3 : Marque la terminaison du domaine Briançonnais avec l'association de roches de faille caractéristiques et la formation de brèches remaniant du matériel mantellique. L'enregistrement Mésozoïque des blocs présents dans ce domaine est très différent de celui de T2 avec un Trias supérieur épais, des sédiments Liasiques et l'absence de discontinuité stratigraphique et de karst.

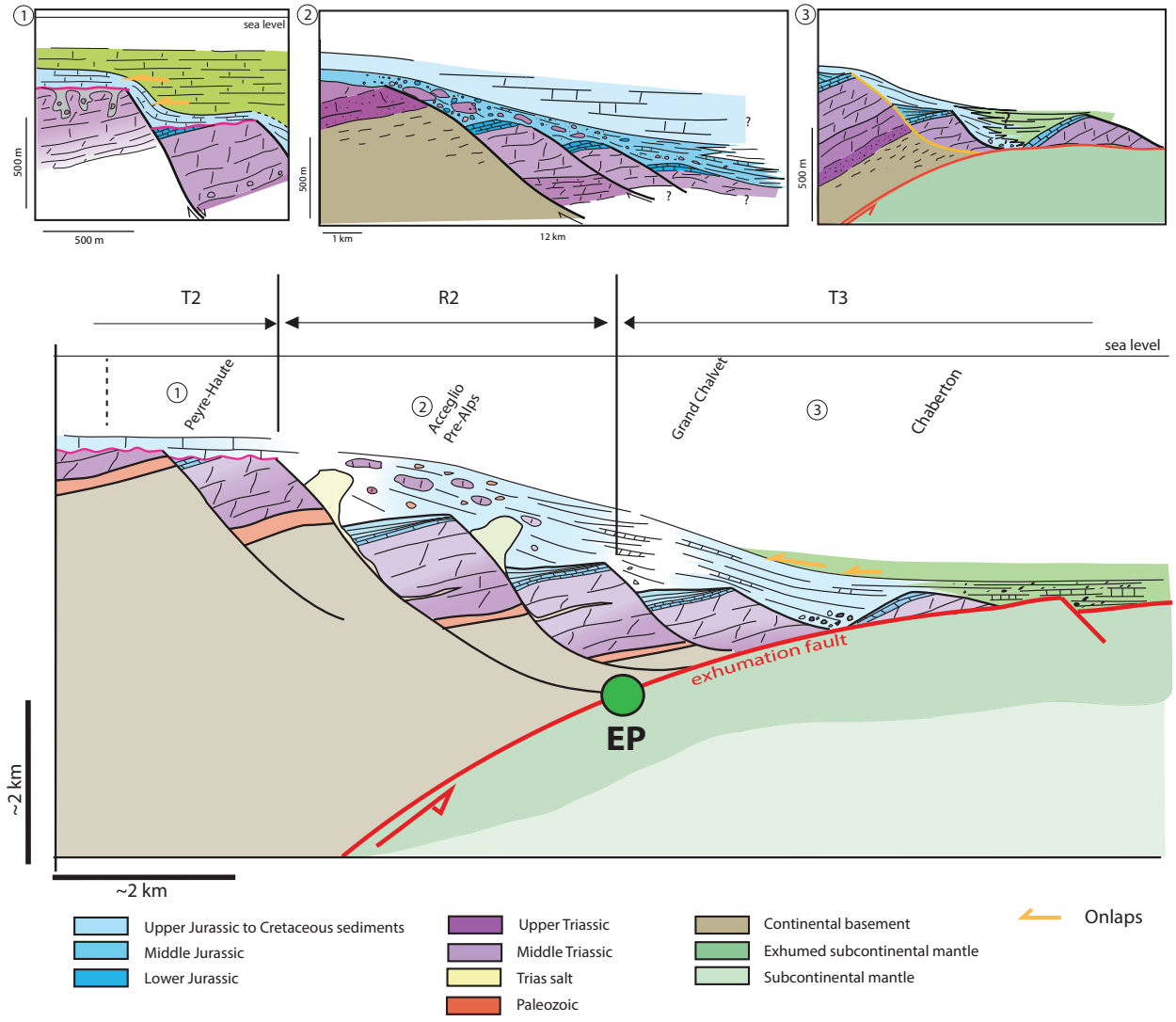


Fig.III.11 Coupe schématique le long de la marge Européenne reprenant les principales observations faites sur les figures III.8 (1), III.9 (2), et III.10 (3). La discordance observable sur T2 n'est pas observable sur R2 et T3. Le point EP marque le passage entre R2 et T3 et la terminaison de la croûte continentale autochtone.

3. La réactivation des domaines distaux de la marge Européenne

Depuis le début de l'étude du système alpin, la compréhension de la mise en place des différentes unités et nappes Alpines a toujours été sujet à discussion. Néanmoins, le schéma classique de la superposition implique que des unités actuellement l'une sur l'autre par le biais d'un contact tectonique se trouvaient avant l'une à coté de l'autre, suivant un modèle en « layer cake » (Fig.III.12). Cependant, les nouvelles observations et connaissances fournies par l'étude des marges actuelles laisse suggérer une complexité non prise en compte dans le schéma simpliste faisant foi jusqu'à présent. Cette complexité est notamment due à l'impact du jeu d'une potentielle tectonique de sel mais également, et principalement, à la morphologie de la paléomarge héritée du rifting.

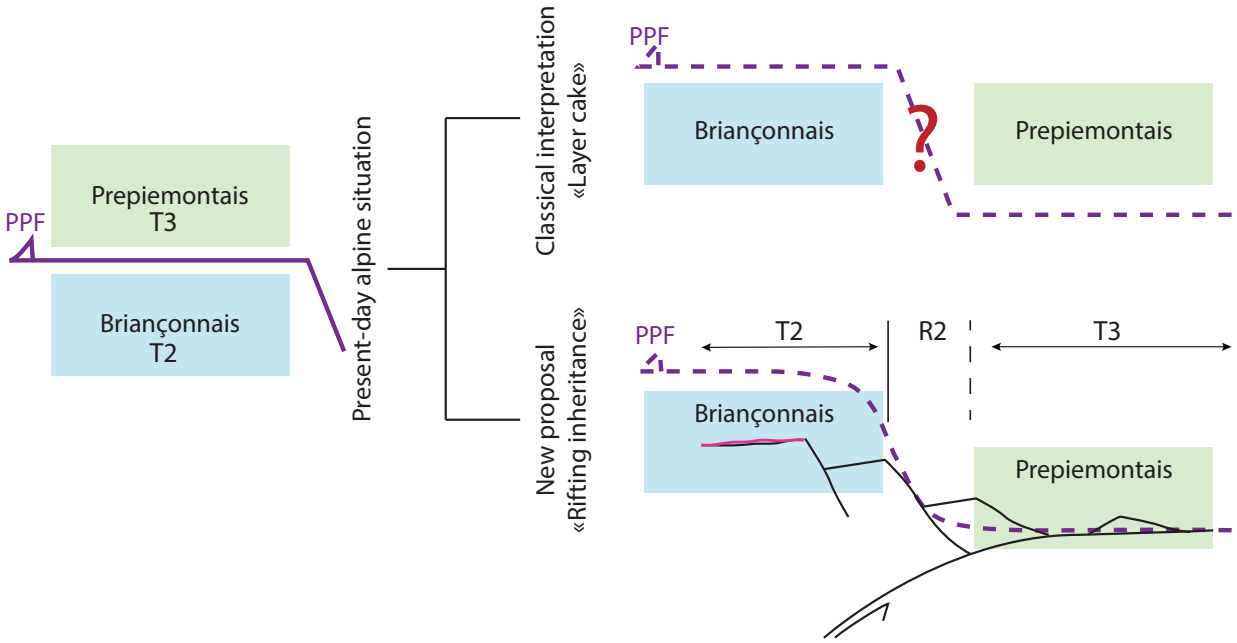


Fig.III.12 Schéma présentant l'interprétation classique de superposition des écailles alpines par un système en « layer cake » contre la nouvelle proposition associée à ce travail de thèse et faisant intervenir l'importance de l'héritage du rifting lors de la compression alpine. Dans cette nouvelle proposition la faille de détachement associée à la zone d'escarpement est réactivée lors de la compression alpine.

Comprendre la réactivation alpine est un sujet délicat et complexe qui mériterait de faire l'objet d'une étude approfondie à lui tout seul. Ainsi, dans le paragraphe suivant je ne chercherai pas à comprendre tous les rouages nécessaires à la mise en place de ces nappes mais plutôt à fournir certains éléments de réflexions liés à l'héritage de l'architecture du rifting afin de comprendre la seconde sous-partie de ce travail.

Différentes questions ont guidé le paragraphe qui va suivre :

- Quelles sont les structures de marges importantes héritées du rifting ?
- Quelle est leur origine paléogéographique?

3.1 L'héritage architectural d'une marge d'« upper plate » : du concept aux observations

L'architecture premier ordre d'une marge d'«upper plate » a été effectuée et détaillée dans la partie 2 de ma thèse.

Cette étude préliminaire sur les marges actuelles aura contribué à mettre en évidence une architecture d'«upper plate » en trois terrasse, T1, T2 et T3 séparées les unes des autres par des zones tectoniques majeures R2 et R3.

Les observations stratigraphiques faites sur la marge Est-Indienne ainsi que dans la marge fossile européenne ont ainsi mis en évidence des similitudes architecturales entre ces marges et permettent de ce fait d'associer les terrasses et structures d'«upper plate » aux différents domaines de la marge distale européenne :

- T2 = domaine Briançonnais
- R2 = zone d'escarpement définiepar des systèmes bréchiques de type Acceglio
- T3 = domaine Prépiémontais

Si ces domaines sont observables et assimilables aux terrasses actuelles à l'échelle locale du terrain et de l'affleurement, ce type d'observation ne permet pas de comprendre l'architecture crustale de la paléo-marge européenne. Pour cela, il est nécessaire d'avoir une observation à plus grande échelle. Afin de comprendre l'évolution de ces domaines et paléo-terrasses le long de l'arc alpin, j'ai choisi d'étudier quatre profils sismiques à travers les Alpes. Le premier recoupe les Alpes centrales, il s'agit de la ligne NRP-20EAST & EGT proposé par Schmid et Kissling (2000) et Schmid et al. (2004), suivie à l'Ouest par le second profil étudié,NFP-20WEST, recoupant les Alpes du Nord (Schmid & Kissling 2000 ; Schmid et al. 2004). Le troisième profil choisi est le profil ECORS-CROP recoupant les Alpes de l'Ouest (suivant Schmid et Kissling 2000, Schmid et al. 2004) et enfin, le quatrième profil utilisé est issu de la coupe proposée par Bonnini et al. (2010) (Fig.III.13). L'objectif ici n'est pas de proposer de nouvelles interprétations de ces profils mais de comprendre l'évolution architecturale des domaines du Briançonnais et du Prépiémontais au travers du système alpin. Pour cela, je me suis orientée d'abord vers une approche à grande échelle, avec le travail qui vient d'être présenté, afin de passer ensuite à une échelle locale avec l'étude d'une zone de terrain très précise et ciblée, qui sera présentée dans la seconde sous-partie. Sur chacun des profils cités plus hauts, j'ai fait apparaître les deux principales terrasses, T2 et T3, à savoir les domaines Briançonnais et Prépiémontais, ainsi que les principales structures tectoniques. Il est important de noter néanmoins qu'il a été fait l'hypothèse d'une absence de mouvements latéraux entre les domaines proximaux et distaux de la marge Européenne et que la majorité de la déformation s'est faite dans le domaine Prépiémontais (Fig.III.13).

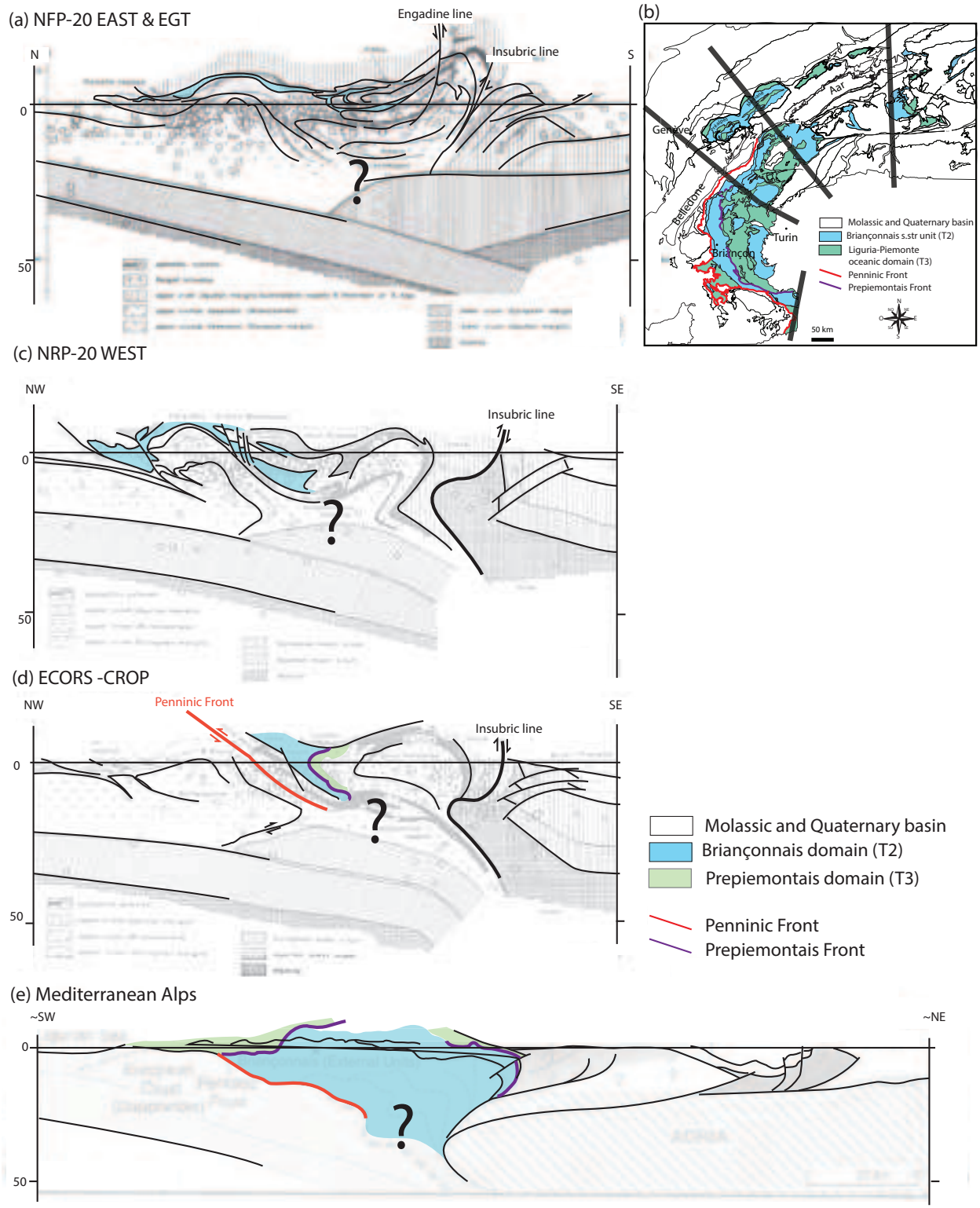


Fig.III.13 Mise en évidence des domaines Briançonnais et Prépiémontais le long de la chaine Alpine par le biais de trois coupes sismiques imageant les Alpes à l'échelle crustale (a) NFP-20 EAST &EGT, (c)NRP-20 WEST, (d) ECORS-CROP (modifiées d'après Schmid & Kissling 2000) et (e) une coupe proposant l'architecture profonde des Alpes Ligures (modifié d'après Bonini et al. 2010). (b) Carte présentant le Briançonnais et le Prépiémontais et localisant les 4 sections sur l'arc alpin (modifiée d'après Schmid et al. 2004).

L'architecture crustale des Alpes est de mieux en mieux comprise depuis les années 1990 et ceci grâce à l'apparition des profils géophysiques-géologiques grande échelle (Butler, 1992; ROURE et al., 1990;Transalp Working Group 2002) élaborés par le biais de sismique profonde haute résolution. La compilation de ces différents profils permet d'avoir une idée premier ordre de l'architecture 3D du système alpin (Schmid and Kissling, 2000). Chacun des profils étudiés dans ce paragraphe, image la chaîne alpine jusque plus de 40 km de profondeur. Cependant, en raison des différentes interprétations faisant déjà foi et des nouvelles interprétations (Mohn et al., 2014), je ne détaillerai pas ici l'interprétation profonde de ces profils.

La superposition premier ordre des nappes alpines se visualise globalement d'Est en Ouest pour les Alpes de l'Ouest. Il est important de noter que je ne me concentrerai pas ici sur les différentes phases de déformation mais sur l'architecture actuelle de la chaîne alpine.

Cependant, à ce stade, il est important de préciser quelques informations sur la déformation pré-Oligocènee qui affecte d'ores et déjà le système Téthysien et Alpin. En effet, une phase de compression antérieure vers le nord/nord-ouest est observable, notamment dans la partie proximale de la marge européenne et des massifs Dauphinois (Barféty et al., 1979; Lemoine et al., 1981; Dumont et al., 2008) mais elle s'observe faiblement dans la principale zone d'étude de cette thèse.

Les coupes de Bonnini et al. (2010) et ECORS-CROP nous présentent des architectures plus ou moins similaires avec un domaine Prépiémontais plus interne, chevauchant, lors d'une première phase de compression, le domaine Briançonnais. Ce contact tectonique est ensuite rebasculé vers l'Est, comme le laisse sous-entendre l'observation de ces profils (Fig.III.14). Au Nord et dans les Alpes Centrales la situation et l'identification de ces deux domaines sur les profils choisis semblent un peu plus complexes. Néanmoins, sur l'ensemble de ces profils où les deux domaines sont observables, le domaine Briançonnais est toujours chevauché une premières fois par le domaine Prépiémontais.

Une particularité est observable sur le profil NFP-20WEST : il s'agit des nappes de Préalpes Romandes. Ces nappes, d'origine Briançonnaises, ont été détachées de façon précoce, en raison de leur non-métamorphisme (Frey and Ferreiro Mählmann, 1999; Schmid et al., 2004) et transportées au-dessus du domaine proximal de la marge européenne.

Si les domaines Briançonnais et Prépiémontais sont tous deux visibles sur chacun de ces profils, leurs importances et proportions au sein du système alpin ne sont pas les mêmes. En effet, vers les Alpes Centrales le domaine semble être plus fin et représenté uniquement sous la forme de quelques écailles (voir carte Fig.III.7). De plus, à titre informatif car non développé dans le cadre de cette thèse, certains domaines (autres que le Briançonnais et le Prépiémontais) ne sont pas observables de façon continue sur les 4 sections, comme le domaine Valaisan qui semble « disparaître » vers le Sud-Ouest. Par ailleurs il est important de noter que le domaine Briançonnais lui-même semble « se terminer » vers le Nord-Est.

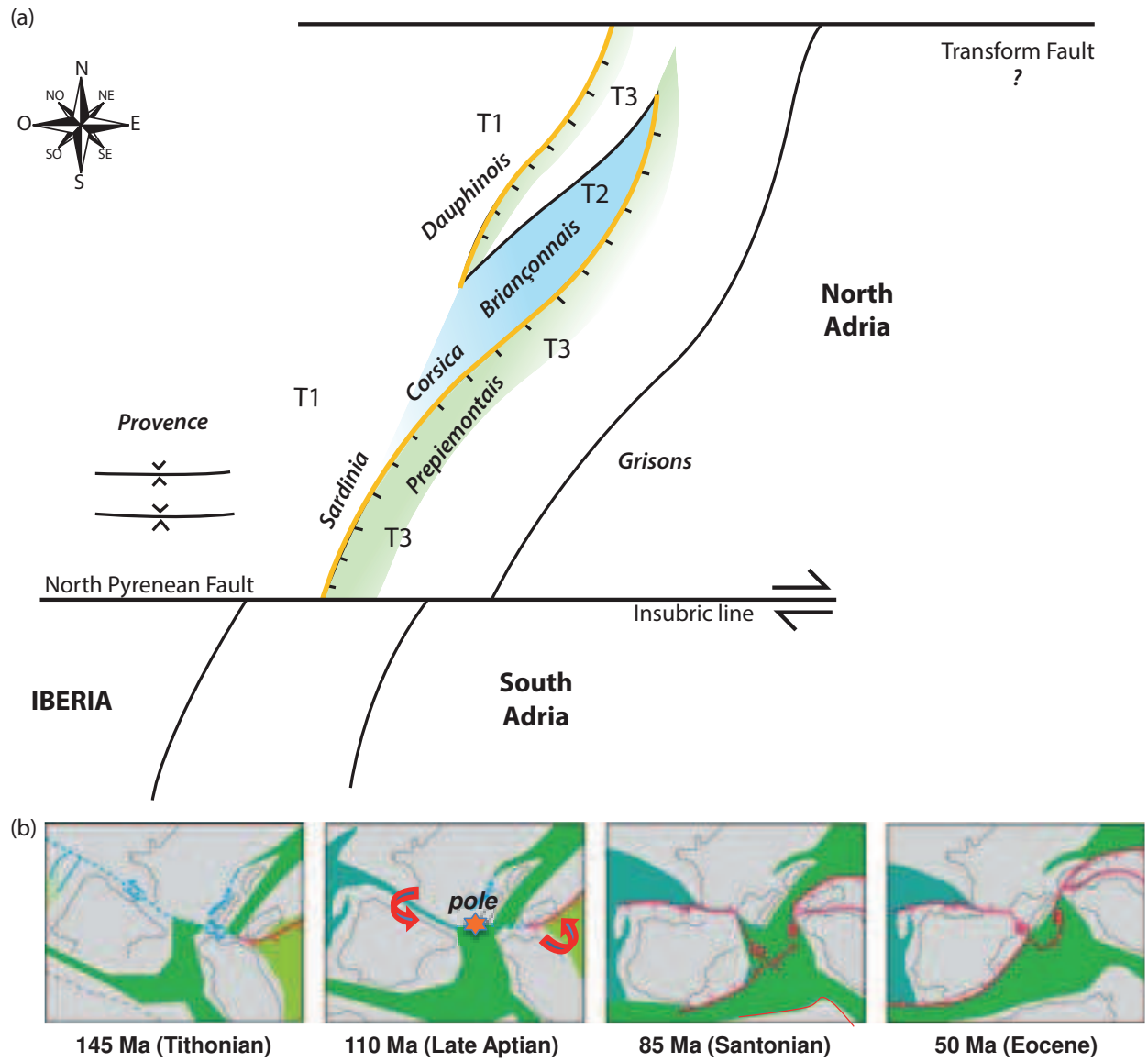


Fig.III.14 (a) Carte paléogéographique premier ordre localisant les domaines Briançonnais et Prépiémontais, les principaux éléments structuraux d'une marge d'upper plate, T1, T2 et T3, ainsi que leurs évolutions le long de la marge Européenne. Ainsi, on peut voir que T2 et le domaine Briançonnais se termine vers le Nord (Zone de Tasna) permettant ainsi aux domaines T3 de part et d'autre de T2 de se rejoindre. (b) Restauration de système paléogéographique Atlantique Nord-Téthys Alpine proposé par Manatschal et al. (in prep)

3.2 Les marqueurs

3.2.1 Le métamorphisme alpin

Les Alpes forment un système très complexe et possèdent une évolution polyphasée dont chaque unité composant cet orogène possède une évolution qui lui est propre. Différents marqueurs peuvent être utilisés pour comprendre le domaine alpin et sa formation depuis le rifting téthysien. L'un d'entre eux, et le plus significatif, est le métamorphisme des roches le long et au travers de l'arc alpin. Je ne détaillerai pas ici l'ensemble des données et informations relatives au métamorphisme mais uniquement les éléments ayant une retombée directe sur les domaines d'intérêt dans le cadre de cette thèse, à savoir les domaines Briançonnais et Prépiémontais et par

analogie les terrasses T2 et T3.

Dans les Alpes de l'Ouest le métamorphisme de type haute pression a été identifié pour la première fois par Ernst (1971), qu'il attribuera par la suite à des époques Pré-Mésozoïques (hercynien et Calédonien) et aux deux phases de la fin Crétacé et du début Cénozoïque (alpin) (Ernst, 1973). A partir des années 1990, il a été démontré que ce métamorphisme de haute-pression est apparu de façon diachrone, entre le Crétacé et la frontière Eocène-Oligocène, dans les différentes unités constituant les Alpes de l'Ouest (Duchêne et al., 1997; Rubatto et al., 1998). Cependant, les récentes études faites par Beltrando et al (Beltrando et al., 2007) ont mis en avant un système de cycles multiples pointant une plus grande complexité des différents métamorphismes observés dans les Alpes. Finalement, différents types de métamorphismes peuvent être constatés dans les Alpes : un métamorphisme d'origine Varisque, un métamorphisme relatif au rifting (Petri, 2014), un troisième métamorphisme relatif à la phase de subduction et enfin un quatrième métamorphisme lié à la phase de collision (Fig.III.15). Les différentes recherches portant sur le métamorphisme alpin et notamment les études proposées par Beltrando et al. (2007, 2010, 2014) précisent que la distribution du métamorphisme a une relation directe avec l'origine paléogéographique des domaines. Ainsi, la comparaison, architecture proposée et observations alpines, montre que tous les domaines de marges ne sont pas nécessairement affectés par le même type de métamorphisme. En effet, le domaine de marge proximale T1 n'est pas affecté par les métamorphismes relatifs au rifting et à la subduction, tout comme T3 n'est qu'indirectement affecté par le métamorphisme associé au système Varisque puisque masqué par les autres types de métamorphisme (Fig.III.15).

	Variscan met	Rift met	Subd metam	Coll metam
T1	×	○	○	~
T2	×	~	~	×
T3	overprinted	×	×	×

× strongly affected
~ less affected
○ relatively not affected

Fig.III.15 Différents type de métamorphisme affectant les trois terrasses structurants les marges d'Upper plate.

Dans le cadre de ma tâche, je m'intéresse essentiellement au métamorphisme alpin ainsi qu'au métamorphisme relatif au processus de rifting, ayant ciblé mon étude dans les Alpes de l'Ouest. En effet, le métamorphisme pré-Mésozoïque est surtout préservé dans le domaine Helvétique (Ernst, 1973) et superposé dans les parties internes.

Le domaine Briançonnais, plus particulièrement celui des Alpes de l'Ouest ayant fait l'étude d'une étude de terrain plus approfondie dans cette thèse, (voir la sous-partie 2 de la partie 3) ne présente qu'un très faible métamorphisme de basse pression de faciès schistes vert (Bousquet et al., 2008; Beltrando et al., 2010).

Cependant, lorsque l'on s'engage vers les domaines les plus internes de la marge Européenne, et donc vers le domaine Prépiémontais et par analogie T3, les roches montrent un degré de métamorphisme plus élevé passant à des roches à faciès épidotes-Schistes bleus et donc caractéristiques de hautes pressions (Bousquet et al., 2008).

Ernst (1971) a été le premier à mettre en évidence la présence de roches de hautes pressions dans les Alpes de l'Ouest. Par la suite, la présence de roches de ultra-hautes pressions sera également identifiée (Chopin, 1984; Reinecke, 1991). La présence de ces roches indique que de la croûte continentale et océanique a été enfouie à des ultra-hautes pressions avant d'être à nouveau exhumée vers la surface (Beltrando et al., 2010). Le métamorphisme de hautes pressions se produit de façon diachrone entre le Crétacé et la frontière Eocène-Oligocène pour les différentes unités alpines se trouvant dans ce qui est défini comme la zone axiale de la ceinture des Alpes de l'Ouest (e.g. Duchêne et al., 1997; Rubatto et al., 1998).

Plus on se dirige vers le domaine Liguro-Piémontais, plus le degré de métamorphisme augmente, ainsi les reliques des traces de ce domaine océanique témoignent d'un métamorphisme de type schistes bleus, de hautes ou basses températures, comme en témoignent les Schistes Lustrés (Bousquet et al., 2008).

3.2.2 Les structures premier ordre

La formation de la chaine alpine est le résultat de plusieurs phases de déformation. L'objet de ma thèse ne concernant pas l'évolution de la compression alpine dans son ensemble, je me contenterai de fournir ci-après certains éléments nécessaires à la compréhension de la suite des travaux exposés dans la seconde sous-partie.

Dans ma zone d'étude principale (Alpes de l'Ouest, Briançon), la fermeture du bassin ligure commence dès le Crétacé avec le charriage d'ophiolites et des flyschs à Helminthoïdes (Tricart et Lemoine 1986 a,b). La première structuration compressive pour le domaine Briançonnais se fait entre l'Eocène supérieur et l'Oligocène avec le charriage des premières nappes d'Est en Ouest en commençant par les unités les plus profondes (Tricart, 1980). La structuration d'ensemble des Alpes de l'Ouest se fait dès l'Oligocène. Cependant, Tricart (1980) note une structuration Oligocène différente dans les zones interne et externe. En effet, le Briançonnais interne et Prépiémontais ont déjà été plissés et charriés entre l'Eocène supérieur et l'Oligocène et présentent donc des structures à vergence Est alors que le Briançonnais externes expose des structures à vergence Ouest. C'est le début de l'amorcement de la structure en éventail du Briançonnais. Cette phase de déformation est la plus importante décelée dans cette zone d'étude car elle est parfaitement observable à très grande échelle (Bucher et al. 2004). Certains auteurs (Tricart, 1980; Bucher et

al., 2004; Dumont et al., 2008) suggère une déformation pré-Oligocène à vergence nord pour le Briançonnais externe, dont l'origine pourrait être l'orogenèse pyrénéenne. Au Miocène la collision et les « rétromouvements » se sont poursuivis. Comme le gradient de déformation est croissant d'Ouest en Est c'est dans le Briançonnais interne et le Prépiémontais que le serrage a été le plus important et donc la déformation plus importante et plus perceptible.

3.2.3 Relation entre le métamorphisme et les structures de l'arc alpin

Les marqueurs et structures relatifs à la déformation alpine n'apparaissent pas de façon continue, ni homogène, sur l'ensemble de la chaine alpine en raison de la complexité de l'histoire paléogéographique liée à la tectonique des plaques de la zone Téthysienne dans son ensemble.

L'observation du métamorphisme proposé par Bousquet et al. (2008) et Beltrando et al. (2010) montre que les roches de HP ne sont observables et rattachées qu'aux unités alpines associées par analogie à T3. L'observation et l'architecture d'une « upper plate » proposée dans la partie 2 de cette thèse montrent que T3 est plus profond que T2. Les roches de T3 partent donc plus facilement et rapidement en subduction que celles de T2 qui sont protégées sur la haute terrasse T2. Les roches de T3 sont donc d'abord enfouies lors de la subduction avant d'être à nouveau exhumées lors de la compression alpine. Il y a donc une forte relation entre l'origine paléogéographique des unités lors du rifting et le degré de métamorphisme observé.

3.3 Solutions et problèmes

Les études sur les Alpes, et donc les interprétations sur leurs origines et leurs formations se succèdent depuis le 19ème siècle. Dans la plupart des approches proposées jusqu'à récemment, l'ensemble des structures tectoniques présentes dans les Alpes avait été uniquement défini en tant que structures alpines, et chacune de ces structures avait plus ou moins la même importance. Il en a été de même pour la superposition des différentes unités alpines : si le charriage des unités internes sur les unités externes a été compris depuis longtemps, cette superposition a été faite suivant un schéma classique de layer cake.

Mes recherches au cours de cette thèse, qu'elles aient portées sur l'étude de marges d' «upper plate » actuelle ou l'étude d'un système fossile comme le Briançonnais, ont donné lieu à différentes interrogations qu'il est important de rappeler pour comprendre la suite de cette étude Alpine :

- *Quelles informations complémentaires nous apportent les études de terrain et les études géophysiques ?*
- *Peut-on hiérarchiser les structures alpines ?*
- *Quelle est l'importance des structures héritées du rifting ?*

Dans le cadre de mes recherches, pour répondre à ces questions, je soumettrai à la lecture et à la réflexion une nouvelle étude du domaine Briançonnais français. Elle n'aura pas pour but de contrecarrer les précédents travaux reconnus par la majorité des géologues, mais plutôt d'apporter un regard original sur la tectonique alpine grâce à l'observation de marges actuelles. La seconde sous-partie de ce travail alpin présentera donc mes principales observations de terrains et les réflexions qui se sont imposées progressivement au cours de ma thèse. Je proposerai alors une nouvelle vision de la terminaison de la marge européenne qui pourrait expliquer en partie la transition entre le domaine Briançonnais et le domaine Prépiémontais (anciennement Briançonnais interne) et sa réactivation dans le système compressif.

Références

Argand, E., 1924. Des Alpes et de l'Afrique.

Argand, E., 1916. Sur l'arc des Alpes occidentales. G. Bridel.

Argand, E., 1909. L'Exploration géologique des Alpes Pennines centrales. Dissertation... par Emile Argand,... Impr. réunies.

Argand, E., Blösch, E., Heim, A., Heim, A., 1911. I. Les nappes de recouvrement des Alpes pennines et leurs prolongements structuraux. In Kommission bei A. Francke (vorm. Schmid & Francke).

Aumento, F., Melson, W.G., 1977. Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, 37. Wash. US Gov. Print. Off.

Badoux, H., de Weisse, G., 1959. Les bauxites siliceuses de Dréveneuse. Lab. de géol. de l'Univ. de Lausanne.

Bailey, E.B., 1936. Sedimentation in relation to tectonics. Geol. Soc. Am. Bull. 47, 1713–1725.

Barféty, J.C., Gidon, M., Lemoine, M., Mouterde, R., 1979. Tectonique synsédimentaire liasique dans les massifs cristallins de la zone externe des Alpes occidentales françaises: la faille du col d'Ornon. CR Acad Sci Ser D 289, 1207–1210.

Barféty, J.C., Lemoine, M., De Graciansky, P.C., Tricart, P., Mercier, D., 1996. Carte Géologique de la France à 1: 50.000-823. BRGM Briançon.

BARFETY, J.-C., Tricart, P., Jeudy De Grissac, C., 1992. La quatrième-écaille prés de Briançon (Alpes Françaises): un olistostrome précurseur de l'orogenèse pennique éocène. Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Mécanique Phys. Chim. Sci. Univers Sci. Terre 314, 71–76.

Barrett, T.J., 1982. Stratigraphy and sedimentology of Jurassic bedded chert overlying ophiolites in the North Apennines, Italy. Sedimentology 29, 353–373.

Baud, A., 1972. Observations et hypothèses sur la géologie de la partie radicale des Préalpes médianes. Eclogae Geol. Helvetiae 65, 43–55.

Beltrando, M., Compagnoni, R., Lombardo, B., 2010. (Ultra-) High-pressure metamorphism and orogenesis: An Alpine perspective. Gondwana Res. 18, 147–166.

Beltrando, M., Hermann, J., Lister, G., Compagnoni, R., 2007. On the evolution of orogens: pressure cycles and deformation mode switches. Earth Planet. Sci. Lett. 256, 372–388.

Beltrando, M., Manatschal, G., Mohn, G., Dal Piaz, G.V., Brovarone, A.V., Masini, E., 2014. Recognizing remnants of magma-poor rifted margins in high-pressure orogenic belts: The Alpine case study. Earth-Sci. Rev. 131, 88–115.

Bernoulli, D., Lemoine, M., 1980. Birth and early evolution of the Tethys: the overall situation.

Bernoulli, D., Weissert, H., 1985. Sedimentary fabrics in Alpine ophicalcites, south Pennine Arosa zone, Switzerland. Geology 13, 755–758.

Boillot, G., Beslier, M.O., Krawczyk, C.M., Rappin, D., Reston, T.J., 1995. The formation of passive margins: constraints from the crustal structure and segmentation of the deep Galicia margin, Spain. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 90, 71–91. doi:10.1144/GSL.SP.1995.090.01.04

Boillot, G., Grimaud, S., Mauffret, A., Mougenot, D., Kornprobst, J., Mergoil-Daniel, J., Torrent, G., 1980.

Ocean-continent boundary off the Iberian margin: a serpentinite diapir west of the Galicia Bank. Earth Planet. Sci. Lett. 48, 23–34.

Boillot, G., Recq, M., Winterer, E.L., Meyer, A.W., Applegate, J., Baltuck, M., Bergen, J.A., Comas, M.C., Davies, T.A., Dunham, K., 1987a. Tectonic denudation of the upper mantle along passive margins: a model based on drilling results (ODP leg 103, western Galicia margin, Spain). Tectonophysics 132, 335–342.

Boillot, G., Winterer, E.L., Meyer, A.W., 1987b. Leg 103. Proceeding ODP Initial Rep. 103, 663.

Bonatti, E., Hamlyn, P., Ottonello, G., 1981. Upper mantle beneath a young oceanic rift: peridotites from the island of Zabargad (Red Sea). Geology 9, 474–479.

Bonatti, E., Ottonello, G., Hamlyn, P.R., 1986. Peridotites from the island of Zabargad (St. John), Red Sea: petrology and geochemistry. J. Geophys. Res. Solid Earth 1978–2012 91, 599–631.

Borel, G., 1995. Préalpes médianes romandes: courbes de subsidence et implications géodynamiques. Bull. Géologie Lausanne.

Bougault, H., Cande, S.C., 1985. BACKGROUND, OBJECTIVES, AND SUMMARY OF PRINCIPAL RESULTS-DEEP-SEA DRILLING PROJECT SITES-556-564. Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj. 82, 5–16.

Bousquet, R., Oberhänsli, R., Goffé, B., Wiederkehr, M., Koller, F., Schmid, S.M., Schuster, R., Engi, M., Berger, A., Martinotti, G., 2008. Metamorphism of metasediments at the scale of an orogen: a key to the Tertiary geodynamic evolution of the Alps*. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 298, 393–411.

Bryan, W.B., Juteau, T., Adamson, A.C., Autio, L.K., Becker, K., Bina, M.M., Eissen, J.-P., Fuji, T., Grove, T.L., Hamano, Y., 1986. Coring the crust and the mantle from the leg 109 shipboard scientific party. Nature 323, 492–493.

Bucher, S., Ulardic, C., Bousquet, R., Ceriani, S., F□genschuh, B., Gouffon, Y., Schmid, S.M., 2004. Tectonic evolution of the Brian□onnais units along a transect (ECORS-CROP) through the Italian-French Western Alps. Eclogae Geol. Helvetiae 97, 321–345. doi:10.1007/s00015-004-1139-0

Butler, R.W.H., 1992. Thrust zone kinematics in a basement-cover imbricate stack : eastern Pelvoux massif, French Alps. J. Struct. Geol. 14, 29–40.

Chopin, C., 1984. Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of the Western Alps: a first record and some consequences. Contrib. Mineral. Petrol. 86, 107–118.

Claudel, M.-E., 1999. Reconstitution paléogéographique du domaine briançonnais au Mésozoïque. Ouvertures océaniques et raccourcissements croisés. Université Joseph-Fourier-Grenoble I.

Cortesogno, L., Galbiati, B., Principi, G., 1981a. Descrizione dettagliata di alcuni caratteristici affioramenti di brecce serpentinitiche della Liguria orientale ed interpretazione in chiave geodinamica. Ofioliti 6, 47–76.

Cortesogno, L., Galbiati, B., Principi, G., 1981b. Descrizione dettagliata di alcuni caratteristici affioramenti di brecce serpentinitiche della Liguria orientale ed interpretazione in chiave geodinamica. Ofioliti 6, 47–76.

Dana, J.D., 1873. On some results of the Earth's contraction from cooling including a discussion of the origin of mountains and the nature of the Earth's interior. Am. J. Sci. 423–443.

de BEAUMONT, É., 1829. L.(1829-1830). Recherches sur quelques-unes des Révolutions de la surface du globe, présentant différens exemples de coïncidence entre le redressement des couches de certains systèmes de montagnes, et les changemens soudains qui ont produit les lignes de démar-

cation qu'on observe entre certains étages consécutifs des terrains de sédiment, in: Annales Des Sciences Naturelles. pp. 5–25.

de Beaumont, L.E., 1830. Recherches sur quelques-unes des révolutions de la surface du globe: présentant différens exemples de coïncidence entre le redressement des couches de certains systèmes de montagnes, et les changemens soudains qui ont produit les lignes de démarcation qu'on observe entre certains étages consécutifs des terrains de sédiment. Chez Crochard, libraire-éditeur, Cloître Saint-Benoît, no 16.

Debelmas, J., 1955. Les zones subbriançonnaise et brianconnaise occidentale entre Vallouise et Guillestre (Hautes-Alpes).

Debelmas, J., 1953. Schéma structural du bassin de la Durance entre Queyrières et Guillestre (Hautes-Alpes). Bull Soc Geol Fr 6, 123–131.

Debelmas, J., Kerckhove, C., 1980. Les Alpes franco-italiennes. Geologie Alpine, 56 (1980), pp. 21-58 Grenoble

Decandia, F.A., Elter, P., 1969. Riflessioni sul problema delle ofioliti nell'Appennino settentrionale (Nota preliminare).

Decarlis, A., Lualdi, A., 2011. Synrift sedimentation on the northern Tethys margin: an example from the Ligurian Alps (Upper Triassic to Lower Cretaceous, Prepiedmont domain, Italy). Int. J. Earth Sci. 100, 1589–1604.

Decarlis, A., Lualdi, A., 2008. Late Triassic-Early Jurassic Paleokarst from the Ligurian Alps and its geological significance (Siderolitico Auct., Ligurian Briançonnais domain). Swiss J. Geosci. 101, 579–593. doi:10.1007/s00015-008-1302-0

Decarlis, A., Manatschal, G., Masini, E., 2013. The Meliata and Piemont-Ligurian rifted margins: stratigraphic record and tectonic evolution of polyphase rift systems, in: EGU General Assembly Conference Abstracts. p. 6913.

Dewey, J.F., Bird, J.M., 1970. Plate tectonics and geosynclines. Tectonophysics 10, 625–638.

Duchêne, S., Blichert-Toft, J., Luais, B., Télouk, P., Lardeaux, J.M., Albarede, F., 1997. The Lu-Hf dating of garnets and the ages of the Alpine high-pressure metamorphism. Nature 387, 586–588.

Dumont, T., 1984. Le Rhétien et le Lias inférieur prépiémontais: enregistrement sédimentaire du passage des carbonates de plate-forme triasiques au Jurassique hémipélagique lors du début du rifting téthysien. Géologie Alp. 60, 13–25.

Dumont, T., 1983. Le Chaînon de Rochebrune au Sud-Est de Briançon : Evolution paléogéographique et structurale d'un secteur de la Zone Piémontaise des Alpes Occidentales (Thèse de 3e cycle). Université Scientifique et Médicale de Grenoble.

Dumont, T., Champagnac, J.-D., Crouzet, C., Rochat, P., 2008. Multistage shortening in the Dauphiné zone (French Alps): the record of Alpine collision and implications for pre-Alpine restoration. Swiss J. Geosci. 101, 89–110. doi:10.1007/s00015-008-1280-2

Ellenberger, F., 1952. Sur l'extension des faciès Briançonnais en Suisse, dans les Préalpes médianes et les Pennides. Eclogae Geol. Helvetiae 45, 285–286.

Elter, G., 1971. Schistes lustrés et ophiolites de la zone piémontaise entre Orco et Doire Baltée (Alpes Graies). Hypothèses sur l'origine des ophiolites. Géologie Alp. 47, 147–169.

Ernst, W.G., 1973. Interpretative synthesis of metamorphism in the Alps. Geol. Soc. Am. Bull. 84, 2053–

2078.

Ernst, W.G., 1971. Metamorphic zonations on presumably subducted lithospheric plates from Japan, California and the Alps. Contrib. Mineral. Petrol. 34, 43–59.

Florineth, D., Froitzheim, N., 1994. TRANSITION FROM CONTINENTAL TO OCEANIC BASEMENT IN THE TASNA NAPPE (ENGADINE WINDOW, GRAUBUNDEN, SWITZERLAND)-EVIDENCE FOR EARLY CRETACEOUS OPENING OF THE VALAIS OCEAN. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitteilungen 74, 437–448.

Franchi, S., 1894. Relazione sui principali risultati del rilevamento geologico nelle Alpi Marittime eseguito nelle campagne 1891–92-93. Boll R Com Geol Ital 25, 231–258.

Frey, M., Ferreiro Mählmann, R., 1999. Alpine metamorphism of the Central Alps. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitteilungen 79, 135–154.

Froitzheim, N., Eberli, G.P., 1990. Extensional detachment faulting in the evolution of a Tethys passive continental margin, Eastern Alps, Switzerland. Geol. Soc. Am. Bull. 102, 1297–1308.

Froitzheim, N., Rubatto, D., 1998. Continental breakup by detachment faulting: field evidence and geochronological constraints (Tasna nappe, Switzerland). Terra Nova 10, 171–176.

Froitzheim, N., SCHMID, S.M., Conti, P., 1994. Repeated change from crustal shortening to orogen-parallel extension in the Austroalpine units of Graubünden. Eclogae Geol. Helvetiae 87, 559–612.

Gianelli, G., Principi, Gianfran., 1977. Northern Apennine ophiolite; an ancient transcurrent fault zone. Boll. Della Soc. Geol. Ital. 96, 53–58.

Gignoux, M., Moret, L., 1938. Description géologique du bassin supérieur de la Durance.

Goguel, J., 1940. Tectonique de la chaine de Montbrison (Feuille de Briançon au 1/50000e). Bull Soc Géol Fr. 187–201.

Gurk, M., Bosch, F., Challandes, N., Bigalke, J., 2001. Integration of geophysical methods to study the fold geometry of the Tschera nappe, eastern Switzerland. Eclogae Geol. Helvetiae 94, 329–338.

Handy, M.R., M. Schmid, S., Bousquet, R., Kissling, E., Bernoulli, D., 2010. Reconciling plate-tectonic reconstructions of Alpine Tethys with the geological–geophysical record of spreading and subduction in the Alps. Earth-Sci. Rev. 102, 121–158. doi:10.1016/j.earscirev.2010.06.002

Haupert, I., Manatschal, G., Decarlis, A., Unternehr, P., (subm) Upper-plate magma-poor rifted margins: stratigraphic architecture and structural evolution. Marine and Petroleum Geology

Hesse, R., 1982. Cretaceous-Palaeogene Flysch Zone of the East Alps and Carpathians: identification and plate-tectonic significance of “dormant”and “active”deep-sea trenches in the Alpine-Carpathian Arc. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 10, 471–494.

Hesse, R., 1973. Flysch-Gault und Falknis-Tasna-Gault (Unterkreide): kontinuierlicher Übergang von der distalen zur proximalen Flyschfazies auf einer penninischen Trogebene der Alpen. Elwert.

Hess, H.H., 1965. Mid-oceanic ridges and tectonics of the sea-floor, in: Submarine Geology and Geophysics. Butterworths London, pp. 317–333.

Hess, H.H., 1962. History of ocean basins, in: Petrologic Studies. GSA, Boulder, CO, pp. 599–620.

Huismans, R.S., Beaumont, C., 2002. Asymmetric lithospheric extension: The role of frictional plastic strain softening inferred from numerical experiments. Geology 30, 211. doi:10.1130/0091-7613(2002)030<0211:ALETRO>2.0.CO;2

Keen, C.E., Barrett, D.L., 1981. Thinned and subsided continental crust on the rifted margin of eastern Canada: crustal structure, thermal evolution and subsidence history. Geophys. J. Int. 65, 443–465.

King, A.R., 1985. The origin of the magnetic field distribution in accreting white dwarfs. Mon. Not. R. Astron. Soc. 217, 23P–26P.

Kuenen, P.H., Carozzi, A., 1953. Turbidity currents and sliding in geosynclinal basins of the Alps. J. Geol. 363–373.

Lagabrielle, Y., Polino, R., Auzende, J.M., Blanchet, R., Caby, R., Fudral, S., Lemoine, M., Mevel, C., Ohnenstetter, M., Robert, D., 1984. Les témoins d'une tectonique intra-océanique dans le domaine téthysien: analyse des rapports entre les ophiolites et leurs couvertures métasédimentaires dans la zone piémontaise des Alpes franco-italiennes. Ofioliti 9, 67–88.

Lavier, L.L., Manatschal, G., 2006. A mechanism to thin the continental lithosphere at magma-poor margins. Nature 440, 324–328. doi:10.1038/nature04608

Lemoine, M., 1980. Serpentinites, gabbros and ophicalcites in the Piemont-Ligurian domain of the Western Alps: possible indicators of oceanic fracture zones and of associated serpentinite protrusions in the Jurassic-Cretaceous Tethys. Arch Sci Genève 33, 103–115.

Lemoine, M., 1967. Brèches sédimentaires marines à la frontière entre les domaines briançonnais et piémontais dans les Alpes occidentales. Geol. Rundsch. 56, 320–335.

Lemoine, M., 1961. La marge externe de la fosse piémontaise dans les Alpes occidentales. Rev Géogr Phys Géol Dyn 2, 163–180.

Lemoine, M., 1960. Présence de flyschs exotiques liés à la quatrième écaille près Briançon.pdf 3.

Lemoine, M., 1951. Données nouvelles sur la géologie du BrianÇonnais oriental et sur le problème de la quatrième écaille. Bull Soc Géol Fr. 6.

Lemoine, M., Bas, T., Arnaud-Vanneau, A., Arnaud, H., Dumont, T., Gidon, M., Bourbon, M., de Graciansky, P.-C., Rudkiewicz, J.-L., Megard-Galli, J., 1986. The continental margin of the Mesozoic Tethys in the Western Alps. Mar. Pet. Geol. 3, 179–199.

Lemoine, M., Bourbon, M., Tricart, P., 1978. Le Jurassique et le Crétacé prépiémontais à l'Est de Briançon (Alpes occidentales) et l'évolution de la marge européenne de la Téthys: données nouvelles et conséquences. Acad Sci Paris 286, 1655–1658.

Lemoine, M., Gidon, M., Barféty, J.C., 1981. THE EXTERNAL CRYSTALLINE MASSIFS OF THE WESTERN ALPS-LIASSIC SYNSEDIMENTARY TILTED BLOCKS BORN DURING THE TETHYAN RIFTING. COMPTES RENDUS Acad. Sci. Ser. II 292, 917–920.

Lemoine, M., Tricart, P., Boillot, G., 1987. Ultramafic and gabbroic ocean floor of the Ligurian Tethys (Alps, Corsica, Apennines): In search of a genetic imodel. Geology 15, 622. doi:10.1130/0091-7613(1987)15<622:UAGOFO>2.0.CO;2

Lister, G.S., Etheridge, M.A., Symonds, P.A., 1986. Detachment faulting and the evolution of passive continental margins. Geology 14, 246. doi:10.1130/0091-7613(1986)14<246:DFATEO>2.0.CO;2

Lotti, B., 1886. Descrizione geologica dell'Isola d'Elba. Tipografia nazionale.

Lotti, B., 1883. Contribuzione allo studio delle serpentine italiane e della loro origine, Boll. R. Com. Geol.

Lualdi, A., 1994. I calcari di Rio di Nava (Dogger Brianzonese Ligure); inquardramento stratigrafico e sedimentologico. Boll. Della Soc. Geol. Ital. 113, 501–520.

Lugeon, M., 1896. La région de la Brèche du Chablais:(Haute-Savoie). Libr. polytechnique Baudry.

Manatschal, G., 1999. Fluid-and reaction-assisted low-angle normal faulting: evidence from rift-related brittle fault rocks in the Alps (Err Nappe, eastern Switzerland). J. Struct. Geol. 21, 777–793.

Manatschal, G., Engström, A., Desmurs, L., Schaltegger, U., Cosca, M., Müntener, O., Bernoulli, D., 2006. What is the tectono-metamorphic evolution of continental break-up: the example of the Tasna Ocean–Continent Transition. J. Struct. Geol. 28, 1849–1869.

Manatschal, G., Müntener, O., 2009. A type sequence across an ancient magma-poor ocean–continent transition: the example of the western Alpine Tethys ophiolites. Tectonophysics 473, 4–19. doi:10.1016/j.tecto.2008.07.021

Manatschal, G., Sauter, D., Karpoff, A.M., Masini, E., Mohn, G., Lagabrielle, Y., 2011. The Chenaillet Ophiolite in the French/Italian Alps: An ancient analogue for an oceanic core complex? Lithos 124, 169–184.

Masson, H., Baud, A., Escher, A., Gabus, J., Marthaler, M., 1980. Compte rendu de l'excursion de la Société Géologique Suisse du 1 au 3 octobre 1979: coupe Préalpes-Helvétique-Pennique en Suisse occidentale. Eclogae Geol Helv 73, 331–349.

Mohn, G., 2010. L'évolution tectono-sédimentaire des marges de la Téthys Alpine au cours de l'amincissement lithosphérique. Université de Strasbourg, Strasbourg.

Mohn, G., Manatschal, G., Beltrando, M., Haupert, I., 2014. The role of rift-inherited hyper-extension in Alpine-type orogens. Terra Nova 26, 347–353. doi:10.1111/ter.12104

Montadert, L., de Charpal, O., Roberts, D., Guennoc, P., Sibuet, J.-C., 1979. Northeast Atlantic passive continental margins: rifting and subsidence processes. Deep Drill. Results Atl. Ocean Cont. Margins Paleoenviron. 154–186.

Neumayr, M., 1883. Über klimatische Zonen während der Jura-und Kreidezeit. Kaiserl. königl. Hof-und Staatsdruckerei.

Nicolas, A., Boudier, F., Montigny, R., 1987. Structure of Zabargad Island and early rifting of the Red Sea. J. Geophys. Res. Solid Earth 1978–2012 92, 461–474.

Parson, L.M., Masson, D.G., Pelton, C.D., Grant, A.C., 1985. Seismic stratigraphy and structure of the east Canadian continental margin between 41 and 52 N. Can. J. Earth Sci. 22, 686–703.

Petri, B., 2014. Formation et exhumation des granulites permiennes: établir les conditions pré-rift et déterminer l'histoire d'exhumation syn-rift. Strasbourg.

Pinto, V.H.G., Manatschal, G., Karpoff, A.M., 2014. Linking the tectonic evolution with fluid history in magma-poor rifted margins: tracking mantle-and continental crust-related fluids, in: AGU Fall Meeting Abstracts. p. 08.

Polino, R., Lemoine, M., 1984. Détritisme mixte d'origine continentale et océanique dans les sédiments jurassico-cretacés supra-ophiolitiques de la Téthys ligure: la série du Lago Nero (Alpes occidentales franco-italiennes). Comptes-Rendus Séances Académie Sci. Sér. 2 Mécanique-Phys. Chim. Sci. Univers Sci. Terre 298, 359–364.

Ramsay, J.G., 1963. Stratigraphy, structure and metamorphism in the western Alps. Proc. Geol. Assoc. 74, 357–IN12.

Reinecke, T., 1991. Very-high-pressure metamorphism and uplift of coesite-bearing metasediments from the Zermatt-Saas zone, Western Alps. Eur. J. Mineral. 7–18.

Roure, F., Polino, R., Nicolich, R., 1990. Early Neogene deformation beneath the Po plain: constraints on the post-collisional Alpine evolution. Mém. Société Géologique Fr. 156, 309–321.

Royant, G., Lanteaume, M., 1973. Définition de la série pennique interne d'Arnasco-Castelbianco, Alpes Ligures. Mise en évidence, dans cette série, de phénomènes tectogénétique jurassique. CR Acad Sci Paris 279, 3093–3096.

Rubatto, D., Gebauer, D., Fanning, M., 1998. Jurassic formation and Eocene subduction of the Zermatt–Saas-Fee ophiolites: implications for the geodynamic evolution of the Central and Western Alps. Contrib. Mineral. Petrol. 132, 269–287.

Rudolph, J., 1982. Tieferes Tertiär im oberen Fimbertal, Unterengadiner Fenster. Neues Jahrb Geol Paläontol Monatsh 3, 181–183.

Schmid, S.M., Fügenschuh, B., Kissling, E., Schuster, R., 2004. Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. Eclogae Geol. Helvetiae 97, 93–117. doi:10.1007/s00015-004-1113-x

Schmid, S.M., Kissling, E., 2000. The arc of the western Alps in the light of geophysical data on deep crustal structure. Tectonics 19, 62–85.

Schmid, S.M., Rück, P., Schreurs, G., 1990. The significance of the Schams nappes for the reconstruction of the paleotectonic and orogenic evolution of the Penninic zone along the NFP-20 East traverse (Grisons, eastern Switzerland). Mém. Société Géologique Fr. 156, 263–287.

Smith, A.G., 1971. Alpine deformation and the oceanic areas of the Tethys, Mediterranean, and Atlantic. Geol. Soc. Am. Bull. 82, 2039–2070.

Schwizer, B. 1983, Die Tristel Formation—Vergleichende Untersuchung in Graubünden, Liechtenstein, Vorarlberg and Bayern, Univ. Bern, Bern (1983), p. 185 Unpubl. Ph.D. Diss

Stampfli, G.M., Hochard, C., 2009. Plate tectonics of the Alpine realm. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 327, 89–111.

Stampfli, G.M., Marthaler, M., 1990. Divergent and convergent margins in the North-Western alps confrontation to actualistic models. Geodin. Acta 4, 159–184.

Staub, R., 1924. Der Bau der Alpen; Beitr. z. geol. Kt. Schweiz N. F. 52, 107.

Steinmann, G., 1927, Die ophiloliten in den mediterranen Kettengebirgen. Intern. geol. Congr., Spain, fasc., 2 (1967à, pp. 837-868

Suess, E., 1901. Das Antlitz der Erde, v. 3, Vienna: F. Temsky.

Suess, E., 1893. Are great ocean depths permanent. Nat. Sci. 2, 180–187.

Suess, E., 1875. Die Entstehung der Alpen. W. Braumüller.

Termier, P., 1903. Quatre coupes à travers les Alpes franco-italiennes. Bull. Société Géologique Fr. 2, 411–433.

Termier, P., 1903. Montagne entre Briançon et Vallouise p89-127.pdf. Mont. Entre Briançon Vallouise, Bull. Soc. géol. France 89–127.

Tricart, P., 1980. Tectoniques superposées dans les Alpes occidentales, au sud du Pelvoux: évolution structurale d'une chaîne de collision. Université Louis Pasteur-Strasbourg I.

Tricart, P., Bourbon, M., Chenet, P.Y., Cros, P., Delorme, M., Dumont, T., de Graciansky, P.C., Lemoine, M.,

Megard-Galli, J., Richez, M., 1988. Tectonique synsédimentaire triasico-jurassique et rifting téthysien dans la nappe briançonnaise de Peyre-Haute (Alpes occidentales). Bull. Société Géologique Fr. 4, 669–680.

Trümpy, R., 1980. Geology of Switzerland: An outline of the geology of Switzerland. Interbook.

Trümpy, R., 1955. La zone de Sion-Courmayeur dans le haut Val Ferret valaisan. Geologisches Institut der Eidg. Technischen Hochschule und der Universität Zürich.

Vanossi, M., 1984. Geologia delle Alpi liguri. MemorieSoc Geol Ital. 28.

Vanossi, M., 1980. Les unités géologiques des Alpes Maritimes entre l'Ellero et la Mer Ligure: un aperçu schématique. Società cooperativa tipografica.

Vanossi, M., 1974. L'Unità di Ormea: una chiave per l'interpretazione del Brianzonese ligure. Tipografia del libro.

Vanossi, M., 1970. Contributi alla conoscenza delle unità stratigrafico-strutturali del brianzonese ligure sl. Tipografia del libro.

Wegener, A., 1915. Die Entstehung derKontinente und Ozeane.

Wegener, A., 1912. Die entstehung der kontinente. Geol. Rundsch. 3, 276–292.

Weissert, H.J., Bernoulli, D., 1985. A transform margin in the Mesozoic Tethys: evidence from the Swiss Alps. Geol. Rundsch. 74, 665–679.

Wernicke, B., 1985. Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. Can. J. Earth Sci. 22, 108–125.

Wernicke, B., 1981. Low-angle normal faults in the Basin and Range Province: nappe tectonics in an extending orogen. Nature 291, 645–648.

Sous-Partie III.2

Publication

Submited to International Journal of Earth Sciences

Architecture and reactivation of an upper plate distal rifted margin: the example of the Briançonnais and Prepiemontais units in the area of Briançon (SE France)

Haupert I. 1, Manatschal G. 1, Decarlis A.1, Epin M.E. 1,

1 IPGS/EOST, Université de Strasbourg, rue Blessig 1, F-67084 Strasbourg Cedex, France
haupert@unistra.fr

Key terms: Briançonnais, Prepiemontais, Alps, rifted margin, collisional orogen, reactivation, rift inheritance

Abstract

The Briançonnais and Prepiemontais units in the area of Briançon in the Western Alps (SE France) preserve remnants of the ancient Jurassic European distal margin. While the Briançonnais units show a major rift unconformity, characteristic for a basement high, the Prepiemontais units preserve remnants of exhumation faults, associated with footwall-derived breccias, including mantle clasts. In order to upscale and compare these observations with that of present-day magma-poor upper plate margins, we use the East India SPAN IE 1000 line from ION, which is one of the best-imaged wide-angle seismic sections across an upper-plate margin. The commonalities between the observations made on the seismic line and in the field enables to propose new interpretations for the nature of the unconformities and support the existence of exhumation faults and allochthonous blocks within the Prepiemontais units. Although the definitive structure of the former distal European margin cannot be restored in detail, due to the Alpine overprint, the integration of a pronounced rift inheritance in the study of the internal parts of the Western Alps has a major impact on the interpretation of the present-day orogenic architecture. Considering realistic rift architectures, as observed in high quality seismic sections from present-day distal rifted margins, shows that in reality they are complex, discontinues, and in the case of the distal European margin also include pre-compressional salt tectonics. Taking into account such a complex rift-inheritance questions the validity of detailed structural analysis and simple balanced sections that often assume simple, continuous layer cakes or, if rift inheritance is respected, simple fault bounded rift basins for the former distal rifted margin. Therefore in this study we use diagnostic tectono-stratigraphic criteria to define between highs and lows in the former distal European margin. We show that the Briançonnais units derive from a structural high, while the Prepiemontais units, including the “intermediate units” of Lemoine et al. (1951, 1961) derive from a structural low. This suggests the existence of a major morphological ramp between the two domains that may have had a first order control on the observed transition between subhorizonal and steep structures in the internal parts of the Alps, accentuated during final collision and

back thrusting. Moreover, we define the Prepiemontais Front (PPF) as an important structure in the internal Alps, which juxtaposes hyper-extended, discontinuous allochthonous blocks interleaved with tectono-sedimentary structures and remnants of reactivated former extensional detachment faults derived from the Ocean Continent Transition (Prepiemontais) against units derived from a distal high of the former European margin (Briançonnais). The PPF formed as a west vergent ramp-flat structure that reactivated former extensional detachment faults in the Prepiemontais units and evaporate layers in the Briançonnais units forming flats, separated by a major inherited morphological ramp. The fact that this structure has upper Eocene weakly metamorphosed sediments in its footwall not only shows that this structure has to be younger than the sediments, but also that it was active at shallow levels. The observation that the PPF carry units in his hanging wall that include non-metamorphic (e.g. Chenaillet unit) as well as high-pressure rocks (Prepiemontais and Schistes lustrées) shows that its emplaced had to occur after subduction. Although we are unable to define all details of the Alpine and Prealpine structures, it appears that rift inheritance exercised a major control on the structure of the internal parts of the Western Alps.

Introduction

An increasing number of high quality refraction and reflection seismic surveys shows that continental rifted margins can be subdivided in three principal domains, which are the proximal margin, the distal margin, and the Ocean Continent Transition (OCT) made of hyperextended continental crust, and/or exhumed mantle and magmatic rocks (Fig. 1e). Present-day distal rifted margins and OCTs are typically either at deep-water and/or covered by thick post-rift sediments. Therefore access to direct observations requires expensive drilling. An alternative way to study these domains is to use field analogues.

In this work we studied the main Alpine and pre-Alpine structures exposed in the Briançonnais and Prepiemontais units along a section across the Western French-Italian Alps near Briançon (SE France) (Fig. 1a and c). These units preserve remnants of the former distal Alpine Tethys rifted margins that have been sampled within the Alpine nappe stack (Fig. 1b). Many previous studies have shown that pre-Alpine structures played an important role during Alpine reactivation and strongly control the present-day architecture of the Alpine orogen (Butler 1987; Lemoine et al 1987; Lemoine and Trümpy 1987; Butler et al 1989; De Graciansky et al 1989; Coward et al 1991; Schmid et al 2004; Butler et al 2006; Boutoux et al 2014; Mohn et al 2014). In particular the pioneering work of Lemoine et al (1987) proposed that the stratigraphic evolution of the Briançonnais units was directly linked to the evolution of an upper plate rifted margin, an idea that is supported by this work, although the details of the rift architecture may be more complex, including hyper-extended domains and more complex and polyphase detachment systems (Beltrando et al. 2014). However, apart from the study of Butler (2013) and Mohn et al. (2014), the importance of hyper-extension and its control on the subsequent Alpine reactivation

has not been discussed in detail. In this study we will describe some key observations made along a section across the French-Italian Briançonnais-Prepiemontais units in order to define some diagnostic tectono-stratigraphic criteria of the former distal margin and investigate their inter-relationship with the subsequent structures formed during the reactivation of the margin. Key questions addressed in this paper are: What are the Alpine and pre-Alpine structures in this transect? How can they be discriminated? What is the inter-relationship among these structures? How did the rift-related structures control the present-day Alpine architecture? Answers to these questions will enable to better understand the role of the rift architecture on the evolution of an orogen, which is not only of interest for the understanding of the Alps, but also of orogens in general.

Since most studies focused in the past on the relationships between the proximal European and the Briançonnais units, including the question of the Valais domain/ocean and the Penninic Front, this study will focus on the relationship between the Briançonnais and Prepiemontais units in the area of Briançon that are located more internal, i.e. more distal in the former margin. More precisely we will focus on the nature of the contacts (stratigraphic and tectonic) between these units and will discuss their nature, age and importance for the understating rift processes, rift architecture and subsequent reactivation.

In order to compare our results with those of present-day rifted margins, we use a seismic section from the East Indian margin (India SPAN IE-1000 of ION). This line, described previously by Nemcok et al (2013), can be considered as the best modern analogue of an upper-plate, magma-poor rifted margin. As discussed in this paper, it can be considered as an analogue for the European distal margin, which has been interpreted by Lemoine et al. (1987), Froitzheim and Manatschal (1996) and Mohn et al. (2012) as an upper plate margin. Since the East India SPAN IE-1000 line has been described in several papers (Nemcok et al. 2013, Pindell et al 2009; Haupert et al. sub), we will use this section as a template that will enable us to discuss the observations made in the Alps within the framework of a modern rifted margin.

In this study we are considering new geometries for the rifted margin that arise from hyperextension and their importance during reactivation. In studying the Briançonnais et Prepiemontais units we take advantage of a long history of research, much of it aimed at tackling the aims of this manuscript, but without the benefit of modern concepts of hyperextension and seismic images such the India SPAN IE-1000 line. From this point of view the aim of this paper is therefore twofold: 1) describe and discuss the present-day Alpine structure of the Briançonnais and Prepiemontais units exposed in the area of Briançon in SE France, and 2) understand how rift structures can control the subsequent reactivation of the margin. We propose to bring, by integrating the importance of the inherited rift architecture, a new look to one of the classical Alpine sections across the Western Alps as well as to explain some of the inherited rift-related structures in the context of distal rifted margins, as imaged in long offset reflection seismic sections.

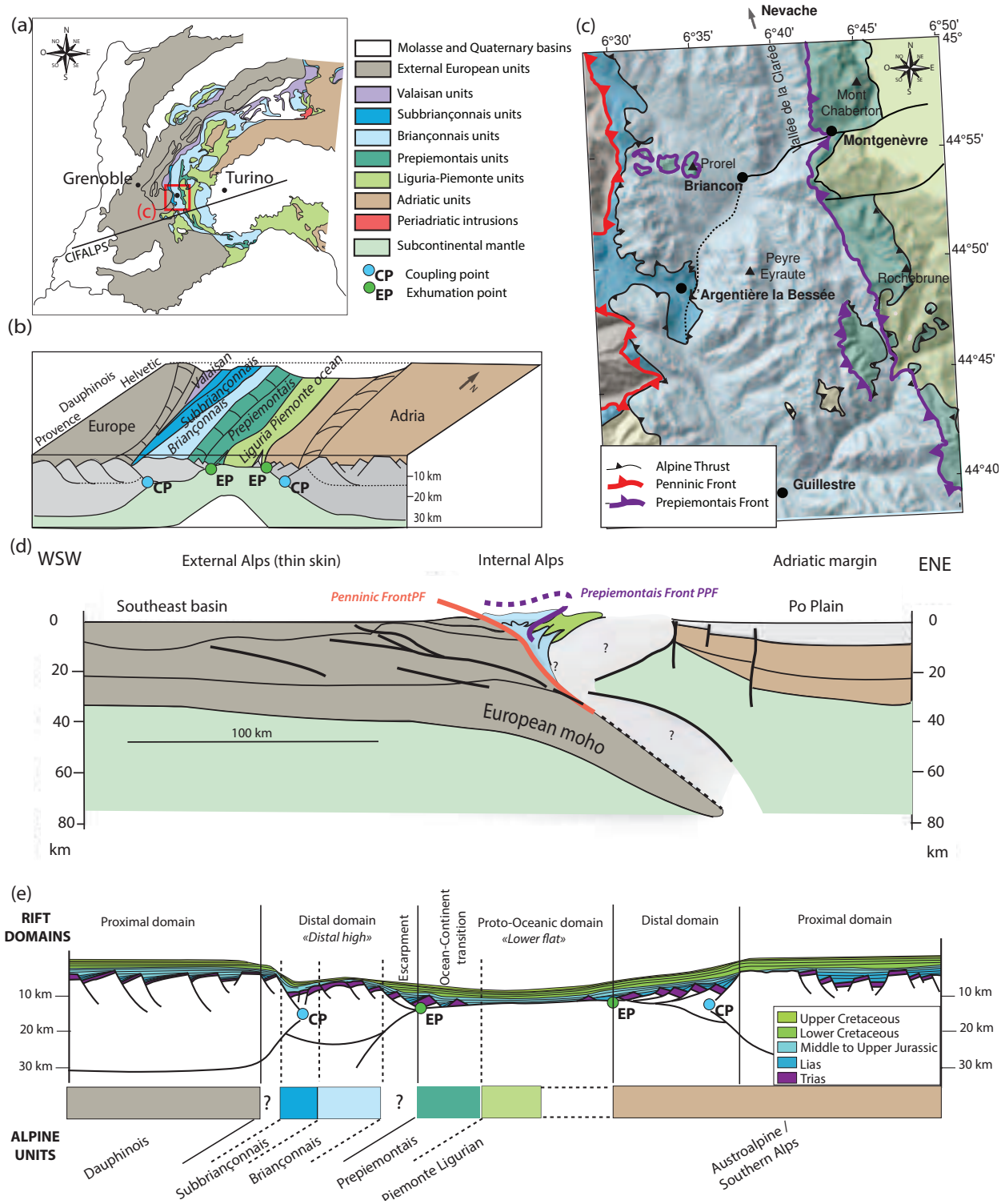


Fig 1 (a) Tectonic map of the Central and Western Alps (modified from Schmid et al. 2004) showing the major paleogeographic units inherited from the European and Adriatic margins. The study area is located in the French Western Alps (red box). (b) 3D block showing the Jurassic paleogeography of the European-Adriatic conjugate margins and the major domains composing the European margin (modified after Mohn et al. 2010) (CP: Coupling point; EP: Exhumation point). (c) Tectonic map of the Briançonnais area (for location see box in Fig. 1a) showing the major Alpine units defined in this work. (d) CIFALPS section (after Zhao et al. subm) (for location see trace in Fig. 1a)) exposing the deep crustal architecture of the southern Western Alps and the principals domains exposed in the 3D block. For more discussion and interpretation see Fig. 8. (e) Conceptual cross section through the European-Adriatic conjugate margins during Late Jurassic time. The European margin can be subdivided in three domains, the proximal domain and the distal domain composed of a "distal high" and the Ocean Continent transition including a "distal low". Further outboard there is a proto-oceanic domain.

1. Geological setting

1.1 The study area

Different paleo-rift domains are described and can be mapped along the Alpine arc (Fig. 1a). Indeed the most proximal domains of the ancient European margin form at present the external units while the more distal parts are preserved in the internal units of the orogen. Along the Western Alps, 3 major paleogeographic domains are classically subdivided: (i) the proximal margin preserved from NE to SW in the Helvetic, Dauphinois and Provence units, (ii) the distal margin including the Briançonnais s.l., and (iii) the OCT and embryonic oceanic domains exposed in the Prepiemontais and Liguria-Piemontais units (e.g. (Argand, 1916, 1911; Mohn, 2010; Trümpy, 1960) (Fig. 1a and b). In this paper we will focus on the Briançonnais and Prepiemontais units exposed near Briançon. The studied area is located from east to west between the Pelvoux massif and the Mont Chaberton and from north to south between the cities of Nevache and Guillestre (Fig. 1c). From external to internal, or from bottom to top, the major Alpine tectonic units forming the studied area are the external Pelvoux massif, the Subbriançonnais units exposed near the city of Argentière-la-Bessée, the Briançonnais and Prepiemontais units and the Liguro-Piemontais units formed by the so-called “Schistes lustrées” and ophiolites. The main aim of this study is to characterize the Alpine and pre-Alpine relationships between the Briançonnais and Prepiemontais units.

1.2 Historical background and present-day view

1.2.1 Evolution of concepts

(Lory, 1866; 1860) defined four geological zones in the Western Alps: the crystalline massifs and their sedimentary cover (e.g. external massifs), the Subbriançonnais, the Briançonnais zone Houillère and the “Schistes lustrées”, a subdivision that remained until the end of the 19th century. Lory attributed the thick “limestone” deposits of the Briançonnais to the Lias (Lower Jurassic) and proposed that the main units were subdivided by major faults.

(Kilian, 1891) the Triassic age of the “Briançonnais limestone”. He also recognized the “Jurassic” unconformity and concluded that this unconformity was the result of an emersion and tectonic movements during the lower and middle Jurassic. It was not until 1892 that Haug demonstrated for the first time in the Alps the evidence of “nappes” and associated them with the deposition of the Oligocene Flysch deposits. (Termier, 1895) was, in the following, the first to demonstrate that the Briançonnais domain was formed by a stack of different “nappes”, trained under a principal “nappe” composed by the “Schistes lustrées” (Termier, 1899). (Haug, 1909) defined a succession of geosynclines and geoanticlines in the Alps and more particularly the “Briançonnais geoanticline”. This last geoanticline was characterized by local emersion during the Jurassic and shallow water deposits with Mytilus dated as Middle Jurassic. (Haug, 1909) was also the first who described the occurrence of breccias on the flank of the geoanticline, which he interpreted to be the result

of submarine slumps that were mixed with the deeper sediments of the two neighbouring geosynclines. (Haug, 1909) used the geosyncline theory to explain the stratigraphic evolution of the Briançonnais units, an idea that remained used until the middle of the 20th century and that was eventually replaced by modern plate tectonic concepts.

Lemoine reconsidered in the 1960's the geoanticline embryo-tectonic theory proposed by Haug (1909) and the "Briançonnais cordillera" from (Gignoux and Moret, 1938). For Lemoine the Briançonnais unit was the result of Jurassic and Cretaceous tectonics, resulting from a large scale "bulge" rather than originating from folding or from embryonic "nappes". (Lemoine, 1961) described three units: the Briançonnais, the intermediate units and the Prepiemontais units. The intermediate units were defined to be the northern continuation of the Acceglio unit characterized by a sedimentary gap between Lower Triassic/Permian quartzites or even Carboniferous rocks and the overlying post-Triassic transgressive sediments. This contact was interpreted, in contrast to this study, as an erosional event followed by a transgression of Jurassic or locally even Cretaceous age (Lemoine, 1967). (Lemoine, 1967, 1961) also reported the occurrence of major breccia bodies of Jurassic and/or Upper Cretaceous age along the boundary between the Briançonnais and the Prepiemontais units. He interpreted these breccias as related to one or more submarine slopes that resulted from either faults or flexure. The Prepiemontais units were defined by their thick Upper to Middle Triassic successions overlain by the typical Prepiemontais Lower to Middle Jurassic sediments followed by the Upper Jurassic Radiolarian cherts. Based on these observations, Lemoine (1967) suggested that a significant erosional event had to occur before the Late Jurassic. He suggested that this event was at the origin of the detrital material found in Prepiemontais units.

1.2.2 Modern concepts and present-day view

The present-day view of the French Briançonnais and Prepiemontais units is mainly based on the work of Debelmas, Bourbon, Lemoine, Gidon, Tricart ,de Graciansky, Dumont and others. Indeed, in his "Memoire" (Debelmas, 1955) gave a detailed description of the stratigraphy and a tectonic history of the Briançonnais domain. A more recent study of the sedimentological and tectonic evolution of the Briançonnais units was provided by (Bourbon, 1980). In his work Bourbon showed the importance of tectonic and subsidence history and its control on the depositional evolution and sedimentary processes. Bourbon's study put the Briançonnais units in a global context of the evolution of the Tethys and the Central Atlantic oceans. His work suggested two alternative models of sedimentation: assuming either pelagic sedimentation on an unstable margin situated in deep water or hemipelagic sedimentation at shallower water depth. Lemoine (1984, 1986) further developed these ideas and showed that there was a strong link between the basal thrusts of the nappes and the stratigraphic record. (Dumont, 1984) focused in his PhD on the Prepiemontais units. He distinguished different Alpine phases and demonstrated the importance of "back-thrusting". In his work he defined three major stratigraphic units constituting the

Prepiemontais units: one made of oceanic series consisting mainly of Cretaceous metasediments and two other formed by continental margin series. One of these last is the “Prafauchier series”, in which mantle-derived clasts are mixed with Middle to Upper Jurassic sediments.

More recently, (Claudel, 1999) proposed in her PhD a new subdivision of the Briançonnais domain into six “nappes”, corresponding to distinct paleogeographic and depositional settings. The most recent studies mainly focused on the structural inversion of the Briançonnais since the Miocene (Tricart et al 2001) . These studies showed that back-thrusting localized in the internal part and that it was related to the late orogenic collision during Late Eocene and Oligocene. The same authors (Pierre Tricart et al., 2001; Tricart et al., 2006) also stressed the importance of the Penninic Front, a peculiar structure that partly accommodated the late inversion during Miocene (Schmid et al., 1996). This last phase was associated with orogen-parallel and orogen-perpendicular extension that resulted in the tilting and later tectonic overprint of the Briançonnais units (for more details see work of Sue et al 1999). While the most recent studies focused on the importance of the latest Alpine compression, this study proposes an integrated approach trying to reconcile the observations made in the Briançonnais and Prepiemontais units near Briançon with the architecture of its former rifted margin.

2. The Briançonnais and Prepiemontais units exposed near Briançon

2.1 Major units and tectonic framework

The Alps in Western Europe resulted from complex relative movements between the European/Iberian and Adriatic/African plates and the final collision of their rifted margins. During this evolution, parts of the most distal former conjugate margins and of the interleaved Piemonte-Liguria proto-oceanic domain were subducted and exhumed before being emplaced in the thrust stack discussed in this study. Although the large-scale plate kinematic framework of the Alpine system is reasonably well constrained since the Campanian-Santonian (84 Ma; magnetic anomaly 34 in the southern North Atlantic) (e.g. Rosenbaum et al 2002; Handy et al 2010), the local transport direction and importance of possible early thrust movements, predating the Late Eocene west-directed convergence, is yet debated. It is important to note, that during this early stage of convergence, that was mainly N-S directed (Handy et al. 2010), the European margin was partly affected by N-S shortening that is well constrained in the more external European units (Leuleu et al. 2005; Ford 2006, Dumont et 2008). How fare this early, Late Cretaceous to Eocene event also affected the study area is unclear. The occurrence of Eocene sediments and the lack of clear nappe structures pre-dating their deposition in the study area suggest that if present, it was minor. Moreover, paleogeographic studies of the more internal units such as the Chenaillet ophiolite show that some of the most distal units rotated during early stages of convergence around vertical access by almost 180° (personal communication Jean Bernard Edel), which makes that this early event related to subduction and exhumation of high pressure rocks is difficult to reconstruct using microstructural data only. In this study we focused on a small area exposed

near Briançon, for which we compiled geological and tectonic maps starting from the existing Briançon and Guillestre map sheets (Bayer et al 1987 ; Barbier and Debelmas 1966; Barféty et al 1995; Fig. 2a and b).

Following previous studies the area can be subdivided into major tectono-stratigraphic units that are derived from the European proximal margin (Dauphinois units including External Crystalline Massifs), the distal margin (Briançonnais units s.l.,), and the Ocean Continent Transition (Prepiemontais units and Liguria-Piemonte units) (Fig. 1c and e). Each unit can be defined by its stratigraphic record and its position within the Alpine nappe stack, both of which depend on the position within the former European rifted margin (Fig. 1e). In this study we will use the term "unit" as a synonym for an Alpine tectonic "nappe", while the term "domain" will be used to define paleogeographic locations.

2.1.1 Units derived from the proximal European margin

The units derived from the proximal European margin are represented by the "External Crystalline Massifs" (ECM: Belledonne, Grandes Rousses and Pelvoux), which are composed of the Paleozoic basement and its sedimentary cover (von Raumer, 1984; Debon & Le Fort 1983, 1988; Platt et al. 1989; von Raumer et al., 1993; Menot et al. 1994). The basement mainly consists of polymetamorphic rocks that resulted (at least) from the Variscan orogenic cycle and that were later intruded by Carboniferous to Permian granitoids. The related sedimentary cover accounts for discontinuous outcrops of Late Carboniferous conglomerates. A regional unconformity truncated both the basement and the Carboniferous sediments. It has been related to an erosional surface generated by Late Hercynian emersion and peneplanation (Dumont et al., 2011). The succession deposited on top of the unconformity is formed by a thin suite of Middle to Upper Triassic dolostones and evaporates, which testify the onset of a wide shallow-water carbonate platform in the Dauphinois. The successive Jurassic limestones and marls mark the deepening of the depositional environment. From the Early Jurassic onwards several fault-bounded basins formed in this area as evidenced by angular unconformities and sharp facies changes (Barfety 1984; Lemoine et al 1986; Chevalier et al 2003). These observations, coupled with the widespread evidence for basaltic dikes intruded into the sediments (Wilpshaar et al 1997), mark the progressive onset of the Alpine rifting from Upper Triassic (?) to Early Jurassic (Dumont 1988). The post-rift stratigraphic section in this domain is formed by an Upper Jurassic-Lower Cretaceous pelagic to hemipelagic succession composed of limestones and marls followed by a thick succession of Upper Cretaceous limestones. Post-rift Carbonate platforms are also present in the neighbouring areas (Subalpine Basins, Provencal domain), where they surround basinal areas (e.g. Vocontian basin: Wilpshaar et al 1997). The Upper Cretaceous succession is unconformably capped by the Eocene "Priabonian Trilogy" composed of nummulitic limestones, hemipelagic marls and turbidites (Barfety, n.d.; Gidon, 1965; Pêcher, 1970; Vernet, 1964).

The occurrence of widespread Upper Jurassic to Cretaceous carbonate platforms shows that this domain remained at relatively shallow water depth during and also after rifting. This suggests

that the underlying crust has not been significantly thinned during Jurassic rifting as also indicated in the ECORS-Crop section (Bayer et al., 1987). The Alpine structures are mainly controlled by thin-skin tectonics, although the local reactivation of rift basins shows in detail a more complex evolution that often involves inherited and new basement structures (e.g. Bellahsen et al 2012; (Dumont et al., 2008).

2.1.2 Units derived from the distal European margin

Subbriançonnais Units: These units consist, in the study area, of a stack of tectonic slices formed by detached Mesozoic cover sequences. The basement of the former Subbriançonnais domain is not exposed and therefore unknown. The Subbriançonnais succession is very discontinuous and locally made of thick Triassic dolostones associated with evaporites (cfr. Keuper Auct.). This is either the result of a complex rift-history and/or a strong Alpine overprint. It is important to mention that the age of this basin as well as its width and paleogeographic significance is yet debated. However, the occurrence of Lower Cretaceous sediments and the absence of major depositional unconformities in the Subbriançonnais units (e.g. (Debelmas, 1974) suggest that it was, in respect to the Briançonnais domain, in a basinal position. The occurrence of black schists and sandstones of Eocene and Oligocene age (e.g."Flysch Noir" (Barbier et al., 1963; Barféty et al., 1968; DEBELMAS, 1961, 1956; Mercier, 1977) also limit the age of onset of nappe stacking for this domain to Oligocene time.

Briançonnais Units: They result from a complex stack made of several units (Claudel, 1999). For the sake of simplicity, in this study we will define three units, which are the External Champcella unit, the Internal Champcella unit and the Peyre-Haute unit. Each of these units is defined by a particular sedimentary record and by its position within the thrust stack (for more details see next chapter). The Briançonnais stratigraphy includes a Carboniferous-to-Eocene sedimentary record, with important unconformities and hiatuses that will be discussed below. The Carboniferous forms a thick succession of coal, conglomerate and coarse sandstone (cfr Zone Houillere Auct.), mainly composed of pebbles of quartz, gneiss and schists derived from the unroofing and erosion of the Hercynian basement. They are unconformably overlain by an Upper Permian(?)-Lower Triassic siliciclastic succession, which displays a rough fining-upward arrangement: conglomerates (cfr Brianconnais Verrucano) are followed by quartzites, pelites and evaporates, which predate the onset of the thick Middle-to-Upper Triassic carbonate platform succession. The shallow marine carbonate platforms experienced a major uplift and erosion/karstification during the Lower Jurassic, which has been discussed by many authors (Barféty et al., 1972, 1970; Baud, 1976; Baud and Megard-Galli, 1975; Schneegans, 1933). This event generated the prominent unconformity discussed in chapter 2.4.1. From Bajocian/Bathonian onwards, a generalized transgression onto the Briançonnais domain led to the deposition of neritic limestones. The late-Middle to Upper Jurassic sedimentary record is characterized by pelagic clayey limestones overlain by Upper Jurassic limestones with nodular Ammonitico Rosso facies. The occurrence of Upper Cretaceous

limestones directly on top of the Jurassic Ammonitico Rosso, indicates a major sedimentary hiatus of Lower Cretaceous age, often marked by a hardground (Barfety, 1965; Bourbon, 1971, 1977, 1980,). Upper Cretaceous to Lower Eocene sediments are mainly of pelagic origin ("marbres en plaquette" Termier 1903). The return to more detritic sedimentation with microbreccias and sandstones during Middle Eocene to Oligocene time marks the onset of major convergence. The sedimentary sequence associated to the emplacement of the Briançonnais units corresponds to the "Priabonian Trilogy" (Boussac 1912).

Prepiemontais Units: They were initially defined as units resting in between the Briançonnais and the Schistes Lustrés units, thus representing the most internal (i.e. distal) part of the continental margin (Lemoine, 1971; Lemoine et al., 1978; Polino and Lemoine, 1984). The Prepiemontais units are characterized by a continuous succession of Upper Triassic dolostones followed by Lower Jurassic cherty limestones (cfr Lias Prepiemontais Auct.) and Middle Jurassic calcschists (formerly detrital limestones with breccia horizons). The latter are mainly composed of detritus eroded and shed both from the continental basement and from its sedimentary cover (Polino and Lemoine, 1984). Although their stratigraphic position is still a matter of debate, locally coeval successions contain mantle-derived clasts (serpentinites) as well as prasinite and dolerite clasts (e.g. Prafauchier breccia; (Dumont, 1984). Radiolarites are deposited on top of the clastic succession, followed by calcareous calcschists. They are interpreted to be Middle-to-Late Jurassic in age and predate the onset of the pelitic schists ascribed to the Early Cretaceous by regional correlation (Lemoine et al.,1986). Locally Upper Cretaceous greyish calcschists are preserved (i.e. Roche de Clots unit).

We include in the Prepiemontais units also the so-called "Ecailles Intermédiaires" of Termier (1903) and (Lemoine 1951, 1961, 1967). These units were originally ascribed to the Internal Briançonnais domain also referred to as the "Acceglio zone" (Debelmas and Lemoine, 1957; Lemoine, 1961a; Michard, 1959). These units are characterized by slivers of continental basement overlain by metamorphosed sandstones and breccia bodies (cfr. reconstituted micaschists of Lemoine 1961). Their type-area is located near the Acceglio village (Debelmas & Lemoine 1957) but they can be followed toward the North in the Rio Secco valley and the Vallon des Baisses. Similar rock types can also be observed in the Prorel area above Briançon (Fig. 2a) and towards the South in the Ubaye and Maira valley (cfr "Zone du Roure"). In this paper we will propose a new interpretation for these "basement" rocks and the related breccias (see 2.4.2). This observation has major implications for the paleogeographic position of the Prepiemontais units. The stratigraphic succession of the Prepiemontais units lacks the characteristic unconformities and hiatus observed in the Briançonnais units; is characterized by the occurrence of syn-tectonic (i.e. latest Lower Jurassic to Middle Jurassic) thick detrital successions; and the occurrence of breccias with mixed continent- and mantle-derived clasts

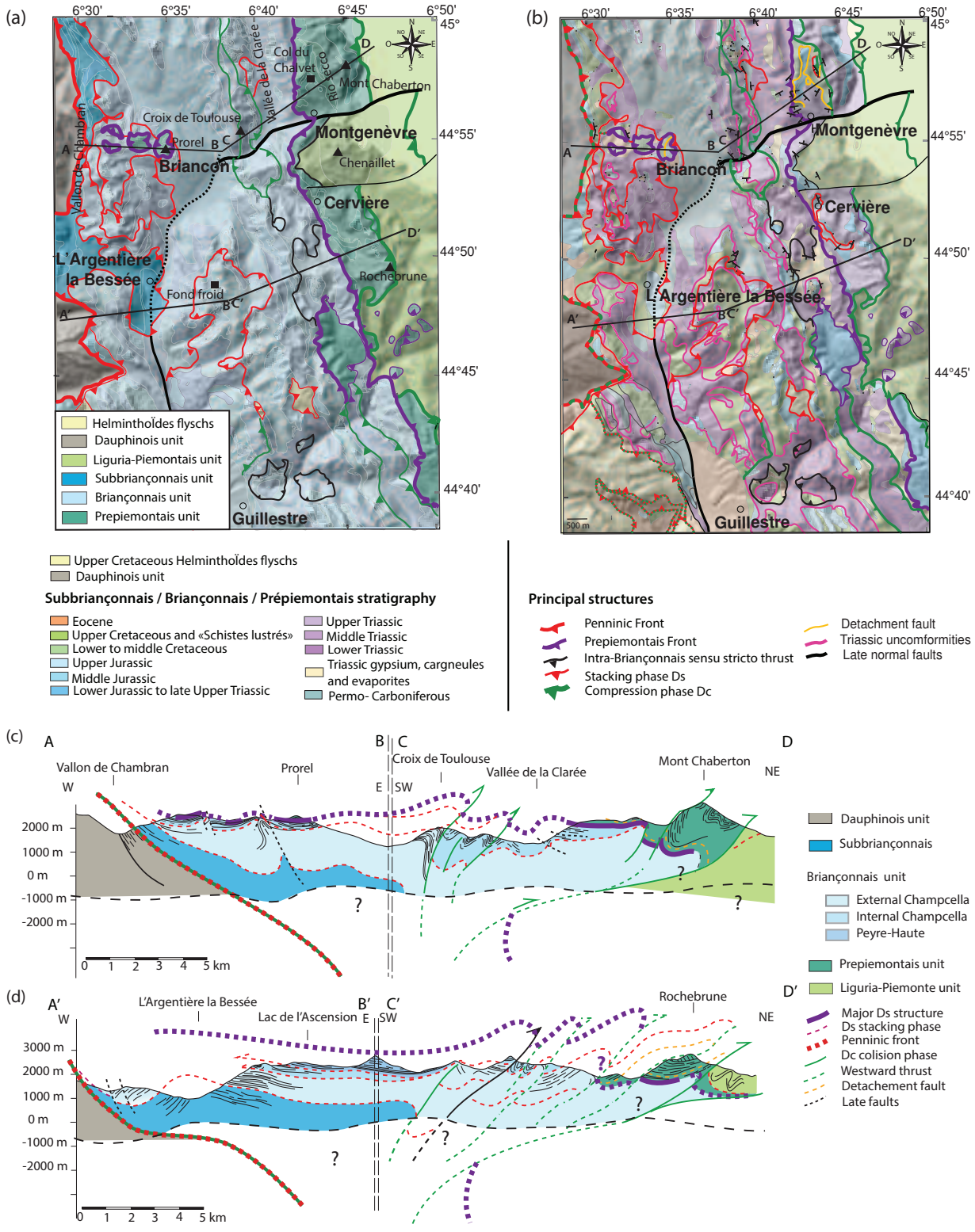


Fig 2 (a) Tectonic map of the Briançonnais area (for location see Fig. 1a). Five principal Alpine units can be observed, the Dauphinois units, the Subbriançonnais units, the Briançonnais units, the Prepiemontais units and the Liguria-Piemontais units. These units are separated one from each other by major Alpine thrusts. Two major tectonic structures can be defined, the Penninic Front (PF) in red, bounding the Dauphinois unit and the Briançonnais s.l. units and the Prepiemontais Front (PPF), in violet separating the Briançonnais units from the Prepiemontais units. (b) Simplified geological map of Briançon and Guillestre, exposing the principal stratigraphic units and the major Briançon unconformity (in pink) (modified after the BRGM geological maps 1/50000 of Briançon and Guillestre). (c and d) Constructed sections across the study area; for location see Fig. 2a, for discussion see text.

2.1.3 Units derived from the OCT and embryonic oceanic crust

These units include the “Helminthoid Flysch” and “Schistes lustrés” that represent the detached, Upper Jurassic(?)-Cretaceous sedimentary cover of the OCT and embryonic oceanic domain. Associated with these sediments are “ophiolitic units” that represent dismembered portions of the OCT and embryonic oceanic domain s.s: e.g. Kerckhove 1969; (Loprieno et al., 2011). The best preserved ophiolite is the Chenaillet ophiolite (Chessex et al., 1964; Ganne et al., 2004; Lemoine and Tricart, 1988; Mevel, 1975; Tricart and Lemoine, 1991). It has been recently interpreted as a portion of an embryonic oceanic domain formed by serpentinized peridotites and gabbros, capped by a major detachment surface and overlain by pillows lavas (Manatschal et al. 2011, Li et al. 2013). The sedimentary cover is only locally preserved and it is composed of Upper Jurassic to Lower Cretaceous radiolarian cherts and limestones (Cordey and Bailly, 2007).

2.2 First-order structural relationships along an Alpine section

Two first-order structures, referred to as the “Penninic Front (PF)” and the “Prepiemontais Front (PPF)” can be defined, separating units derived from 3 different paleogeographic/rift domains, which are the Dauphinois, the Briançonnais and the Prepiemontais-Piemontais that record a different stratigraphic and structural evolution during rifting (ref. Lemoine 1961, 1967, Butler, 2013; Haupert et al. (subm)). In this study we will mainly focus to the PPF and the adjacent Briançonnais and Prepiemontais units. One of the key questions addressed in this paper is to what extend this structure is inherited from the former margin and what is the nature of the units that are in the footwall and hanging wall of this structure.

2.2.1 Alpine section across the Western Alps

The CIFALPS section (Zhao et al. sub) images the large-scale crustal structure across the Western Alps (Fig. 1d). The section supports some of the major ideas put forward by Lardeaux et al. (2006), combining 2D/3D geological and geophysical data. The new data show that the more external European domain is formed by a little structured top basement, and a Moho at approximately 30 km, indicating that the crust was little deformed during Jurassic rifting and subsequent Alpine collision. In contrast the crustal structure of the more internal parts is less well resolved and shows the predominance of structures dipping eastwards. The major structures that can be observed in this section is the PF that defines the limit between the external units (former proximal European margin) and an internal wedge shaped body, made of remnants of the former distal European margin. Previous studies have shown that the PF has a complex polyphase evolution (Bayer et al., 1989; ROURE et al., 1990; Schmid et al., 1996; Deville and Chauvière, 2000; Schmid and Kissling, 2000). The PPF, less visible in this section, separates the Briançonnais units from the more internal Prepiemontais and Liguria-Piemonte units. This structure has been much less investigated and will be the main subject of this paper. We will show that this structure is intimately related with the former rift architecture and separates units that have different metamorphic overprints and that experienced a different early Alpine tectonic evolution.

Although the CIFALPS section provides first order information on the large-scale structure across the Western Alps, it does not allow us to define the detailed internal and deep structure and the nature of the rocks forming the "orogenic roots". At depth, the structures of the internal domain are not well resolved and difficult to define as discussed by Lardeaux et al. (2006), (Mohn et al., 2014) and Zhao et al. (subm). The key feature controlling the present-day, double vergent structure of the internal parts of the orogen seems to be a high velocity body corresponding to the Ivrea body (see Fig. 1) that acted as an indenter during final collision.

2.2.2 Sections across the Briançonnais and Prepiemontais units

In the following part we describe two geological sections that were measured near Briançon with the aim to understand the internal structure of the Briançonnais and Prepiemontais units. These sections show the main Alpine structures and relations between the different units forming the Alpine nappe stack. As previously mentioned, the present-day architecture of the Briançonnais and Prepiemontais is the result of different deformation phases. In the study area we could not find convincing examples of an old top to the North deformation phase described from the Provence and the Dauphinois (see phase Provencal of Leleu et al. 2005; Dumont et al. 2008). Either that this deformation phase does not exist in the study area or that it has been masked by the successive events. The two major events defined in this study are related to the stacking of the units and to the final collision, including back-thrusting (Fig. 2c and d). Since the units underwent poly-phase deformation, including pre-Alpine rifting and salt tectonics, and, as mentioned above, also early stage Alpine deformation, we do not want to use the classical D1, D2…Dx terminology. The use of such a terminology bears the problem that deformation structures defined in different parts of the orogen and even in different units may not be of the same age. In order to avoid this problem and to focus the discussion of the study area to the key Alpine events observed in the study area, we distinguish two major phases referred to as "stacking phase (Ds)" and collision phase (Dc). The distinction between the two is based on overprinting relationships and the different kinematic transport directions, where observable.

The older deformation phase (Ds) has to post-date the Late Eocene deposition of the flysch sediments (Gignoux and Raguin, 1931; Moret, 1936), which are the youngest sediments involved in the stacking of the units. The kinematic transport direction of the Ds is commonly assumed to be top to the west. However, the lack of clear kinematic indicators along thrust faults (except for the syn-to post-rift cover; (Tricart et al. 1988; Butler 1992) makes the interpretation of the kinematic transport direction difficult. In this study, the top to the west transport direction is mainly based on the relations between cut of points and ramp-flat structures discussed later in this paper. A top to the west transport direction is also compatible with the plate kinematic model proposed by (Handy et al., 2010) that suggests a west directed transport direction of the Adria plate relative to the European plate since 35 Ma (Late Eocene). The main Ds structure observed in the field is the PPF that corresponds to a thrust faults that juxtaposes units derived from different paleogeographic domains (e.g. Prepiemontais and Briançonnais units). In many places the Ds

contacts are truncated and/or reactivated during the collision phase Dc. Structures of the Ds phase are also responsible for the subdivision of the Briançonnais domain into different sub-units. These "second order" structures limit units derived from the same paleogeographic domain. From west to east (or from bottom to top), the Briançonnais can be subdivided into the Internal Champcella sub-unit, the External Champcella sub-unit and the Peyre-Haute sub-unit. Like for the large scale stacking, the highest sub-unit (Peyre-Haute) is supposed to be derived from a more distal position.

The second major deformation phase (Dc) is shown in the two sections (Fig 2c,d) by the green coloured faults. The structures belonging to this phase are either dipping towards the west (in the eastern part of the section) or towards the east (in the western part of the section) defining a fan type display. This second generation of structures are intersecting and superposing the former structures. In the following part we describe mainly the structures exposed along the northern section, while the southern section enables to show and discuss the lateral continuity of the major Alpine structures and units observed across the study area.

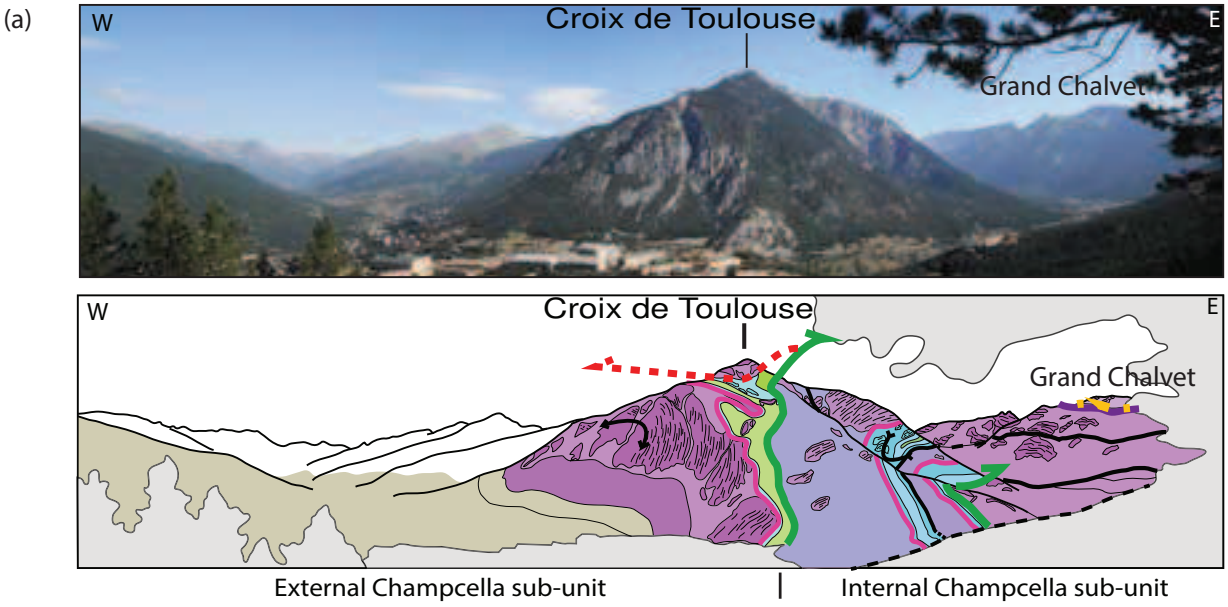
2.3 Field relationships between Alpine units

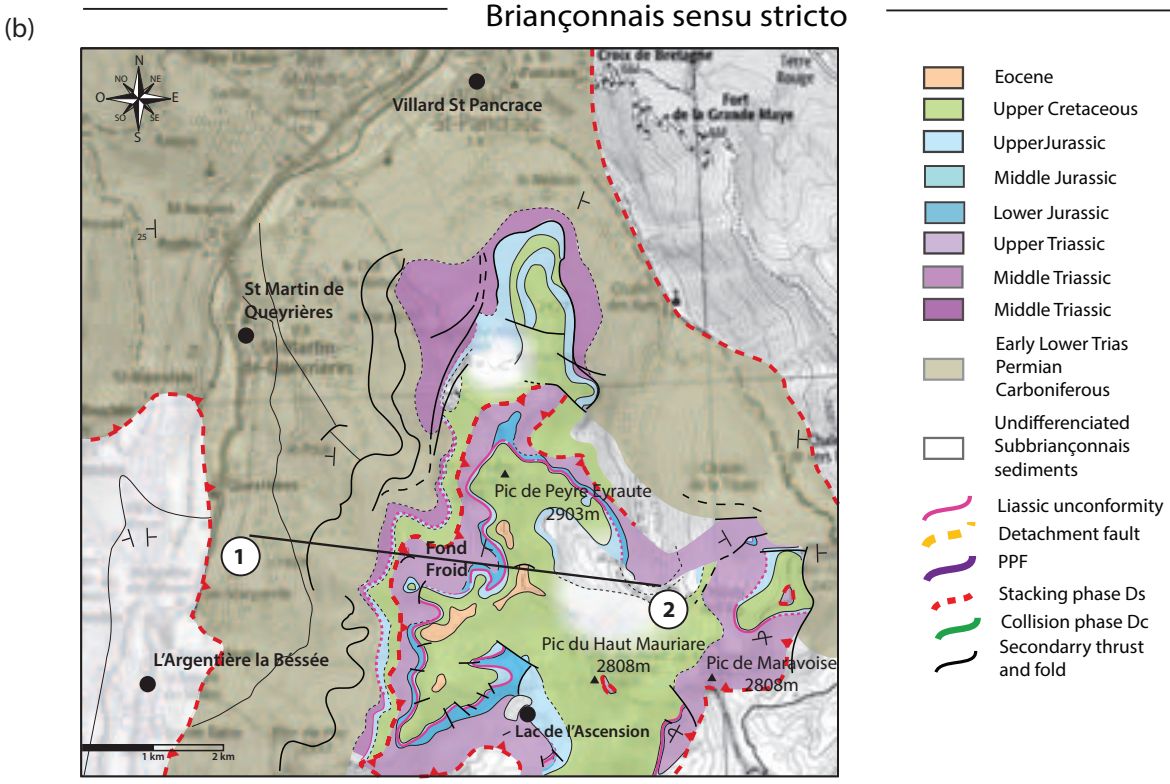
2.3.1 Relationship between the Briançonnais units and more external units

The major limit between the Briançonnais and Dauphinois units (e.g. Pelvoux) is formed by PF (Merle and Brun 1984). The units in the footwall of the PF consist of basement rocks (granite, gneiss) and locally of their Mesozoic sedimentary cover, overlain by late Eocene sediments ("Trilogie Priabonienne", Moret 1954). The hanging wall of the PF consists of the Subbriançonnais and the Briançonnais units. In the area of l'Argentière-la-Bessée the PF cut the thrust contact separating the Briançonnais from the Subbriançonnais units suggesting that the last movements along the PF post-dates the stacking of the more internal units (e.g. Oligocene out of sequence thrust of (Tricart et al., 1988)). Although not the subject of this paper, only few constrains can be found in the study area to better define the timing of the PF except the fact that it has to be post-Nummulitic and a WNW-directed thrust (Butler, 1992).

2.3.2 Relationship between Briançonnais units

The panoramic view in Fig. 3 shows the main structures separating two internal Briançonnais sub-units, which are from west to east the External and the Internal Champcella sub-units. The External Champcella sub-unit is formed by Carboniferous to Upper Cretaceous sediments with two major unconformities respectively related to the lack of Upper Triassic and Lower Jurassic and Lower Cretaceous sediments. The Internal Champcella sub-unit, exposed in the Vallée de la Clarée, lacks Carboniferous and Lower Triassic sediments but preserves Middle Triassic dolomites.


(a)
W
Croix de Toulouse
E
Grand Chalvet
W
Croix de Toulouse
E
Grand Chalvet
External Champcella sub-unit
Internal Champcella sub-unit
Briançonnais sensu stricto


(b)
Villard St Pancrace
St Martin de Queyrières
Pic de Peyre Eyraute 2903m
Fond Froid
Pic du Haut Mauriare 2808m
Pic de Maravoise 2808m
L'Argentière la Bessée
Lac de l'Ascension
1
2
1 km
2 km
Eocene
Upper Cretaceous
UpperJurassic
Middle Jurassic
Lower Jurassic
Upper Triassic
Middle Triassic
Middle Triassic
Early Lower Trias
Permian
Carboniferous
Undifferenciated
Subbriançonnais
sediments
Liassic unconformity
Detachment fault
PPF
Stacking phase Ds
Collision phase Dc
Secondarry thrust
and fold

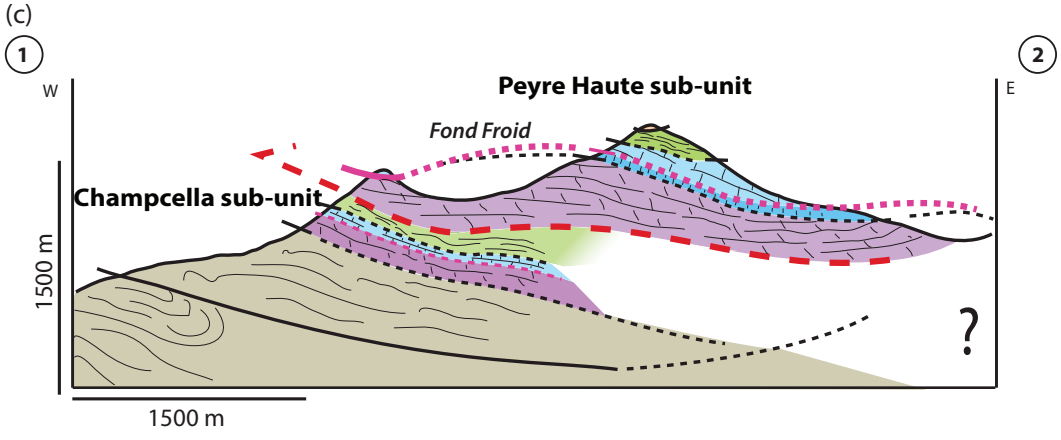

(c)
1
2
W
E
Peyre Haute sub-unit
Fond Froid
Champcella sub-unit
1500 m
?
1500 m

Fig 3 (a) Panoramic view of the Briançonnais units near Brainçon (for location see geological map and section). Panorama shows the External and Internal Champcella sub-units. They are distinguished by their stratigraphic record and tectonic position. The External Champcella sub-unit is characterized by the occurrence of Carboniferous rocks and lower Triassic dolomites whereas the Internal Champcella sub-unit consists of Mid Triassic dolomites. Two deformation phases can be observed: in red structures that are related to the stacking phase (Ds) that are overprinted by structures that are related to the collision phase (in green). (b) Geological map focus on the Peyre-Haute area; south of Briançon, exposing the thrusting of the distal Peyre-Haute sub-unit, characterized by Liassic sediments onto the Champcella unit. (c) Section across the Fond Froid area showing the thrust contacts and the stratigraphic variation between the two Briançonnais units.

The two sub-units are separated by complex Alpine thrust contacts that may be further complicated by the occurrence of an inherited rift structure and Triassic evaporates (see discussion). Despite the locale complexity, the key structure is a top-to-the-west thrust that belongs to the stacking phase (Ds). The geometry of this thrust is reminiscent of that of a classical fold and thrust geometry characterized by flats and ramps, the former being controlled by evaporitic layers of mid Triassic age. This thrust is cross cut by back-thrusts which explain that locally the External Champcella sub-unit can be emplaced onto the Internal Champcella sub-unit (see Fig. 3). This back thrust represents an east vergent structure and overprints the older west vergent thursts responsible for the stacking of the two sub-units. While in the northern section the back-thrusting of the External Champcella sub-unit over the Internal Champcella sub-unit is well documented (see Fig. 2), in the southern section this back thrust is not well documented and the Internal Champcella sub-unit overlies throughout the External Champcella sub-unit (Fig. 3). Moreover, the Internal Champcella sub-unit is over-thrust by the Peyre-Haute sub-unit that is characterized by the occurrence of Liassic sediments, which do not occur in the two Champcella sub-units (Fig. 2d, Fig 3b, 3c).

2.3.3 Relationship between Briançonnais and Prepiemontais units

The panoramic view shown in Fig. 4 presents a global view of the Prepiemontais units and their relation to the Briançonnais units in the area of Grand Chalvet – Rio Secco – Mont Chaberton. The Prepiemontais units consist of thick Upper Triassic dolomites (cfr. Hauptdolomite facies) overlain by Lower to Middle Jurassic limestones. Locally, like at Col de Chalvet, micaschistes and strongly chloritized schists associated with black gouges can be observed, the latter interpreted as remnants of Jurassic extensional detachment faults (see description below). In the Rio Secco, the chloritized schists occur together with micaschists and are directly overlain by different sedimentary successions either of Triassic (eastern flank of the Serre Thiebaud) or Liassic age (Col de l'Alpet). In the western side of the panoramic view in Fig. 4, the Grand Chalvet summit presents subhorizontal Lower and Middle Jurassic sediments, unconformably resting over Upper Triassic dolomites. The base of this succession is formed by thin slices of chlorite schists, locally associated with black gouges that can be mapped in continuity over about 10km2 (Fig. 4). As discussed below, this rock association is interpreted to belong to one and the same sequence.

The contact between the Prepiemontais units and the Internal Champcella sub-unit,

representing the PPF, is well exposed as a subhorizontal contact under the Grand Chalvet summit and further west along the Sentier de la Fanfare (Fig 4). The contact is localized along an evaporite rich Upper Triassic level. The middle Triassic rocks belonging to the Internal Champcella sub-unit are also subhorizontal and parallel to this structure. Further evidence for this thrust contact is observed in the Vallon des Baisses area, where a tectonic window exists preserving a rock sequence typical for the Briançonnais domain (middle Triassic sediments directly overlain by upper Jurassic limestones). The relationship between the subhorizontal bedding in the Triassic rocks in the footwall truncated by the step dipping PPF suggests that this structure formed a ramp at the eastern termination of the Grand Chalvet area Another remnant of the PPF thrust contact can be found further westwards at the base of the Prorel summit, where the "quatrième écaille" of Termier (1903) is thrust onto the Upper Eocene sediments of the Briançonnais unit (for more details see below).

The Mont Chaberton at the eastern termination of the study area shows the same lithologies, including the slivers of chlorite schists and gouges, Upper Triassic dolomites and Liassic limestones that characterize also the Grand Chalvet and Prorel units. However, in contrast to the latter two, the sequence is verticalized and folded. It is important to note that the thrust at the base of Mont Chaberton truncates the subhorizontal dolomites of the Internal Champcella sub-unit). The observed structural relationship suggests that the base of the Chaberton (PPF) is formed by a major ramp over which the Chaberton was tilted eastwards. The strike of the ramp including the lithologies in the hanging wall is approximately N-S. Further to the west, at the Grand Chalvet, the PPF and the overlying lithologies are subhorizontal, suggesting the transition from a ramp to a flat. Since the PPF thrust contact is observed at the Prorel to overlie Upper Eocene sediments, the PPF must by Late Eocene or younger and the transport direction had to be perpendicular to the ramp, i.e. top to the west. The west-directed PPF thrust contact has been affected by east and west-directed thrusts of the younger collisional phase (Dc). This is well shown by the thrusting of the Chaberton unit eastwards onto the Liguria Piemonte Schistes Lustrés (see Fig. 2c).

The Prepiemontais Rochebrune massif further to the south (Fig. 2d) shows very similar relationships like those observed in the Chaberton unit. However, in contrast to the latter, this unit presents subhorizontal bedding and is, from its Alpine position more comparable with the Grand Chalvet unit. The Rochebrune massif is made of Upper Triassic to Middle Jurassic sediments that overlie, along an Alpine tectonic contact, the Prafauchier complex that consists of breccias made of serpentinite clasts (Dumont, 1984). The observed Alpine tectonic position suggests that the Rochebrune massif had to derive from a paleogeographic location that was oceanward of that of the Prafauchier complex, which has, as discussed below, major implications for the paleogeography of the Prepiemontais units.

2.4 Pre-Alpine structures preserved in the Briançonnais-Prepiemontais units

Due to strain localization along weak interfaces (evaporates and post-rift sediments), pre-Alpine structures and stratigraphic relationships are locally preserved. In the following we will

describe some of these structures and stratigraphic relationships that are key to understand the former architecture of the European margin.

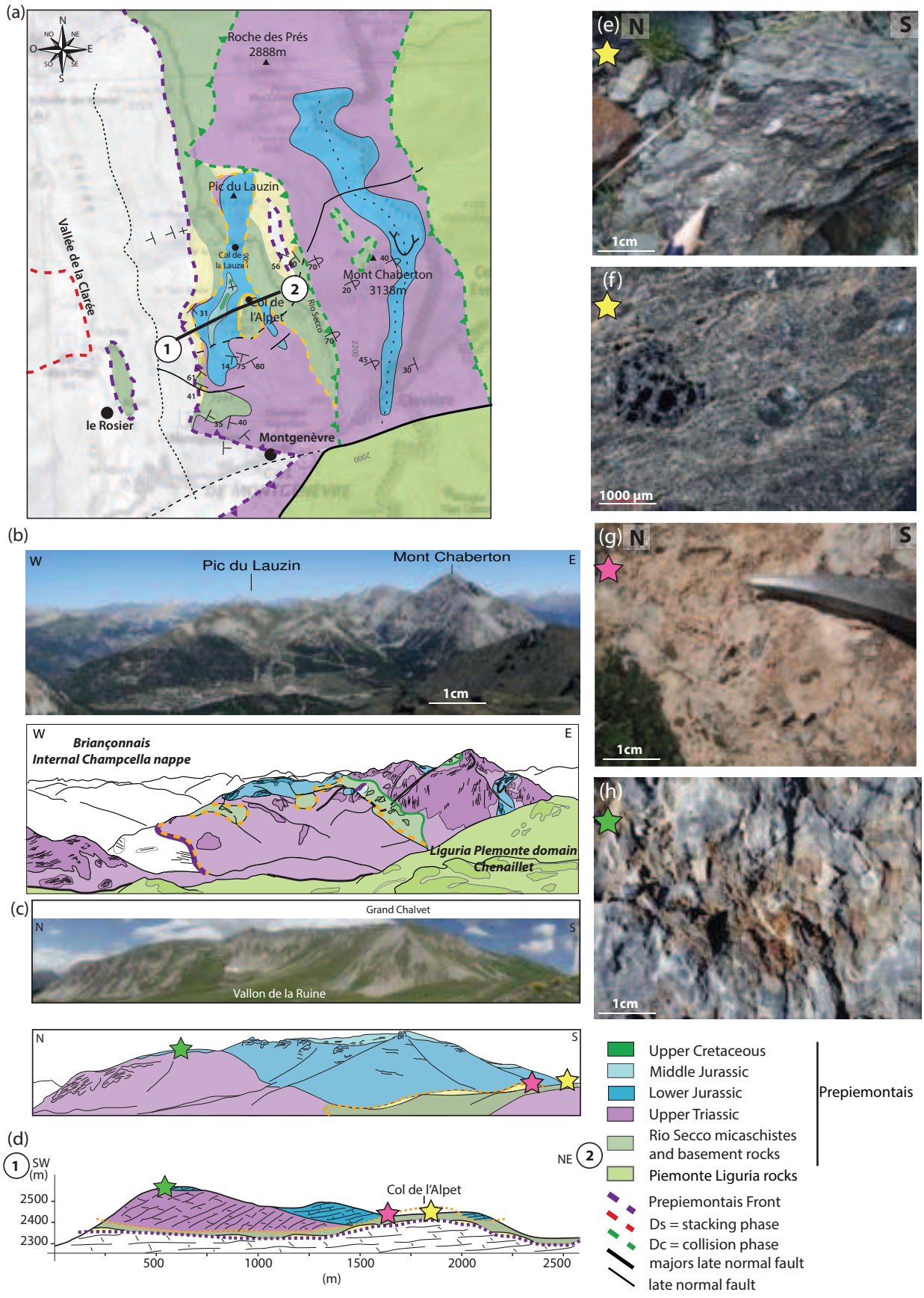


Fig 4 (a) Map of the Grand Chalvet – Mont Chaberton area and the contact with the Briançonnais and Prepiemontais units (b) Panoramic view of the Prepiemontais domain and the Prepiemontais Front (PPF),. In yellow are remnants of basement containing gouges interpreted as remnants of a reactivated Jurassic detachment system.. Note that the PPF truncates the bedding in the massive dolomites of the Internal Champcella subunit unit north of Montgenèvre, suggesting that it formed a ramp. Note also that no major unconformity is recorded in the Prepiemontais units. (c) Panoramic view across the "Crête du Grand Chalvet" and the "Col de l'Alpet". (d) Geological section showing the relationship between Briançonnais and Prepiemontais units along the Grand Chalvet area north of Montgenèvre and their relation to the Prepiemontais Front (PPF). It also shows the occurrence of gouges at the base of the Grand Chalvet. (e) Sample of black gouge. (f) Thin section photograph of a the black gouges (g) Triassic cargneules outcrop located along the Prepiemontais Front (PPF) between the Briançonnais and Prepiemontais units. (h) Hardground iron-rich surface (hardground) from the top of the Rhetian limestone from the Grand Chalvet.

2.4.1 Major unconformities in the Briançonnais units

The stratigraphic succession in the Briançonnais units is characterized by several sedimentary gaps that are either the result of condensation and/or non-deposition or deposition and erosion of particular intervals such as the Lower Jurassic, the Oxfordian, the Lower Cretaceous, and Uppermost Cretaceous-Paleocene (Fig. 5a and b). It is important to note that these unconformities are not observed in the adjacent Subbriançonnais and Prepiemontais units (Fig. 5c). Here we will specially focus on the description of two of them: the first occurring as an erosional unconformity at the top of the Triassic to Early Jurassic carbonates and the second related to an extreme condensation of the Lower Cretaceous succession (e.g. outcrops at Fond Froid; Fig. 3 and 5b)

The first unconformity (usually referred to as the "Briançonnais gap" (Ellenberger, 1952; Vanossi, 1965; Baud and Masson, 1975; Debelmas, 1987, 1955; Faure and Mégard-Galli, 1988; Jaillard, 1985; Lemoine et al., 1986) is often accompanied by a prominent karstification of the underlying carbonate rocks that can be mapped down to 300 m below the paleo-top within the Triassic carbonates (Baud and Megard-Galli, 1975). This unconformity therefore may testify a prolonged subaerial exposure of the platform. Regoliths and reddish paelosoils (cfr. Siderolitique Auct.) are found lying on top of an heterochronous surface engraving Middle Triassic (e.g. external Champcella sub-unit: Debelmas (1983) to Upper Triassic dolostones (internal Champcella sub-unit and Peyre Haute sub-unit) or even Lower Jurassic limestones (Peyre Haute sub-unit). The oldest sediment found on top of the gap or the regoliths is a Bathonian transgressive conglomerate (Claudel and Dumont, 1999; Debelmas, 1983), which lead to the successive onset of the widespread Middle Jurassic carbonate platform ("Couches a Mytilus" Auct.). Thus, with a certain degree of approximation, the most reasonable age-interval for the above-described sedimentary gap and for the related Briançonnais emersion is Early Jurassic (last evidence of deposition before emersion) to Bathonian (the first evidence of drowning). Since the Bathonian sediments became finally drowned during Late Jurassic by Upper Jurassic pelagic limestones throughout the whole Briançonnais domain, Claudel and Dumont (1999) interpreted this unconformity as the result of a huge post-rift tectonic phase that affected the margin since Callovian-Oxfordian (for alternative interpretation see discussion).

The second main unconformity is related to the submarine condensation or omission of Early Cretaceous sediments in the Briançonnais domain. The Upper Cretaceous clayey limestones ("Calcschistes planctoniques"; cfr. "Marbres chloriteux": Ellenberger, 1958) directly lie on top of the Upper Jurassic pelagic carbonates locally in paraconformity or separated by a thin hardground

(siliceous-phosphatic, Bourbon 1980). The Lower Cretaceous succession is often not present in the Briançonnais domain, with local exceptions represented by the thin Upper Berriasian Calpionella limestone level and the scattery-outcropping Aptian-Albian limestones cited by Bourbon (1980). The same author suggested for the Peyre-Haute sub-unit a non-deposition during the Upper Berriasian-Middle Albian interval followed by a condensed deposition that lasted locally until Turonian time.

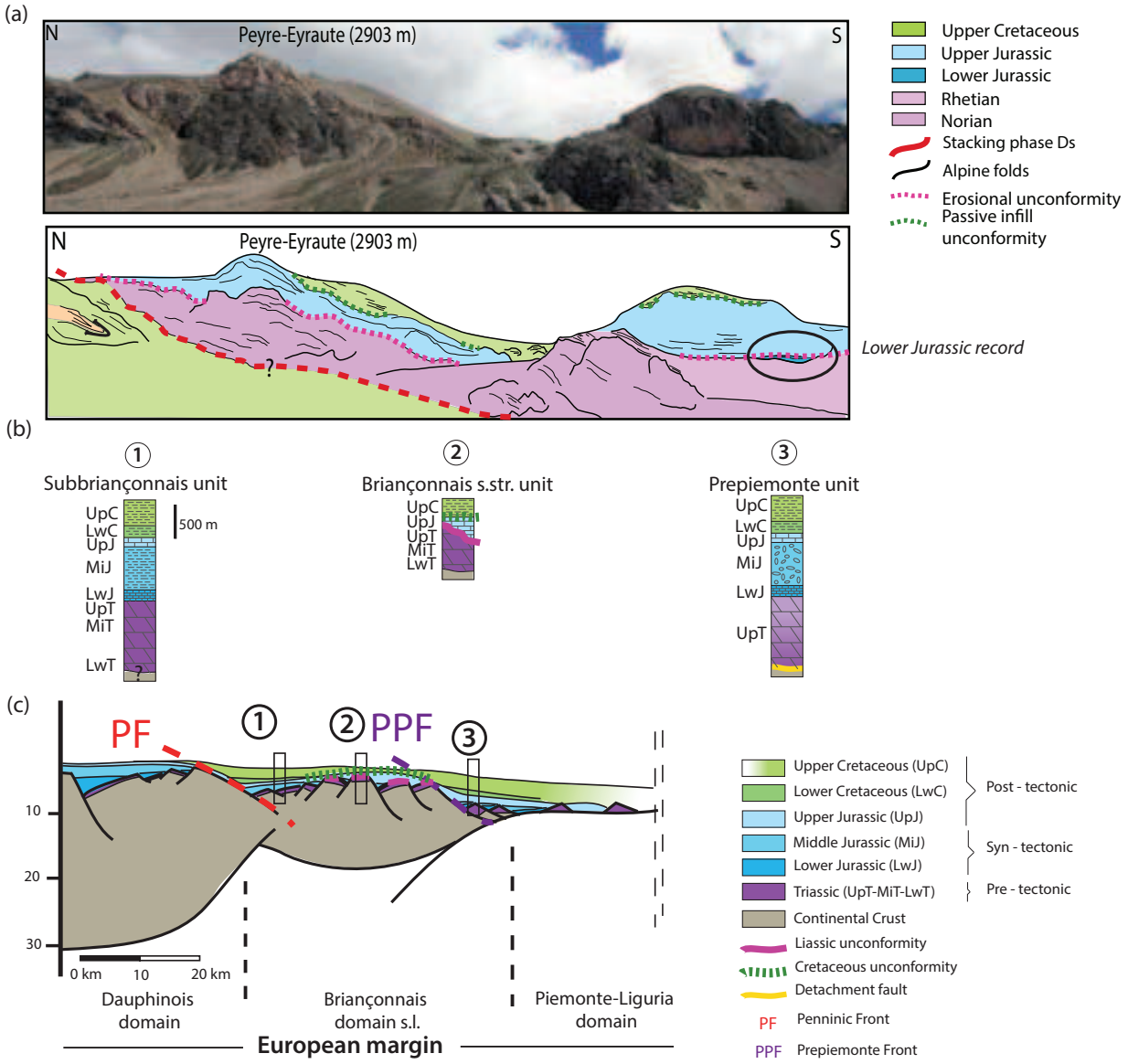


Fig 5 (a) Panoramic view of the Peyre-Haute sub-unit overlying along a Ds thrust contact the Internal Champcella sub-unit (see location Fig.3c). Note the Liassic sediments truncated by the erosional unconformity (in pink) and sealed by the Upper Jurassic pelagic sediments. A hiatus (in green) is located between the Upper Jurassic limestone and the Upper Cretaceous calcschists and marked by the absence of Lower Cretaceous sediments. (b) Stratigraphic logs of the Subbriançonnais, Brianconnais and Prepiemontais units. Note that the base of the Mesozoic contact and the nature of basement rocks are unknown for the Subbriançonnais unit, while the Briançonnais preserves Permo-Carboniferous rocks at their base. The basement rocks related to the Prepiemontais units are interpreted to be related to a Jurassic detachment fault (e.g. black gouges). Note also that only the Briançonnais units show major unconformities. (c) Section across the Jurassic European margin showing the major structures and stratigraphic relationships within the three major paleogeographic domains forming the European margin. Logs shown in Fig. 6c correspond to pseudo-drill holes.

2.4.2 Remnants of exhumation faults in the Prepiemontais units

In contrast to the unconformities characterizing the Briançonnais units, the Prepiemontais units show a vertically continuous stratigraphic succession. Very characteristic are breccias associated with slivers of basement, often formed by micaschists; referred to as the "Acceglio breccias" (Debelmas and Lemoine, 1957). These breccias were considered as submarine breccias (Lemoine, 1967) deposed over crystalline rocks and Permian and Werfernian quartzites. The breccias are made of clasts of Triassic dolomites and limestones, Permian quartzites and various Paleozoic rocks and more rarely Jurassic limestones of both Briançonnais and Prepiemontais affinity. The juxtaposition of these breccias against basement rocks and the occurrence of basement in the breccias was interpreted to be related to local erosion of the whole Triassic and locally also the Permian succession (Lemoine 1967). In the study area, "Acceglio type breccias" occur at two locations, at the Prorel summit and in the Grand Chalvet-Rio Secco area. In both cases the breccias are overlying deformed basement and include basement as well as sediment derived material. These breccias share many similarities with the so called Bardella and Saluver breccias described by (Masini et al., 2012, 2011) from the conjugate, distal Adriatic margin. These breccias have been interpreted to be intimately related to Middle Jurassic extensional detachment faults (e.g. Err detachment in the Err nappe) rather than being the result of subaerial erosion. In both, the Prorel and Grand Chalvet-Rio Secco examples, the breccias contain clasts of deformed basement derived from the directly underlying basement (Figs 4 and 6). The basement rocks are made of characteristic chlorite schists associated with black gouges that show strong similarities in composition and texture with black gouges described from Jurassic extensional detachment faults (Manatschal and Bernoulli, 1999; Masini et al., 2014); from the Northern Mauléon detachment (W-Pyrenees; Masini et al. 2014), and from the Hobby High detachment (ODP Site 1067, Iberia Abyssal Plain; Manatschal et al. 2001). The gouges show very characteristic microstructures (see Fig. 4d and e) that show distinct textures and geochemical compositions never found along Alpine thrust faults (see discussion in Manatschal 1999). The fabric of these fault rocks is characterized by a matrix-supported fabric with a clast-to-matrix ratio between 1:10 and 1:3. The matrix shows a strong preferred orientation. The shape of the clasts varies between isometric and elongated lens-shaped. Isometric clasts are commonly well rounded (Fig. 4e and 4f). Their sizes range from 1 mm to several cm or even dm. Elongated lens-shaped fragments are usually rock types that have a strong pre-existing textural anisotropy such as schists. In the gouge, locally sigma-type clasts occur as well as shear-bands. The relative amount of feldspar in the gouge it is below 10% and of phyllosilicates above 60%. The matrix consists of chlorite, illite, quartz, and sub-ordinate albite. Chlorite and illite form often intergrown aggregates. The composition of the clasts corresponds to that of the underlying footwall. The composition of the fault rocks, in particular the Ni-Cr-V values, as well as the mass balance for the fault rocks compared to the host rocks are comparable to the ones from the Err detachment (Err nappe) located at the conjugate, distal Adriatic margin (see Chaberton detachment of Pinto et al. subm.; Figs. 8 and 10). In this context it is important to mention that Pinto et al. (subm) and Manatschal et al. (2000) analyzed and compared these gouges with fault rocks from other, more proximal Jurassic normal faults and Alpine thrusts and it

appears that these gouges bear a distinct signature of mantle derived fluids due to mantle uplift and exhumation during Jurassic rifting.

Based on the geochemical and textural similarities of these fault rocks, as well as the juxtaposition of similar lithologies and the observation that the fault rocks are reworked in the overlying breccias, we interpret the Grand Chalvet-Rio Secco and Prorel to preserve remnants of pre-Alpine rift related detachment faults, similar to those described from the Central Alps (e.g. Tasna; Florineth and Froitzheim 1994; Err nappe; Manatschal and Bernoulli 1999; or the western Pyrenees; Jammes 2009). This interpretation is in conflict with the classical interpretation of Lemoine (1967) that suggested that the occurrence of these basement rocks were the result of subareal erosion. Below we document two key outcrops where remnants of these detachment faults with the overlying hanging wall and cover can be found in the field (Figs. 4 and 6).

The Prorel summit

The Prorel summit west of Briançon is formed by the stacking of 3 units, separated by two major sub-horizontal thrust contacts (Fig. 6a). The two lower units are composed by Paleozoic and Lower to Middle Triassic rocks, overlain by Upper Jurassic carbonates and Eocene flyschs. While these two units show the characteristic Briançonnais stratigraphy the uppermost unit contains also Middle Triassic dolomites, mica schists and sedimentary breccias of supposed Jurassic age (Goguel, 1940; Lemoine, 1967; Termier, 1903). The sedimentary breccias contain basement micaschists, Triassic dolomites and Permo-Triassic sandstones. A detailed analysis of the breccias shows an increase of the clast-size from SE to NW and a change from monogenic to polygenic breccias in the same direction (Fig. 4). In addition, the breccias are made of basement clasts that occur also within the underlying basement. The general dip of these breccias is towards the NW. The field relationships suggest that the breccias show a depositional unconformity with the Middle Triassic dolostones and where deposited over the underlying basement, which contrasts to the previous interpretation of Debelmas (1987) that these breccias were deposited over steeper normal faults rather than, as proposed here, over exhumed, extensional detachment surfaces. The strong chloritization and foliation of the underlying basement may indicate, like for the example of the Grand Chalvet – Rio Secco that these breccias were deposited over an exhumation surface. Since these foliated chloritized rocks occur in the sedimentary breccias, their exhumation may be contemporaneous with the deposition of the breccias, which is inconsistent with the Prorel formed over a basement high, i.e. belonging to the Briançonnais domain. It is also important to note that very similar relationships between breccias and basement, as well as the characteristic change from monogenic to polygenic breccias has been reported from the conjugate distal Adriatic margin (e.g. Masini et al. 2011). Therefore we favour the idea that these breccias were deposited during exhumation, as indicated by the proximity of the breccias from their initial source, rather than being derived from the “schistes a bloc” (wildflysch) olistostromes shed from the advancing thrust sheets (Termier 1903; Lemoine 1960; Debelmas et al 1980). Thus, we interpret these breccias

as being deposited over exhumation surfaces during Jurassic rifting within the Prepiemontais domain and to be thrust together the Chalvet-Rio Secco; Rochebrune units along the PPF during or after Late Eocene over the Briançonnais domain (Fig. 6).

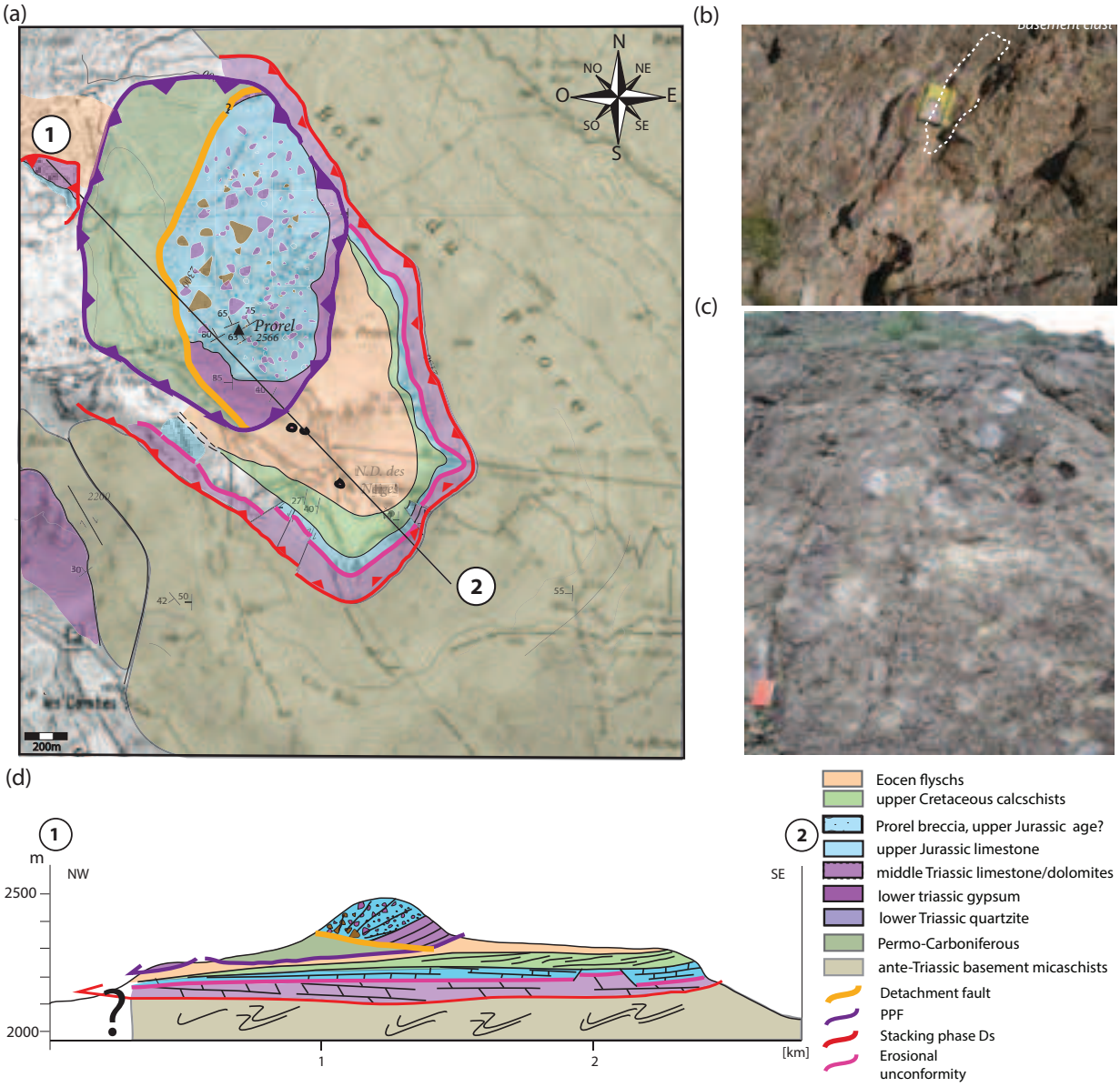


Fig 6 (a) Map of the Prorel summit located west of Briançon. The Prorel summit is formed by breccias of supposed Jurassic age, Triassic limestone and basement with micaschists. (b) Photo shows the Prorel breccias containing clasts of basement and Triassic carbonates. (c) Photo showing the Prorel breccias that are supposed to be of Jurassic age, reworking principally dolomites and limestone. (d) NW-SE section across the Prorel summit exposing the stacking of the different Briançonnais units. The yellow contact is interpreted as a reactivated Jurassic detachment fault (see text for further explanation). Note also the stratal pseudo-downlap relationship between the Triassic dolomites, the breccias and the basement and the change in the composition away from the dolomites showing an increase of basement derived material.

The Grand Chalvet – Rio Secco section

The Grand Chalvet – Rio Secco section is part of the Chaberton-Grand Hôche unit (Polino and Lemoine, 1984), which is located in the external Prepiemontais zone between Briançon (France) and the head of the Susa Valley (Italy; Figs. 1 and 2). The Mesozoic succession is actually resting above a sub-horizontal surface, which has been interpreted as an Alpine thrust in the French maps (Barfety

et al. 1995). The complex polymetamorphic basement, mainly composed of Paleozoic micaschists and gneiss, is related to characteristic black fault gouges and foliated chorite schists (Fig. 4e, 4f) very similar to the fault gouges described by Manatschal (1999) from the Lower Austroalpine units (see also description above). In the Grand-Chalvet area, these basement rocks are overlain by a Mesozoic succession, which consists of a Norian dolostones (Hauptdolomit-type up to 800 meters in thickness) followed by pelites, limestones and dolostones of Rhaetian-Hettangian age (Polino et al 1984; Dumont et al 1984). In this section, the Upper Triassic succession crops out as a plurihectometric-size block, which is surrounded by Liassic sediments (Fig. 4c, 4d). The uppermost part of the block (made up by Rhaetian limestone) is formed by an irregularly shaped, thick bed of limestone, locally nodular and affected by dissolution, which is capped by an iron-manganese rich crust. The relationships between the crust and the underlying substratum are geometrically complex, featuring a three dimensional draping of the Norian-Rhaetian block by the hardground. The block shows evidence for a bioerosion and for undetermined encrusting benthic communities that predate the onset of the formation of the hardground (Fig. 4h). This latter consists of a well-developed brownish crust, 5-10 cm thick, containing an evil preserved fauna (undeterminable ammonites and brachiopods). Dumont (1983) suggested for this hardground a Late Hettangian-Early Sinemurian age. It follows a monotonous succession of about 100-120 m of calcschists, mainly formed by an alternation of limestones and pelites with variable chert content. At the top of this unit some thicker beds of coarse grained, recrystallized limestones are visible in the saddle between Grand Chalvet and Tête des Fournéous. The age of the calcschists is not well constrained, but on the base of the rare ammonites found it has been ascribed to the Sinemurian-Toarcian(?) interval (Polino et al 1984). It follows a detritic formation (Fig. 4c), whose preserved thickness is about 60 meters, composed of coarse breccia levels and calcarenite beds. The clasts are formed by Upper Triassic rock fragments near the base mixed with basement clasts toward the top of the formation. It can be compared with the “Complexe detritique”. Blocks of serpentinites and serpentinized peridotites are reported inside this unit (Barféty et al. 1995). Although we were not able to directly observe them, in the same outcropping area we found some dark-greenish metasediments. In thin section, these metasediments are made of chlorite-rich grains that may derive from the dismantling of the basement exposed in the Rio Secco area. Laterally, the Paleozoic basement also hosts a thin cover (actually considered part of the Rio Secco unit; Barféty et al. 1995) formed by coarse sandstones that alternate with recrystallized limestones of suggested Dogger?-Malm? age and of widespread Triassic evaporites and Liassic limestones. One of these outcrops (Fig. 4c) shows a primary (i.e. stratigraphic) contact between Triassic evaporites and Liassic limestones. We consider these outcrops to be in lateral continuity with the above-described mega-block/extensional allochthon. The primary sedimentary contact on top of the “basement”, interpreted as an extensional detachment surfaces suggests that both of these units are more likely derived from the Prepiemontais domain than, as previous proposed, from the most internal part of the strongly uplifted and eroded Briançonnais domain.

3. Discussion

The aim of this paper is to investigate the inherited rift structures and their control on the present-day Alpine structures in the Briançonnais and Prepiemontais units exposed in the area of Briançon in the Western Alps. Therefore we will first discuss the major Alpine structures observed in the field. To upscale the observations made in the field and put them into a modern tectonic framework, we will use the India SPAN IE-1000 line, previously described by Nemcok et al., Pindell et al. 2009; Haupert et al. subm), which is one of the best seismic sections imaging upper plate structures at a magma-poor rifted margin. In the following, we will discuss the relation between Alpine and pre-Alpine structures and the role of rift related inheritance during the subsequent reactivation.

3.1 Alpine structures

The Briançonnais and Prepiemontais units exposed near Briançon document a number of pre-Alpine and Alpine deformation events. The first major Alpine deformation event documented in the study area is related to the main stacking of the rift domains (Ds phase). A second important event is related to the collision and back-thrusting (Dc phase; see geological sections in Fig. 2). It is important to note that some of the most distal parts (e.g. Prepiemontais and Piemontais domains) already underwent a subduction/exhumation event recorded by high-pressure mineral assemblages (Dal Piaz 1974: Schwartz et al. 2000; Froitzheim et al. 2003) that predates the stacking phase (Ds) documented in the study area. This early phase of N-S directed shortening, dated as Late Cretaceous to Paleocene is also documented in the proximal domains (e.g. Provencal phase (Dumont et al., 2008; Ford et al., 1999)); Gupta ; N vergent D1 phase of (Dumont et al., 2008)). In our study we were unable to recognize important early N-vergent structures inside the study area. The fact that sedimentation persisted until late Eocene time in the study area further supports the idea that nappe stacking could not occur before late Eocene.

The Prepiemontais Front (PPF) and its evolution during the stacking phase

The stacking phase is responsible for the progressive thrusting of distal domains over more proximal domains. The major structure related to this event is the PPF. It can be mapped from the Rio Secco valley, where it juxtaposes the Grand Chalvet-Rio Secco and Chaberton against the underlying external Champcella sub-unit. Although the PPF is truncated in this area by later back-thrusts, it is important to note that the PPF truncates subhorizontal dolomites of the external Champcella sub-unit, suggesting that in the eastern part of the study area the PPF formed a ramp. The PPF is well exposed at the base of the Grand Chalvet and along the Sentier de la Fanfare (Fig. 4), where it defines the contact between the Prepiemontais and the Briançonnais units. It is important to note that in this area the PPF is subhorizontal, associated with cargneules and subparallel to the underlying dolomites, indicating that it forms a flat. The PPF is also preserved

at the base of the Prorel summit, where it can be found over Eocene sediments (Fig. 6). Thus, the PPF shows in an east-west section a major ramp truncating the dolomites of the external Champcella sub-unit in the east (Rio Secco valley), a flat over the external Champcella sub-unit in the area north of Montgenèvre and another ramp (not exposed) before ramping into the Eocene sediments that underlie the Prorel summit. These observations suggest that the PPF formed as a top to the west thrust post-dating the deposition of the Eocene sediments, lying at present within its footwall. Although we were not able to find reliable kinematic indicators, the fact that the major ramp can be mapped in the study area as a N-S striking structure is in line with the overall proposed kinematic transport direction.

Across the whole study area, the PPF is associated with remnants of chloritized schists and black gouges (Fig. 4e) impregnated by mantle derived fluids (Pinto et al. subm) and sedimentary breccias including clasts of tectonized and chloritized basement. The occurrence of these slivers is at odd with simple thrust geometry and leads to the question about the origin of these basement slivers. As discussed above, there is a striking similarity between the rocks found in these slivers and fault rocks observed along extensional detachment faults related to mantle exhumation observed in the Err and Tasna nappes in the Central Alps, in the Mauleon Basin in the Western Pyrenees and along the distal Iberia margin (Manatschal, 2004; Masini et al., 2014). Moreover, the fact that these rocks can be found in the overlying sedimentary breccias, clearly show that these rocks have to be older that the Alpine overprint. Based on all these observations, we suggest that the PPF reactivated an older extensional detachment fault. This interpretation is not very different from that proposed for some thrust faults in the Northern Pyrenees, along which remnants of crustal and mantle rocks can be found in between Mesozoic sediments. Indeed, these silvers have been interpreted by Lagabrielle and Bodinier (2008), Jammes et al (2009), Masini et al. (2014) and Dumont et al. (2015) as reactivated exhumation faults linked to Cretaceous hyper-extension and mantle exhumation.

At many locations, the PPF is associated with cargneules, which may indicate that salt tectonics may have played a major role during the emplacement of the Prepiemontais units. However, in detail it is difficult to understand the relationship between evaporates and Alpine tectonics. In the study area, evaporates seem to be aligned along N-S striking structures (e.g. Vallée de la Clarée-Izoard) and seem to be related to rift structures. This is particularly clear in the Clarée valley where complex structures can be found within the footwall of the PPF exposed along the Sentier de la Fanfare. The observation that the PPF seems not to be strongly affected by these complex structures is in line with the idea that salt tectonics pre-date the stacking event. However, it would be beyond the scope of this paper to unravel the details of how these salt structures may have controlled the rift and subsequent Alpine deformation. Future work is needed to unravel the role of the Triassic evaporates in controlling the rift and subsequent Alpine tectonic evolution.

Back thrusting phase and younger deformation events

Within the eastern part of the study area, east directed thrusts truncate the former thrusts related to the stacking event (e.g. Fig. 2). These structures can be associated to the global eastward movement of the Prepiemontais units onto the Liguria-Piemonte units during the collision stage (e.g. back-thrusting phase of Dumont 1983; Tricart 1980; De Graciansky et al. 1989; Coward et al. 1991). These structures are also very prominent in the Rio Secco valley, where the PPF is truncated and back thrust. This overprint masks locally the earlier Ds structures. Although it is difficult to proof, we suggest that the sub-vertical, locally also inverted position of the Prepiemontais units in the Western Alps is not only controlled by the late back thrusting phase, but also by the previous stacking phase. The existence of a major morphological ramp (escarpment) separating the Briançonnais from the Prepiemontais domains may have played a key role during the inversion and may have put the Prepiemontais units in a steep position already before onset of back-thrusting.

In the western part of the study area, east-directed thrusts cannot be observed anymore. However it can be observed that older thrust structures are reactivated and/or truncated by younger thrusts. These faults may be of the same age like the faults related to the back-thrusting event in the east, indicating that during collision, a large-scale fan type structure formed across the Briançonnais domain. Such a fan type structure may indicate that the Briançonnais was directly overlying the tip of the buttress that we interpret to coincide with the Adriatic indenter (Larson et al., 1997; Zhou and Sandiford, 1992).

The Ds and Dc structures are overprinted by younger structures that have been described more recently by (Sue et al., 1999; Tricart et al., 2006). These structures do not fundamentally modify the crustal structure of the Western Alps, although some of them are important such as the Durance fault system and related E-W striking normal faults that transect the study area and overprint the nappe stack. The most important structures produce major south-dipping normal faults with displacements > 1km. One major normal fault is located north of the Chenaillet ophiolite in the Montgenèvre valley (see Fig. 2a and b). This structure down-faults the Chenaillet ophiolite and its underlying unites, explaining its preservation as a sort of klippe, as well as its north directed dip that is between 5 and 10° (Manatschal et al. 2011).

3.2 Comparison with present-day analogues and first order rift architecture

In order to compare the rift structures observed in the study area with those of present-day rifted margins we chose the Indian SPAN IE-1000 section recorded by ION, henceforth referred to as ION IE1-1000 line (Fig. 7). This line is located at the south-east Indian margin and has been interpreted by several authors (Radhakrishna et al. 2012, Nemcok et al. 2013, Mangipudi et al. 2014; Pindell et al., 2014). All authors concluded that the rift structures observed along the East Indian margin show similarities to those reported from the Iberia-Newfoundland or the West Africa rifted margins. The ION IE1-1000 line provides the possibility to observe crustal scale

structures, rift domains and the related stratigraphic architecture at a crustal scale that cannot be seen in Alpine outcrops. Fig. 7 shows key features that are used to characterize the architecture of this upper plate magma-poor rifted margin, which are terraces (T1, T2, T3), ramps (R1, R2) and the location of key limits/points that are the Coupling Point (CP), the Exhumation Point (EP) and the Breakup Point (BP) (for details see Haupert et al. subm). Introducing in this paper these terminologies first ask to compare and locate structures observed in the field to those imaged along the ION IE1-1000 line. Thus, the aim is not to describe the East Indian margin, which has already been done by many authors, but to use the key architectural features observed in the line as a template to define the diagnostic tectono-stratigraphic criteria to define between highs and lows in the distal parts of the margin. In this paper we will focus on the distal domain and more particularly on the relation between the distal high and distal low well imaged in the ION IE1-1000 line (Fig. 7) and henceforth referred to as Terraces 2 and 3 (T2 and T3) separated by Ramp 3 (R3).

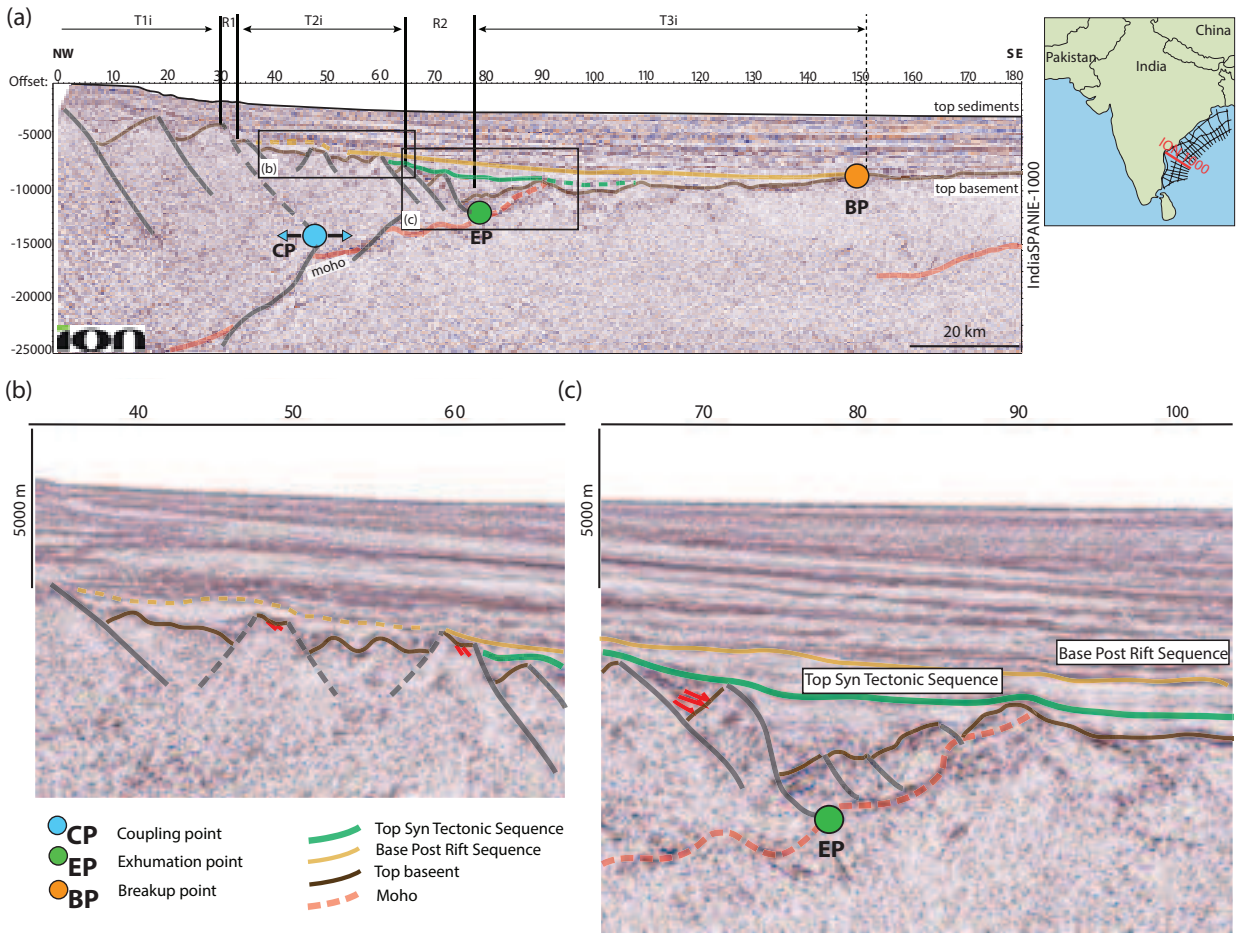


Fig 7 (a) ION IE1-1000 line located along the East Indian margin (red line). Section shows the first order architecture, and the major tectonic structures observed in the seismic line (for further explanations and definitions of Terraces (T), Ramps (R) and Points see text (b) Focus on T2 showing toplaps in red, suggesting the evidence of an unconformity and passive infill. (c) Focus on R2 and T3 showing offlap reflectors and passive infill onto the distal high (T2))

3.2.1 Terraces (T) and Ramps (R)

The key characteristic of an upper plate magma-poor rifted margin is its staircase top-basement architecture defined by 3 Terraces (T1, T2 and T3) and two major Ramps (R1 and R2) (Fig. 7; for more details see also Haupert et al. subm). In the ION IE1-1000 line the top basement of the distal high (T2) corresponds to small half-graben type structures and faults affecting a continues pre-rift sequence that is locally eroded at its top as indicated by the occurrence of toplaps in the ION IE1-1000 line (Fig. 7b). This erosional unconformity is overlain by younger sediments that show a passive infill and defining a major hiatus over the distal high (T2) similar to what has been observed in the Briançonnais units.

The distal high (T2) is limited on its ocean ward side by major faults, forming an escarpment (e.g. R2 in Fig. 7a and c) separating the distal high (T2) from a distal low (T3). The R2, that is between T2 and T3 is controlled by normal faults and tilted blocks that are overlain by discontinuous, strong reflectors that show offlap geometries (Fig. 7a). The complex sedimentary structure may be related to gravitational instabilities and depositional systems forming over the escarpment. This complex, divergent reflectors grade into chaotic reflective layers that oceanwards develop into more homogenous and thin reflectors suggesting continuous and homogenous deposits. The overlaying sequence shows passive infill sequences that onlap continent wards onto the escarpment.

The distal low (T3), represents the deepest part of the continental margin and the contact with either very thin crust or exhumed mantle (Fig. 7c). The location of petrological Moho is difficult to define in this part of the margin but may coincide at least locally with an exhumation fault flooring the distal low (T3). The overall top-basement topography over T3 is complex and may be controlled by tilted and/or detached blocks (e.g. extensional allochthons) and windows of exhumed crust and/or mantle. These blocks show thick pre-tectonic sequences and no evidence for hiatus or major unconformities similar to what has been described from the Prepiemontais units.

3.2.2 Coupling Point (CP), Exhumation Point (EP) and Breakup Point (BP)

As shown in Fig. 7 (for more details see Haupert et al. subm) three major limits can be defined along the ION IE1-1000 line. The CP corresponds to the focal point of a set of conjugate faults responsible for a major crustal thinning and separating the thicker decoupled crust underneath the proximal margin from the ≤ 10km thick coupled crust underlying the distal high. The EP marks the distal end of the escarpment area (Fig. 7a) and coincides with the location where the last major normal fault is truncated by the Moho reflection, interpreted as an exhumation fault (Fig. 7a). The EP marks the termination of the “autochthonous” continental crust”. The remnants of continental material ocean ward of the EP are interpreted as allochthonous continental blocks detached from the “autochthonous continental crust” and overlying an exhumation fault. The BP corresponds to the transition to steady state seafloor spreading.

3.2.3 Seismic vs. field observations

Briançonnais vs T2

A first order similarity between the Briançonnais and the T2 in the ION IE1-1000 line is the occurrence of marked unconformities and hiatus (Fig. 5, Fig. 7). In the ION IE1-1000 line the hiatus over the T2 is defined by: 1) the occurrence of toplaps at the top of the pre-rift sequence suggesting uplift and subareal erosion, and 2) passive infill on the ocean ward side of the distal high due to sediment starvation (Fig. 7a and c). Although in the Briançonnais units the large-scale sedimentary architecture cannot be observed, the relationships are very similar. Indeed the angular unconformity observed over the Triassic dolomites (Fig. 5) corresponds to an unconformity that is linked to a karst, commonly interpreted as a subareal erosional unconformity due to uplift and erosion of the Briançonnais during early rifting. In contrast the hiatus and/or sediment starvation during the lower Cretaceous observed across the Briançonnais domain may be explained, like in the Indian ION IE1-1000 line, by passive infill due to starvation and the existence of a prominent basement topography across the distal European margin.

Prepiemontais vs R2/T3

No direct evidence can be found in the study area for an escarpment area similar to that observed in the ION IE1-1000 line between T2 and T3 (Fig. 7a). However, the Peyre-Haute sub-unit forming the uppermost Briançonnais unit is the only one showing Liassic sediments below the major Briançonnais unconformity. This observation allows assuming that this unit probably derived from the ocean ward edge of the Briançonnais high and was at a transitional position between the distal high and the distal low. Other units that may be derived from an escarpment/ramp may be those related to massive breccia complexes, such as the “nappe des brèches” (Masson et al., 1980), the Monte Galero breccia (Decarlis and Lualdi, 2010) or the Acceglio breccia (Lemoine, 1967) all located between Briançonnais and Prepiemontais units along the Western Alps. In the study area such massive breccias are not observed and we suggest that if they exist, they should occur somewhere more internal in the footwall of the PPF between Briançonnais and Prepiemontais units.

One of the key structures observed in the ION IE1-1000 line is the strong continentward dipping reflection (Fig. 7c) that has been interpreted by Nemcok et al. (2013) and Haupert et al. (subm) as a Moho reflection that can be projected towards the top of the basement and may coincide with an extensional detachment fault that is overlain by continental blocks that may derive from the delamination of the distal high (T2) during the final exhumation stage. The Rochebrune, Chaberton and Grand Chalvet-Rio Secco units may have derived from a similar position, as indicated by the fact that they consist of discontinuous pre-rift sequences overlain by syn- and post rift sequences lacking major unconformities at their top. Moreover these units are associated with breccias (e.g. breccias in the Complex de Cervière, Grand Chalvet, and Prafauchier) that contain serpentinized mantle that allow to suppose locale mantle exhumation similar to what has been suggested for the ION IE1-1000 line at T3(Fig. 7c). Further evidence for

the existence of extensional detachment faults related to exhumation are also the chloritized schists and fault gouges observed within these units for which Pinto et al (subm) could show a mantle derived fluid signature.

3.2.4 Stratigraphic record and subsidence/uplift history

The major difference between the Briançonnais and Prepiemontais units is related to their stratigraphic record, their subsidence/uplift history and the initial position in the distal European margin. While the Briançonnais units show evidence for a structural high (T2) defined by an unconformity and pelagic fill (Fig. 5), the Prepiemontais units show the characteristics of a structural low (T3) characterized by continuous sedimentation, occurrence of mantle rocks reworked in Jurassic breccias, and fault rocks impregnated by mantle derived fluids. Previous interpretations suggested that the occurrence of basement rocks in the most internal parts of the Briançonnais were due to major uplift and erosion (e.g. Lemoine 1967). In our interpretation, these strongly chloritized, gouge bearing basement rocks found in the units referred to in older studies as "internal" Briançonnais units (Lemoine, 1961; Elter, 1972; Lefèvre and Michard, 1976;; Debelmas et al., 1980) are related to exhumation faults flooring the deepest parts of the distal margin and belonging therefore to the Prepiemontais domain (T3) rather than the Briançonnais (T2) domain. Thus, instead to explaining the exposure of basement by uplift and erosion, we explain it by exhumation similar to what can be seen at the ION IE1-1000 line (Fig. 7). The new interpretation drastically reduces the vertical uplift of the Briançonnais domain and is in line with the observation that in the Peyre-Haute sub-unit, which is the highest and therefore the most internal Briançonnais unit erosion was less important as in the Champcella sub-units. This is indicated by the locale occurrence of Liassic sediments beneath the erosional unconformity in the Peyre-Haute sub-unit. It is interesting to note, that similar to the Briançonnais domain, where the basal unconformity is related to uplift and erosion/karstification during earlier stages of rifting, the ION IE1-1000 line shows similar relationships over the distal high. The origin of the toplaps in this line may also indicate an uplift and erosion of the future distal margin before are at the time of onset of coupling. The origin of this uplift remains enigmatic. The lack of Lower Cretaceous sediments in the Briançonnais units may be explained, like in the ION- IE11000 line, by passive infill at the limits of the high instead of Late Jurassic to Early Cretaceous uplift.

In contrast to the ION IE1-1000 line, the European margin may have been more structured and the distal high (T3) may have been separated from the European proximal margin by a basin that may correspond to the prolongation of the Valais basin. Within the studied domain, units that may preserve remnants of this basin are the Subbriançonnais units. Indeed, the Subbriançonnais units show lower Cretaceous sediments (Debelmas 1956; Debelmas 1961; Barbier et al. 1963; Barféty et al. 1968; Mercier 1977). This suggests that this basin was deeper and formed by a paleobasin that may form the prolongation of the Valais basin located between the Dauphinois and Briançonnais domains further to the NE. Thus, the post-rift stratigraphic architecture

of the Briançonnais domain may have been controlled by fill and spill within this basin. Since sedimentation within the Briançonnais domain started again with the Upper Cretaceous calcschists followed by Eocene “Black Flysch” (Debelmas, 1955), it can be assumed that this basins was filled by Late Cretaceous time. This would also suggests that the basin between the Dauphinois and the Briançonnais domains was, within the study are, not very deep and was located at the southwestern termination of Valais basin (see Fig. 1b).

3.3 Crustal structure and reactivation of an upper-plate margins

3.3.1 Margin architecture and Alpine reactivation

There are several examples already published for the Western Alps that discuss the importance of rift inheritance (see Dumont et al 2008 and Belahsen et al 2012 and references in there). However, most of these studies focused on the Dauphinois domain (equivalent of T1 on the ION IE1-1000 line) and discussed the reactivation of fault bounded rift basins within a proximal margin. Much less has been done on the more distal margin. Michard et al. (2004) discussed the reactivation of the Briançonnais domain based on metamorphic grades across the Haut Ubaye section and (Butler, 2013) discussed the role of hyperextension during the subsequent crustal shortening. None of the previous authors tried, however, to take into account the structural characteristics of distal margins.

In this study we try to compare inherited structures in the distal margin with present-day rift structures from distal rifted margins and to consider the role of these structures during Alpine convergence by using diagnostic tectono-stratigraphic criteria to define between a distal high (T2) and a distal low (T3). The combination of field and seismic studies allowed us to up and downscale first order observations and to propose an overall architecture of the distal European margin, which is a prerequisite to discuss the role of these structures during their reactivation. There are few examples where the evolution from an initial margin to a final collisional orogen can be studied. One example is the Bay of Biscay - Pyrenean domain (e.g. (Tugend et al., 2014)). In this study, we used the India SPAN IE1-1000 line as a template to discuss and locate the remnants of the former European margin described from the Briançonnais and Prepiemontais units. Moreover, the CIFALPS section images the final crustal architecture of the reactivated margin (see Fig.1, Fig. 8). Although the India line does not show all characteristics of the European margin, we believe that the overall analogy is valid for a transect across the southern parts of the Western Alps because: 1) the Valais basin separating the Briançonnais from the Dauphinois domains was most likely wedging out towards the study area and was therefore less important than further to the northeast (see discussion above), and 2) both the India as well as the European examples are upper plate margins. Thus, we assuming that the ION IE1-1000 line can be used as a template for the European margin and as a consequence can be used as a template for the pre-Alpine structure of the study area.

The position of the Briançonnais domain in the ION IE1-1000 corresponds, as discussed

above, to the distal high (T2). This distal high in the ION IE1-1000 is bounded by two major zones of crustal thinning defined by the CP and the EP. The location of these points along the ancient European margin would be, in analogy with the ION IE1-1000, beneath the Subbriançonnais domain (CP) and at the transition between the Briançonnais and the Prepiemonte domains (EP) respectively. Since the CP and EP are characteristic points defining the crustal scale architecture of rifted margins, understanding their role during convergence is of major importance. In Fig. 8 we show a simple conceptual model that explains the reactivation of the margin. We pay particular attention to the role of the CP and EP during reactivation and try to define their position in the CIFALPS section. The aim is to better understand the reactivation of the margin and final architecture of the orogen (Fig. 1a).

The initial subduction phase (Fig. 8d), which may start at Campanian time (84 Ma), is not directly recorded in the study area. It is also important to note, that during this phase the Adriatic plate was moving northwards respective to the European margin, assuming the existence of major transpressional plate boundary that we likely to be locate in the proto-oceanic domain. This stage is documented by the occurrence of high pressure rocks (Handy et al., 2010; Schmid et al., 1989).

During the stacking phase that initiated during Late Eocene time as indicated by the deposition of flysch sediments (Fig. 8c), the different parts of the margin were stacked one on top of each other, reactivating former structures that were inherited from the rifted margin. During this stage, deformation propagated from the east to the west and delaminated the distal high (T2) during the emplacement of the distal low (T3) over the latter. The major thrust, the PPF, reactivated former exhumation surfaces in the distal low (T3; e.g. Prepiemontais domain), formed ramps over the former “escarpment zone” (e.g. R2) and carried units of T3 in its hanging wall derived from a location oceanwards of the EP. As a consequence, all continent derived units that are at present in the hanging wall of the PPF had to derive from the OCT and may correspond to former extensional allochthons. In the footwall of the PPF, duplex structures formed, which lead to the decollement of the Mesozoic cover from the underlying basement forming the distal high. During this stage, the occurrence of evaporates and inherited rift structures may explain locale complications in an overall simple nappe stack. During this stage, the continental basement of the distal high (T2), including the EP, were subducted underneath the Adriatic margin. Simultaneous, but in a more external position, the PF reactivated the former necking domain and became the major structure along which the more internal units, made of units derived from the distal high (T2) were thrust westwards over the former proximal margin (T1) forming a ramp over R1 (see Fig. 8).

During the final collision phase (Fig. 8b), the Adriatic indenter collided with the European buttress (CP), resulting into a change from a fundamentally asymmetric to a symmetric orogenic architecture. During this stage, the “continental slab” was pushed westwards underneath the necking zone, leading to the thickening of the crust. Simultaneous migration of deformation in the footwall of the PF may have resulted in the uplift of the external massifs and the formation

of the fold and thrust belt in the external part of the orogen. The internal parts folded around the Adriatic indenter, resulting in back-thrusting and an east vergent refolding of the PPF. Because the PPT was already in a steep position, the superposition by the back-thrusting may explain the steep and locally inverted position of the Prepiemontais units along the whole internal parts of the Western Alps. Although the location of the EP is difficult to identify, we expect that it is somewhere underneath the Adriatic indenter.

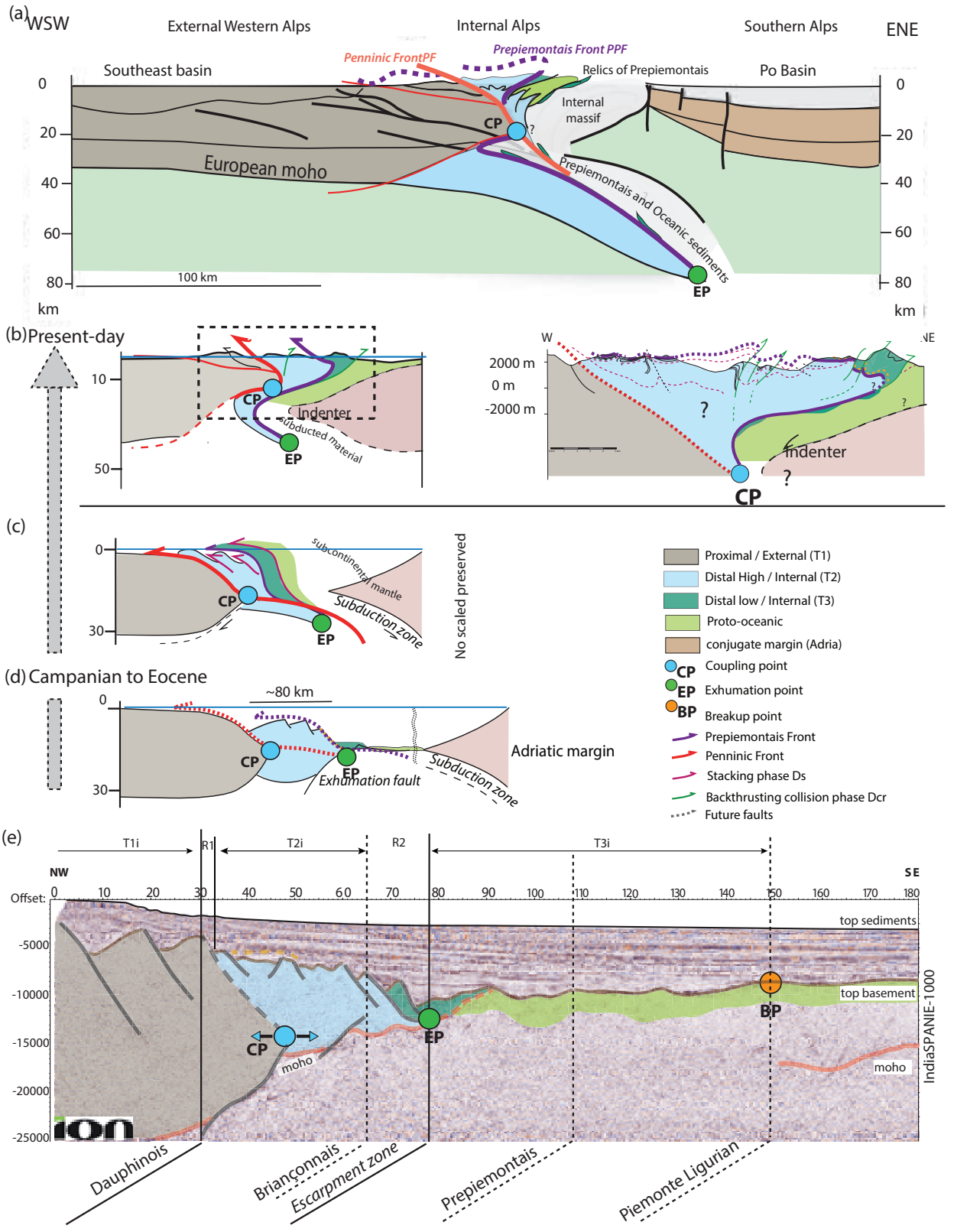


Fig 8 (a) CIFALPS section showing a crustal section across the Western Alps (for location see Fig. 1) (interpretation modified after Zhao et al. subm). (b, c and d) evolutionary steps of a crustal section from subduction (d), to stacking (c) to collision with a enlargement of the present-day structure across the study area (b). Note that the subduction stage is N-S directed and out of the section while the stacking and collision stage are parallel to the section (W-E oriented). (e) Interpreted ION IE1-1000 line showing the principal rift domains and the location of the principal Alpine units (for more details see text).

Our model shown in Fig. 8 suggests that the margin architecture of the former European margin has a key control on the reactivation and final orogenic architecture of the Western Alps. It is also important to note that the main Alpine structures in the Western Alps, which are the PF and the PPF (Figs. 1 and 8); coincide with the location of former topographic ramps/ escarpments (e.g. R1 and R2 on ION IE1-1000 line; Fig. 7), suggesting a strong control of the margin architecture on the final orogenic structure. In this context it is interesting to note that all major units preserved in the Western Alps correspond to former terraces (T1=Dauphinois, T2=Briançonnais, T3=Prepiemontais/Piemonte), while the ramps are not, or only locally preserved and form the location of the major structures in the Western Alps, which are the PF and the PPF. Thus, the major Alpine tectonic contacts correspond to the reactivation of former "morphologic" ramps of the margin. Another important observation is that the CP and EP seem to have played an important role during collision. In particular the CP may have acted as the tip of the European buttress formed by the former proximal margin. Last but not least, it is also important to note that all units that are in the hanging wall of the PPF, including the internal massifs, had to originate from a position oceanwards of the EP, i.e. from a distal low (T3). Thus, they may represent extensional allochthons overlying former hyper-extended crust and/or exhumed mantle which is compatible with the occurrence of these type of rocks reworked within sedimentary breccias in between these units.

3.3.2 First order restoration of the Alpine section

As previously discussed and shown in Fig. 8, the Western Alps are the result of a sequential, evolution that includes several rift phases, a subduction phase, a stacking phase and a collision phase. Although the final structure is complex and the Alpine overprint is locally penetrative, in the study area we were able to identify remnants of the former margin and to identify the major Alpine structures that are responsible for their juxtaposition. By locating these remnants in two sections, one imaging the crustal architecture before and the other after the final orogenic overprint (e.g. ION IE1-1000 line used as a template; Haupert et al, subm; and CIFALPS section; Zhao et al. subm; Fig. 8a and e), we can conceptually restore the evolution of the stacking and collisional stage. It is, however, not possible to restore the proto-oceanic domain, which was probably subducted during N-S convergence. For the restoration we make two assumptions: 1) the CP can be defined in the Alpine section and corresponds to the main European buttress, and 2) the EP was located along the PPF. This second assumption is based on the observation that the PPF carries in its hanging wall units including sedimentary breccias with reworked mantle clasts and reactivates a former exhumation fault. These two assumptions have major implications for the first order restoration of the margin. If the CP corresponds to the buttress of the European margin, we can consider that the crust continentwards of the CP was not strongly reactivated and preserves the proximal part of the necking zone including the proximal margin which is compatible with the observations reported in Zhao et al. (subm). The CP is, however, limited in our model by conjugate thrusts bounding the European necking zone resulting in over-

and underthrusting of the latter by more distal/internal domains/units during collision. This indentation structure needs, however, to be better defined in future studies. The restoration of the stacking phase is more complex. However, assuming that all units in the hanging wall of the PPF had to derive from a domain located oceanwards of the EP, their reconstruction is simpler, but has major implications for the origin of the internal massifs. More precise restorations are difficult, since they need to integrate the locale observations that are complex due to inherited rift structures, salt tectonics and the Alpine overprint. The major problem in restoring these units is that they are not continuous and strongly structured, which makes that classical structural analysis that consider either layer cake or simple tilted block geometries, cannot capture and describe these structures (for a more detailed discussion see Beltrando et al. 2014). Thus, a major problem is that detailed outcrop scale investigations alone do not allow to restore and capture the complexity of the present-day structure of the internal parts of the Alps, which are the result of a complex reactivation of rift-related structures.

Although our restoration is far too simple, it has major implications for the interpretation of the Western Alps. The two major implications are: 1) the rift related structures have a major control on the Alpine structure and define the major “buttresses”, and 2) all units in the hanging wall of the PPF derived from a position oceanwards of the EP and may represent allochthonous units overlying former exhumed crust or mantle. In this context it is important to note that in Alpine sections, all units that contain ultra-high pressure rocks are located in the hanging wall of the PPF, i.e. oceanwards of the EP and may, therefore, be interpreted as extensional allochthons.

Conclusion

Since the beginning of the 19th century the geology of the Briançonnais area in the Western Alps experienced a number of interpretations reflection the evolution of new concepts. However, in contrast to many areas where concepts were applied, the Briançonnais was an area where concepts were developed. This is due to the excellent outcrop conditions but also the variety of rock types and the fact that within one single map sheet, units from a complete former rifted margin are exposed, ranging from the proximal margin to the ocean. The aim of our study was therefore twofold: 1) describe and discuss the present-day Alpine structure of the Briançonnais and Prepiemontais units exposed in the area of Briançon, and 2) understand how rift structures can control the subsequent reactivation of the margin. By integrating the importance of the inherited rift architecture of modern margins and the related new concepts, we revisited the classical Alpine outcrops in the Briançonnais with the aim to reinterpret some of the inherited rift-related structures in the context of the formation and deformation of distal rifted margins. Apart from confirming some earlier hypothesis and describing new field relationships, in particular in the Prorel, Grand Chalvet and Rio Secco areas and proposing new Alpine cross sections, the major points that we can conclude from this work are:

1) the Briançonnais and Piemontais units preserve remnants of a former rifted margin that can be best located in a distal high and distal low within a present-day section of an upper plate magma-poor rifted margin (e.g. T2 and T3 on the ION IE1-1000 line)
2) the rift related structures, in particular the margin architecture defined by the coupling and exhumation points (CP and EP) have a major control on the Alpine structure and define the "buttresses" and the location of the main compressional structures in the western Alps (e.g. Peninic Front (PF) and Prepiemontais Front (PPF)
3) all units in the hanging wall of the PPF derived from a position oceanwards of the EP and may represent former extensional allochthonous blocks overlying hyper-extended crust or exhumed mantle that were favourably located to be subducted during early stages of Alpine convergence.

Finally, the comparison of the different datasets ranging from field outcrops to seismic sections enable to up and down scale observations within a crustal scale framework. The fossil European margin, and in particular the Briançonnais and Prepiemontais units preserved in the area of Briançon allow a direct study of sediments and structures that are at present buried beneath deep-water and thick piles of sediments. The study of these rift structures and the way they have been brought back to the surface by the Alpine orogeny is what makes the Briançonnais unique and what we wanted to understand and describe. We hope that this study is a contribution in understanding how hyper-extensional rift geometries change our understanding of internal parts of orogens, We are aware that the description of the simple juxtaposition of different units is not yet sufficient to understand the details of the reactivation and that more rigorous application of stated criteria for discriminating between inherited and not inherited structures need to be developed. However, these methods are not yet developed and up-scaling of detailed structural studies alone will not replace this lack of knowledge. Although the problem was recognised 25 years ago by many authors (see De Graciansky, P. C., Dardeau, G., Lemoine, M., & Tricart, P. (1989), the way of how to describe complex rift structures occurring at hyper extended domains and how they control subsequent orogeny is yet unknown.

Acknowledgement

We are grateful to Rob Butler and Nicola Bellahsen for constructive reviewers and discussions with Thierry Dumont, Geoffroy Mohn, Julie Tugend. The research presented in this paper was financed by TOTAL.

References

Argand, E., 1916. Sur l'arc des Alpes occidentales. Schweiz. Geolog. Ges.

Argand, E., 1911. Les nappes de recouvrement des Alpes occidentales. Carte Struct. Coupes Beitr Geol Kt. Schweiz Spezialkarte 64.

Barbier, R., Bloch, J.-P., Debelmas, J., Ellenberger, F., Fabre, J., Feys, R., Gidon, M., Goguel, J., Gubler, Y., Lanteaume, M., 1963. Problèmes paléogéographiques et structuraux dans les zones internes des Alpes occidentales entre Savoie et Méditerranée. Livre Mém P Fallot 2, 331–377.

Barbier, R., Debelmas, J., 1966. Réflexions et vues nouvelles sur la zone subbriançonnaise au N du Pelvoux (Alpes occidentales). Trav Lab Géoi Grenoble 42, 97–107.

Barfety, J., 1965. Etude géologique des environs du Monétier-les-Bains (HA)(Zones subbriançonnaise et briançonnaise)-Alpes françaises. Université de Grenoble.

Barfety, J.C., n.d. Gidon. M., 1984. Un exemple de stdimentation sur un abrupt de faille fossile: le Lias du versant est du Massif de Taillefer (zone dauphinoise. Alpes occidentales). Rev GCogr Phys GCol Dyn 25, 267–276.

Barféty, J.C., Bordet, P., Carme, F., Debelmas, J., Meloux, M., Montjuvent, G., Mouterde, R., Sarrot-Reynauld, J., 1972. Notice explicative, carte géologique de la France (1/50.000), feuille Vizille (797). BRGM Orléans.

Barféty, J.C., Dasarathy, N., Lepage, A., 1968. Carte géologique de la France à 1/50 000. BRGM Feuille Charpey 819.

BARFÉTY, J.-C., Enay, R., Gidon, M., 1995. L'âge des Terres Noires et des formations associées dans les environs de Grenoble. Géologie Alp. 165–168.

Barféty, J.C., Gidon, M., Montjuvent, G., 1970. Extension et importance des glissements superficiels aux abords méridionaux de Grenoble. Geol. Alp 46, 17–22.

Baud, A., 1976. Les terriers de Crustacés décapodes et l'origine de certains faciès du Trias carbonaté. Eclogae Geol. Helvetiae 69, 415–424.

Baud, A., Masson, H., 1975. Preuves d'une tectonique liasique de distension dans le domaine briançonnais: Failles conjuguées et paléokarsts à Saint Triphon (préalpes médianes, suisse). Eclogae Geol Helv 68, 131–145.

Baud, A., Megard-Galli, J., 1975. Evolution d'un bassin carbonaté du domaine alpin durant la phase préocéanique: cycles et séquences dans le Trias de la zone briançonnaise des Alpes occidentales et des Préalpes.

Bayer, R., Carozzo, M.T., Lanza, R., Miletto, M., Rey, D., 1989. Gravity modelling along the ECORS-CROP vertical seismic reflection profile through the Western Alps. Tectonophysics 162, 203–218.

Bayer, R., Cazes, M., Dal Piaz, G.V., Damotte, B., Elter, G., Gosso, G., Hirn, A., Lanza, R., Lombardo, B., Mugnier, J.-L., 1987. Premiers résultats de la traversée des Alpes occidentales par sismique réflexion verticale (Programme ECORS-CROP). Comptes Rendus Académie Sci. Sér. 2 Mécanique Phys. Chim. Sci. Univers Sci. Terre 305, 1461–1470.

Bellahsen, N., Jolivet, L., Lacombe, O., Bellanger, M., Boutoux, A., Garcia, S., Mouthereau, F., Le Pourhiet, L., Gumiaux, C., 2012. Mechanisms of margin inversion in the external Western Alps: Implications for crustal rheology. Tectonophysics 560-561, 62–83. doi:10.1016/j.tecto.2012.06.022

Bourbon, M., 1980a. Evolution d'un secteur de la marge Nord-Téthysienne en milieu Pelagique : la zone Briançonnaise près de Briançon entre le début du Malm et l'Eocene Inférieur. Université Louis Pasteur.

Bourbon, M., 1980b. Evolution d'un secteur de la marge nord-téthysienne en milieu pélagique: la zone briançonnaise près de Briançon entre le début du Malm et l'Eocène inférieur. Université Louis Pasteur-Strasbourg I.

Bourbon, M., 1977. Reconstitution paleomorphologique de fonds marins sur la marge nord-tethysienne; le Jurassique superieur et le Cretace brianconnais externes pres de Briancon. Bull. Soc. Geol. Fr. 729–733.

Bourbon, M., 1971. Contribution à l'étude sédimentologique et géochimique des lacunes et des condensations de la série pélagique briançonnaise.

Butler, R.W.H., 2013. Area balancing as a test of models for the deep structure of mountain belts, with specific reference to the Alps. J. Struct. Geol. 52, 2–16. doi:10.1016/j.jsg.2013.03.009

Butler, R.W.H., 1987. Thrust sequences 144, 619–634.

Chessex, R., Delaloye, M., Krummenacher, D., Vuagnat, M., 1964. Sur l'âge de la syénite du Montgenèvre (Hautes-Alpes, France). Arch Sci 17, 342–346.

Chevalier, F., Guiraud, M., Garcia, J.-P., Dommergues, J.-L., Quesne, D., Allemand, P., Dumont, T., 2003. Calculating the long-term displacement rates of a normal fault from the high-resolution stratigraphic record (early Tethyan rifting, French Alps). Terra Nova 15, 410–416. doi:10.1046/j.1365-3121.2003.00508.x

Claudel, M.E., 1999. Reconstitution paléogéographique du domaine Briançonnais au Mésozoïque. Ouvertures océaniques et raccourcissements croisés. Université Joseph Fourier Grenoble 1, Grenoble.

Claudel, M.E., Dumont, T., 1999. A record of multistage continental break-up on the Briançonnais marginal plateau (Western Alps) : Early nd Middle-Late Jurassic rifting. Eclogae Geol. Helvetiae 92, 45–61. doi:0012-9402/99/010045-17$1.50+0.20/0

Cordey, F., Bailly, A., 2007. Alpine ocean seafloor spreading and onset of pelagic sedimentation: new radiolarian data from the Chenaillet-Montgenèvre ophiolite (French-Italian Alps). Geodin. Acta 20, 131–138. doi:10.3166/ga.20.131-138

Coward, M.P., Gillcrist, R., Trudgill, B., 1991. Extensional structures and their tectonic inversion in the Western Alps. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 56, 93–112.

Dal Piaz, G.V., 1974. Le métamorphisme de haute pression et basse température dans l'évolution structurale du bassin ophiolitique alpino-apenninique. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitteilungen 54, 399–424.

Debelmas, J., 1987. Le détritisme lié à l'émersion du domaine Brianconnais au début du Mésozoïque. Géologie Alp.

Debelmas, J., 1983. La formation des Alpes. La recherche 14, 1542–1552.

Debelmas, J., 1974. Géologie de la France. Doin.

Debelmas, J., 1961. L'âge des calcaires de Vallouise (Zone Subbriançonnaise à l'Est du Massif du Pelvoux). Comptes rendus S Hebd. SEANCES Acad. Sci. 252, 299–&.

Debelmas, J., 1956. Les écailles de Saint-Clément (Hautes-Alpes). Bull Soc Géol Fr 6, 323–328.

Debelmas, J., 1955. Les zones subbriançonnaise et brianconnaise occidentale entre Vallouise et Guillestre (Hautes-Alpes).

Debelmas, J., GIRAUD, P., SACCHI, R., 1980. Géologie structurale des Alpes franco-italiennes. Géologie Alp. 56, 99–117.

Debelmas, J., Lemoine, M., 1957. Calcschistes piémontais et terrains à faciès briançonnais dans les hautes vallées de la Maira et de la Varaita (Alpes Cottiennes, Italie). CR Somm SGF 38.

Decarlis, A., Lualdi, A., 2010. Synrift sedimentation on the northern Tethys margin: an example from the Ligurian Alps (Upper Triassic to Lower Cretaceous, Prepiedmont domain, Italy). Int. J. Earth Sci. 100, 1589–1604. doi:10.1007/s00531-010-0587-1

De Graciansky, P.C., Dardeau, G., Lemoine, M., Tricart, P., 1989. The inverted margin of the French Alps and foreland basin inversion. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 44, 87–104.

Deville, É., Chauvière, A., 2000. Thrust tectonics at the front of the western Alps: constraints provided by the processing of seismic reflection data along the Chambéry transect. Comptes Rendus Académie Sci.-Ser. IIA-Earth Planet. Sci. 331, 725–732.

Dumont, T., 1984. Le Rhétien et le Lias inférieur prépiémontais: enregistrement sédimentaire du passage des carbonates de plate-forme triasiques au Jurassique hémipélagique lors du début du rifting téthysien. Géologie Alp. 60, 13–25.

Dumont, T., 1983. Le Chaînon de Rochebrune au Sud-Est de Briançon : Evolution paléogéographique et structurale d'un secteur de la Zone Piémontaise des Alpes Occidentales (Thèse de 3e cycle). Université Scientifique et Médicale de Grenoble.

Dumont, T., Champagnac, J.-D., Crouzet, C., Rochat, P., 2008. Multistage shortening in the Dauphiné zone (French Alps): the record of Alpine collision and implications for pre-Alpine restoration. Swiss J. Geosci. 101, 89–110. doi:10.1007/s00015-008-1280-2

Dumont, T., Simon-Labric, T., Authemayou, C., Heymes, T., 2011. Lateral termination of the north-directed Alpine orogeny and onset of westward escape in the Western Alpine arc: Structural and sedimentary evidence from the external zone: FROM NORTH TO WEST DIRECTED OROGENY, WESTERN ALPS. Tectonics 30, n/a–n/a. doi:10.1029/2010TC002836

Ellenberger, F., 1952. Sur l'extension des faciès Briançonnais en Suisse, dans les Préalpes médianes et les Pennides. Eclogae Geol. Helvetiae 45, 285–286.

Elter, G., 1972. Contribution a la connaissance du Briançonnais interne et de la bordure piémontaise dans les Alpes Graies nord-orientales et considérations sur les rapports entre les zones du Briançonnais et des Schistes Lustrés. Società Cooperativa Tipografica.

Faure, J.L., Mégard-Galli, J., 1988. L'émersion jurassique en Briançonnais, sédimentation continnetale et fracturation distensive. Bull. Soc. Geol. Fr. IV, 681–692.

Florineth, D., Froitzheim, N., 1994. Transition from continental to oceanic basement in the Tasna nappe (Engadine Window, Graubunden, Switzerland) - Evidence for early Cretaceous opening of the Valais ocean. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitteilungen 74, 437–448.

Ford, M., Lickorish, W.H., Kusznir, N.J., 1999. Tertiary foreland sedimentation in the Southern Subalpine Chains, SE France: a geodynamic appraisal. Basin Res. 11, 315–336.

Froitzheim, N., Pleuger, J., Roller, S., Nagel, T., 2003. Exhumation of high-and ultrahigh-pressure metamorphic rocks by slab extraction. Geology 31, 925–928.

Ganne, J., Bertrand, J.-M., Fudral, S., 2004. Geometry and kinematics of early Alpine nappes in a Briançonnais basement (Ambin Massif, Western Alps). Comptes Rendus Geosci. 336, 1219–1226. doi:10.1016/j.crte.2004.06.006

Gidon, M., 1965. Sur l'interprétation des accidents de la bordure méridionale du massif du Pelvoux. Trav. Lab. Géologie Fac. Sci. Grenoble 41, 177–185.

Gignoux, M., Moret, L., 1938. Description géologique du bassin supérieur de la Durance.

Gignoux, M., Raguin, E., 1931. Sur la stratigraphie du Trias de la zone du Briançonnais.

Goguel, J., 1940. Tectonique de la chaine de Montbrison (Feuille de Briançon au 1/50000e). Bull Soc Géol Fr. 187–201.

Handy, M.R., M Schmid, S., Bousquet, R., Kissling, E., Bernoulli, D., 2010. Reconciling plate-tectonic reconstructions of Alpine Tethys with the geological–geophysical record of spreading and subduction in the Alps. Earth-Sci. Rev. 102, 121–158.

Haug, E., 1909. Les géosynclinaux de la chaîne des Alpes pendant les temps secondaires. [Gauthier-Villars]].

Haupert, I., Manatschal, G., Decarlis, A., Unternehr, P. (subm) Upper-plate magmaa-poor rifted margins : stratigraphic architecture and structural evolution. Submitted at Marine and Petroleum Geology

Jaillard, E., 1985. Evolutions sédimentaire et paléotectonique de la zone briançonnaise de vanoise occidentale (Alpes occidentales françaises). Géologie Alp. 61.

Jammes, S., 2009. Processus d'amincissement crustal en contexte transtensif: L'exemple du golfe de Gascogne et des Pyrénées basques. Université de Strasbourg.

Kerckhove, C., 1969. La "zone du Flysch"dans les nappes de l'Embrunais-Ubaye (Alpes occidentales). Géologie Alp. 45, 5–204.

Kilian, W., 1891. Sur quelques céphalopodes nouveaux ou Peu connus de la période secondaire: II. F. Allier père et fils.

Lagabrielle, Y., Bodinier, J.-L., 2008. Submarine reworking of exhumed subcontinental mantle rocks: field evidence from the Lherz peridotites, French Pyrenees. Terra Nova 20, 11–21.

Larson, K.M., Freymueller, J.T., Philipsen, S., 1997. Global plate velocities from the Global Positioning System. J. Geophys. Res. Solid Earth 1978–2012 102, 9961–9981.

Lefèvre, R., Michard, A., 1976. Les nappes briançonnaises internes et ultra-briançonnaises de la bande d'Acceglio (Alpes franco-italiennes); une étude structurale et pétrographique dans le faciès des schistes bleus à jadéite. Sci. Géologiques Bull. Strasbg. 29, 183–222.

Leleu, S., 2005. Les cônes alluviaux Crétacé supérieur/Paléocène en Provence: traceurs de l'évolution morpho-tectonique des stades précoces de collision. Strasbourg 1.

Lemoine, M., 1984. La marge occidentale de la Téthys ligure et les Alpes occidentales. Marges Cont. Actuelles Foss. Autour Fr. Masson Paris 155–248.

Lemoine, M., 1971. Données nouvelles sur la série du Gondran près Briançon (Alpes Cottiennes): réflexions sur les problèmes stratigraphique et paléogéographique de la zone piémontaise. Imprimerie Allier.

Lemoine, M., 1967. Brèches sédimentaires marines à la frontière entre les domaines briançonnais et piémontais dans les Alpes occidentales. Geol. Rundsch. 56, 320–335.

Lemoine, M., 1961a. La marge externe de la fosse piémontaise dans les Alpes occidentales. Rev Géogr Phys Géol Dyn 2, 163–180.

Lemoine, M., 1961b. Le briançonnais interne et la bord des Schistes Lusterés dans les vallées du Guil et de l'Ubaye. Trav Lab Geol Fac Sci Grenoble 37, 97–119.

Lemoine, M., 1951. Données nouvelles sur la géologie du BrianÇonnais oriental et sur le problème de la quatrième écaille. Bull Soc Géol Fr. 6.

Lemoine, M., Bas, T., Arnaud-Vanneau, A., Arnaud, H., Dumont, T., Gidon, M., Bourbon, M., de Graciansky, P.-C., Rudkiewicz, J.-L., Megard-Galli, J., others, 1986. The continental margin of the Mesozoic Tethys in the Western Alps. Mar. Pet. Geol. 3, 179–199.

Lemoine, M., Bourbon, M., Tricart, P., 1978. Le Jurassique et le Crétacé prépiémontais à l'Est de Briançon (Alpes occidentales) et l'évolution de la marge européenne de la Téthys: données nouvelles et conséquences. Acad Sci Paris 286, 1655–1658.

Lemoine, M., Tricart, P., 1988. Queyras: un océan il ya 150 millions d'années: initiation à la géologie sur les sentiers du Queyras. Parc naturel régional du Queyras.

Lemoine, M., Tricart, P., Boillot, G., 1987. Ultramafic and gabbroic ocean floor of the Ligurian Tethys (Alps, Corsica, Apennines): In search of a genetic imodel. Geology 15, 622. doi:10.1130/0091-7613(1987)15<622:UAGOFO>2.0.CO;2

Lemoine, M., Trümpy, R., 1987. Pre-oceanic rifting in the Alps. Tectonophysics 133, 305–320.

Loprieno, A., Bousquet, R., Bucher, S., Ceriani, S., Dalla Torre, F.H., Fügenschuh, B., Schmid, S.M., 2011. The Valais units in Savoy (France): a key area for understanding the palaeogeography and the tectonic evolution of the Western Alps. Int. J. Earth Sci. 100, 963–992. doi:10.1007/s00531-010-0595-1

Lory, C., 1866. Sur le gisement de la Terebratula diphya dans les calcaires de la Porte-de-France, aux environs de Grenoble et de Chambcry. Bull Soc Géol Fr 2, 516–521.

Lory, C., 1860. Description géologique du Dauphiné pour servir d'explication à la carte géologique de cette province. Savy Édit.

Manatschal, G., 2004. New models for evolution of magma-poor rifted margins based on a review of data and concepts from West Iberia and the Alps. Int. J. Earth Sci. 93, 432–466.

Manatschal, G., Bernoulli, D., 1999. Architecture and tectonic evolution of nonvolcanic margins: Present-day Galicia and ancient Adria. Tectonics 18, 1099–1119.

Manatschal, G., Froitzheim, N., Rubenach, M., Turrin, B.D., 2001. The role of detachment faulting in the formation of an ocean-continent transition: insights from the Iberia Abyssal Plain. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 187, 405–428.

Mangipudi, V.R., Goli, A., Desa, M., Tammisetti, R., Dewangan, P., 2014. Synthesis of deep multichannel seismic and high resolution sparker data: Implications for the geological environment of the Krishna–Godavari offshore, Eastern Continental Margin of India. Mar. Pet. Geol. 58, 339–355. doi:10.1016/j.marpetgeo.2014.08.006

Masini, E., Manatschal, G., Mohn, G., Ghienne, J.-F., Lafont, F., 2011. The tectono-sedimentary 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.

Masini, E., Manatschal, G., Mohn, G., Unternehr, P., 2012. Anatomy and tectono-sedimentary evolution of a rift-related detachment system: The example of the Err detachment (central Alps, SE

Switzerland). Geol. Soc. Am. Bull. 124, 1535–1551.

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 Arzacq–Mauléon rift system (Western Pyrenees, SW France). Int. J. Earth Sci. 1–28.

Masson, H., Baud, A., Escher, A., Gabus, J., Marthaler, M., 1980. Compte rendu de l'excursion de la Société Géologique Suisse du 1 au 3 octobre 1979: coupe Préalpes-Helvétique-Pennique en Suisse occidentale. Eclogae Geol Helv 73, 331–349.

Mercier, D., 1977. Les modalités de la transgression jurassique dans la zone briançonnaise (Région de briançon, Hautes Alpes). Etude stratigraphique et sédimentologique. Université Pierre et Marie Curie-Paris VI.

Mevel, C., 1975. Les" pillow-lavas" spilitiques des massifs ophiolitiques du Chenaillet et des Gets (Alpes francaises). Université Pierre et Marie et Curie.

Michard, A., 1959. Contribution à l'étude géologique de la zone d'Acceglio-Longet dans la haute Varaita (Alpes Cottiennes, Italie). Bull Soc Géol Fr. 7, 52–61.

Mohn, G., 2010. L'évolution tectono-sédimentaire des marges de la Téthys Alpine au cours de l'amincissement lithosphérique. Université de Strasbourg, Strasbourg.

Mohn, G., Manatschal, G., Beltrando, M., Haupert, I., 2014. The role of rift-inherited hyper-extension in Alpine-type orogens. Terra Nova 26, 347–353. doi:10.1111/ter.12104

Moret, L., 1954. Problèmes de stratigraphie et de tectonique dans les Alpes françaises. Imprimerie Allier.

Moret, L., 1936. L'âge des complexes détritiques terminaux du Nummulitique subalpin envisagé de point de vue de la structure générale des Alpes. Comptes Rendus Somm. Société Géologique Fr. Paris 37–39.

Nemcok, M., Sinha, S.T., Stuart, C.J., Welker, C., Choudhuri, M., Sharma, S.P., Misra, A.A., Sinha, N., Venkatraman, S., 2013. East Indian margin evolution and crustal architecture: integration of deep reflection seismic interpretation and gravity modelling. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 369, 477–496. doi:10.1144/SP369.6

Pêcher, A., 1970. Étude pétrographique de la partie orientale du massif des Ecrina Pelvoux, le Socle ancien. Université, Faculté des Sciences.

Pindell, J., Graham, R., Horn, B., 2014. Rapid outer marginal collapse at the rift to drift transition of passive margin evolution, with a Gulf of Mexico case study. Basin Res. 26, 701–725.

Polino, R., Lemoine, M., 1984. Détritisme mixte d'origine continentale et océanique dans les sédiments jurassico-cretacés supra-ophiolitiques de la Téthys ligure: la série du Lago Nero (Alpes occidentales franco-italiennes). Comptes-Rendus Séances Académie Sci. Sér. 2 Mécanique-Phys. Chim. Sci. Univers Sci. Terre 298, 359–364.

Radhakrishna, M., Twinkle, D., Nayak, S., Bastia, R., Rao, G.S., 2012. Crustal structure and rift architecture across the Krishna–Godavari basin in the central Eastern Continental Margin of India based on analysis of gravity and seismic data. Mar. Pet. Geol. 37, 129–146. doi:10.1016/j.marpetgeo.2012.05.005

Rosenbaum, G., Lister, G.S., Duboz, C., 2002. Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny. Tectonophysics 359, 117–129.

Roure, F., Polino, R., Nicolich, R., 1990. Early Neogene deformation beneath the Po plain: constraints on the post-collisional Alpine evolution. Mém. Société Géologique Fr. 156, 309–321.

Schmid, S.M., Aebli, H.R., Heller, F., Zingg, A., 1989. The role of the Periadriatic Line in the tectonic evolution of the Alps. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 45, 153–171.

Schmid, S.M., Fügenschuh, B., Kissling, E., Schuster, R., 2004. Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. Eclogae Geol. Helvetiae 97, 93–117. doi:10.1007/s00015-004-1113-x

Schmid, S.M., Kissling, E., 2000. The arc of the western Alps in the light of geophysical data on deep crustal structure. Tectonics 19, 62–85.

Schmid, S.M., Pfiffner, O.A., Froitzheim, N., Schönborn, G., Kissling, E., 1996. Geophysical-geological transect and tectonic evolution of the Swiss-Italian Alps. Tectonics 15, 1036–1064.

Schneegans, D., 1933. Sur la découverte de nouveaux gisements de Diplopores (Algues calcaires) dans le Trias de la zone du Briançonnais. Allier Père et Fils.

Schwartz, S., Lardeaux, J.-M., Tricart, P., 2000. La zone d'Acceglio (Alpes cottiennes): un nouvel exemple de croûte continentale éclogitisée dans les Alpes occidentales. Comptes Rendus Académie Sci.-Ser. IIA-Earth Planet. Sci. 330, 859–866.

Sue, C., Thouvenot, F., Fréchet, J., Tricart, P., 1999. Widespread extension in the core of the western Alps revealed by earthquake analysis. J. Geophys. Res. Solid Earth 1978–2012 104, 25611–25622.

Termier, P., 1903. Montagne entre Briançon et Vallouise p89-127.pdf. Mont. Entre Briançon Vallouise, Bull. Soc. géol. France 89–127.

Termier, P., 1899. Les nappes de recouvrement du Briançonnais. Société géologique de France.

Termier, P., 1895. Sur la structure des grès de Fontainebleau. Bul Soc Geol Ir 23, 3441348.

Tricart, P., Bourbon, M., Chenet, P.-Y., Cros, P., Delorme, M., Dumont, T., De Graciansky, P.C., Lemoine, M., Mégard-Galli, J., Richez, M., 1988. Tectonique synsédimentaire triasico-jurassique et rifting téthysien dans la nappe briançonnaise de Peyre-Haute.pdf. Société Géologique Fr. 4, 669–680.

Tricart, P., Lardeaux, J.M., Schwartz, S., Sue, C., 2006. L'extension tardive dans les Alpes occidentales internes: synthese suivant la transversale du sud-Pelvoux (8 fig). Bull. Soc. Geol. Fr. 177, 299–310.

Tricart, P., Lemoine, M., 1991. The Queyras ophiolite West of Monte Viso (Western Alps): indicator of a pecular ocean floor in the Mesozoic Tethys. J. Geodyn. 13, 163–181.

Tricart, P., Schwartz, S., Sue, C., Poupeau, G., Lardeaux, J.M., 2001. La dénudation tectonique de la zone ultradauphinoise et l'inversion du front briançonnais au sud-est du Pelvous (Alpes occidentales) : une dynamique miocène à actuelle. Bull. Soc. Geol. Fr. 172, 49–58.

Tricart, P., Schwartz, S., Sue, C., Poupeau, G., Lardeaux, J.-M., 2001. La denudation tectonique de la zone ultradauphinoise et l'inversion du front brianconnais au sud-est du Pelvoux (Alpes occidentales); une dynamique miocene a actuelle. Bull. Société Géologique Fr. 172, 49–58.

Trümpy, R., 1960. Paleotectonic evolution of the Central and Western Alps. Geol. Soc. Am. Bull. 71, 843–907.

Tugend, J., Manatschal, G., Kusznir, N.J., 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, 1239–1276.

Vanossi, M., 1965. Studio sedimentologico del flysch ad elmintoidi della valle Argentina (Liguri occidentale). Tipografia del libro.

Vernet, J., 1964. La zone'Pelvoux-Argentera'-Etudes sur la tectonique alpine du socle dans la zone des massifs cristallins externes du sud des Alpes occidentales.

Wilpshaar, M., Leereveld, H., Visscher, H., 1997. Early Cretaceous sedimentary and tectonic development of the Dauphinois Basin (SE France). Cretac. Res. 18, 457–468.

Zhao, L., sub. First seismic evidence for continental subduction beneath the western Alps. Geology.

Zhou, S., Sandiford, M., 1992. On the stability of isostatically compensated mountain belts. J. Geophys. Res. Solid Earth 1978–2012 97, 14207–14221.

Synthèse

Discussion Générale

L'objectif de ce travail de thèse était de caractériser l'architecture premier ordre des hauts continentaux dans les marges profondes peu magmatiques d' «upper plate » et son implication lors de la formation des orogènes de collision. La vision actuelle du concept de rifting est le résultat d'une évolution des techniques d'approche permettant l'étude de ces systèmes, depuis les années 1960 et les premières études de terrain, jusqu'au développement de la géophysique marine et de la modélisation. Ces techniques ont permis d'imager les structures de rift à différentes phases du rifting et à différentes échelles avec une augmentation de la résolution et de l'échelle d'observation (sismique). L'imagerie géophysique a également contribué à mettre en avant une dissymétrie dans l'architecture des marges conjuguées d'un même système ayant abouti au rifting. Dans le cas des marges pauvres en magma, marges traitées dans le cadre de ce travail de thèse, il en résulte d'une part une marge dîte d'«upper plate » et une marge dîte de «lower plate » (Lister et al., 1986). Alors que les marges de «lower plate » ont été le centre d'intérêt de nombreuses études, la caractérisation et la conceptualisation des marges d'«upper plate » ne sont que très peu contraintes. Je me suis donc intéressée dans le cadre de cette thèse aux marges d'«upper plate » et plus particulièrement à leurs domaines distaux et à l'évidence de leurs blocs continentaux.

L'épaisse couche de sédiments qui recouvre ces domaines de marges actuelles rendent leurs explorations et leurs études onéreuses et délicates. Un moyen contourné de mieux caractériser leurs stratigraphies est donc l'étude de systèmes analogues fossiles de terrain. Ces systèmes préservent en effet des reliques de l'enregistrement stratigraphique d'une marge mais ne permettent cependant pas d'avoir accès à un enregistrement complet.

Le domaine Briançonnais dans les Alpes est probablement le meilleur laboratoire fossile connu jusqu'à présent pour ce type d'études (Lemoine et al., 1987). Cependant, caractériser l'architecture crustale d'une marge distale d'«upper plate » par l'étude d'un système fossile en milieu compressif ne permet pas de comprendre l'architecture de ces marges à l'échelle crustale. Pour cela, il est important de coupler les études de terrain avec des données d'imagerie géophysique (principalement avec de l'imagerie sismique) effectuées dans les systèmes actuels.

Les marges sélectionnées dans le cadre de ce travail sont toutes considérées comme des marges dites d'«upper plate ». Les marges Est Indienne et Ibérie-Terre Neuve (Fig.IV.1a,b) ont fait l'objet d'une étude plus approfondie mais d'autres marges ont également été étudiées (voir Annexes).

Les études effectuées sur ces marges avaient pour but de caractériser 3 points majeurs :

- *L'identification de hauts et bas topographiques et la définition de leurs architectures (Partie 2)*
- *La caractérisation stratigraphique de chacun des domaines composant une marge d«'upper plate »*
- *L'importance de l'héritage lié au rifting lors de la réactivation (Parties 2 et 3)*

Le précédent travail de recherche proposé sur l'architecture et la paléogéographie des domaines de marges montre bien une superposition des domaines internes sur les domaines externes (Fig.IV.1c) (Butler, 2013). Ce type de restauration utilise des blocs rectangulaires d'épaisseur uniforme assumant un comportement quasi-rigide de la croûte inférieure (Fig. IV.1c)(Butler, 2013). Or, ce modèle ne permet pas d'expliquer l'amincissement hétérogène des différents niveaux de la lithosphère, car les auteurs ne supposent que le simple « détachement » d'un bloc de croûte continentale non structuré et d'épaisseur continue (le Briançonnais) et sa juxtaposition sur du manteau subcontinental durant le rifting. Le problème de ce type de modèles est qu'il ne prend pas en compte l'héritage tectonique associé au rifting lors de la formation de ces paléodomaines de marges . Un approfondissement concernant l'architecture de ce bloc de croûte « détaché »est nécessaire pour les conforter ou les réfuter.

La discussion menée dans les prochaines pages, sur les observations réalisées et les résultats d'études obtenus au cours de cette thèse, a pour but de les intégrer dans un contexte et une réflexion générale sur les marges de rift en tenant compte de leurs architectures. Cette intégration permettra de discuter l'évolution crustale et stratigraphique des marges d' «upper plate » afin de proposer un « système générique » pour ces marges et d'intégrer l'importance de leurs architectures lors des processus de réactivation et de compression.

1. Quelle est l'évolution tectono-sédimentaire d'une marge d' «upper plate » ?

Depuis le début de la tectonique des plaques dans les années 1960 et jusqu'à ce jour, la compréhension des processus d'évolution de l'écorce terrestre et des systèmes associés, tel l'amincissement de la lithosphère, ont beaucoup évolué. Cette évolution est liée notamment aux analogies faites entre les observations de terrain et les données marines. En effet, la complémentarité de ces observations est nécessaire pour une caractérisation précise des marges de rift. Si les techniques de sismiques réflexion et réfraction permettent d'imager l'architecture crustale et stratigraphique des marges, les analogues fossiles de terrain ne présentent que des morceaux de marges préservés lors de la réactivation. Ces morceaux apportent néanmoins des informations et contraintes essentielles sur la nature des roches de marges, généralement difficiles à déterminer dans les marges actuelles en raison de l'absence de forages.

Les marges actuelles Est- Indiennes, de Terre Neuve et la marge fossile Européenne ont été utilisées comme principaux laboratoires d'études dans le cadre de cette thèse. Le choix s'est porté sur ces marges en raison de leurs avantages ciblés :

- une imagerie par réflexion sismique de grande qualité pour la marge Indienne ;
- la présence de forages pour la marge de Terre Neuve ;
- un système réactivé déjà très étudié et avec une stratigraphie bien contrainte pour la marge Européenne.

Grâce aux atouts variables et complémentaires des marges choisies, j'ai pu proposer une nouvelle observation et conceptualisation premier ordre de l'évolution tectono-sédimentaire des

marges d' «upper plate ». Ainsi, les interprétations des lignes sismiques ont permis d'estimer l'architecture crustale de ce type de marge ainsi que l'évolution de l'espace d'accommodation lors du rifting. Les données du Briançonnais ont, quant à elles, permis d'étudier à l'affleurement la nature de sédiments, les discordances mises en évidence dans ce genre de système ainsi que les structures importantes caractérisant ces restes fossiles.

Les études effectuées précédemment sur les marges de rift à partir du couplage des observations terre/mer et notamment celles de Tugend (2013) ont abouti à l'identification de 5 domaines différents dans les marges passives, à savoir : les domaines de marge proximale, de « necking », hyper-amincie, de manteau exhumé et océanique. Cependant, il est important de notifier que ces observations ont principalement été effectuées sur des marges type « lower plate ». Dans mon travail de recherche, je me suis concentrée sur l'établissement d'une meilleure contrainte architecturale des marges dîtes d' «upper plate » (Lister et al., 1986).

1.1 Architecture crustale premier ordre des marges d'upper plate

L'architecture crustale premier ordre a été définie par l'étude des systèmes de marges actuelles. Le toit du socle est rugueux, recoupé par de nombreuses failles normales entrainant la formation de blocs basculés. Une étude approfondie de ce toit de socle a pu être réalisée vers la partie distale de la marge. Dans la partie proximale de la marge, des réflecteurs intra-croûte continentale sont observables et laissent supposer une possible subdivision crustale pour une étude plus approfondie. Un fort réflecteur profond, dans les parties proximales de marges, est décelé sur l'ensemble des marges actuelles, et plus particulièrement sur la marge Est-Indienne (Fig. 1a). Ce fort réflecteur qui remonte vers la partie distale a été défini comme étant le Moho.

L'architecture crustale premier ordre des marges d' «upper plate » montre un amincissement crustal ainsi qu'une architecture en terrasses, T1, T2 et T3 (du proximal vers le distal) bordées par deux failles majeures F1 et F2 auxquelles sont associées la formation des escarpements R1 et R2 (Fig.IV.1a,b). La terminaison de ces failles au niveau crustal caractérise différents points. Le point de couplage dans la partie ductile de la croûte continentale est défini par la zone (CP) sur laquelle se termine la faille F1 et à partir de laquelle on peut observer un amincissement crustal et le passage à la deuxième terrasse T2. La faille F2 se termine lorsqu'elle rencontre la faille d'exhumation du manteau dans la partie distale très fortement amincie de la croûte continentale, marquant ainsi le point d'exhumation (EP). Ce point marque la fin de la croûte continentale autochtone, très amincie (< 10km d'épaisseur). Au-delà de ce point, les blocs continentaux sont délaminés et forment les prémices de blocs allochtones. Le dernier point structural majeur se trouve à la terminaison du domaine de transition océan/continent (TOC) et est défini comme étant le Breakup Point (BP). Ce point marque le passage au domaine océanique et la formation de la première croûte océanique.

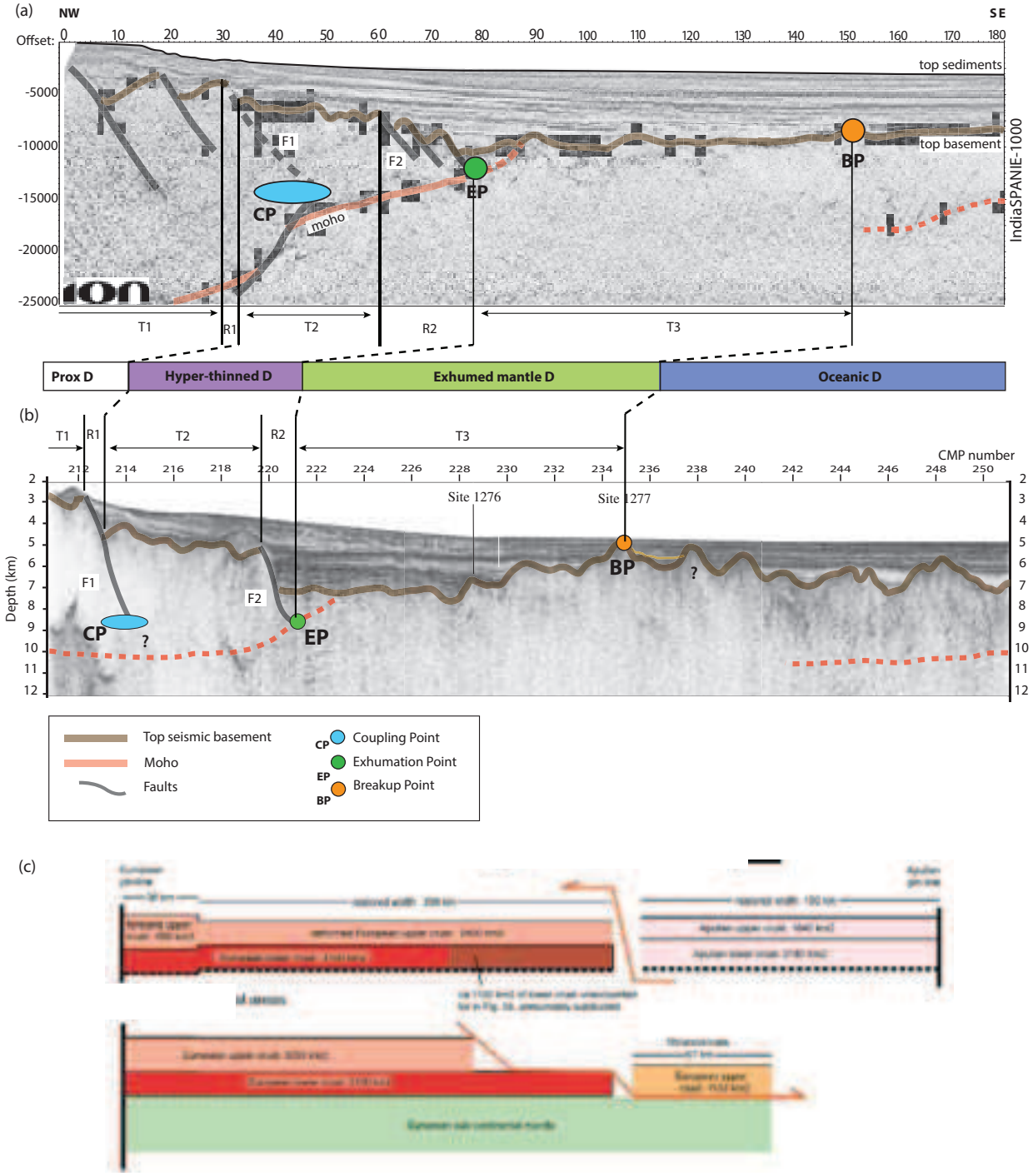


Fig. IV.1 (a) Architecture premier ordre de ligne ION IE1-1000. T1, T2, T3 = terrasses architecturales formant la marge,F1, F2 = failles majeures associées aux zones d'escarpement R1 et R2. (b)Architecture premier ordre de la ligne SCREECH 2 de la marge de Terre Neuve. (c) Blocs de restauration proposé pour un modèle premier ordre sous forme de bloc rectangulaire d'épaisseur uniforme. Pour le deuxième bloc l'absence de croûte superieure implique son détachement dans les parties plus internes. (Butler, 2013)

Si les points (EP) et (BP) sont clairement identifiés et définis en tant que tels, le point (CP) est plus difficile à déterminer avec précision, ce qui explique que je lui ai préféré une représentation sous la forme d'une « ellipse » (Fig.IV.1a,b).

1.2 Architecture stratigraphique le long des marges d'«upper plate »

L'architecture sédimentaire associée à ces terrasses crustales montre une évolution des enregistrements stratigraphiques et la présence de trois principaux marqueurs : TPRS (Top of the Pre-Rift Sequence), TSTS (Top of the Syn-Tectonic Sequence) et BPRS (Bas of the Post-Rift Sequence). La seconde terrasse, T2, ainsi que le domaine Briançonnais dans les Alpes, montre une couverture pré-rift, et son toit TPRS, affecté par une discordance (Fig. IV.2a). Cette dernière est liée à l'érosion d'une partie de ces dépôts (Debelmas, 1955). Au-dessus de cette discordance, la couverture syn-tectonique est très peu épaisse. Par ailleurs, l'observation de la ligne ION IE1-1000 de la marge Est Indienne, montre que l'espace formé, par le jeu des failles normales formant les blocs basculés, lors du rifting, est comblé par des réflecteurs épais et chaotiques pouvant suggérer des dépôts de faille. Le toit de ces dépôts est associé au marqueur TSTS (Fig.IV.2b). Directement au-dessus de ces dépôts la sédimentation commence par des dépôts de type « bassin sag » puis par une sédimentation post-rift, marquée par BPRS, qui se fait de façon plus passive et le marqueur BPRS n'est pas clairement identifiable.

A l'inverse de T2, et par analogie, du domaine briançonnais, T3 et le domaine Prépiémontais ne présentent pas d'érosion affectant le toit des dépôts pré-rift (Fig.IV.2a et 2b), qui sont par ailleurs plus épais que ceux exposés sur T2 et le Briançonnais (Fig.IV.2b). L'enregistrement de ces domaines et unités ne montre pas de discordance mais un enregistrement continu de la stratigraphie depuis le pré-rift jusqu'au post-rift. Les dépôts syn-tectoniques « chaotiques » passent ensuite à la formation de dépôts de type « bassin sag ». (Fig.IV.2). Les dépôts observables de ce bassin par l'imagerie géophysique montre des terminaisons en on (donwn) laps au niveau de R2 et donc vers le continent. Vers l'océan, les réflecteurs semblent également se terminer par endroit en onlaps, mais également parfois en downlaps sur le toit du socle. Cela implique le fait que le toit doit être exposé, soit par exhumation, soit par d'autre processus. La limite supérieure «du bassin sag »est portée par le marqueur BPRS qui représente également la base des premiers sédiments déposés sur le domaine océanique, les sédiments post-rift (Fig.IV.2).

Le marqueur TPRS est observable tout le long de la marge d'«upper plate » mais de façon discontinue puisque préservée sur le toit des blocs basculés lors des premières phases du rifting lié au début de la déformation découplée (Fig.II.7 de la partie précédente). Le marqueur TSTS présente la particularité de ne pas représenter un isochrone, puisque les dépôts syn-tectoniques dont il marque le toit ne se déposent pas de façon continue le long de la marge (Fig.IV.2c). Les sédiments associés présentent généralement des structures de croissance liées à la poursuite du rifting. Enfin, le dernier marqueur mis en évidence, le BPRS peut être suivi de façon continue sur la partie distale de la marge. Dû à l'évolution polyphasé du rifting, ce marqueur ne peut pas être défini de façon continue en suivant un même réflecteur sur l'ensemble de la marge.

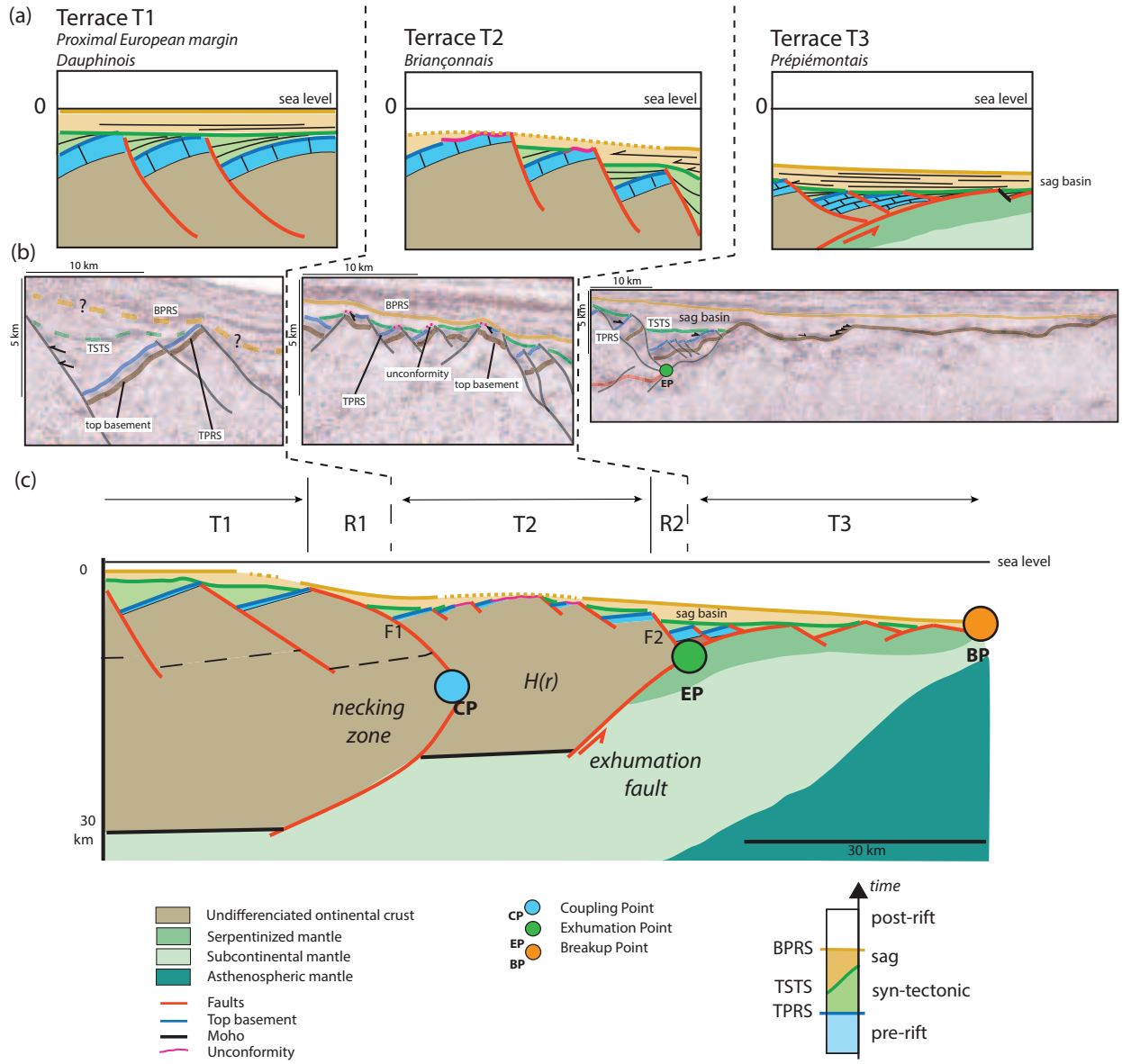


Fig. IV.2 Architectures et relations stratigraphiques premier ordre des marges d'upper plate. (a) Zoom des architectures stratigraphiques premier ordre pour chacune des trois terrasses T1, T2 et T3 en fonction des observations faites sur le terrain Briançonnais. (b) Analogues actuels, provenant de la ligne ION IE1-1000 , aux zooms présentés en (a). (c) Schéma global de l'association architecture crustale et architecture stratigraphique des marges d'upper plates. T1, T2, T3 = terrasses, R1, R2 = zones d'escarpements, F1, F2 = principaux systèmes de failles, TPRS = Top of Pre-Rift Sequence, TSTS = Top of Syn-Tectonic Sequence, BPRS = Base of Post-Rift Sequence.

Il est important de noter que la seconde terrasse T2 ne présente pas de grands enregistrements de dépôts syn-tectoniques et se caractérise par l'absence d'enregistrement d'un dépôt type « sag », tout comme le domaine Briançonnais, à l'inverse de T3 et du Prépiémontais (Fig.IV.2b). A l'inverse de la discordance affectant les dépôts pré-rift de T2 et du Briançonnais, cette lacune semble davantage résulter d'un remplissage passif s'effectuant sur les parties les plus distales de la marge mais n'affectant pas le haut continental représenté par T2.

1.3 Evolution d'une «upper plate »

L'architecture crustale et stratigraphique d'une marge «upper plate » est représentative de l'évolution polyphasée du rifting depuis son commencement jusqu'à l'accrétion océanique (Fig.IV.3). Une évolution séquentielle et une restauration conceptuelle d'un système de marge présentant «upper plate » et « lower plate » ont été proposées dans la seconde sous-partie de la Partie 2 de cette thèse.

Différentes étapes du rifting sont responsables de l'architecture actuelle des marges d'«upper et de lower plate ». La restauration séquentielle proposée dans ce travail est similaire à celle proposée par Sutra et al. (2013) mais en incluant les principaux marqueurs stratigraphiques, TPRS, TSTS et BPRS, ainsi que leur relation avec les structures extensives de marges (Fig.IV.3).

Les deux premières phases, à savoir les phases d'étirement et d'étranglement se font dans le cas d'un système découplé où les principales failles se mettent en place et recoupent les dépôts sédimentaires pré-rift (Fig.IV.3e,3f). Commence ensuite le début de la déformation en système couplé (Fig.IV.3c). Jusqu'alors, aucune distinction architecturale n'est observable et les futures marges ne présentent aucune asymétrie. Durant cette phase un « bloc H » se forme relativement au jeu des failles des zones d'étranglement (Fig.IV.3e, 3c). Ce bloc subit une remontée (« uplift ») entraînant une érosion partielle de la couverture pré-rift et la formation d'une discordance (Fig. IV.3e), observable notamment sur la ligne ION-1000 sur la marge Est-Indienne (Fig.IV.3d). Lors de la phase de rifting qui suit cet «uplift », les futures marges conjuguées prennent leurs caractères asymétriques et un remplissage sédimentaire syn-tectonique commence alors dans les parties les plus profondes (Fig.IV. 3). L'extension continue et les marges d'«upper et de lower plates » sont alors formées et une deuxième discordance devient observable sur T2 (Fig.IV.3c et 3d). A l'inverse de la discordance relative à l'«uplift » précédant la phase d'exhumation, cette discordance est due à l'absence de dépôt des sédiments syn-rift.

Entre la phase d'exhumation et la dernière phase, à savoir la phase d'océanisation, l'évolution stratigraphique est contrôlée par la migration des dépôts en direction de l'ouverture océanique (Fig.IV.3a). Les premiers dépôts sur le toit du socle océanique se situent sur le marqueur BPRS (Fig. IV.3a et 3b).

Les marges ne sont pas soit symétriques soit asymétriques, mais cette architecture dépend en fait du stade de formation au cours du rifting. L'évolution asymétrique de deux marges se fait donc entre la phase de couplage et le début de la phase d'exhumation (Fig.IV.3c).

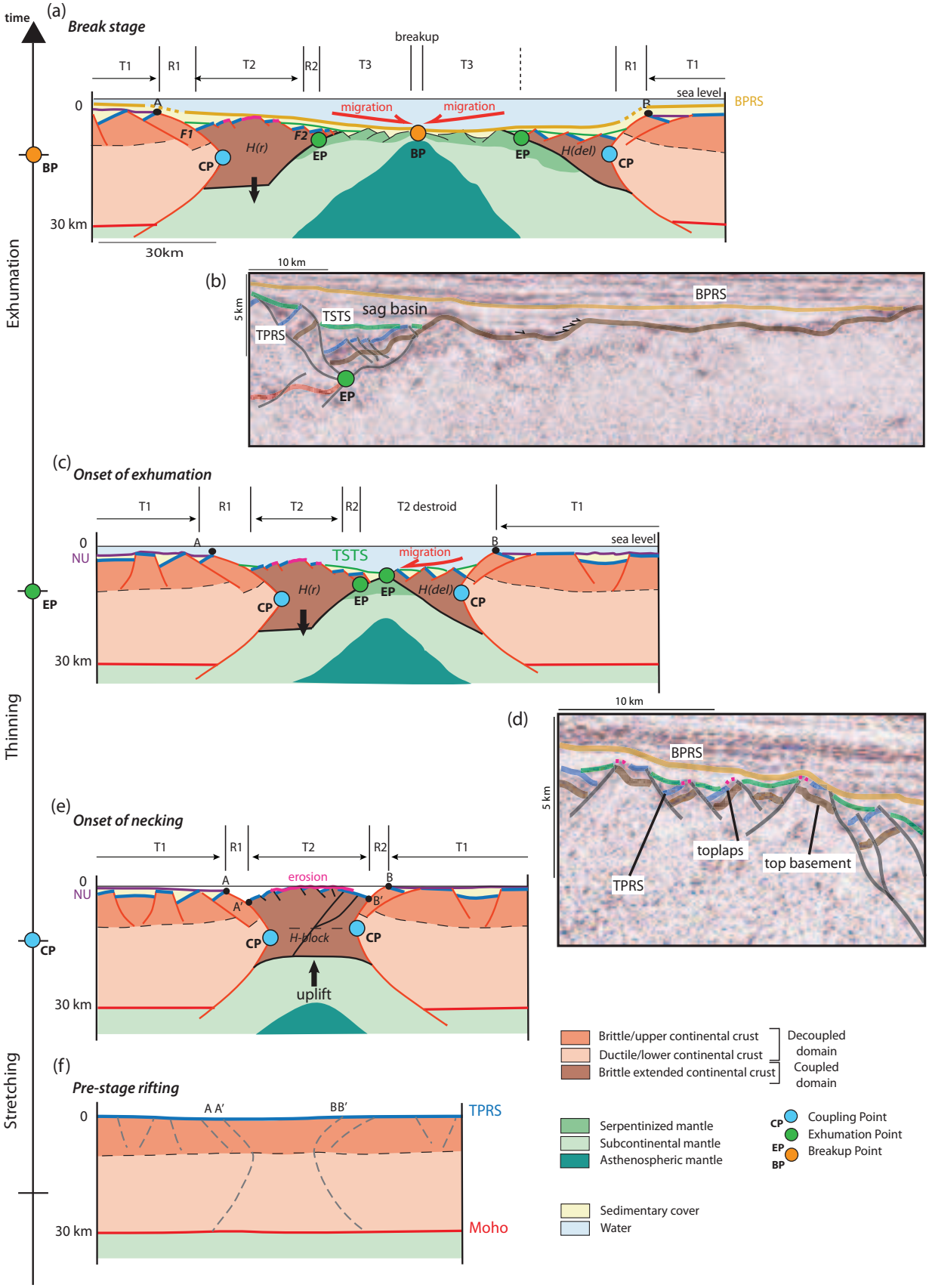


Fig.IV.3 Modèle conceptuel de l'évolution spatio-temporale des marges conjuguées basé sur le système Ibérie-Terre Neuve et les principales limites de domaines correspondant à des évènements majeurs (d'après Sutra et al. 2013). Association d'exemples mettant en évidence les caractéristiques structurale et stratigraphique de ces évènements. L'architecture finale montre que la marge d'upper plate propose un bloc H-résiduel et la marge de lower plate un bloc H-délaminé résultant de la séparation des domaines couplés par la faille d'exhumation du manteau

2. Comment caractériser les hauts et bas topographiques ?

La cartographie des domaines de la marge fossile Européenne dans les Alpes de l'Ouest a contribué à la mise en évidence d'une évolution dans les enregistrements stratigraphiques entre le domaine Briançonnais et le domaine Prépiémontais. Le domaine Briançonnais est défini par sa discordance affectant le pré-rift alors que le Prépiémontais présente un enregistrement stratigraphique continu (Partie 3). Ce même type d'observations a été fait dans les marges actuelles, respectivement pour les terrasses T2 et T3.

Afin de déterminer l'origine paléogéographique des domaines Briançonnais et Prépiémontais, il a fallu se baser sur différentes éléments d'observations :

- la présence ou l'absence d'une discordance ;
- le type de remplissage, passif ou non ;
- la nature du contact avec le socle ;
- l'empreinte tectonique.

2.1 Les marges actuelles

L'étude des marges actuelles et plus particulièrement l'observation de la ligne ION-1000 imageant la marge Est-Indienne a montré une évolution dans l'architecture des marges d'« upper plate » entre T1 et T3 (Fig.IV.1). La première constatation concerne l'observation du changement de l'épaisseur de la croûte continentale, qui passe de ± 30 km pour T1 à ± 10km pour T2 et enfin ±1,5 km pour T3. Je me suis concentrée, lors de mes recherches, sur la caractérisation des terrasses T2 et T3 (Fig.IV.4a). Le toit du socle deT2 est composé de petits blocs basculés dont les sédiments pré-rift sont également affectés par les failles formées lors du rifting (Fig.IV.2). L'observation plus précise du toit de ces blocs met en évidence la présence par endroit de réflecteurs de type « toplaps » traduisant une discordance sur les toits de ces blocs. La couverture syn-rift sur le T2 se contente de combler avec des réflecteurs chaotiques les espaces créés par les failles normales. La couverture syn-rift, au sens large, est très faible et ne recouvre parfois pas l'ensemble de ces blocs basculés puisque par endroit la couverture semble être déposée de façon directe sur ces blocs (Fig.IV.2b). En se dirigeant vers la bordure distale de cette terrasse et donc vers T3, les blocs basculés deviennent plus importants en raison du jeu de failles normales plus importantes. La couverture pré-rift semble moins affectée par la discordance et les dépôts syn-tectoniques sont plus conséquents avec une architecture s'ouvrant visiblement vers l'océan (Fig.IV.2b). Des réflecteurs épais se terminant en « offlap » sur la séquence pré-rift ont également pû être observés et peuvent être associés à des systèmes de « debris-flows » (Fig.II.3.e, Fig.IV.4.b). Ces types de dépôts ont été observés au niveau de la deuxième zone d'escarpement, R2. La troisième terrasse, T3, commence structuralement au point d'exhumation (EP) correspondant à l'intersection entre la faille F2 et la faille d'exhumation marquant ainsi la fin de la croûte continentale autochtone. Les

blocs de croûte appartenant à ce domaine sont donc des blocs « délaminés » présentant cependant un enregistrement stratigraphique complet commençant par un épais dépôt de sédiments pré-rift recouvert d'une sédimentation syn-rift, comprenant des sédiments syn-tectoniques et des sédiments associés à un « bassin sag » (Fig.IV.2b, 2c). Ces dépôts sédimentaires syn-tectoniques sont caractérisés par des terminaisons en « onlaps » sur les failles délimitant les blocs ainsi que sur le manteau.

La variation d'épaisseur de sédiments syn-rift entre T2 et T3 témoigne d'une évolution de l'espace d'accommodation, avec une augmentation de ce dernier de la marge proximale vers la marge distale.

2.2 Les marges fossiles : le domaine Briançonnais dans les Alpes

L'étude des domaines Briançonnais et Prépiémontais a commencé dès le début du 20ème siècle. La stratigraphie et les structures de ces domaines ayant déjà été très bien cartographiées et définies, il n'était pas utile dans ce travail de les reprendre. Cependant quelques observations et classifications concernant ces structures et enregistrements stratigraphiques permettent d'apporter de nouvelles visions sur la paléogéographie et la formation de ces domaines lors du rifting et lors de leur réactivation lors de la compression relative au système alpin.

La principale particularité du domaine Briançonnais est sa discordance érosive affectant les sédiments Triasiques du pré-rift et marquant l'absence d'une partie de la sédimentation syn-rift (Fig.IV.4c). Ajoutée à cette première discordance, une deuxième discordance est observable mais celui-ci est d'avantage liée à une absence de sédiments relatifs à un remplissage passif qui se fait dans la partie la plus distale de la marge européenne. Le socle continental Briançonnais n'est pas observable dans les Alpes de l'Ouest puisque l'ensemble des nappes composant ce domaine a été principalement décollé au niveau de Trias, entrainant leurs chevauchements les unes sur les autres lors de la formation de l'orogène. Cependant, la nappe de Champcella présente des roches plus anciennes qui sont datées du Carbonifère et dont l'enregistrement jusqu'au Trias se fait de façon continue.

A l'inverse du domaine Briançonnais, le domaine Prépiémontais ne présente pas de discordance stratigraphique érosive affectant ses sédiments pré-rift, ni de discordance relative à l'absence d'un remplissage passif (Fig.IV.4c). L'enregistrement est donc continu depuis le Trias supérieur jusqu'au Jurassique. Cependant, aucun enregistrement stratigraphique antérieur au Trias supérieur ne peut être observé et, le contact basal du Trias supérieur sur le complexe du Rio Secco est donc un contact tectonique (Fig.IV.4c). Ce contact tectonique est marqué par la présence d'évaporites permettant le découplage de cette unité, ainsi que par l'évidence de roches de types « gouges noires », relatives aux systèmes de détachement, par comparaison avec ce même type de roches dans la région des Grisons en Suisse (Pinto, 2014). Nous avons donc, pour le domaine Prépiémontais, un contact tectonique à la base de son enregistrement stratigraphique

Mésozoïque. Par ailleurs, l'unité du complexe de Cervière met en évidence le remaniement de roches mantelliques de type serpentine à la base de cette unité Prépiémontaise, impliquant une exhumation du manteau lors de l'avant dernière phase du rifting Téthysien (voir 1.3). En opposition avec le domaine Briançonnais, le domaine Prépiémontais présente un métamorphisme de haute pression.

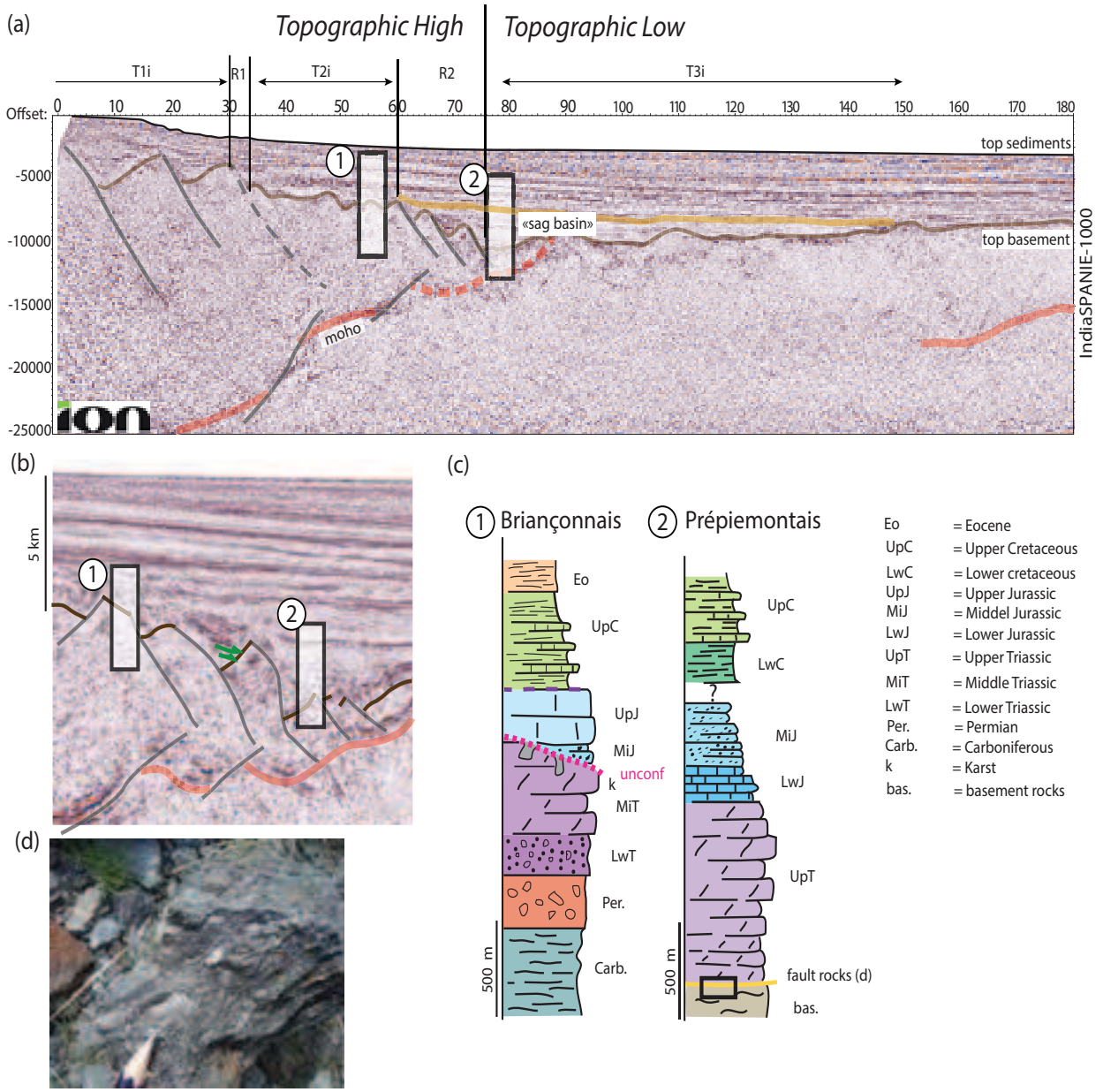


Fig.IV.4 (a) Architecture premier ordre de la ligne ION IE1-1000 montrant les deux terrasses T2 et T3, respectivement associées aux hauts et bas topographique de la marge. (b) Zoom sur la zone d'escarpement entre T2 et T3 mettant en avant des systèmes sédimentaires montrant des terminaisons de reflecteurs en downlaps et pouvant être associés à des débris-flow. (c) Enregistrements stratigraphiques basés sur les observations faites sur les domaines alpins du Briançonnais et du Prépiémontais. Leurs localisations analogiques sur la marge actuelle de l'Inde sont visibles en (a). (d) Roche de failles, observable à la base de l'enregistrement sédimenatire Mésozoïque dans le domaine Prépiémontais.

Les hauts topographiques sont ainsi caractérisés par une discordance érosive, une discordance relative à un remplissage passif, l'absence d'empreinte tectonique majeure, et un contact avec

son socle qui est continu. A l'inverse, les bas topographiques présentent un enregistrement stratigraphique continu, un métamorphisme plus élevé et la nature de son contact avec le « socle » est d'origine tectonique. Ce contact entraine une exhumation du socle et est marqué par la présence de roches de failles caractéristiques. Le passage entre les deux domaines paléogéographiques est caractérisé par la présence d'épais enregistrements de brèches tectono-sédimentaires.

Dans le passé, ces contacts et observations n'avaient pas clairement été identifiés, rendant difficile l'identification de l'origine paléogéographique des Briançonnais externe et interne.

La comparaison de ces domaines, les différences relevées au niveau stratigraphique ainsi que la nature du contact basal de ces domaines laissent suggérer que lors des dernières phases du rifting, le domaine Briançonnais était un haut topographique alors que le domaine Prépiémontais (anciennement Briançonnais interne) était un bas topographique. Ils peuvent respectivement être comparés par analogie aux terrasses T2 et T3 observables dans les marges actuelles. Cette interprétation a des conséquences majeures concernant l'histoire de l'« uplift » Briançonnais et les interprétations paleogéographiques.

Entre ces deux domaines, l'unité d'Acceglio peut être observée plus au sud, avec son enregistrement bréchique remaniant de gros éléments de roches mésozoïques et parfois même des éléments permiens. Ces brèches sont associées au démantèlement de blocs Briançonnais lors du rifting, soit par le biais du jeu de failles, soit relativement à l'immersion Briançonnaise Mésozoïque.

L'analogie de ce domaine alpin transitionnel peut donc être faite avec la zone d'escarpement situé entre T2 et T3 dans les marges actuelles, la zone R2.

2.3 Perspective et validité du concept

Les études conjointes entre le système fossile Briançonnais et l'imagerie géophysique des marges actuelles de type « upper plate » auront contribué à valider cette architecture en terrasses clairement identifiable dans les marges actuelles. Les observations faites au cours de ma thèse, combinées aux observations préexistantes sur les Alpes de l'Ouest et la région du Briançonnais m'ont permis de faire de nouvelles hypothèses concernant la paléogéographie des unités qui le composent.

Par comparaison avec les éléments géologiques définis dans les marges actuelles par Péron-Pinvidic et Manatschal (2010), le domaine Briançonnais peut être caractérisé comme un haut topographique de type « block-H résiduel» (H(r)). Néanmoins, si l'existence de l'«uplift » du Briançonnais n'a jamais été remise en cause, l'origine paléogéographique du domaine Prépiémontais a été plus discutée. En effet, ce domaine a toujours était défini comme du Briançonnais interne, alors qu'il ne comporte pas les mêmes caractéristiques stratigraphiques que le Briançonnais.

Dans mon travail de thèse le domaine Prépiémontais et les blocs du Grand-Chalvet, du

Chaberton et de Rochebrune qu'il contient marquent la terminaison de la croûte continentale Européenne. La nature tectonique de leur contact basal, ainsi que l'évidence de roches de type « gouges noires » (Fig.IV.4d) et de brèches du manteau remaniées dans l'unité tectonique à leur base (Complexe de Cervière) suggèrent que ces blocs peuvent être associés à des blocs allochtones (Peron-Pinvidic and Manatschal, 2010).

Ces observations et suggestions semblent se vérifier pour les principales marges étudiées : les marges Est-Indienne et de Terre-Neuve, ainsi que la marge fossile Européenne. Néanmoins, il est important de garder à l'esprit que la formation de hauts continentaux et l'aboutissement de marges conjuguées asymétriques ne sont pas nécessairement observées dans tous les systèmes de marges (pour plus d'informations et d'autres interprétations de marges, voir Annexes).

3. Quelle est l'importance de l'héritage lié au rifting lors de la réactivation des systèmes en milieu compressif?

L'étude couplée des systèmes actuelles et fossiles permet une approche complémentaire nécessaire d'une part pour la compréhension des systèmes extensifs et d'autre part pour la compréhension de la formation des orogènes de collision.

Jusqu'à présent l'ensemble des structures présentes dans le système alpin et entre les unités de la région du Briançonnais était considéré comme relatif à la compression alpine. Les premières études tentant de prendre en compte l'héritage étaient peu concluantes de part le manque de données d'imagerie marine. Dans ce travail de recherche de thèse, je propose une étude prenant en compte l'héritage des structures du rifting, réalisée principalement à partir de l'observation et de la compréhension de la nature des contacts et des structures de rift.

L'observation de l'architecture premier ordre des marges actuelles et notamment la ligne ION-1000 a permis de mettre en évidence deux failles principales F1 et F2 bordant la seconde terrasse T2. Ces deux failles sont responsables d'un approfondissement du toit du socle pour chacune des terrasses se trouvant sur leur flanc distal et sont liées, en profondeur, avec les points de couplage et d'exhumation, respectivement (CP) et (EP). L'essentiel de mon travail s'est concentré sur la caractérisation des domaines Briançonnais et Prépiémontais, dans le but de terminer leurs localisations paléogéographiques, et donc leurs analogies aux terrasses T2 et T3. Les différences stratigraphiques existant entre ces deux domaines m'ont amené à suggérer que le Briançonnais était un haut paléogéographique alors que le Prépiémontais était un bas topographique, avec entre ces deux domaines une zone de failles et d'escarpements relative à F2/R2 et reliée au point (EP), la zone d'Acceglio (Fig.IV.5a).

Il est acquis dans le système alpin que les unités se sont superposées les unes sur les autres des plus internes et distales, sur les plus proximales. En effet, ce concept est lié à celui du principe de superposition stipulant que des unités actuellement les unes sur les autres étaient initialement les unes à coté des autres. Seulement, dans ce concept majeur, l'architecture et les structures affectant la paléomarge Européenne et son amincissement ne sont pas pris en compte.

J'ai décidé d'axer une partie de mon travail de thèse sur ce point, à savoir l'importance de l'architecture du rifting lors de la réactivation et de la compression alpine (Fig.IV.5b, 5c).

Les observations de terrain constatées sur le domaine Briançonnais s.l. ont montré que de nombreux chevauchements actuels entre les unités ou nappes du Briançonnais s.l. sont associés à l'évidence de cargneules, de gypses et d'évaporites du Trias inférieur et moyen. Il a été prouvé de part les nombreuses études effectuées sur ce domaine que ces roches ont joué le rôle de niveau de découplage au sein du Briançonnais puisque l'ensemble des nappes Briançonnaise sont découplés au niveau des sédiments du Trias moyen. Si ce niveau a servi de découpage pour les nappes du Briançonnais externes, il a également joué un rôle important dans la superposition des paléo-domaines de la marge Européenne les uns sur les autres et notamment entre le Briançonnais et le Prépiémontais. En effet, de gros affleurements de cargneules et de gypses sont observables au niveau du sentier de la Fanfare à la base du Grand Chalvet, appartenant au Prépiémontais et sur le toit d'une nappe Briançonnaise présente sur le flanc Est de la vallée de la Clarée. Les affleurements du Briançonnais interne sont essentiellement des dolomies et calcaires du Trias moyen et bien que très déformés, ils semblent par endroit subhorizontaux et recoupés par le Front Prépiémontais, notamment entre le Sud de Montgenèvre et le Rocher Desert (Fig.IV.5b). Ce contact marque donc le chevauchement du domaine distal Prépiémontais sur le domaine Briançonnais par le biais d'un chevauchement lié au système alpin, que j'ai appelé le Front Prépiémontais (FPP). Cependant, il a été stipulé précédemment que le contact basal du Prépiémontais dans son contexte paléogéographique était un contact tectonique comprenant des « gouges noires » (PINTO, 2014) dont l'appartenance peut être suggéré à un système de détachement. Au niveau du Col de l'Alpet de telles roches sont observables et sont en contact direct avec des affleurements de types gypse et cargneule. Suivant ce raisonnement et l'hypothèse de travail impliquant la réactivation de structures majeures, cette possible surface de détachement, héritée du rifting, et associée par analogie au début de la troisième terrasse, a été réactivée, grâce aux cargneules, lors de la compression alpine. Cette déformation a suivi une géométrie associée à un système de palier-rampe, avec un mouvement globalement d'Est en Ouest (Fig. 5b).

Ce type de géométrie et de structure tectonique est suggéré pour différentes raisons :

- La stratigraphie subhorizontale de la nappe du Briançonnais recoupée par le FPP implique une « coupure » du domaine Briançonnais par le jeu d'une faille. Cette zone est interprétée comme étant la rampe de se système chevauchant.
- L'évidence de l'écaille du Prorel chevauchant l'ensemble des nappes Briançonnaises et se trouvant sur la bordure Ouest du Briançonnais. Celle-ci présente des micaschistes du socle similaires à ceux du Rio Secco, un système bréchique remaniant des éléments depuis des micaschistes du socle jusqu'au Dolomies du Trias supérieur en passant par le Carbonifère, le Permien et les quartzites du Trias inférieur (le tout supposé d'un âge Jurassique supérieur à Crétacé), ainsi qu'un contact tectonique basal de cette écaille. Tous ces éléments laissent suggérer que cette écaille est en réalité originaire du domaine

Prépiémontais (Lemoine 1961). Elle aurait été mise en place lors de la compression alpine et le jeu du Front Prépiémontais et marquerait le palier de ce système chevauchant.

A partir de ces observations, je soumets ci-dessous un deuxième concept pour la mise en place des unités alpines les unes sur les autres, prenant en compte l'importance des contacts associés à l'architecture héritée du rifting.

L'architecture en terrasse du Briançonnais et du Prépiémontais, respectivement T2 et T3, est associée à la zone d'escarpement R2. Lors de la phase de compression, cette zone serait réactivée avec l'aide des niveaux de découplages Triasique et de la faille de détachement en un système de palier-rampe expliquant ainsi la mise en place du Prépiémontais sur le Briançonnais associés aux observations détaillées précédemment (Fig.IV.5c).

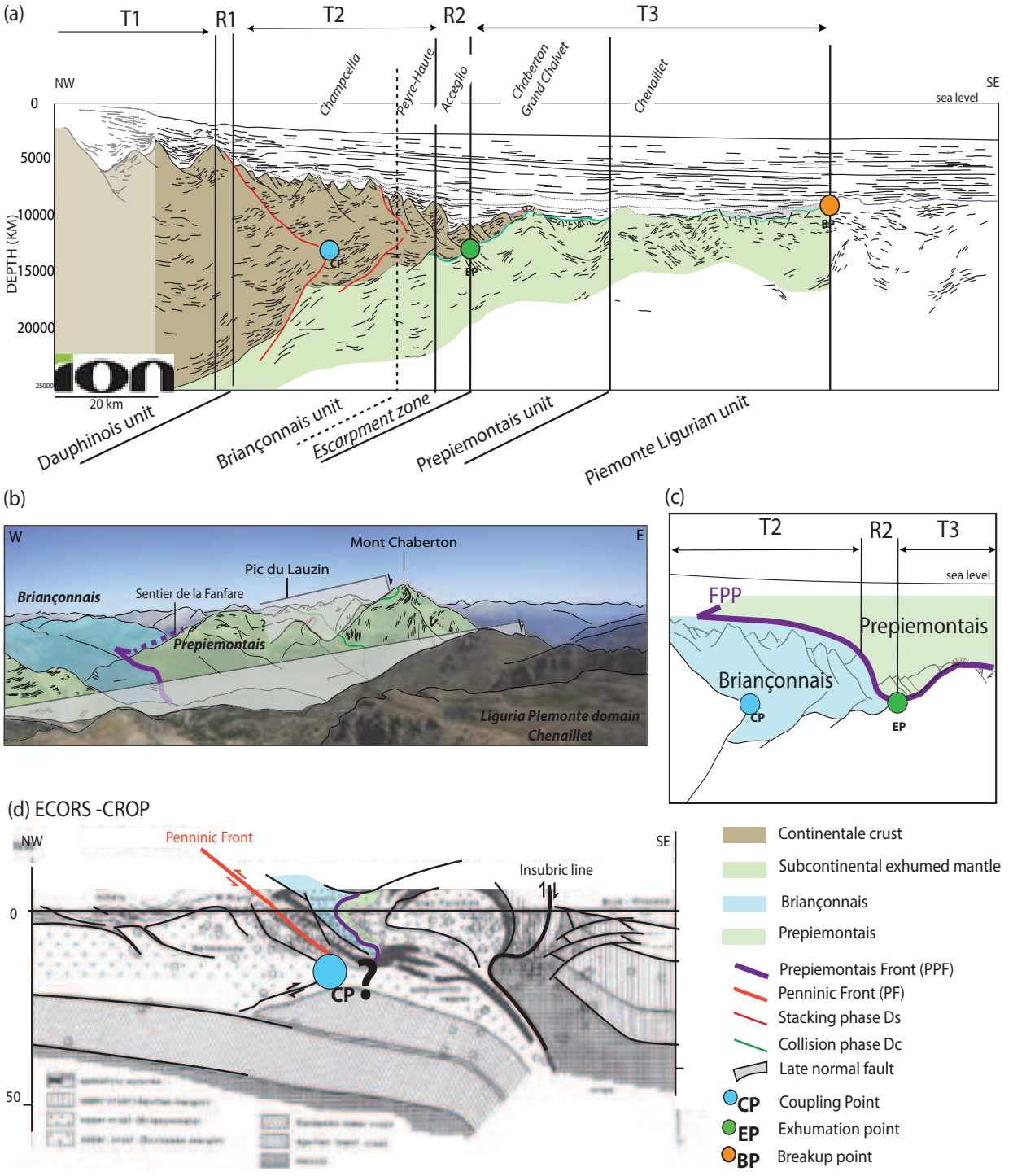


Fig.IV.5 (a) Analogie entre les observations faites sur les unités alpines et celles effectuées sur la marge Indienne. (b) Vue panoramique sur le Front Prépiémontais, le contact chevauchant du Prépiémontais (en vert) sur le Briançonnais (en bleu). (c) Schéma expliquant la mise en place du Prépiémontais sur le Briançonnais par la réactivation due la zone d'escarpement séparant ces paléo-domaines. (d) Apercu de l'architecture actuelle de ces unités au sein de l'orogène alpin. Si l'architecture en surfec est facilement identifiable, comprendre les relations en profondeur reste plus complex. (modifié d'après Schmid et al., 2004)

La mise en place et le jeu de ce système sont rattachés à une phase de déformation, DS, ici nommée « Phase de stacking » responsable du chevauchement des domaines les plus distaux sur les plus proximaux. Cette phase a un mouvement globalement Est-Ouest (Fig.IV.5c) (basé sur l'observation de la structure "plat-rampe" et des précédentes études Briançonnaises) et son âge

peut être estimé comme étant post-Eocène (Dumont et al., 2008) puisque l'écaille du Prorel est déposée sur des dépôts d'âge Eocène.

Une autre phase de déformation succédant à la précédente a également été observée sur le terrain. Cette phase, que j'ai appelé DC, pour phase de collision (collision phase), est responsable des retro-charriages de nappes, observables depuis longtemps dans les Alpes de l'Ouest. Ces retrocharriages, sous forme de retro-chevauchements ou retro-plissements, sont principalement observables sur la partie Est du domaine Briançonnais et de la faille de la Durance, mais très peu, voire pas du tout, observables sur sa partie Ouest.

L'observation premier ordre des lignes sismiques imageant la chaîne Alpine à l'échelle crustale me permet de suggérer l'importance d'une structure/architecture crustale profonde préservée et héritée du rifting, comme par exemple la terminaison de la zone d'étranglement et la zone du « Coupling Point » (CP). Cette structuration héritée pourrait en effet être responsable du changement de vergence lors de la poursuite de la compression avec l'apparition de ces structures allant vers l'Est et les autres se poursuivant vers l'Ouest, en jouant le rôle de butoir crustal pour la phase de compression (Fig.IV.5d). A l'inverse du point (CP), le point d'exhumation (EP) est plus difficile à relocaliser dans la coupe ECORS-CROP (Fig.IV.5d).

Ce découplage et le charriage de ces nappes peut en partie être responsable du très faible taux de métamorphisme observable sur le Briançonnais. Ce faible métamorphisme implique que les couches supérieures et sédimentaires de ce socle ne sont pas descendues en profondeur lors de la phase de subduction.

4. Questions et perspectives

L'observation des marges actuelles Est Indienne et Terre-Neuve associée à l'étude de la marge fossile Européenne montre une architecture premier ordre similaire pour plusieurs marges de type « upper plate ». Cette architecture en terrasses (T1, T2 et T3) séparées les unes des autres par des systèmes de failles majeures R1 et R2 et associées à des points structuraux liés à différentes phases du rifting (CP, EP, BP) est observable sur ces trois systèmes de marges d'« upper plate » mais peut aussi être suggérée pour les marges de « lower plate ». Cependant, si T1 et CP sont similaires pour les deux marges conjuguées, la distinction entre ces deux systèmes se fait pour la partie la plus distale. En effet, mes études m›ont permis de comprendre que dans le cas d'un rifting abouti, les domaines distaux de deux marges conjuguées diffèrent puisque la terrasse T2 d'une marge de « lower plate » ne représente pas un haut topographique comme sur une marge d' « upper plate » mais est plutôt le résultat des restes de ce haut démantelé suite au début de la phase d'exhumation.

Le modèle générique proposé dans ce travail permet d'avoir un premier ordre d'idées sur l'évolution de l'architecture crustale et stratigraphique d'un système de marges conjuguées et plus particulièrement sur le développement et l'évolution des marges d' « upper plate ». L'étude des marges actuelles et fossiles a montré que non seulement ces points sont importants pour la structuration des marges et l'ouverture océanique mais qu'ils jouent également un rôle important

dans les systèmes compressifs. Mon modèle implique succinctement:

- la réactivation des structures majeures, associées à EP, en système de rampes,
- l'hypothèse d'un système de butoir associé à (CP) expliquant la formation en éventail du domaine Briançonnais et le rétro-charriage sur le Briançonnais interne actuel.

Cependant, ce modèle a été développé à partir de l'étude de systèmes de rifting abouti allant jusqu'à l'océanisation. Il est important de noter que tous les systèmes de rift n'aboutissent pas nécessairement à l'océanisation auquel cas l'asymétrie des marges pourrait être remise en cause (Parentis, voir annexes).

De plus, ce modèle a été élaboré à partir d'observations de lignes sismiques en deux dimensions. Or, les premières études faites sur l'évolution de ces marges d' «upper plate » en 3D par Péron-Pinvidic et al. (sub) en Atlantique Sud révèlent d'importantes complexités quant à l'évolution longitudinale de ces systèmes. Les mêmes types de travaux et de modèles génériques développés de façon 3D dans les marges actuelles permettraient de comprendre davantage l'importance des structures hérités et leurs évolutions aussi bien dans le rifting que lors de la fermeture d'un système.

Conclusion

L'objectif de cette thèse était de porter certaines améliorations à la compréhension de l'architecture premier ordre des marges d'«upper plate » d'une part et à l'importance des structures associées au rifting lors de la réactivation et la formation des orogènes de collision d'autre part. Les publications présentées dans cette thèse ont été réalisées suivant deux approches. Une première publication, plus générale, avait pour objectif l'identification des architectures crustales et tectono/sédimentaires des marges d' « upper plate » à travers l'utilisation de différents exemples de marges. La deuxième publication se concentrait, quant à elle, davantage sur l'application de l'approche précédente dans un contexte plus régional afin de comprendre l'importance des structures héritées lors du rifting dans les systèmes compressifs.

Le résumé ci-dessous porte sur les principaux résultats de ma thèse. Ceux-ci vont être présentés en deux parties : la première concernera l'étude des marges d' «upper plate » en général (partie 1) et la suivante portera sur l'étude du Briançonnais et du Prépiémontais dans la zone de Briançon (partie 2).

Partie 1

L'étude couplée du système fossile Briançonnais et des marges d'«upper plate » actuelles Est-Indiennes et de Terre Neuve a permis de mettre en avant plusieurs points importants concernant l'architecture crustale, l'architecture stratigraphique et l'analogie entre marge fossile et marge actuelle:

❖ ***Architecture crustale***

- ✓ Les marges d'«upper plate » présentent une architecture crustale premier ordre composée de trois terrasses (T1, T2 et T3), et marquée par une diminution de l'épaisseur de la croûte continentale de 30±5 km pour T1, à 10±2.5 km pour T2 et enfin 1.5±1.5 pour T3.

- ✓ Ces terrasses sont délimitées les unes des autres par des systèmes de failles majeures F1 et F2 associées à des zones d'escarpements R1 et R2. Ces failles sont responsables de l'approfondissement du toit du socle depuis la terrasse proximale T1 à la terrasse la plus distale, T3.

- ✓ Trois principaux points « crustaux » se forment durant le rifting, le point de couplage (CP), le point d'exhumation (EP), le point du breakup (BP).

- ✓ (CP) est un point difficile à définir précisément mais situé globalement à la terminaison de F1, sous T2. Il était essentiellement défini comme le passage d'un domaine decouplé à un domaine couplé on allant du continent vers l'océan.

- ✓ (EP) est le point qui définit la limite entre la croûte continentale autochtone et les premiers blocs de croûte continentale délaminée associés au domaine

d'exhumation du manteau. Ce point est l'intersection entre le second système de failles, F2 et la faille d'exhumation du manteau. La faille F2 peut être considérée comme la faille qui limite la partie autochtone de la marge d'« upper plate ».

- ✓ (BP) est le point qui coïncide avec la localisation du début de l'expansion océanique et donc avec « breakup ». Sa localisation correspond à l'endroit où le toit et la base (moho) de la croute océanique sont parallèles.

❖ ***Architecture stratigraphique***

3 principaux marqueurs stratigraphiques peuvent être definis: Top of Pre-Rift Sequence (TPRS), Top of the Syn-Tectonic Sequence (TSTS), BPRS (Base of the Post-Rift Sequence) et Base of the Post-Rift Sequence (BPRS).

- ✓ TPRS est présent sur les 3 terrasses, mais discontinu car affecté par les failles normales associées au rifting. Sur T2, il est localement érodé et une discordance érosive affecte les dépôts pré-rift. Cette discordance n'est pas observable sur T1 où l'ensemble de la séquence pre-rift est préservée tout comme sur T3 où cette séquence est d'ailleurs plus épaisse.

- ✓ TSTS correspond à l'horizon scellant la séquence syn-tectonique le long de la marge. Dans la partie la plus proximale de la marge, et donc dans T1 ce marqueur TSTS peut être associé à NU, la « necking unconformity ». Il correspond à l'interface relative à la formation de la zone d'étranglement et au passage d'un système découplé à couplé. TSTS devient de plus en plus jeune en allant vers la partie distale de la marge. Au niveau de T3, ce marqueur se trouve au milieu de la séquence syn-rift dont la partie basale, marquée par des structures de croissance correspond au « vrai » dépôt syn-tectonique. La partie supérieure, qui ne présente pas de structures de croissance, est considérée comme la séquence sag.

- ✓ BPRS marque la base des premiers dépôts post-rift sur la croûte océanique au niveau de (BP). Ces dépôts sont notamment caractérisés par des réflecteurs en downlap sur la première croûte océanique.

L'architecture en terrasse de ces marges, suggérée ici dans le cadre d'une étude en deux dimensions, est le résultat de la succession des différents modes de rifting. Certaines limitations sont donc à prendre en compte, comme la variabilité architecturale en fonction de taux de contrainte et de la composition de la croûte, la création de l'espace d'accommodation en fonction du mouvement vertical apparent et enfin le remplissage de cet espace d'accomodation.

❖ ***Analogie marges fossiles/marges actuelles***

- ✓ Le Briançonnais présente deux discordances. La première, érosive, affecte les dépôts du pré-rift, réduisant ainsi l'épaisseur de cette séquence et la mise en place d'un karst. La deuxième est davantage liée à un remplissage passif, comme observable sur la marge Est-Indienne. Le contact basal de la couverture Mésozoïque avec son socle Paléozoïque est stratigraphique. Ces observations permettent de faire l'analogie entre le Briançonnais et la terrasse T2.

- ✓ A l'inverse du domaine Briançonnais, le domaine Prépiémontais ne présente pas de discordance érosive et expose un enregistrement continu de sa stratigraphie depuis le pré-rift jusqu'à la fin du syn-rift. La séquence pré-rift Prépiémontaise est par ailleurs plus épaisse que celle du Briançonnais. A l'inverse du Briançonnais, le contact basal de cette couverture Mésozoïque avec son socle est un contact tectonique suivant lequel les caractéristiques d'une faille d'exhumation sont observables : une zone de faille rétrograde, allant vers le haut, et passant de roches de type cataclasite à des gouges, recouverte par une séquence tectono-sédimentaire remaniant des éléments du socle. Ce contact tectonique est donc considéré comme étant une surface d'exhumation.

- ✓ Entre le Briançonnais et le Prépiémontais, respectivement T2 et T3, se situe la zone d'Acceglio dans laquelle on retrouve des formations sédimentaires bréchiques remaniant du matériel provenant de la terrasse la plus proximale. De par sa localisation et le type de dépôts observables, cette unite alpine a pu être associée à la zone d'escarpement R2.

Partie 2

L'étude des caractéristiques observables sur les domaines Briançonnais et Prépiémontais dans les Alpes de l'Ouest, aura été déterminante pour mieux comprendre l'architecture premier ordre de la terminaison de la marge Européenne et son importance lors de la phase de collision. Les particularités suivantes ont été relevées :

❖ ***Caractérisation des hauts et bas topographiques***

- ✓ Hauts topographiques (distal high) ;

  - Enregistrement stratigraphique discontinu : discordance érosive de la séquence pré-rift (relative à un uplift pour le Briançonnais) et lacune liée à un remplissage passif lors de la sédimentation syn-tectonique

  - Nature stratigraphique du contact entre le socle Paléozoïque et la couverture sédimentaire Mésozoïque.

- ✓ Bas topographiques (distal low) :
    - Enregistrement stratigraphique continu : absence de discordances
    - Epaisse séquence pré-rift
    - Nature tectonique du contact entre les roches du socle et la couverture sédimentaire Mésozoïque avec des schistes chloritisés et des gouges de failles
    - Présence de brèches contenant des éléments de socle et/ou manteau à la base des blocs Prépiémontais.

❖ ***Réactivation et importance de l'héritage du rifting***

- ✓ Deux phases majeures de déformations sont observables sur la zone d'étude principale : la phase de stacking Ds et la phase de collision Dc.
    - La phase de stacking Ds intervient à la fin de l'Eocène et entraine la superposition des domaines les plus distaux sur les plus proximaux ainsi que l'empilement des nappes Briançonnaises.
    - La phase de collision Dc est à associer à la phase de collision finale durant laquelle l' « indenter » de l'Adria entre en collision avec le butoir de la marge Européenne, porté par le point CP. Cette phase se traduit, dans la partie la plus interne des Alpes, par une retrodéformation vers l'Est des structures existantes qui chevauchent initialement vers l'Ouest.
- ✓ La principale structure associée à Ds est le front Prépiémontais, FPP. Il révèle :
    - Une réactivation de la surface d'exhumation formée lors de la fin du rifting au niveau du bas topographique Prépiémontais
    - La formation d'une rampe au niveau de la zone d'escarpement, R2
    - Le chevauchement du Briançonnais sous forme de pallier, expliquant la mise en place de l'écaille du Prorel sur le Briançonnais.
    - Les unités formant le toit du FPP proviennent de la zone de transition océan-continent, située au delà du point EP, et peuvent correspondre à d'anciens blocs allochtones (Grand Chalvet, Mont Chaberton, Rochebrune)
    - Un FPP « retro-plissé » vers l'Est lors de Dc, entraine le chevauchement du Prépiémontais sur les schistes lustrés appartenant au domaine océanique Liguro-Piémontais.

- ✓ Deux points structuraux majeurs sont à prendre en compte lors de la réactivation
  - CP : correspond au butoir principal
  - EP : associé au FPP
- ✓ Des implications majeures sont déduites :
  - Les structures relatives au rifting jouent un rôle majeur dans le contrôle des structures Alpines
  - Toutes les unités alpines situées au dessus du FPP ont une origine plus distale que le point EP.

Ce travail de recherche n'est qu'une étude à grande échelle de la compréhension de ce type de systèmes de marges et aura abouti à l'établissement d'un modèle premier ordre prédictif et quantifiable pour les marges d'« upper plate ». Néanmoins, d'autres études seraient nécessaires pour comprendre plus précisément l'évolution individuelle des différents domaines de marges. Celles-ci permettraient de mieux contraindre l'évolution longitudinale des principaux éléments structuraux mis en évidence lors de cette étude et donc leur évolution en trois dimensions le long des systèmes de marges d'«upper plate ».

Une telle vision des marges implique la prise en compte du rôle des failles transformantes dans l'évolution de ces systèmes de marges conjuguées. Il serait également judicieux de prendre davantage en considération l'importance de la tectonique salifère dans les systèmes extensifs et de tenir compte de leurs réactivations en système compressif.

Références

Butler, R.W.H., 2013. Area balancing as a test of models for the deep structure of mountain belts, with specific reference to the Alps. J. Struct. Geol. 52, 2–16. doi:10.1016/j.jsg.2013.03.009

Debelmas, J., 1955. Les zones subbriançonnaise et briançonnaise occidentale entre Vallouise et Guillestre (Hautes-Alpes). Ministère de l'Industrie et du Commerce.

Dumont, T., Champagnac, J.-D., Crouzet, C., Rochat, P., 2008. Multistage shortening in the Dauphiné zone (French Alps): the record of Alpine collision and implications for pre-Alpine restoration. Swiss J. Geosci. 101, 89–110. doi:10.1007/s00015-008-1280-2

Lemoine, M., Tricart, P., Boillot, G., 1987. Ultramafic and gabbroic ocean floor of the Ligurian Tethys (Alps, Corsica, Apennines): In search of a genetic imodel. Geology 15, 622. doi:10.1130/0091-7613(1987)15<622:UAGOFO>2.0.CO;2

Lister, G.S., Etheridge, M.A., Symonds, P.A., 1986. Detachment faulting and the evolution of passive continental margins. Geology 14, 246. doi:10.1130/0091-7613(1986)14<246:DFATEO>2.0.CO;2

Peron-Pinvidic, G., Manatschal, G., 2010. From microcontinents to extensional allochthons: witnesses of how continents rift and break apart? Pet. Geosci. 16, 189–197. doi:10.1144/1354-079309-903

Pinto, V.H.G., 2014. LINKING TECTONIC EVOLUTION WITH FLUID HISTORY IN HYPER-EXTENDED RIFTED MARGINS: EXAMPLES FROM THE FOSSIL ALPINE AND PYRENEAN RIFT SYSTEMS, AND THE PRESENT-DAY IBERIA RIFTED MARGIN, in: Geological Society of America Abstracts with Programs. p. 822.

Sutra, E., Manatschal, G., Mohn, G., Unternehr, P., 2013. Quantification and restoration of extensional deformation along the Western Iberia and Newfoundland rifted margins: Strain Distribution Along Rifted Margins. Geochem. Geophys. Geosystems 14, 2575–2597. doi:10.1002/ggge.20135

Tugend, J., Manatschal, G., Kusznir, N.J., Masini, E., Thinon, I., 2013. Mapping hyper-extended rift systems offshore and onshore: insights from the Bay of Biscay-Western Pyrenees, in: EGU General Assembly Conference Abstracts. p. 7623.

Annexes

Annexes A : Les cartes géologiques

L'annexe A1

La carte tectonique générale des Alpes comprend les principales unités alpines telles qu'elles ont été définies pour ce travail de thèse. Les étoiles marquent les zones d'études et d'excursions réalisées au cours des différentes missions de terrain.

L'annexe A2

La carte géologique des Alpes présentée a été élaborée à partir de cartes géologiques de la France à 1/50000. Ces cartes ont été éditées et vectorisées par le BRGM. Dans le cadre de ce travail d'étude, les cartes suivantes ont été utilisées :

- La Grave, n°798,
- Névache-Bardonecchia, n°799,
- Briançon, n°823
- Guillestre, n°847.

Afin que cette carte soit plus lisible et compréhensible, le code couleur entre les 4 cartes a été unifié pour les formations géologiques. Ce dernier est basé sur le code couleur de la charte internationale chronostratigraphique. Les structures ont également été modifiées en cas de besoin, en fonction des nouvelles observations réalisées au cours des missions de terrain.

L'annexe A3

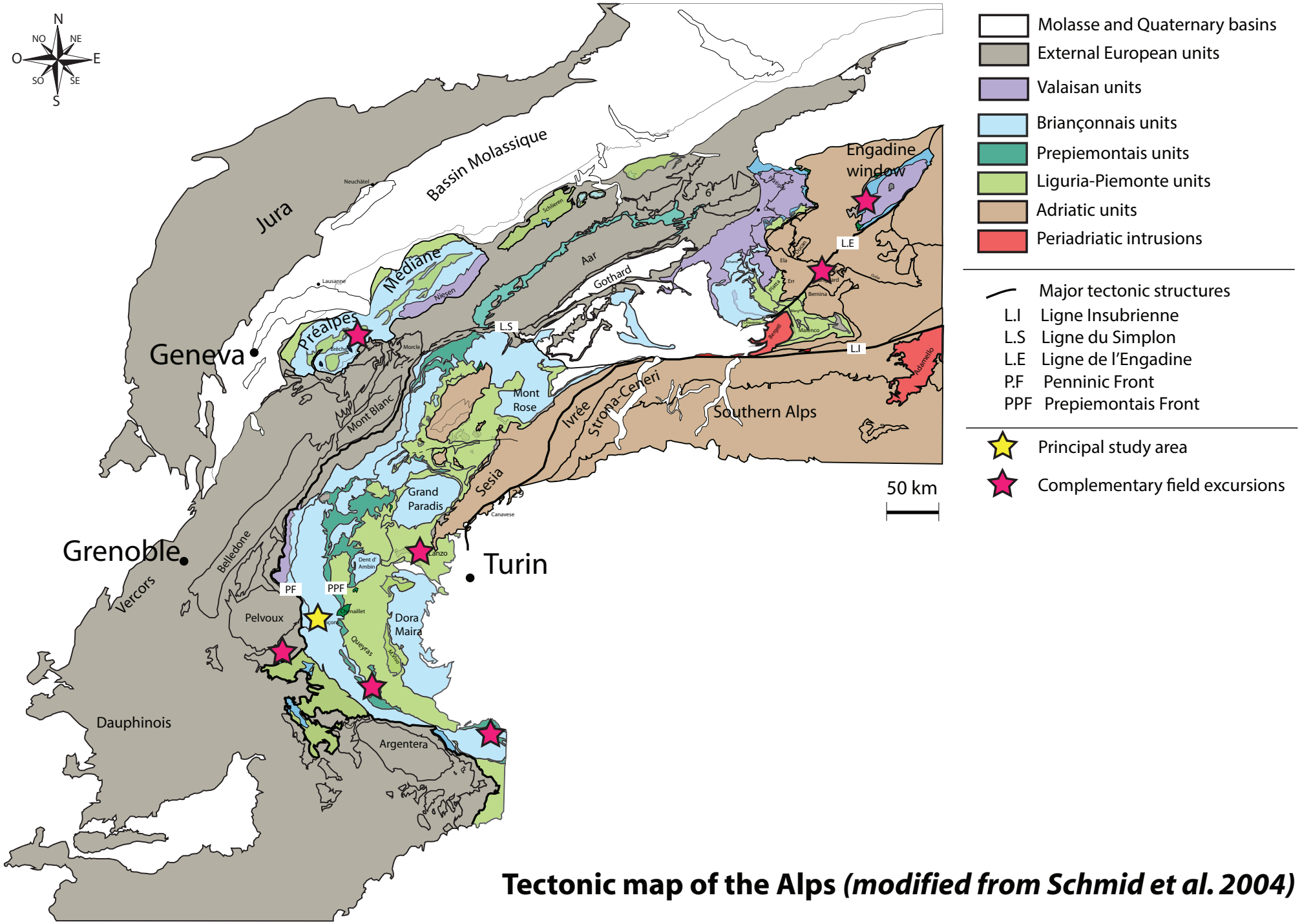
Cette troisième carte, reprenant comme base la première carte A1, présente une version homogénéisée et simplifiée de la stratigraphie observable dans les Alpes de l'Ouest et le Briançonnais français.

L'annexe A4

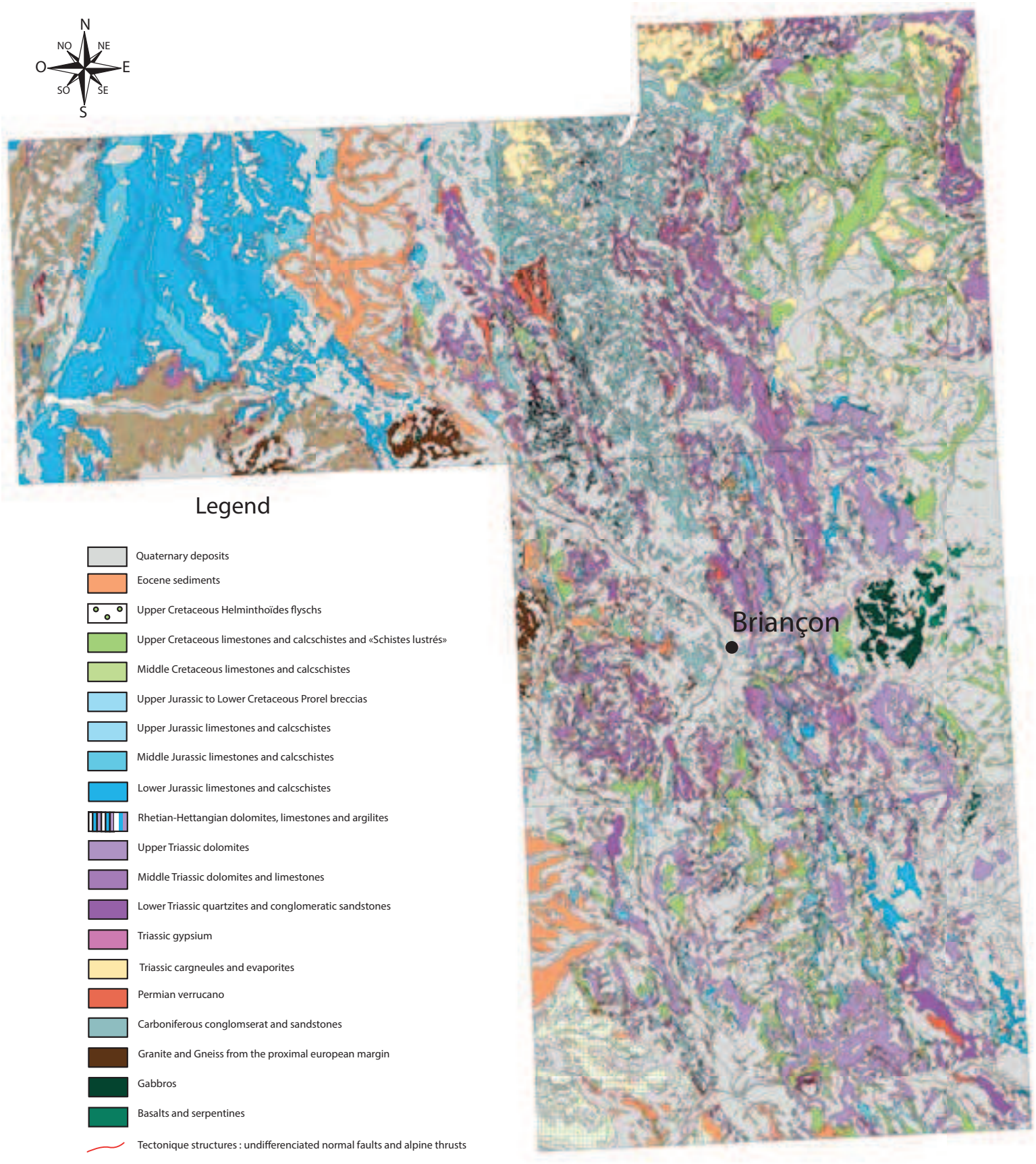
La carte suivante a également été réalisée sur la base de la première. Cette seconde carte est une carte géologique simplifiée centrée sur les cartes BRGM à 1/50000 de Briançon et de Guillestre (voir localisation sur A1). Elle présente de façon très premier ordre les principales couches lithologiques unifiées, ainsi que les principales structures tectoniques.

L'annexe A5

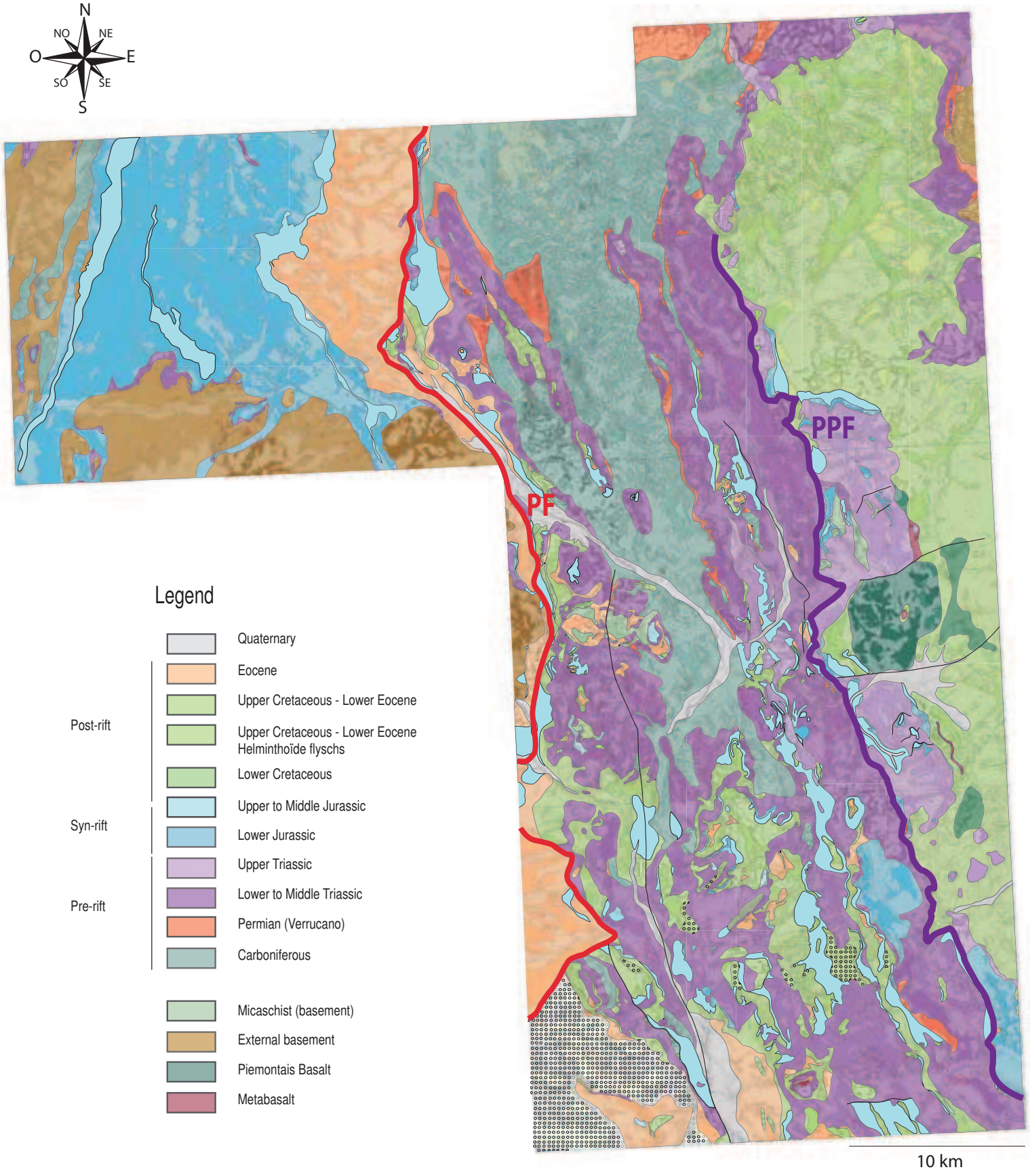
La carte présentée dans cette annexe présente les principales unités/domaines de la marge Européenne dans la zone d'étude, ainsi que les principales structures tectoniques observées.



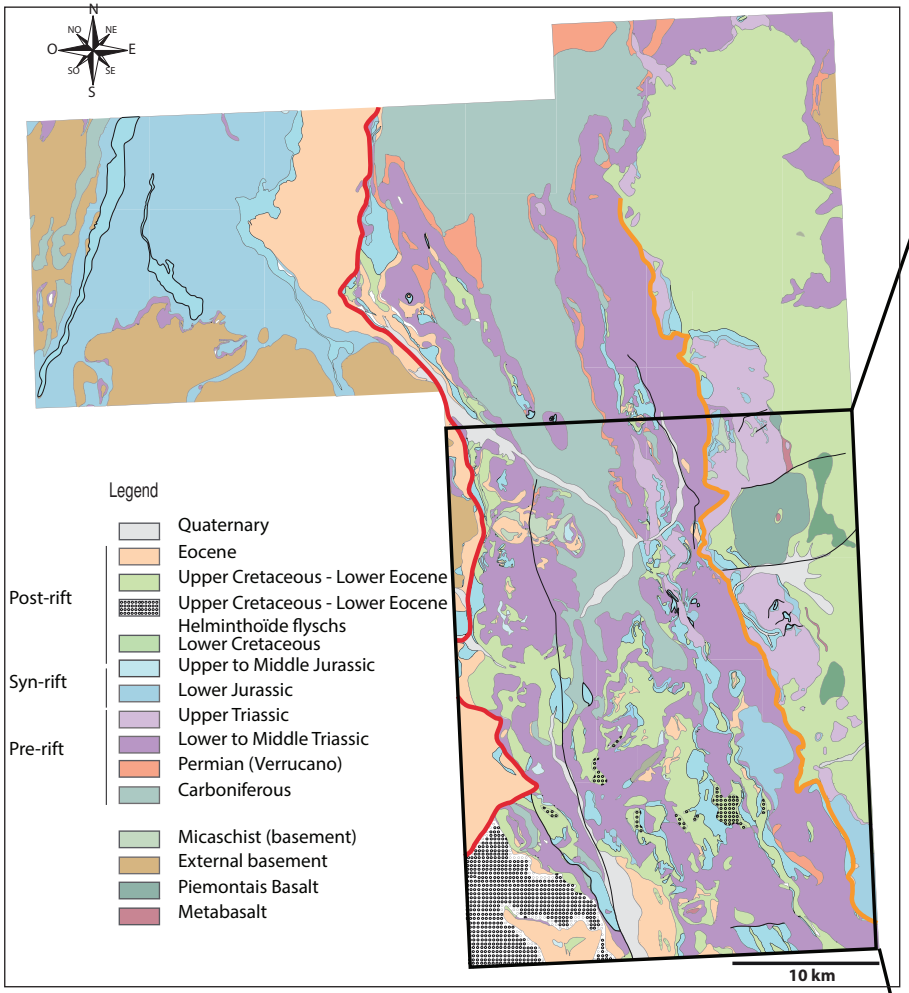
Tectonic map of the Alps *(modified from Schmid et al. 2004)*

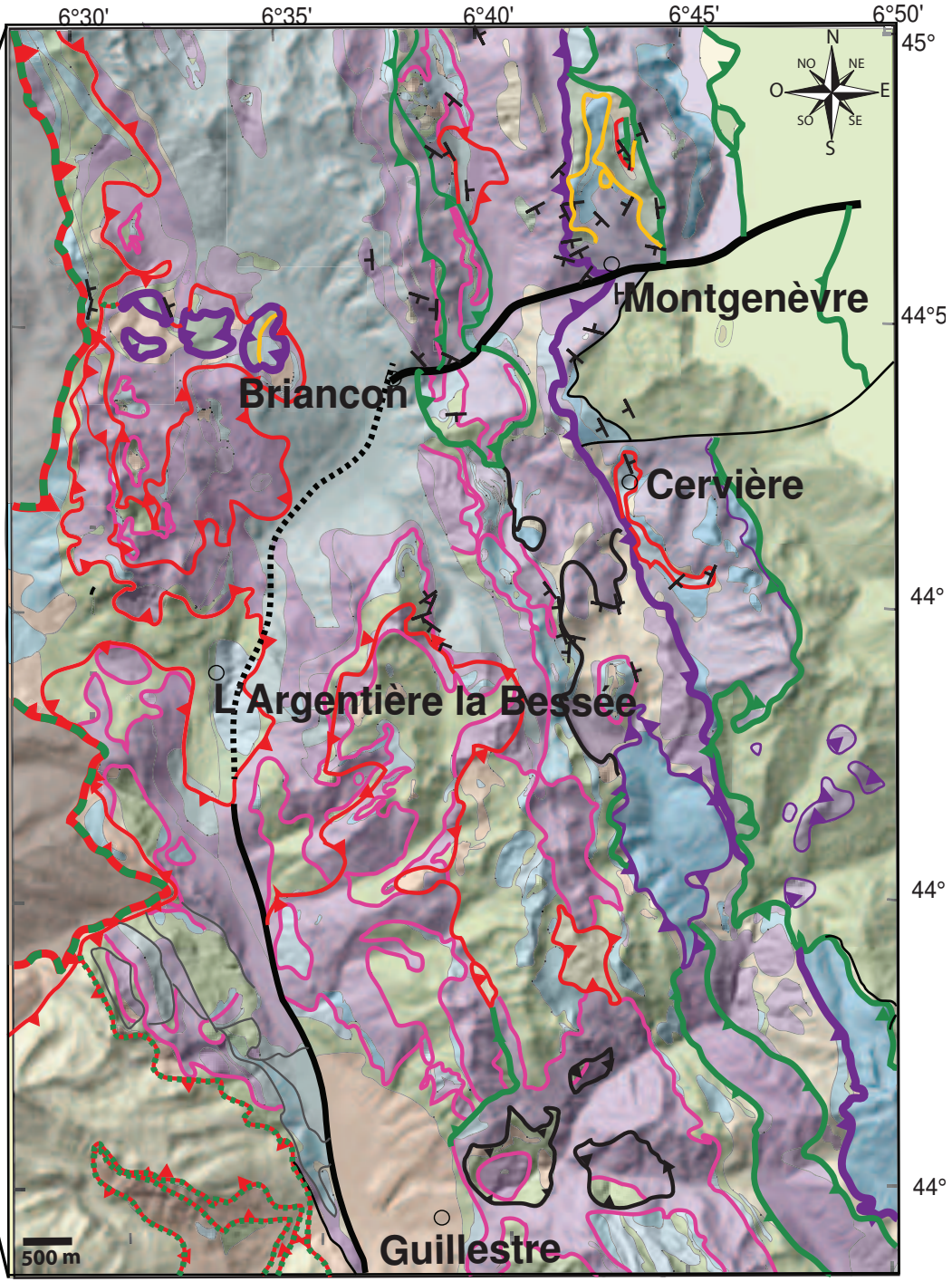


Carte géologique élaborée à partir de cartes vectorisées du BRGM à 1/50000 n°798, 799, 823, 847



Carte géologique homogénéisée du Briançonnais français et alentours dans les Alpes de l'Ouest





Upper Cretaceous Helminthoïdes flyschs
Dauphinois unit

Subbriançonnais / Briançonnais / Prépiemontais stratigraphy

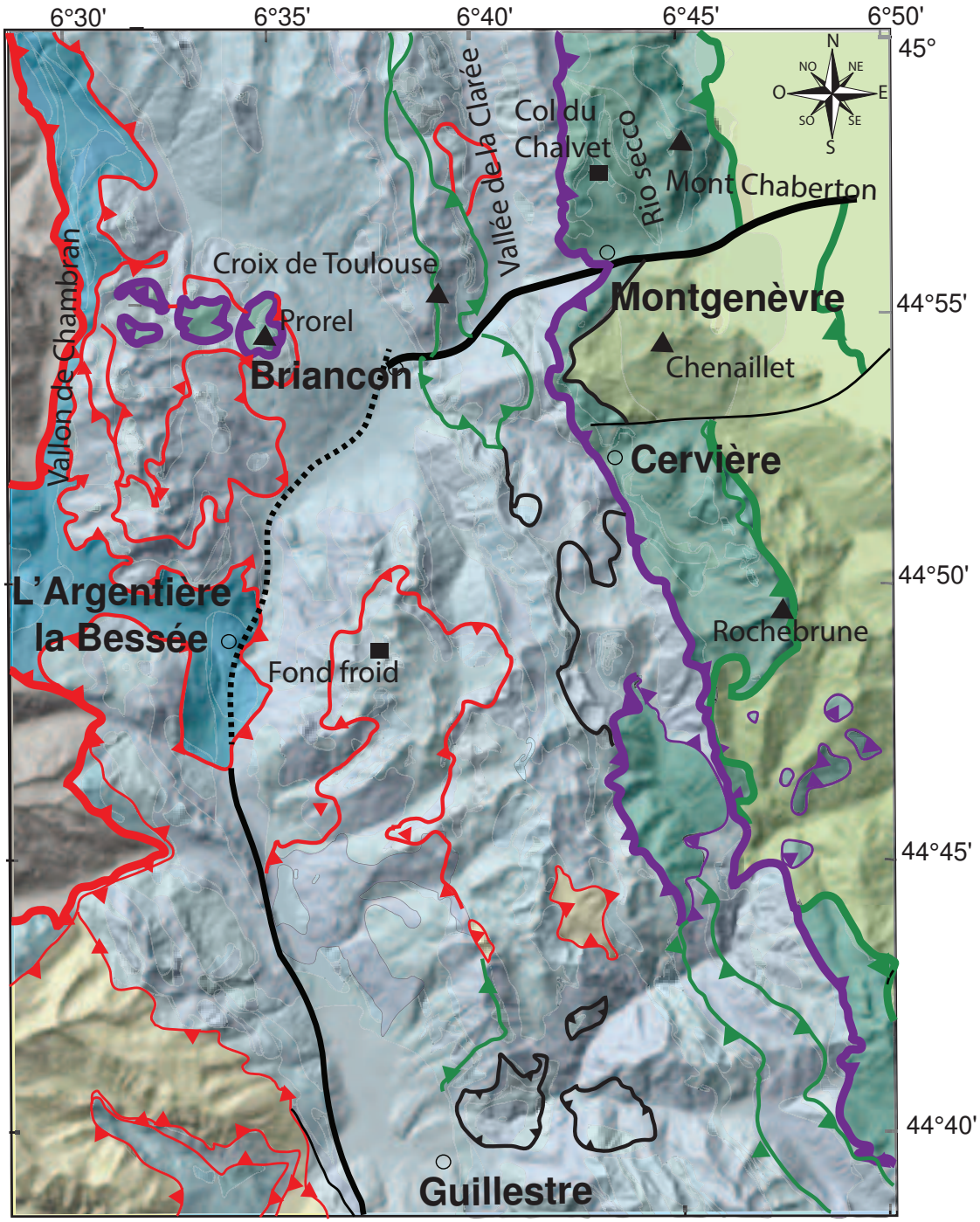
- Eocene
- Upper Cretaceous and «Schistes lustrés»
- Lower to middle Cretaceous
- Upper Jurassic
- Middle Jurassic
- Lower Jurassic to late Upper Triassic
- Upper Triassic
- Middle Triassic
- Lower Triassic
- Triassic gypsium, cargneules and evaporites
- Permo- Carboniferous

Principal structures

- Penninic Front
- Prepiemontais Front
- Intra-Briançonnais sensu stricto thrust
- Stacking phase Ds
- Compression phase Dc
- Detachment fault
- Triassic uncomformities
- Late normal faults

Annexe A4 : Geological map of the French Briançonnais area

Maps of the principal Alpine units exposed in the Briançon area (Western Alps, France)



Helminthoïdes flyschs
Dauphinois unit
Liguria-Piemontais unit
Subbriançonnais unit
Briançonnais unit
Prepiemontais unit

Principal structures

Penninic Front
Prepiemontais Front
Intra-Briançonnais sensu stricto thrust
Stacking phase Ds
Compression phase Dc
Detachment fault
Triassic uncomformities
Late normal faults

Annexes B : Les données de terrain

Les observations de terrain présentées dans les annexes suivantes ont été conduites sur le domaine Briançonnais français tout autour de la ville de Briançon. Cette zone d'étude s'étend depuis la bordure Ouest du Briançonnais, au niveau du massif du Pelvoux et du Col du Lautaret, jusqu'à sa bordure Est et la ville de Briançon et l'entrée du Queyras.

Les annexes présentées ici constituent des scans d'observations faites au cours des différentes missions de terrain. L'ensemble des carnets complétés au cours de ma thèse ne pouvant être scannés et répertoriés dans ces annexes, seules quelques principales observations faites d'Ouest en Est seront présentées.

Les observations sont basées sur une première approche d'étude premier ordre à l'aide des cartes géologique 1/50000 du BRGM, puis sur une étude des relations entre paysages, stratigraphie et tectonique.

Il est important de noter ici que la majorité de ce travail de thèse s'est effectué sur la bordure Est du domaine Briançonnais et sur le domaine Prépiémontais. La bordure Ouest a été observée lors des premières missions de terrain réalisées, afin de se familiariser avec les unités présentes et les évolutions stratigraphiques observables au travers du domaine Briançonnais d'Ouest en Est.

L'annexe B1 - La frontière Ouest : Le Front Pennique et la marge proximale Européenne

La bordure Ouest de la marge distale Européenne est définie géographiquement par le Front Pennique. Cette structure alpine majeure marque la frontière entre la marge proximale Européenne et la marge distale Briançonnaise.

La formation du Front Pennique s'est faite à différents moments et selon différents scénarios thématiques (Ceriani et al. 2001), qui ne seront pas discutés dans le cadre de ce travail.

Dans la principale zone d'étude de ma thèse, dans les Alpes de l'Ouest, le Front Pennique est observable au niveau du Col de l'Yret. A l'Ouest de ce col, les roches sont essentiellement des roches du socle (de type granite) sur lesquelles affleure une couverture Mésozoïque en contact normal. Cet ensemble est surmonté par une unité sédimentaire Eocène, composée de calcaires nummulitiques, de grès et de schistes noirs, sur laquelle chevauche la marge Briançonnaise interne par le biais du Front Pennique.

La première unité observée de la marge distale Européenne est l'unité du Subbriançonnais. Elle est composée au niveau du Col de l'Eychauda de roches allant des calcaires Jurassiques à des calcschistes du Crétacé supérieur. Le substratum est composé de dolomies du Trias moyen et supérieur. A l'Est, cette unité est chevauchée par l'unité Briançonnaise, présentant ses principales caractéristiques, à savoir les discordances Liasique et Crétacé inférieur.

L'annexe B2 - Les brèches de l'Eychauda

Selon Termier (1903, 1904), les brèches de l'Eychauda sont un complexe composé à la base d'un conglomérat Oligocène surmonté par des micaschistes, et se trouvant sur le toit de sédiments Eocènes de

type schiste noir ou olistostrome à blocs. Ce complexe sera par la suite le sujet de nombreux désaccords au sein de la communauté géologique du Briançonnais (notamment entre Termier, Kilian et Haug).

Dans la notice de la carte géologique de Briançon au 1/50000 du BRGM, ces brèches sont rattachées à la zone des écailles intermédiaires (Lemoine, 1951, 1961, 1967 ; Termier 1903). Elles sont décrites comme étant des roches siliceuses reconstituées, à ciment arkosique. Ces roches exposent de petits éléments de dolomies triasiques laissant suggérer que leur âge est nécessairement post triasique.

Bien que l'empreinte du métamorphisme alpin soit plus faible, le matériel cristallin de l'Eychauda comprend la même lithologie que celui exposé dans la vallée du Rio Secco, évoquant ainsi une origine paléogéographique commune entre ces deux unités/nappes Briançonnaises.

L'annexe B3 – L'unité Briançonnaise : le site de Barrachin

Le site de Barrachin, situé dans la vallée de la Durance, en face du village de Saint Crépin, est probablement l'un des sites considéré comme majeur pour étudier le domaine Briançonnais et plus particulièrement son enregistrement Triasique.

Ce site présente des dolomies du Trias moyen ayant enregistré les paléo-environnements du Briançonnais aux environs de 230 Ma. L'affleurement présente une alternance de bancs de calcaires sombres et de bancs clairs de dolomies sur lesquels on peut voir des figures sédimentaires telles que des bioturbations de type terriers, tempestites ou encore des fossiles de stromatolites. Outre la présence de ces bioturbations, le site de Barrachin présente aussi l'évidence du fameux « karst Briançonnais ». Ce karst recoupe et affecte les dépôts d'âge Triasique et montre un remplissage présentant de fins sédiments bruns/rougeâtres, ainsi que des poches de brèches, d'éléments triasiques.

L'annexe B4 – L'unité Briançonnaise : le cirque de Fond Froid

Le Cirque de Fond Froid se situe au Sud de Briançon, à l'Ouest du sommet de Peyre-Haute. L'accès à ce cirque se fait par le Calvaire du Vallon. Lors de la montée depuis la vallée de la Durance jusqu'au Calvaire du Vallon, les affleurements visibles en forêt exposent des roches du Houiller Carbonifère appartenant à la nappe de Champcella. Depuis le Calvaire du Vallon jusqu'à Fond Froid différentes lithologies sont recoupées. En premier lieu les quartzites du Trias inférieur qui font suite au Carbonifère et à un fin niveau de Verracano Permien. Ces unités sont ensuite suivies par des calcaires et dolomies du Trias avec une très faible épaisseur de Trias supérieur, directement talonnés par les calcaires du Jurassique supérieur, eux-mêmes suivis en discordance par les calcschistes du Crétacé supérieur. La nappe de Champcella présente deux discordances : la discordance inférieure Liasique qui affecte les sédiments du trias supérieur et la discordance du Crétacé inférieur, suggérée dans ce travail comme étant liée à un remplissage passif.

Au-dessus des calcschistes du Crétacé supérieur de la nappe de Champcella, on retrouve un contact tectonique chevauchant des dolomies du Trias supérieur, surmontées par endroit d'un fin niveau d'épaisseur (quelques mètres) de calcaires argileux du Lias directement suivi par les calcaires massifs du Jurassique moyen et supérieur. La base de ces derniers montre une couleur légèrement rougeâtre

caractéristique de l'Ammonitico rosso. On note ensuite l'absence, une fois encore, de sédiments du Crétacé inférieur pour passer directement aux calcschistes du Crétacé supérieur suivis par le flysch Eocène. Cet ensemble stratigraphique fait partie de la nappe de Peyre-Haute, caractérisée comme étant la seule exposant des sédiments d'âge liasique. En effet, les sédiments Liasiques ne sont visibles que dans le domaine Prépiémontais et non dans le domaine Briançonnais. Cette évidence suggère donc pour la nappe de Peyre-Haute une origine paléogéographique se trouvant entre les paléo-domaines Briançonnais et le Prépiémontais.

Le cirque de Fond Froid permet de suivre sur environs 270 degrés l'évolution de la discontinuité majeure du Briançonnais, qui se trouve majoritairement au niveau du Trias supérieur et marquée par l'absence de Lias. Cependant, cet affleurement montre qu'à certains endroits des sédiments liasiques sont encore observables. Dans ce cas, la discordance n'affecte qu'une partie de ces sédiments, qui sont alors directement suivis par les dépôts du Jurassique supérieur.

L'annexe B5 – La région du Col du Longet

La région du Longet se situe géographiquement à la frontière entre la France et l'Italie et géologiquement entre le Briançonnais et le Prépiémontais/Liguro-Piémontais. D'un point de vue géologique, elle se rattache à la zone d'Acceglio, orientée Nord-Sud marquant le passage entre la série post-triasique Briançonnaise et les schistes lustrés Liguro-Piémontais. La région du Longet, actuellement bordée à l'Est et à l'Ouest par les schistes lustrés, est alors interprétée comme une fenêtre géologique. Une des particularités de cette zone est la présence de faciès assimilables à ceux du Briançonnais.

Cependant, l'absence presque totale des dolomies d'âge triasique, pourtant majoritairement présentes dans le Briançonnais, laisse suggérer l'évidence d'une érosion majeure de cette zone. La couverture post-triasique est très réduite dans cette zone. Une autre particularité de cette zone est l'évidence de brèches faisant par endroit la liaison avec les schistes lustrés Liguro-Piémontais. Cette observation, faite par Le Blanc (1962), laisse suggérer que ces dépôts marqueraient la bordure Est paléogéographique de la zone d'Acceglio. Ces brèches, définies comme marines (Lemoine, 1967), semblent s'être formées en liaison avec un ou plusieurs talus sous-marins liés à la formation de failles. La taille des éléments bréchiques semble diminuer lorsque l'on s'éloigne du domaine Briançonnais, qui est probablement la source du matériel, en direction du domaine Liguro-Piémontais. Ces brèches post-triasiques se déposent en discordance transgressive sur un substratum siliceux. Deux ensembles ont été identifiés (Lemoine, 1967) : un ensemble d'affinité Briançonnaise, pauvre en brèches et essentiellement Jurassique et un ensemble plus interne riche en brèches, d'âge probablement Néocrétacé.

Le matériel retrouvé dans ces brèches est principalement dolomitique et calcaire, provenant de dépôts du Jurassique et du Trias moyen à supérieur, mais il contient également des éléments du Permien et des micaschistes du socle. Certains des éléments bréchiques présents dans la région du Col du Longet peuvent atteindre plusieurs dizaines de mètres de long.

L'annexe B6 – Le domaine Prépiémontais : le Sentier de la Fanfare et le Grand-Chaberton

Le domaine Prépiémontais marque la terminaison Est de la marge Européenne. La zone Prépiémontaise principalement étudiée dans cette thèse se situe géographiquement entre la Vallée de la Clarée (appartenant au Briançonnais) et la frontière italienne au niveau de la Clavière (appartenant au Prépiémontais).

Le sentier de la Fanfare expose le passage entre l'unité Briançonnaise inférieure (vallée de la Clarée) et l'unité Prépiémontaise supérieure, portée par la crête du Grand Chalvet. Le contact observable au niveau du sentier de la Fanfare met en évidence plusieurs phases de déformation affectant les micaschistes du socle observables à la base des enregistrements Mésozoïques Triasiques et Jurassiques inférieurs du Grand Chalvet. Dans un souci de simplification et d'abus de langage, j'ai nommé ces différentes schistosités S1 et S2. Les mesures indiquent que S1 a une orientation vers le NW alors que S2 semble aller vers le SE. Il a aussi été observé que la déformation augmente lorsque l'on se rapproche du contact avec la base du Mésozoïque. Il est important de noter la présence de très importants affleurements de gypses et de cargneules, laissant suggérer l'importance d'une tectonique salifère dans cette zone d'étude. Cette tectonique expliquerait la verticalisation et le plissement de certains dépôts de Trias associés à l'unité Briançonnaise.

Entre le sommet du Grand Chalvet et du Mont Chaberton se trouve la vallée du Rio Secco, exposant des micaschistes du socle et des sédiments d'âge Mésozoïque remaniés. Ces micaschistes du socle sont également observables sur le Col du Chaberton et à proximité du Mont Chaberton. Similairement à la vallée du Rio Secco, l'affleurement proche du sommet expose également des sédiments Mésozoïques métamorphisés associés à ces micaschistes.

En compléments, sur cette annexe, se trouvent quelques observations de terrains faites sur le sommet du Prorel dont l'origine paléogéographique est Prépiémontaise, ainsi que sur la vallée du Rio Secco au sein de laquelle différentes phases de déformation sont observables.

L'annexe B7 – Le domaine Prépiémontais : Le massif de Rochebrune

Le massif de Rochebrune présente les mêmes enregistrements que sa continuité Nord, le massif du Mont Chaberton, mais ne présente pas l'évidence de micaschistes du socle. Entre ces deux massifs se trouve le massif du Chenaillet, appartenant au domaine paléogéographique Liguro-Piémontais.

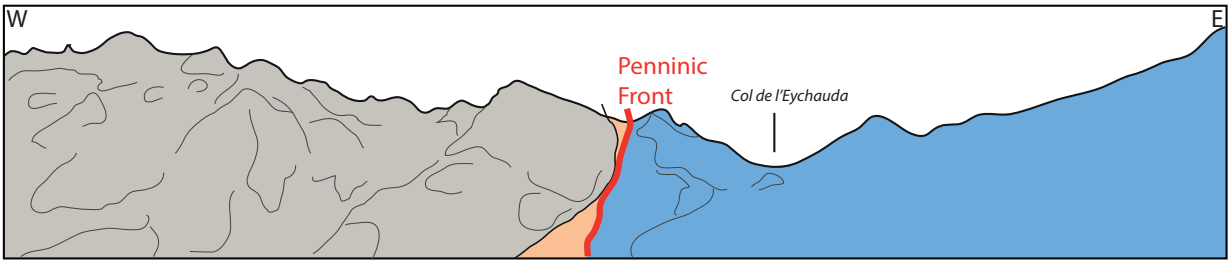
A l'inverse du Mont Chaberton qui expose un plissement de ses couches lié au rétrocharriage, le massif de Rochebrune présente des dolomies Triasiques subhorizontales.

Cependant, les excursions et études effectuées sur le terrain montrent tout de même le rétro chevauchement de ce massif Prépiémontais sur les schistes lustrés appartenant au Liguro-Piémontais. Si la vallée du Bois des Balmes ne présente pas de micaschistes du socle, elle expose

un autre enregistrement particulier: le complexe de Cervière. Cet ensemble, se trouvant sous la surface du rétrocharriage basal du chaînon de Rochebrune, est principalement composé de calcaires marmoréens à lits siliceux mais contient également de la serpentine et des brèches de serpentine, ainsi que des brèches et microbrèches à matériel détritique continental et océanique.

La superposition des unités alpines se fait de la plus distale sur la plus proximale. La présence de ce complexe sous le charriage du massif de Rochebrune suggère que ce massif était alors plus distal que l'exhumation du manteau permettant la formation des brèches de serpentine. Ceci implique que le massif de Rochebrune devait correspondre à un ancien bloc allochtone.

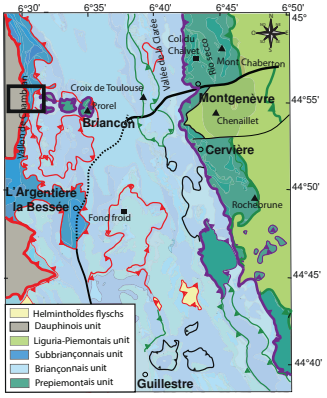
Annexe B1 : La frontière Ouest : Le Front Pennique et la marge proximale Européenne

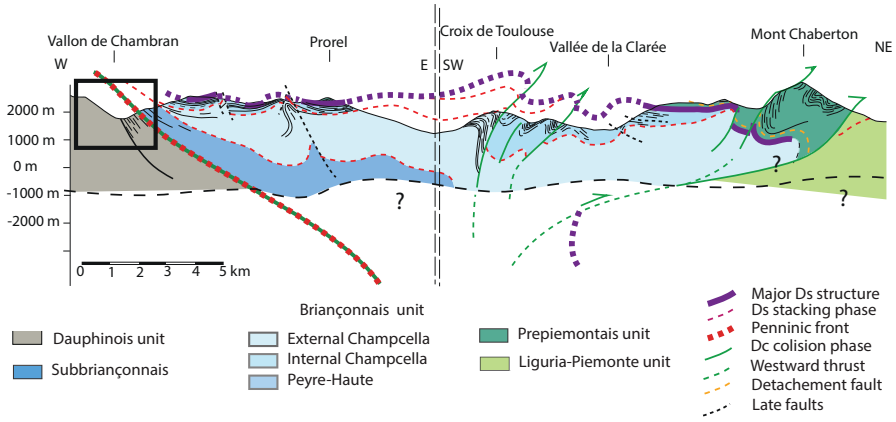


Proximal European margin
Dauphinois unit

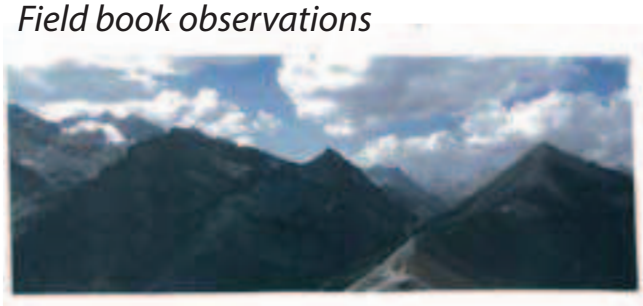
Distal European margin
Subbriançonnais unit

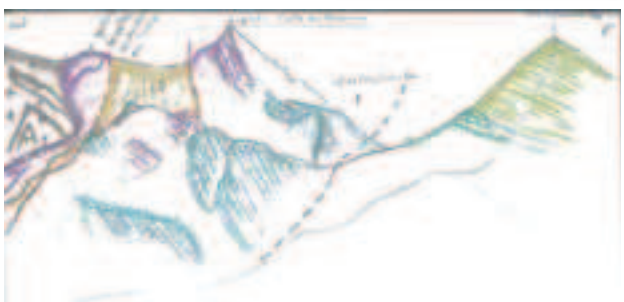
Dauphinois unit Subbriançonnais Eocene sediments

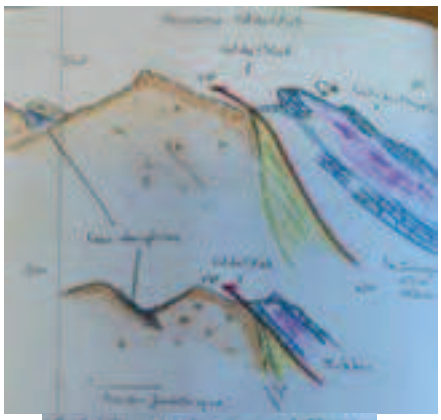


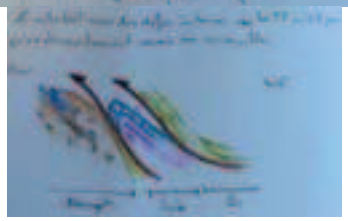


Field book observations







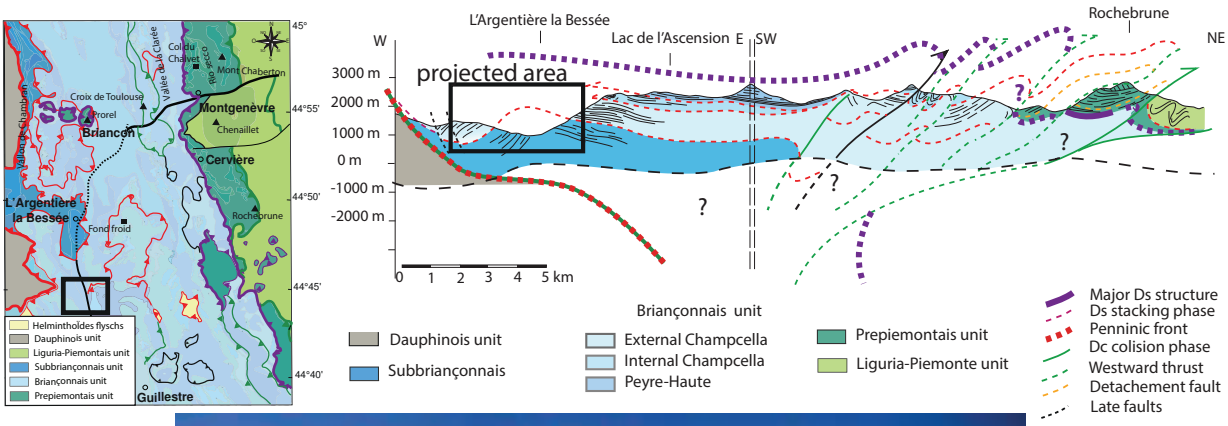


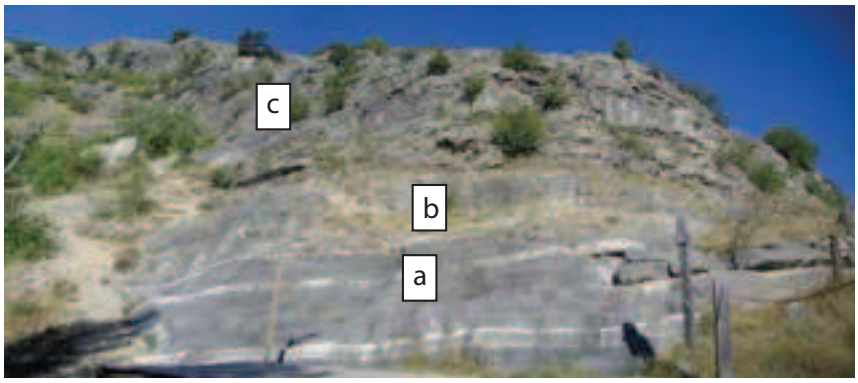
Annexe B2 : Les brèches de l'Eychauda

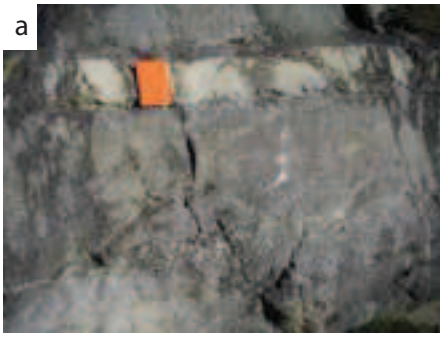
Eychaudra breccias

Dolomites elements in the Eychauda breccia complex

Annexe B3 : L'unité Briançonnaise - Le site de Barrachin

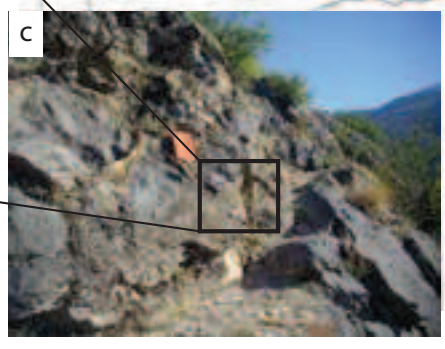




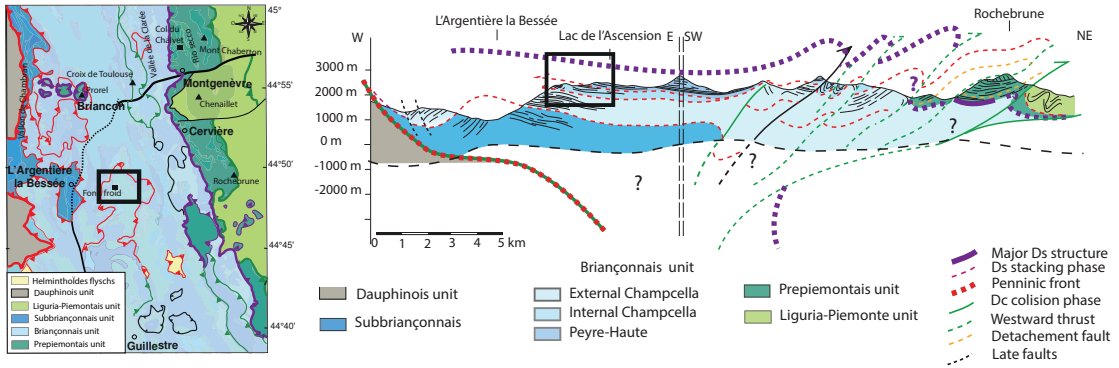


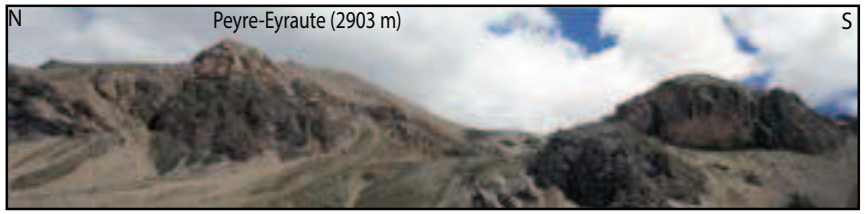
Dolomitic and calcareous alternations in the Triassic Briançonnais record

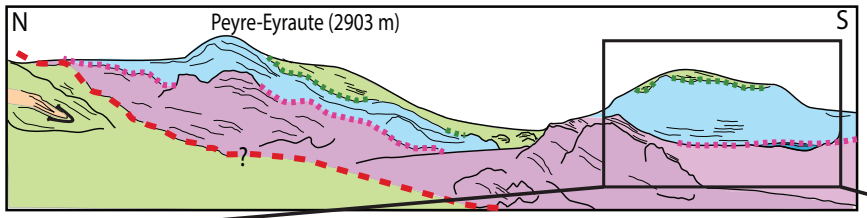
Triassic bioturbation



Briançonnais karst and it filling in the Champcella nappe

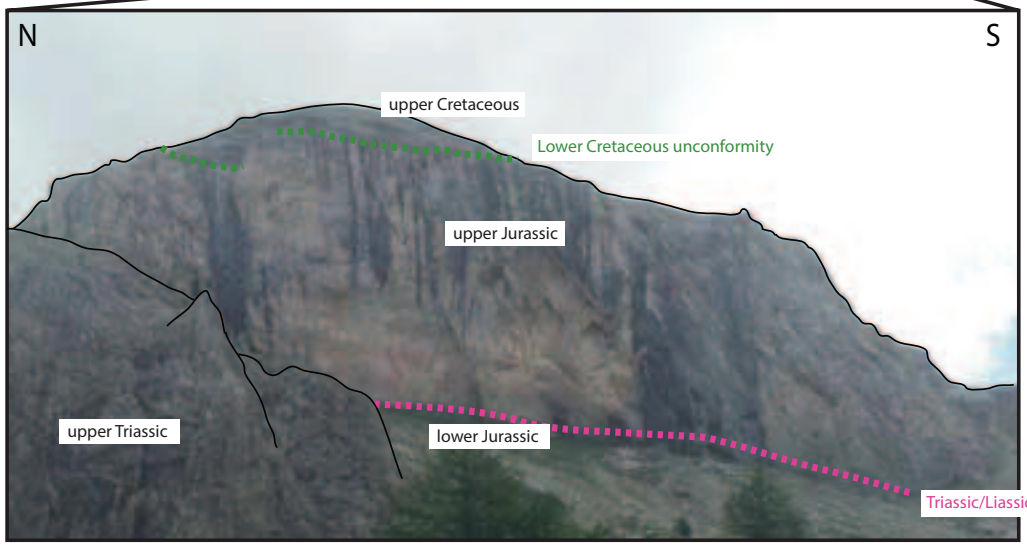




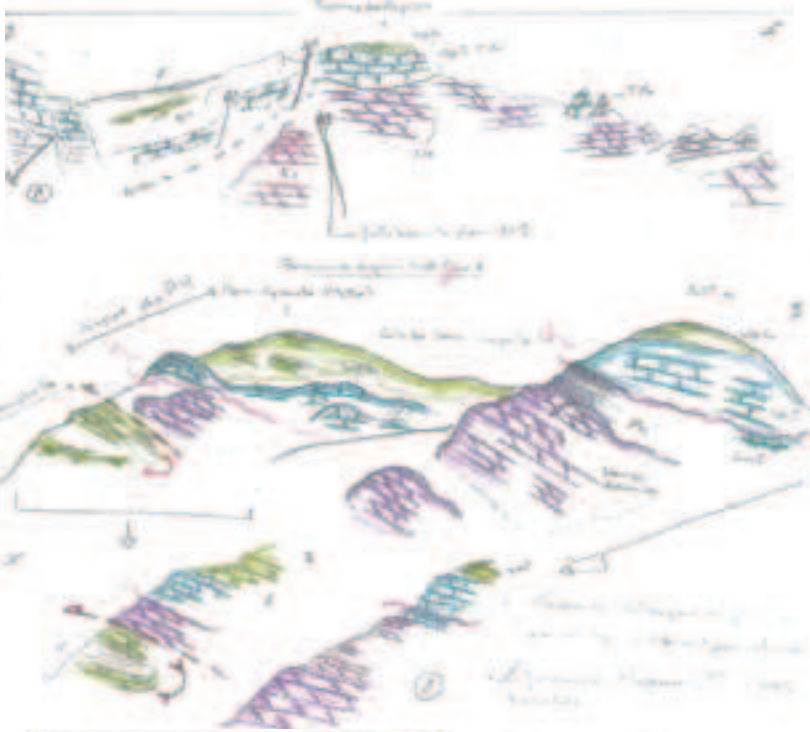


Upper Cretaceous
Upper Jurassic
Lower Jurassic
Rhetian
Norian
Stacking phase Ds
Alpine folds
Erosional unconformity
Passive infill unconformity

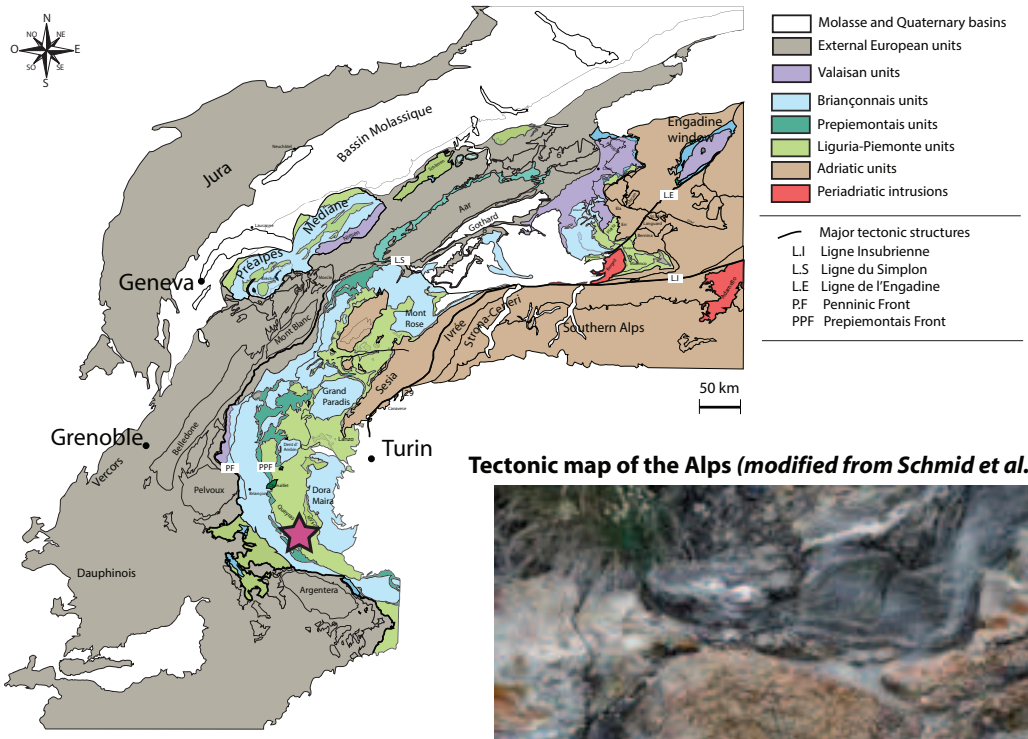
Lower Jurassic record



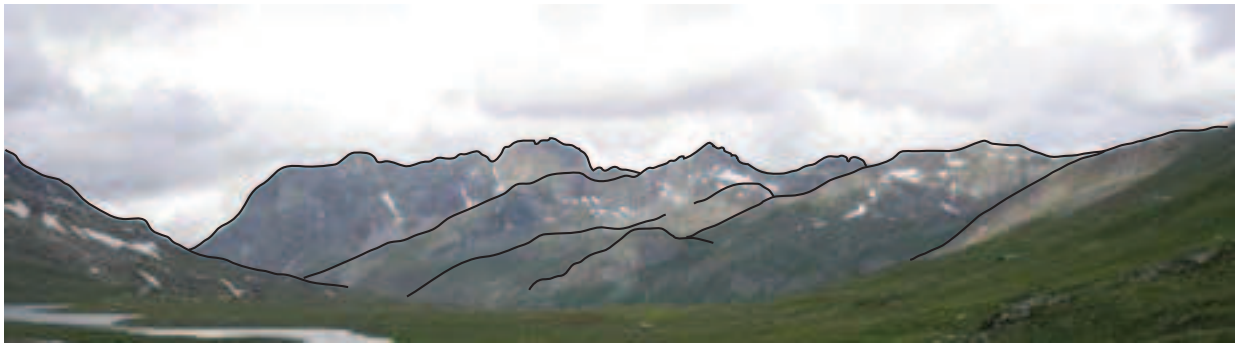
Field book observations



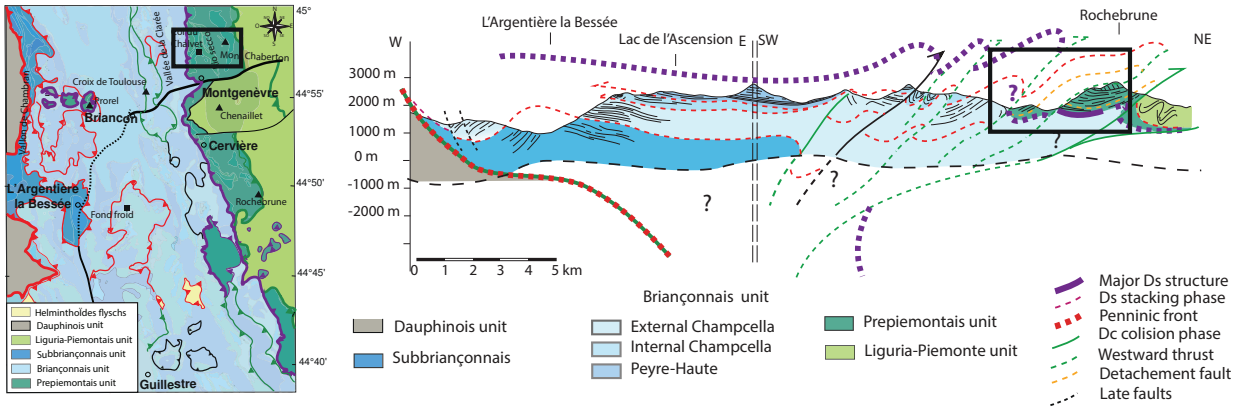
Annexe B5 : La région du Col du Longet



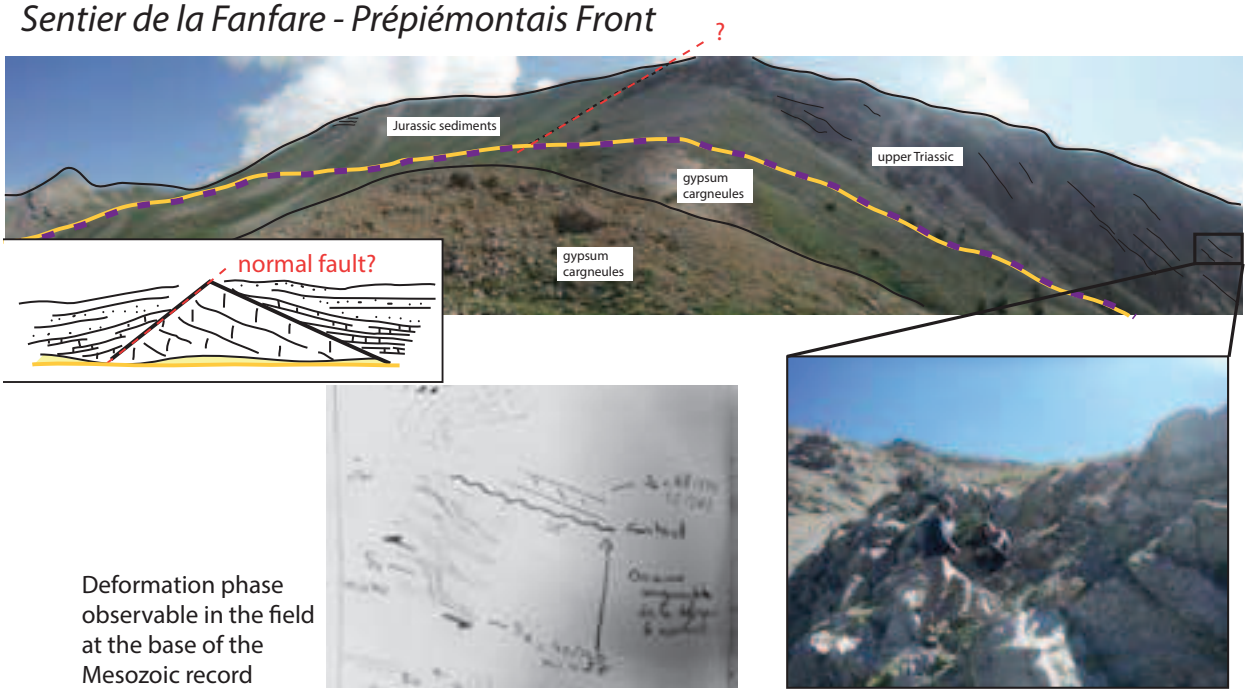
Tectonic map of the Alps *(modified from Schmid et al. 2004)*



Annexe B6 : Le domaine Prépiémontais : le Sentier de la Fanfare et le Grand-Chaberton

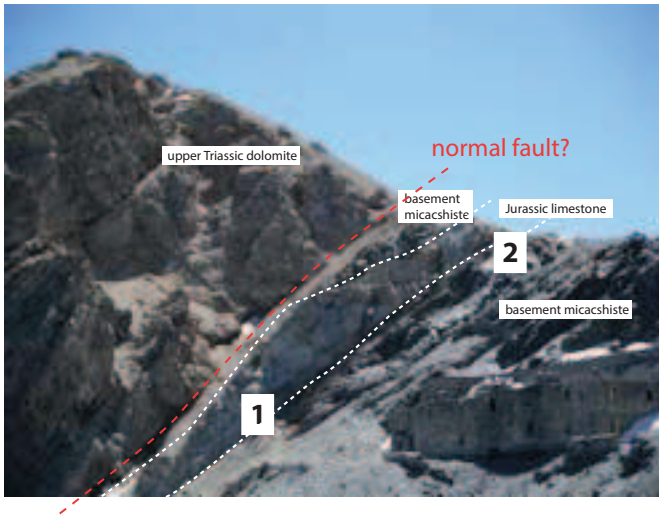


Sentier de la Fanfare - Prépiémontais Front

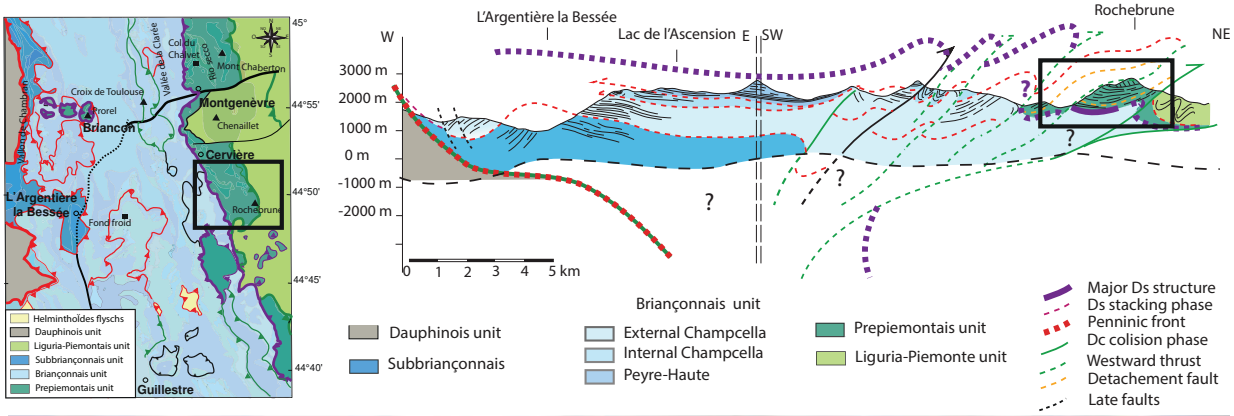


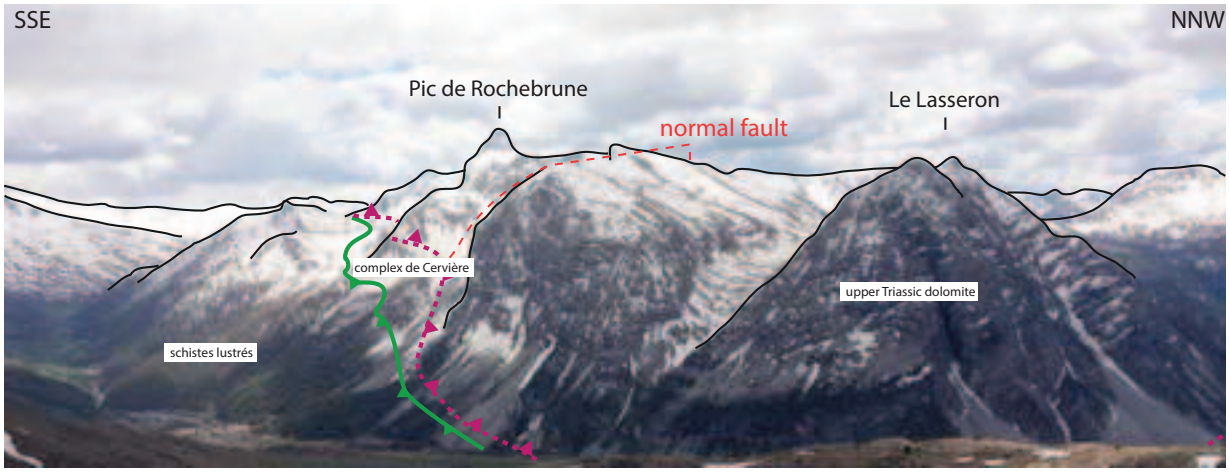
Deformation phase observable in the field at the base of the Mesozoic record

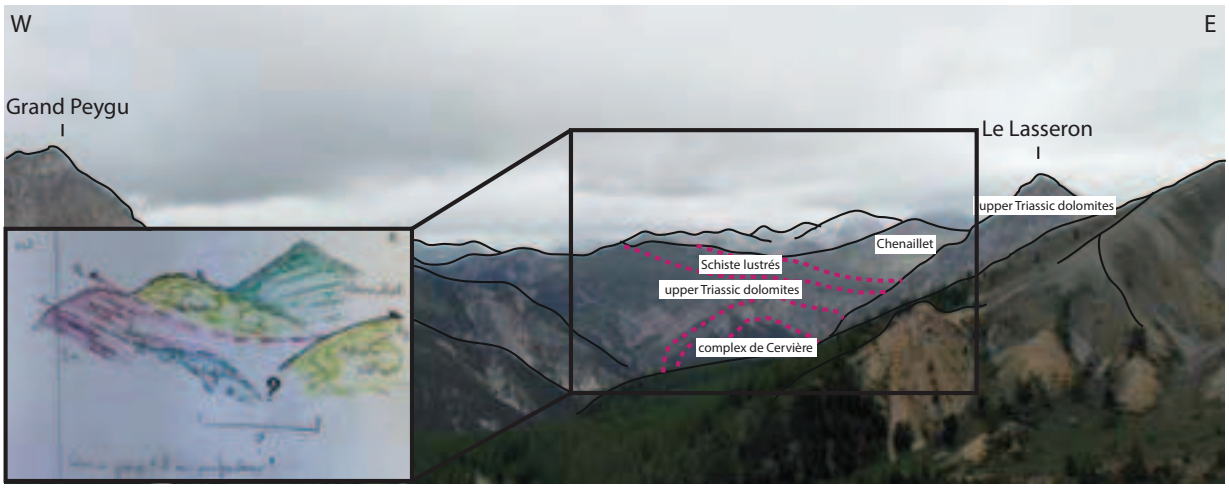
Mont Chaberton



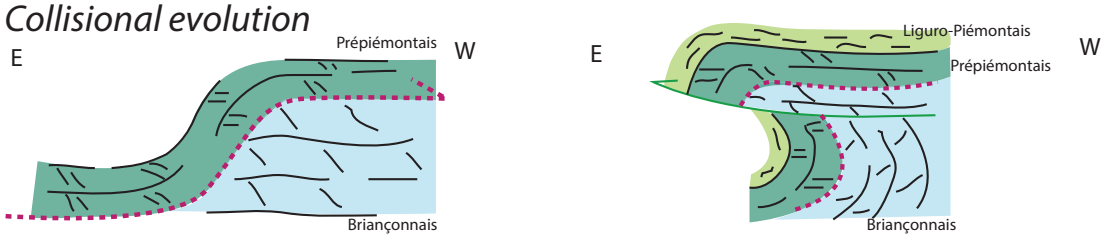
Annexe B7 : Le domaine Prépiémontais : Le massif de Rochebrune







Collisional evolution



Annexes C : Les coupes sismiques

Les coupes, présentées dans le travail de thèse ci-dessus, sont le résultat de différentes successions d'études guidées par les étapes d'interprétation.

Il n'existe pas une seule interprétation possible de lignes sismiques mais plusieurs. Les annexes ci-dessous vont présenter les différentes interprétations faites au cours de la thèse sur les différentes lignes sismiques imageant les marges actuelles sélectionnées comme étant utiles à la problématique à l'origine de ce travail.

Les marges principalement étudiées sont la marge Est-Indienne grâce à la ligne ION-1000 ainsi que la marge de Terre Neuve par les biais des lignes SCREECH 1 et SCREECH 2. Des lignes imageant l'Atlantique Sud ont également été étudiées, mais ne peuvent pas être exposées dans ce travail pour des raisons de confidentialité. Enfin, un troisième type de marge à également été étudié afin de montrer que l'ensemble de systèmes n'aboutit pas nécessairement à un système de rifting et à la formation de marges conjuguées asymétriques : il s'agit de l'étude du bassin de Parentis par la ligne ECORS Bay of Biscay.

L'annexe C1

Total et ION-GXTechnology ont rendu possible l'étude de la ligne ION-1000 en nous fournissant cette donnée d'une très grande qualité et m'ont permis de proposer les différentes interprétations présentées dans cette annexe. En effet, l'absence de sel et l'imagerie à l'échelle crustale de cette marge en font un choix de première qualité pour l'étude de l'architecture des marges profondes et notamment l'étude des zones de transition continent-océan. Néanmoins, aucun forage n'est associé à la partie distale de cette ligne sismique.

L'annexe C2

Les lignes de la marge de Terre Neuve, SCREECH 1 et SCREECH 2, présentées dans l'annexe, ont déjà été très largement étudiées de par leur association avec les lignes de la marge conjuguée de l'Ibérie et la présence de nombreux forages permettant un accès direct aux roches présentes dans les parties les plus distales de ces systèmes de marges conjuguées. Ces données de forages sont des informations d'autant plus importantes que l'imagerie de ces deux profils fournis pour ce travail de thèses n'est pas d'une très grande qualité.

Il est aussi présenté dans cette annexe l'association des deux marges conjuguées Ibérie et Terre Neuve par les lignes SCREECH 1 et ISIE 1.

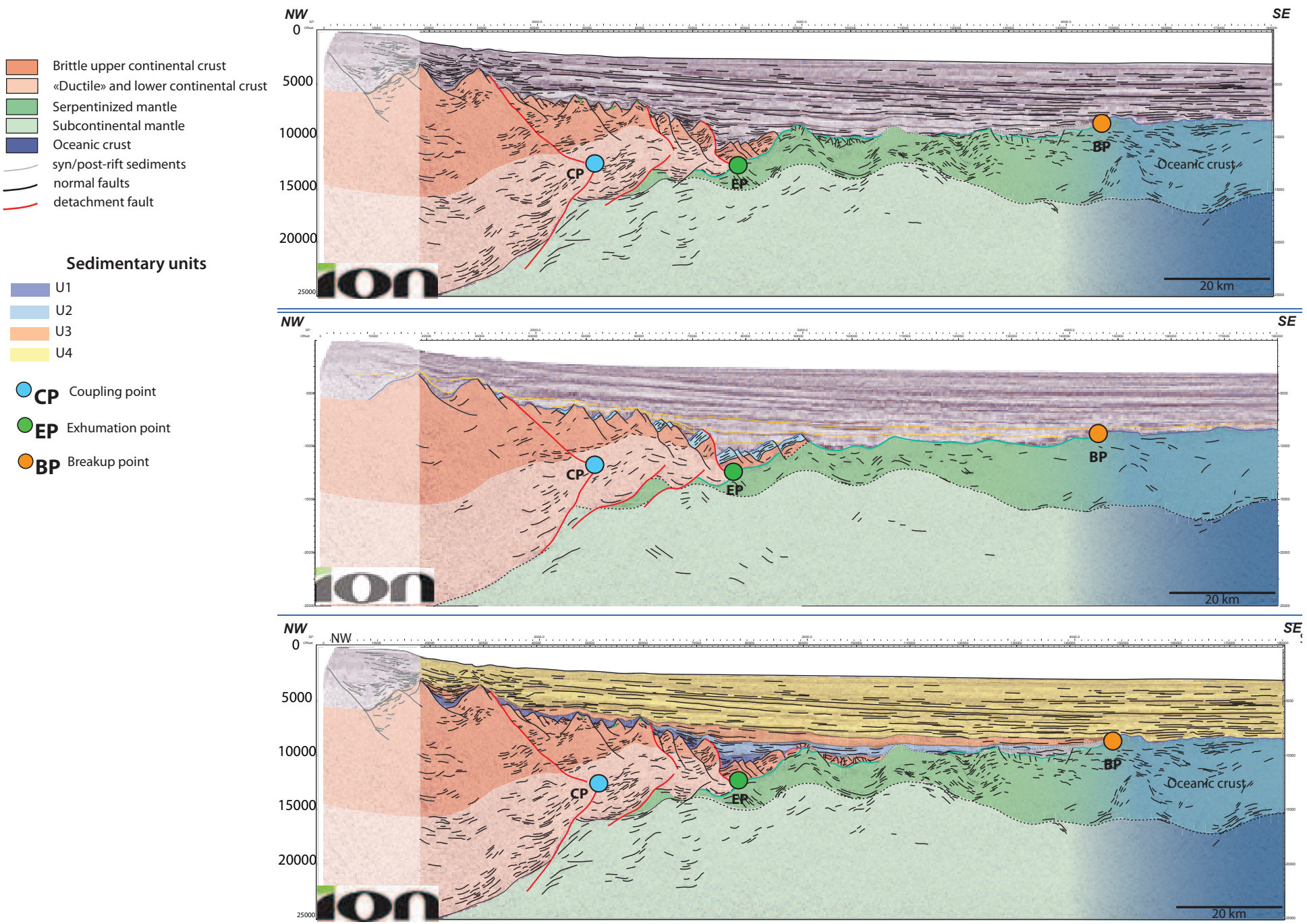
L'annexe C3

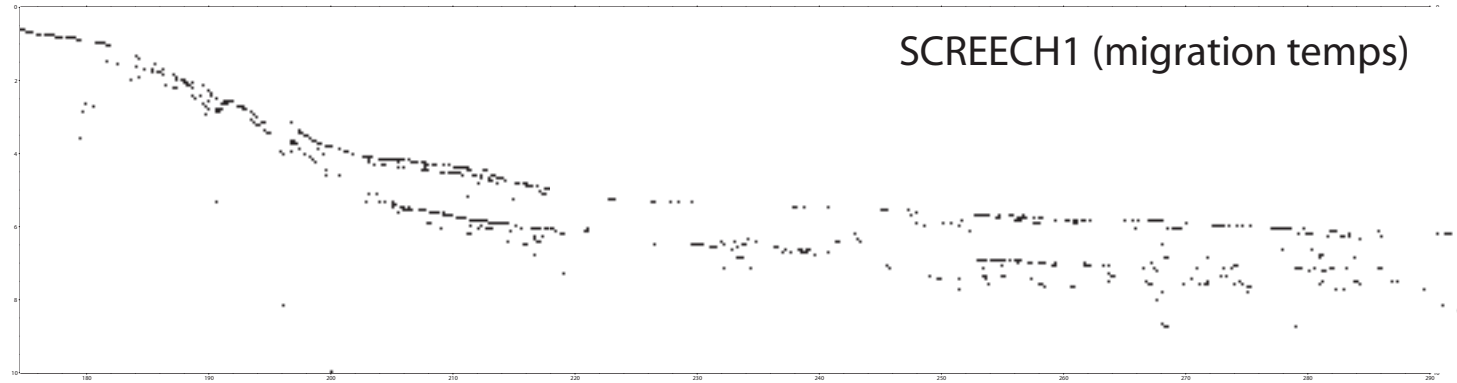
Les lignes de l'Atlantique Sud de cette annexe, auxquelles j'ai eu accès durant ces travaux de thèse se situent au niveau de l'Angola et du Gabon ainsi qu'au large du Brésil. Cet ensemble de lignes avait été fourni afin de caractériser l'évolution 3D des systèmes de hauts continentaux dans les marges distales d' « upper plate ». Cependant, la forte présence de sels sur l'ensemble de ces lignes, et plus particulièrement sur les partie distales, qui nous intéresse, rend très difficile l'étude de leurs architectures, notamment la définition du toit du socle et des architectures sédimentaires.

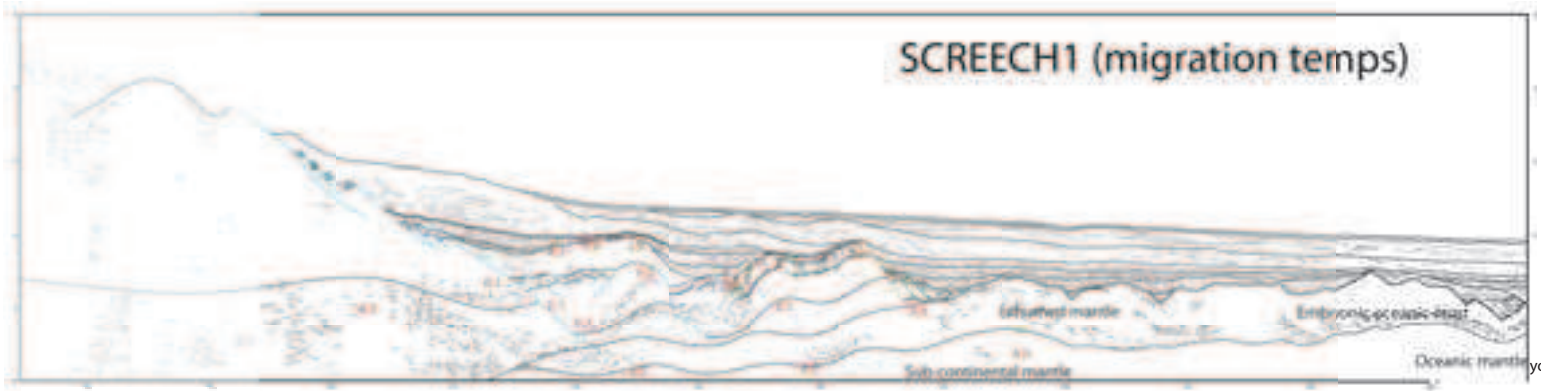
Dans un souci de confidentialité, ces interprétations et lignes sismique ne pourront être exposés dans ces annexes.

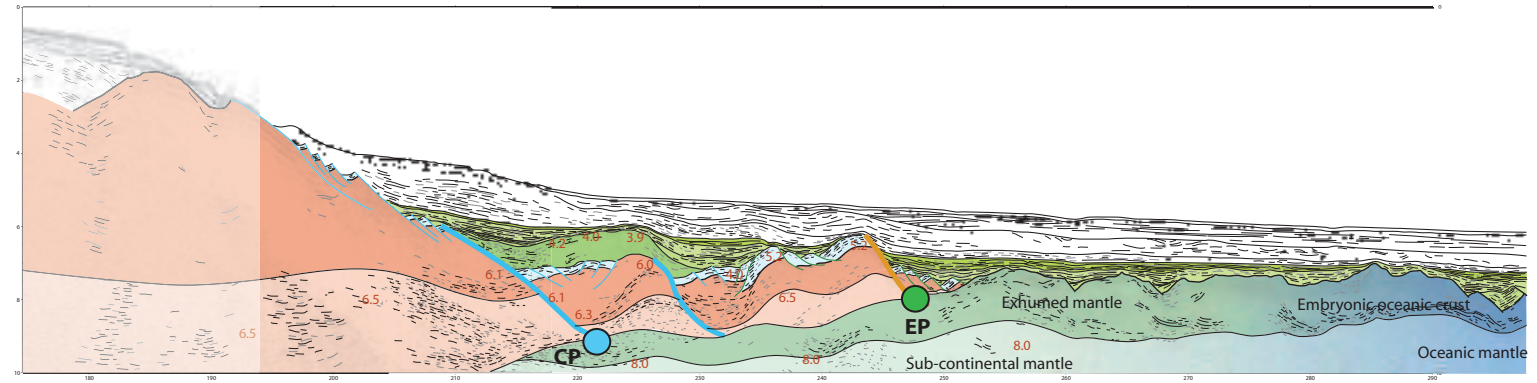
L'annexe C4

L'étude de la ligne du bassin ECORS Bay of Biscay de cette annexe a été réalisée dans le but de montrer que l'ensemble des systèmes de marges n'aboutit pas nécessairement au rifting et à la formation de systèmes de marges conjuguées asymétriques. Associé à ce profil, il existe plusieurs forages permettant d'avoir accès à l'enregistrement stratigraphique de ce bassin (Pinet et al. 1987, Bois et al. 1997, Jammes et al. 2010a, 2010b, 2010c, Tugend 2013).


Brittle upper continental crust
«Ductile» and lower continental crust
Serpentinized mantle
Subcontinental mantle
Oceanic crust
syn/post-rift sediments
normal faults
detachment fault
Sedimentary units
U1
U2
U3
U4
CP Coupling point
EP Exhumation point
BP Breakup point
NW
SE
0
5000
10000
15000
20000
25000
CP
EP
BP
Oceanic crust
20 km
NW
SE
CP
EP
BP
20 km
NW
NW
SE
0
5000
10000
15000
20000
25000
CP
EP
BP
Oceanic crust
20 km







Cenomanian post-rift sediments
Albian post-rift sediments
Aptian syn-exhumation sediments
Early Cretaceous undetermined units
Tithonian pre-thinning and syn-stretching sediments
Brittle upper continental crust
"Ductile" and lower continental crust
Serpentinized mantle
Embryonic oceanic crust
Oceanic crust
Subcontinental mantle
Oceanic mantle

Jurassic-Early Cretaceous syn-thinning faults
Early Cretaceous-Aptian syn-exhumation faults
Aptian-Albian syn breakup-oceanic faults

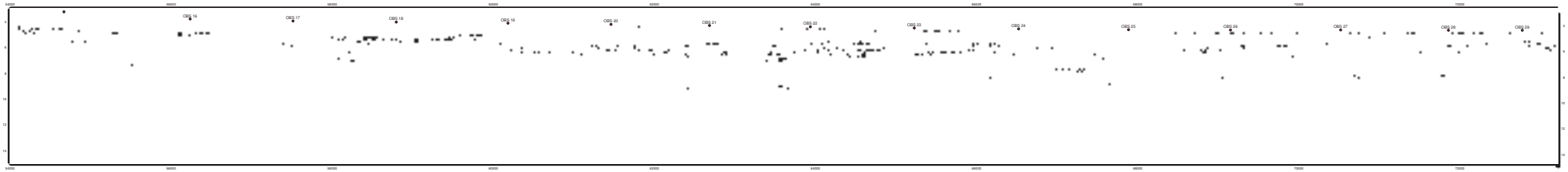
younger

7.8 P waves velocities after Zelt et al. 2003

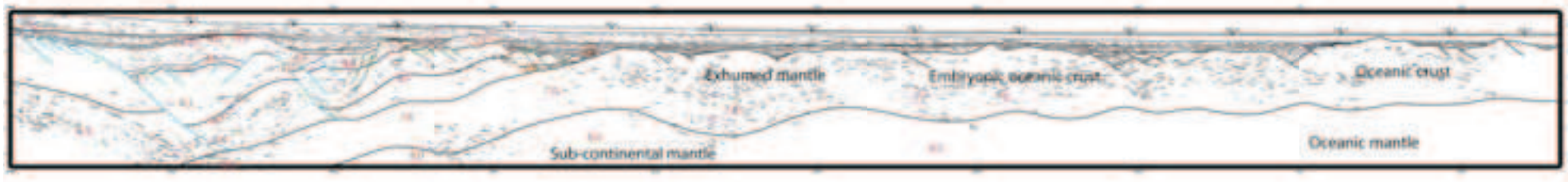
CP Coupling point

EP Exhumation point

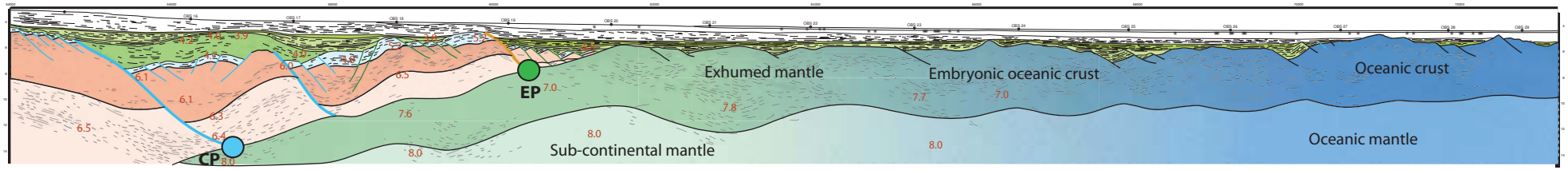
SCREECH1 (migration profondeur)



SCREECH1 (migration profondeur)



SCREECH1 (migration profondeur)



Cenomanian post-rift sediments
Albian post-rift sediments
Aptian syn-exhumation sediments
Early Cretaceous undetermined units

Tithonian pre-thinning and syn-stretching sediments
Brittle upper continental crust
"Ductile" and lower continental crust
Serpentinized mantle

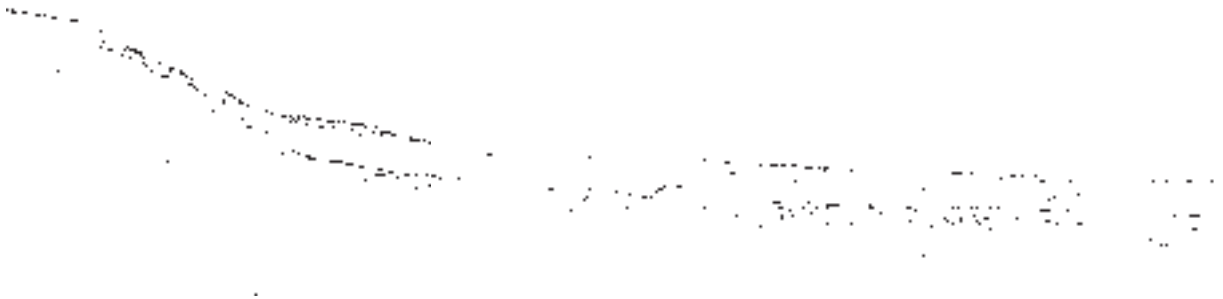
Embryonic oceanic crust
Oceanic crust
Subcontinental mantle
Oceanic mantle

younger
7.8

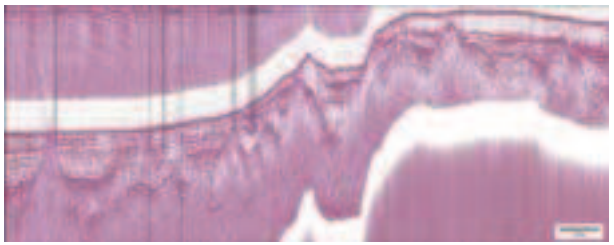
Jurassic-Early Cretaceous syn-thinning faults
Early Cretaceous-Aptian syn-exhumation faults
Aptian-Albian syn breakup-oceanic faults
P waves velocities after Zelt et al. 2003

CP Coupling point
EP Exhumation point

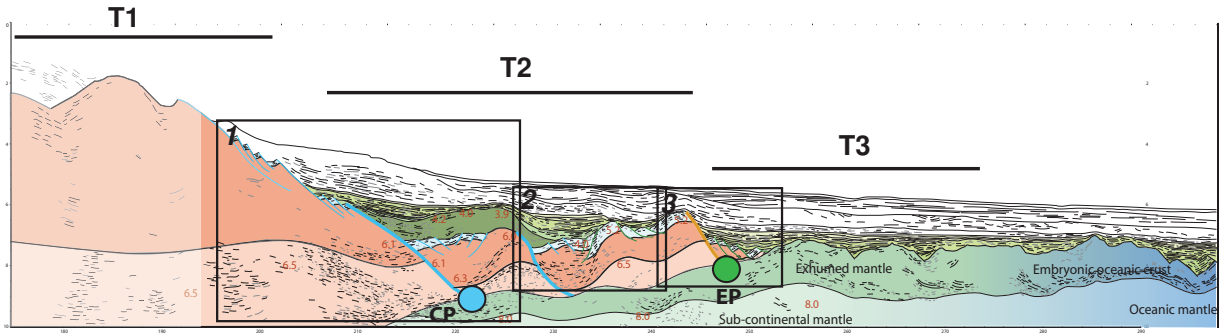
SCREECH1 (time migration)



ISE1 (time migration)

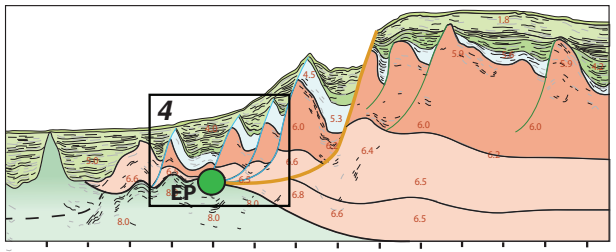


SCREECH1 (time migration)



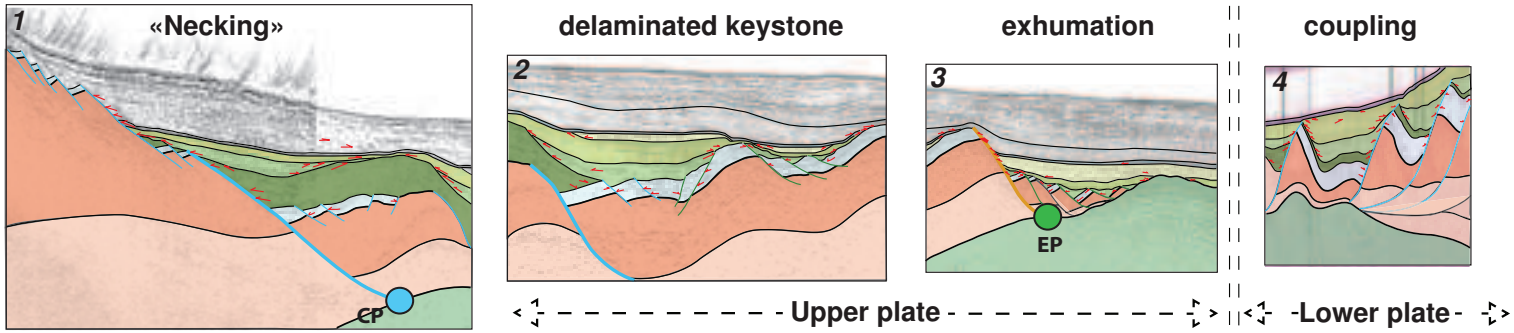
from Shillington et al. 2006, interpretation from Haupert

ISE1 (time migration)



from Sutra et al. 2013, interpretation from Haupert

Zoom on differents part of the margin showing the evolution of the tectono-stratigraphic architecture.



Cenomanian post-rift sediments
Albian post-rift sediments
Aptian syn-exhumation sediments
Early Cretaceous undetermined units

Tithonian pre-thinning and syn-stretching sediments
Brittle upper continental crust
"Ductile" and lower continental crust
Serpentinized mantle

Embryonic oceanic crust
Oceanic crust
Subcontinental mantle
Oceanic mantle

younger
7.8

Jurassic-Early Cretaceous syn-thinning faults
Early Cretaceous-Aptian syn-exhumation faults
Aptian-Albian syn breakup-oceanic faults

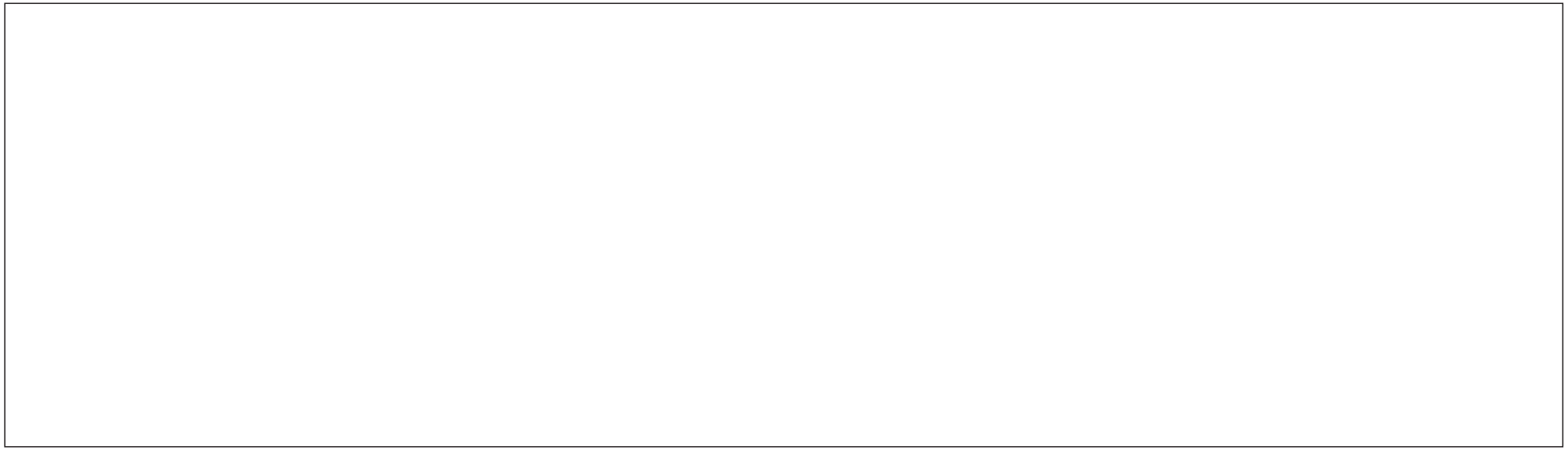
P waves velocities after Zelt et al. 2003

CP Coupling point
EP Exhumation point

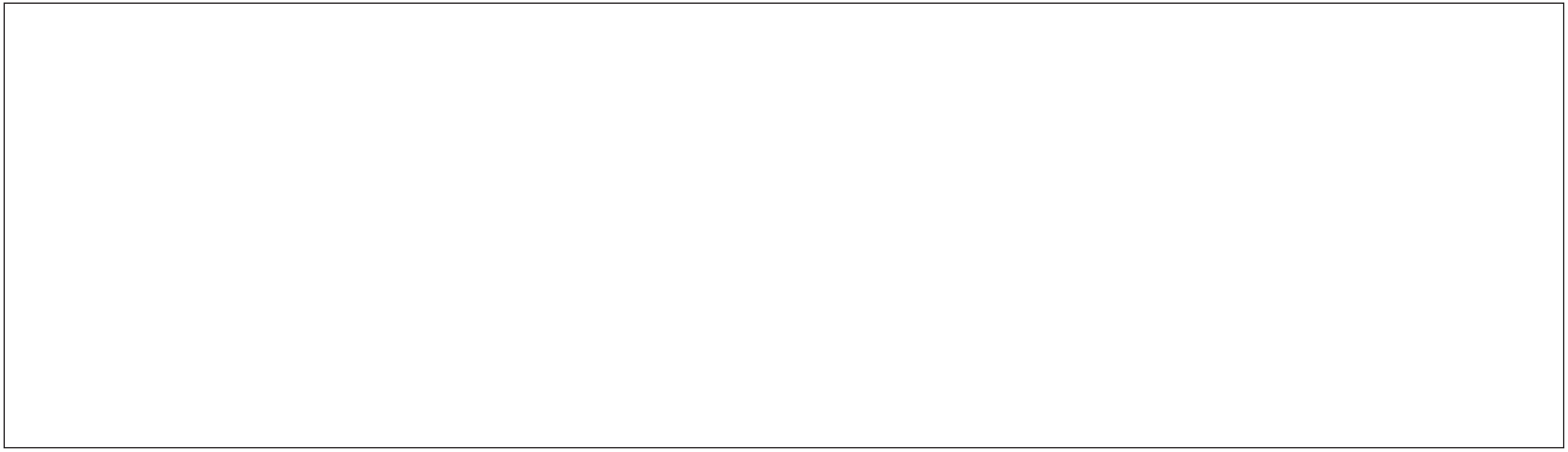
South-Atlantique

Campos

Interpretation 1



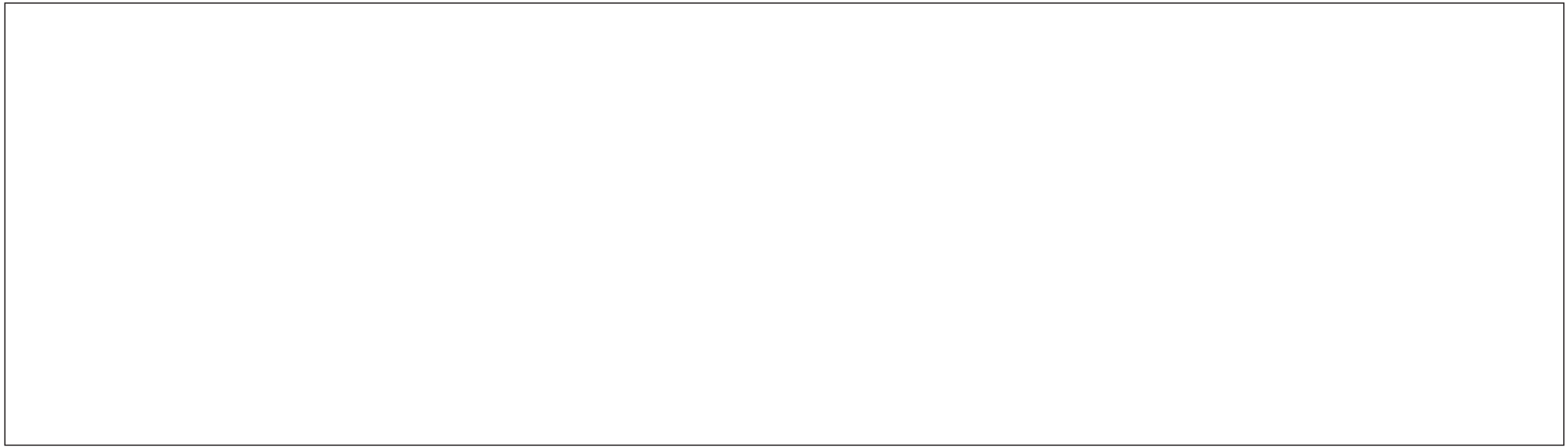
Interpretation 2



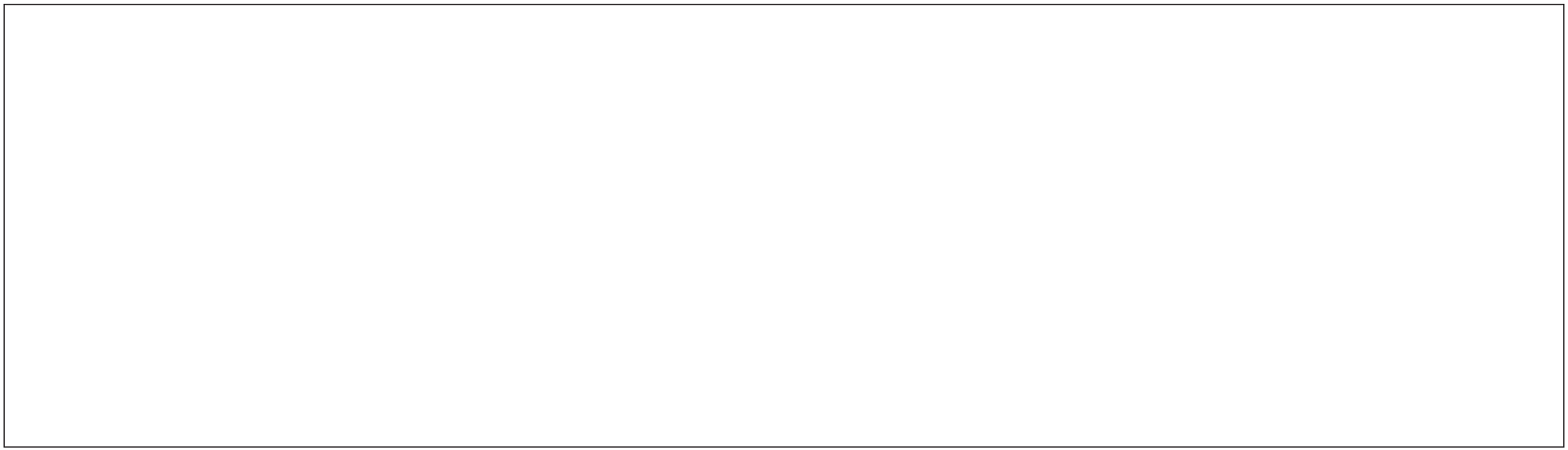
South-Atlantique

Angola-Gabon

Ligne1



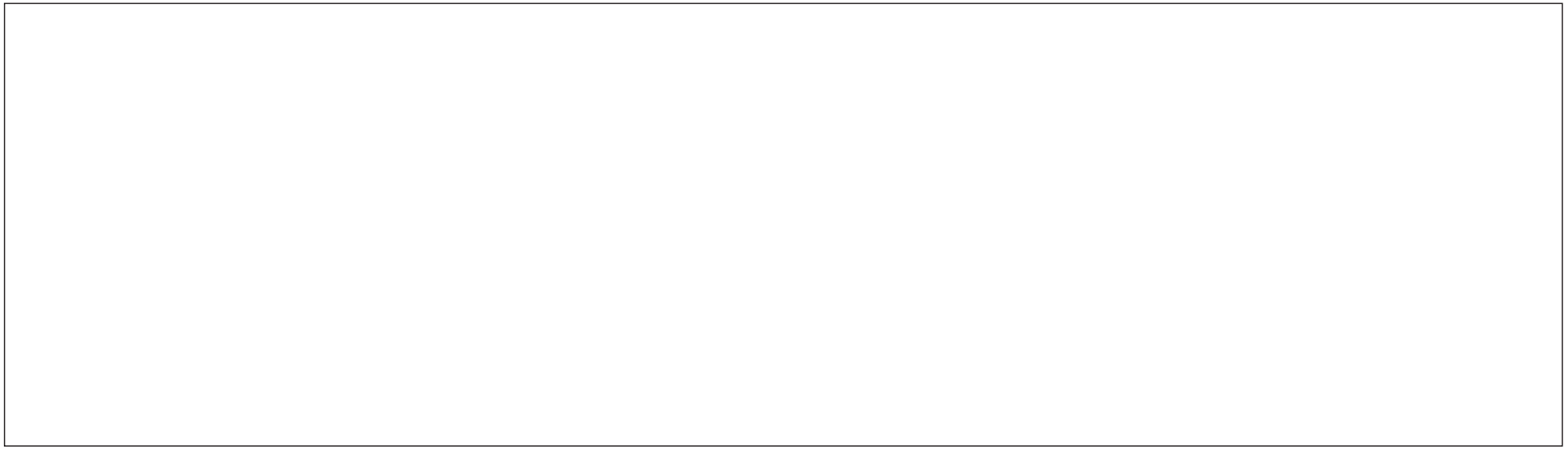
Ligne 2



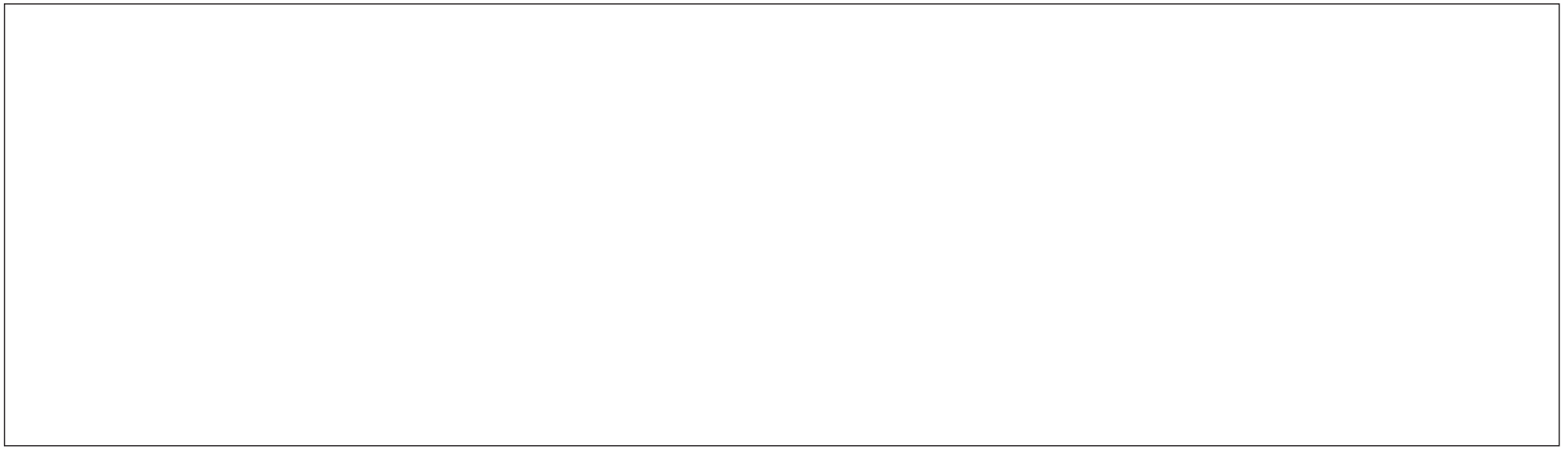
South-Atlantique

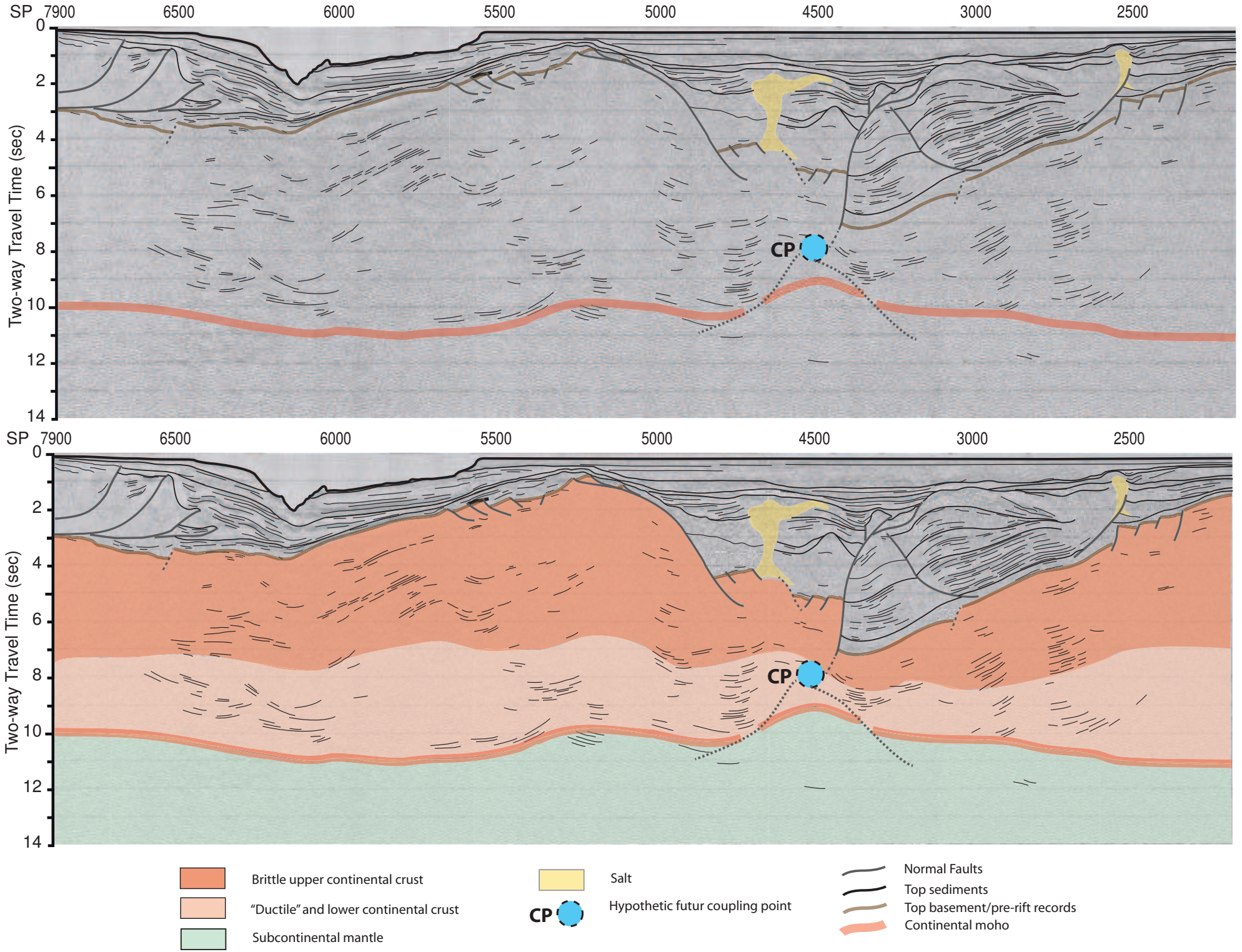
Angola-Gabon

Ligne 3



Corrélation




SP
7900
6500
6000
5500
5000
4500
3000
2500
Two-way Travel Time (sec)
0
2
4
6
8
10
12
14
CP
Brittle upper continental crust
"Ductile" and lower continental crust
Subcontinental mantle
Salt
Hypothetic futur coupling point
Normal Faults
Top sediments
Top basement/pre-rift records
Continental moho

Annexes D : Publications

Ces dernières annexes regroupent l'ensemble des publications auxquelles j'ai collaboré au cours de ma thèse :

Annexe D1 :

Peron-Pinvidic,G., Manatschal, G., Masini, E., Sutra, E., Flament, J-M., Haupert, I., Unternehr, P. (subm) Unravelling along-strike variability of the Angola-Gabon rifted margin : a mapping approach

Geological Society of London - Special Publication, Petroleum Geoscience of the West Africa Margin

Annexe D2 :

A. Decarlis, G. Manatschal, I.Haupert, E. Masini (subm) The tectono-stratigraphic evolution of distal, hyper-extended magma-poor rifted margins: examples from the Alpine Tethyan, the E-Indian and Newfoundland-Iberia rifted margins

Annexe D3 :

Mohn, G., Manatschal, G., Beltrando, M., & Haupert, I. (2014). The role of rift-inherited hyper-extension in Alpine-type orogens. Terra Nova, 26(5), 347-353.

Annexe D1

Unravelling the Along-strike variability of the Angola-Gabon rifted margin: A mapping approach

Gwenn Peron-Pinvidic, Gianreto Manatschal, Emmanuel Masini, Emilie Sutra, Jean Marie Flament, Isabelle Haupert, Patrick Unternehr

f*or Geological Society of London - Special Publication, Petroleum Geoscience of the West Africa Margin*

affiliations:
GPP: NGU Geological Survey of Norway, Leiv Eirikssons vei 39, 7040 Trondheim, Norway - gwenn@ngu.no
GM: Strasbourg University, 1 rue Blessig, 67084 Strasbourg, France - manat@unistra.fr
EM: Total SA, EP/Explo/TE/ISS/STRU, CSTJF, Pau, France, - emmanuel.masini@total.com
ES: Paul Scherrer Institut, Laboratory for Energy Systems Analysis, 5232 Villigen PSI, Switzerland - emilie-marie.sutra@psi.ch
JMF: Total SA -Exploration Production/Projets Nouveaux Place Jean Millier, La Défense 6, 92078 Paris la Defense Cedex, France - jeanmariefl@gmail.com
IH: Strasbourg University, 1 rue Blessig, 67084 Strasbourg, France - haupert@unistra.fr
PU: Total SA -Exploration Production/Projets Nouveaux Place Jean Millier, La Défense 6, 92078 Paris la Defense Cedex, France - patrick.unternehr@total.com

Abstract

In this contribution we summarize observations from the South Atlantic Angola-Gabon rifted margin. Our study is based on the interpretation of a selection of deep penetration depth migrated seismic reflection profiles. We describe the dip architecture of the margin under five structural domains (proximal, necking, distal, outer and oceanic), listing their characteristics. We further investigate the necking domain and discuss the architecture of the distal domain as a combination of hyper-extended crust and possible exhumed mantle. The mapping and characterization of these domains, at a margin-scale, permit to illustrate the along strike structural and stratigraphic variability of the margin. We interpret this variability as the result of a shift from an upper-plate setting to a lower-plate setting. The transfer from one setting to the other is either sharp, typified by a major regional normal fault on the northern flank of a residual H-block, identified offshore Cabinda-Zaire, or more diffuse southward. First order screening of conjugate profiles confirmed the segmentation and the structural characteristics of the transfer zones. The studied dataset also permitted identifying key sections that can be considered as type-examples of upper-plate and lower-plate margins, what permits us discussing some of the characteristics of these end-member settings.

Keywords : South Atlantic, Angola-Gabon, tectonics, rifting, margin, breakup, stratigraphy

Annexe D2

The tectono-stratigraphic evolution of distal, hyper-extended magma-poor conjugate rifted margins: examples from the Alpine Tethys and Newfoundland-Iberia

Decarlis A.1*, Manatschal G. 1, Haupert I. 1, Masini E. 1,

Submitted to MPG (status: in revision)

1 IPGS/EOST, Université de Strasbourg, rue Blessig 1, F-67084 Strasbourg Cedex, France;

* Corresponding author: Alessandro Decarlis: decarlis@unistra.fr

Abstract

In order to capture the general tectono-stratigraphic framework of a magma-poor conjugate rifted margin two examples have been analysed and compared, the seismically imaged and drilled Iberia-Newfoundland margins (e.g. seismic sections SCREECH1-ISE1) and the fossil distal Tethyan rifted margins exposed in the Alps. The Lower Austroalpine and Ligurian Brianconnais units exposed in NW Italy and SE Switzerland respectively, here considered and described for the first time as conjugate pair of margins, represent, like the Iberia-Newfoundland margins so-called upper and lower plate margins. Both pairs of margins show a similar first-order morpho-tectonic arrangement. Using the Top of Pre-Rift Succession (TPTS) and the Base of Post-Rift Successions (BPRS) as stratigraphic marker levels and two Syn-Tectonic Sequences (STS1&2) enables to define three major rift domains, which experienced different evolutions and preserved different stratigraphic architectures:

(i) The proximal margin, soled by normal, 32±3km thick continental crust and characterized by widespread fault bounded graben/half-graben basins filled by the STS1 showing growth structures and a time equivalent unit to STS 2 that does not show any evidence for a tectonic activity during its deposition.

(ii) The upper plate distal margin, floored by thinned to ultra-thinned continental crust that can be subdivided into a distal “high” and a distal “low” separated by a major fault system referred to as ϕ. While the “high” is characterized by the occurrence of a marked syn-rift unconformity leading to the erosion and/or non deposition of the whole syn-tectonic sequence (STS1+STS2); the “low” displays complete stratigraphic successions in which the STS2 becomes very characteristic and exclusive of this part of the margin. In both examples, the distal “low” is filled with a succession of coarse terrigenous sediments fed by the ϕ fault system that accommodated the relative movements of the two domains.

(iii) The lower plate distal margin is floored by hyper-extended crust and exhumed crust and subcontinental mantle with the .pre-tectonic sequence and the STS1 only present over

extensional allochthons that are excised from the upper plate and passively transported on top of major exhumation faults. The STS2 that is deposited during the formation of the most distal domain, is mostly formed by clasts derived from the dismantling of the extensional allochthons and of the surrounding exhumed basement overlain by deep marine turbidites and hemi-pelagic sediments. The nature of basement (serpentinized mantle or hydrated upper or lower continental crust) will selectively condition the composition of the basal sequence in the STS2 in the distal lower plate margin.

The recognition of a complex rift stratigraphy in the two conjugate pairs of margins shows that simple stratigraphic models are unable to describe the complete evolution of rifted margins from their initial stage, preserved in the proximal margin to the final evolution leading to upper and lower plate margins in the distal margins. This paper describes for the first time the stratigraphic relationships at distal conjugate rifted margins, which is a key to understand the rift evolution and architecture of these yet little investigated systems.

Annexe D3

The role of rift-inherited hyper-extension in Alpine-type orogens

Geoffroy Mohn[1,2], Gianreto Manatschal[2], Marco Beltrando[3] and Isabelle Haupert[2]

Terra Nova

[1]GEC, Université Cergy-Pontoise, F-95 000 Cergy, France

[2] IPGS, CNRS-EOST, Université Strasbourg, Strasbourg, France

[3]Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Torino, Via Valperga Caluso 35, 10125 Torino, Italy

Abstract

Alpine-type orogens are interpreted to result from the collision of former rifted margins. Since many present-day rifted margins consist of hyper-extended domains floored by thinned continental crust (<10km) and/or exhumed mantle, this study explores the influence of rift inheritance on the architecture and final evolution of Alpine-type orogens. We propose that riftrelated necking zones, separating weakly-thinned 25-30km thick crust from hyper-extended domains, may act as buttresses during the transition from subduction to collision. As a result, former necking zones may now be found at the boundary between a highly deformed and overthickened nappe stack, made of relics of hyper-extended domains, and an external, weakly deformed fold and thrust belt, which largely escaped significant rift-related crustal thinning and orogeny-related thickening. Therefore, the role of rift inheritance is of critical importance and is largely underestimated in controlling the architecture and evolution of Alpine-type orogens.

Résumé

Les nouvelles données (géophysique et modélisation) sur les marges de rift montrent les évidences d'un système de rift polyphasé, aboutissant à une architecture de rift complexe, qui ne peut pas être prédit par les modèles de rift classique, à savoir en blocs basculés avec une abrupte frontière entre croûte continentale et océanique. Cette étude ce concentre sur les marges pauvre en magma et plus précisément sur la formations, la caractérisation et la délamination des blocs-H préservé dans les marges asymétrique de type « upper plate ». Comprendre ce type de structure, est important pour proposer un modèle de rift qui soit prédictif et quantifiable. Dans cette étude, des marges actuelles ont été étudiées et comparé aux reliques de la marge fossile Européenne préservé dans le Briançonnais et le Prépiémontais dans les Alpes. Cette étude a permis de répondre à diverses questions : Comment peuvent être défini les marges d' « upperplate » ? Comment caractériser les hauts et bas distaux dans les marges d' « upper plate » ? Quelle est l'importance des structures héritées du rifting durant la réactivation des marges d' « upper plate » ?

L'approche terre-mer utilisé pour cette étude a permis de determiner et de diviser l'architecture crustale d'une « upper plate » en trois terrasses et deux zones d'escarpement. Ces éléments présentent des architectures crustales et stratigraphiques qui leurs sont propres. La formation des terrasses et des rampes est directement liée à l'extension crustale et dépend de l'évolution du système de rift. Les limites de terrasses et la localisation des zones d'escarpement sont considérées comme coïncidant avec des changements dans les modes d'extensions et définissent des points majeur : le point de couplage, le point d'exhumation et le point de breakup. Malgré les variations présentent dans les exemples étudiés, ils contiennent tous des hauts et bas distaux, alors considéré comme caractéristiques des marges d' « upper plate ». Dans les cas des Alpes il est également possible d'observer le rôle de l'héritage relatif au rifting lors de la réactivation des marges d' « upper plate ». Il apparait que les principales structures Alpines correspondent à la réactivation des zones d'escarpements, des failles de détachement et, si il y a lieu, d'évaporites. La collision finale est contrôlée par la présence d'importants butoirs qui peuvent coïncider avec la zone de necking et le point de couplage de la marge de rift.

La comparaison des différents types de données, depuis les observations de terrain jusqu'à l'imagerie à l'échelle crustale, a permis d'intégrer plus de détails géologiques dans les observations sismique. Le Briançonnais et le Prépiémontais offre en effet un accès direct aux sédiments et structures qui sont actuellement présente sous une importante couche de sédiments à de grande profondeur d'eau. Comprendre comment exploiter ce laboratoire naturelle, varier les échelles d'observations et comparer les données étaient le but de cette étude. Cependant, si certaines questions ont trouvé des réponses, de nouvelles ont émergés et d'autre restent non résolues. Le principal résultat de cette étude était de présenter un cadre d'approche pour les prochaines réflexions dans les marges distale d'upper plate.

***Mots-clefs** : Prépiémontais - Briançonnais – haut topographique – bas topographique – « upper plate » - marges – héritage*

Abstract

The new data (geophysics and modelling) on rifted margins show evidence for poly-phase rifting, resulting in complex rift architectures with variable amount of magmatic additions that cannot be predicted by classical rift models. This study focused on magma-poor rifted margins, and more precisely on the formation, the characterization and delamination of so called "H-blocks" recorded in upper plate, magma-poor asymmetric conjugate margins. Understanding this type of structure and define its evolution is important to propose predictive and quantifiable rift models. In this study present-day well-imaged upper plate margins were investigated and compared with remnants of fossil margins preserved in the Briançonnais and Prepiemontais units in the Alps. Based on these data it was possible to answer to questions such as: how can upper plate margins be recognised and defined? What is the criteria to define distal highs and lows in upper plate margins? What is the importance of rift inheritance during reactivation of an upper plate margin?

The onshore-offshore approach used in this study enabled to characterize and divide the crustal architecture of upper plate margins in three terraces and two ramps, each of these domains characterized by diagnostic structural and stratigraphic features. The formation of these terraces and ramps is directly linked with the crustal extension and depends on the evolution of the rift system. Limits of terraces and location of ramps are considered to coincide with changes in the mode of extension and to define limits/points that are referred to as the coupling point, exhumation point and breakup point that can be defined on seismic sections. Despite variations observed in the studied examples all contain distal highs and lows suggesting that these structures can be considered as characteristic for upper plate margins. For the case of the Alps it is possible to investigate also the role of rift inheritance during the reactivation of upper plate magma-poor rifted margins. It appears that major Alpine structures result from the reactivation of former ramps, extensional detachment faults and, if present, evaporites. Final collision appears to be controlled by the presence of strong buttresses that may coincide with the necking zone/coupling point of the former margin.

The comparison of the different datasets ranging from field outcrops to seismic sections enables integrate more detailed geological observations in seismic observations. The fossil European margin and in particular the Briançonnais and Prepiemontais units allow a direct access to sediments and structures that are at present buried beneath deep-water and thick piles of sediments. Learning how to explore this natural laboratory, upscale their observations into crustal scale sections and compare it with present-day margins, was the aim of this study. Although some questions could be answered, new ones emerged and others remained unanswered, the main result of this study is to provide a framework for future studies in distal upper plate rifted margins.

***Keywords** : Prepiemontais - Briançonnais – topographic high – topographic low – « upper plate » - margin – inheritance*