



HAL
open science

Quantification des flux sédimentaires et de la subsidence du bassin Provençal

Estelle Leroux

► **To cite this version:**

Estelle Leroux. Quantification des flux sédimentaires et de la subsidence du bassin Provençal. Stratigraphie. Université de Bretagne occidentale - Brest, 2012. Français. NNT: . tel-00790852v1

HAL Id: tel-00790852

<https://theses.hal.science/tel-00790852v1>

Submitted on 21 Feb 2013 (v1), last revised 9 Oct 2015 (v2)

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

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



THESE / UNIVERSITE DE BREST
sous le sceau de l'Université européenne de Bretagne
pour obtenir le titre de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITE DE BREST
Mention Sciences de la Terre
Ecole Doctorale des Sciences de la Mer

présentée par
Estelle Leroux

Préparée à l'Unité Mixte de recherche (n°6538)
Institut Universitaire Européen de la Mer
Domaines Océaniques

« Quantification des flux sédimentaires et de la subsidence du bassin Provençal »



Ifremer



U
université
de
B
de Bretagne
O
occidentale



Thèse soutenue le **14 mai 2012** devant le jury composé de :

Cécile Robin

Maître de conférence, Université de Rennes 1 / *Rapporteur*

Jean-Loup Rubino

Expert rang Professeur, Pau / *Rapporteur*

Philippe Joseph

Professeur ENSPM, Rueil Malmaison / *Examineur*

Michel Séranne

Chercheur CNRS, Université de Montpellier / *Examineur*

Jacques Deverchère

Professeur, Université de Brest / *Examineur*

Christian Gorini

Professeur UPMC, Istep / *examinateur et Co-directeur de thèse*

Laurence Droz

Chercheur CNRS, UMR6538, Brest Co-Directrice de thèse (*Invitée*)

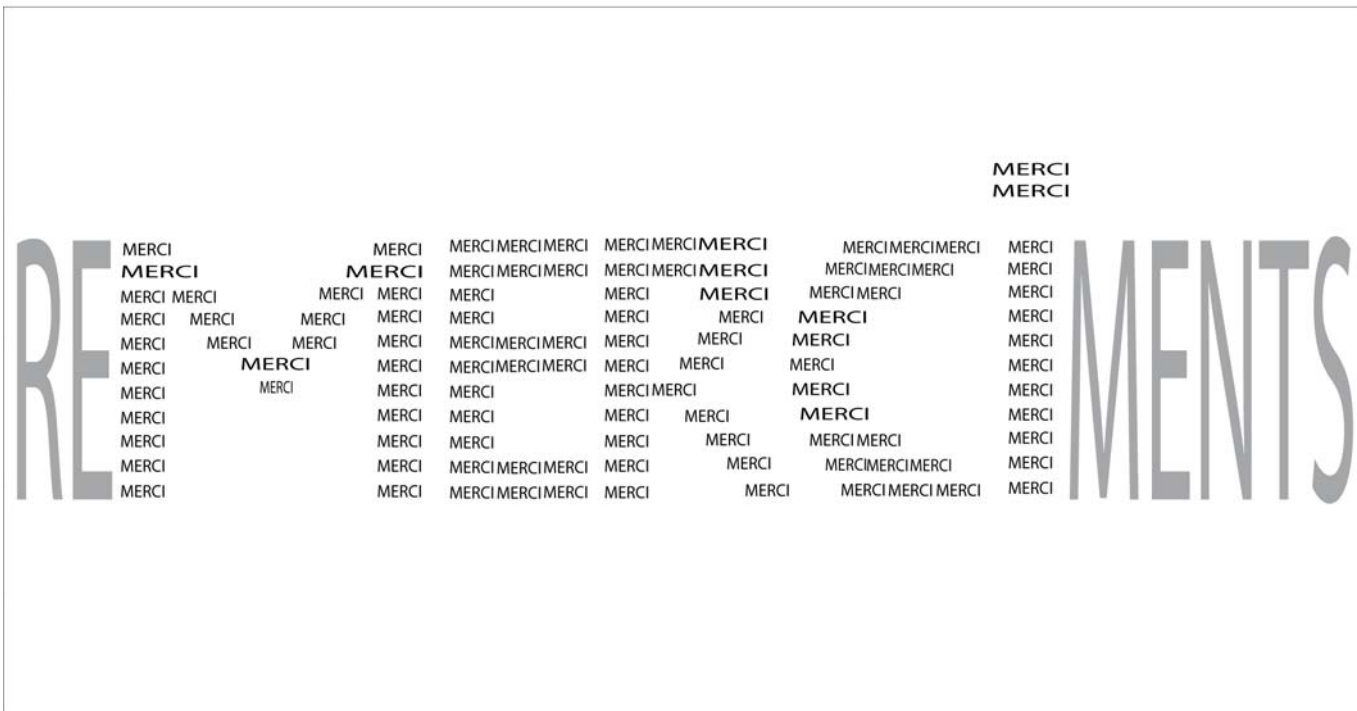
Daniel Aslanian

Chercheur IFREMER, Brest / *Tuteur*

Marina Rabineau

Chercheur CNRS, UMR6538, Brest / *Tutrice*

A mes parents,
qui m'ont toujours fait confiance, soutenue dans mes choix et qui m'ont tant donné.
Ce travail vous est dédié.



Collègues, Amis, Famille,

Au moment d'achever ce mémoire, je vous dédicace les premières pages. Voici un petit résumé illustré de ces trois dernières années en guise de MERCI. Un grand et sincère MERCI .
Pour votre présence et votre soutien de ce qui fut une sacré belle tranche de vie.

Et parce qu'avant ces trois ans, de bien chouettes expériences m'ont été offertes, je tiens à remercier :



- Xavier Lurton, Jean-Marie Augustin, Eliane Le Drezen et M. Voisset pour mes premiers pas,
- les génaviriens pour m'avoir chaleureusement amarinée, et qui ont fait de ces embarquements de bien joyeux moments,
- l'ensemble des scientifiques, chercheurs et techniciens, croisés au fil de ces missions...
- dont Gilles Lericolais et Serge Berné pour m'avoir proposée un transfert mer/terre. Ce fut un bien chouette transport dans votre univers de sédiments.
- Les rencontres qui ont suivies n'ont fait qu'aiguiser ma curiosité. Marina (Rabineau) & Daniel (Aslanian), merci infiniment de m'avoir fait partager votre enthousiasme, poussée vers les bancs de la fac et embarquée avec vous dans la recherche.

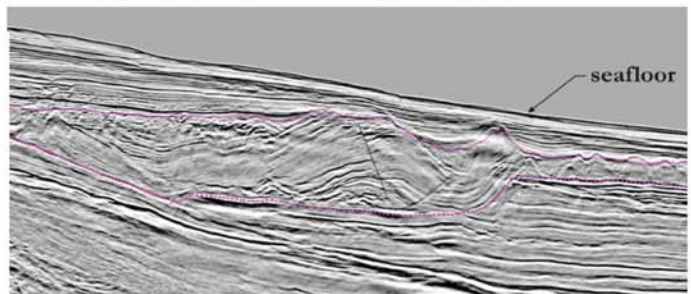
Merci également à l'ensemble des enseignants-chercheurs de l'UBO/IUEM m'ont beaucoup appris et motivée à signer pour ces 3 ans !

Du coup, on m'a souvent demandé : "Mais au fait, une thèse qu'est-ce que c'est ? Et ton sujet, c'est quoi ?"

Maintenant, je sais quoi répondre.

"D'abord, une thèse, c'est beaucoup de réflexion"

"La thèse c'est aussi apprendre à observer et interpréter la donnée."
C'est essentiel.



"I have a feeling it's too soon for fossil fuels around here."

"En ce qui concerne mon sujet, c'est une marge à étudier"

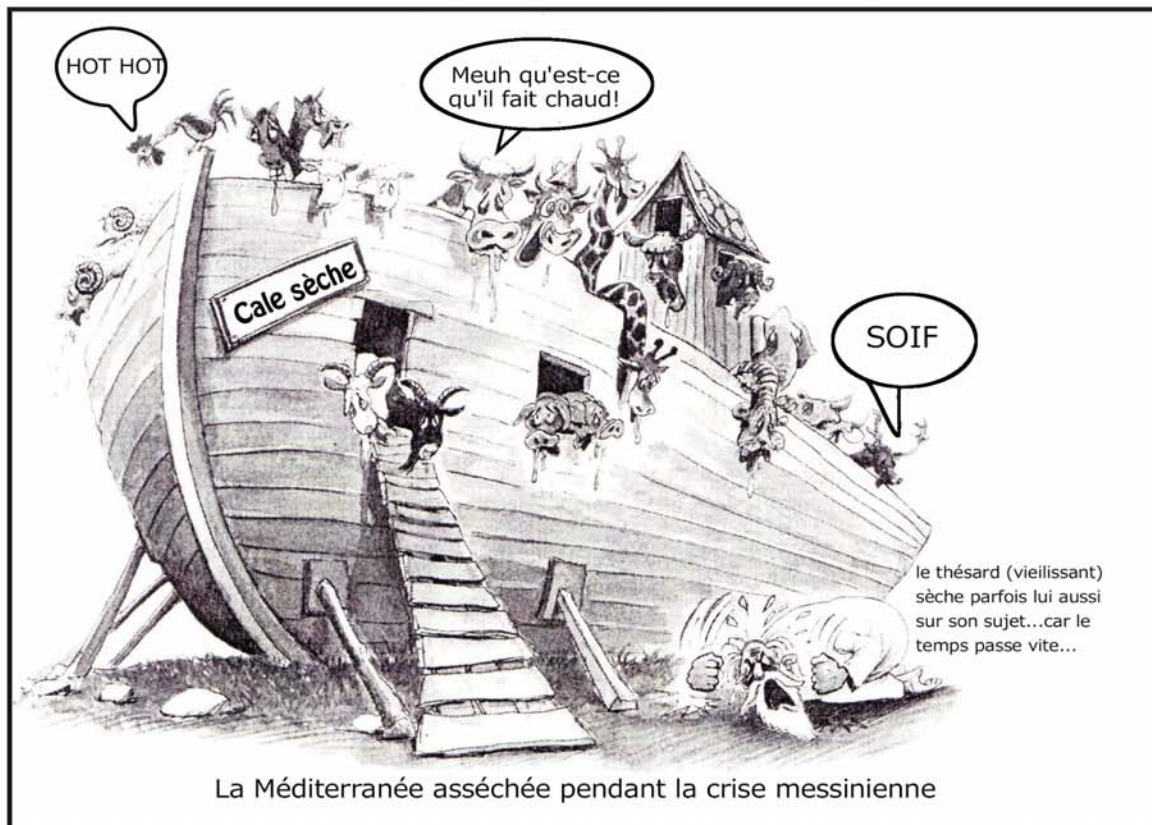
aujourd'hui passive



mais autrefois active



"C'est un temps donné, avec parfois des crises"
 et oui, celle de la trentaine déjà...
 et puis d'autres, où l'esprit est aussi sec que la Méditerranée au Messinien...



"Et puis, c'est difficile parfois de mettre son sujet de côté, de se libérer l'esprit. Même en voyage. Est-ce cela devenir chercheur? Est-ce que je suis faite pour ça?"

"Moral en dents de scie donc ...
 Comme sur les bateaux,
 Y'a des jours Avec... et des jours Sans..."



Heureusement il y a des surprises qui remettent bien vite à flots. Je pense notamment à celle des 29 et des 30 bougies ! Comment caser un maximum de personnes dans un minimum d'espace ? Ou comment avaler 5 tucs en moins de 5 minutes ? Et apporter un sacré soleil au coeur de l'hiver? Toutes ces problématiques, vous les avez résolues... Chapeau-bas, les amis.

Et puis il y a certaines discussions qui éclairent. Parce que je n'ai pas vraiment le sens de l'orientation, je tiens à remercier Christine et Thierry (Terre), ainsi que Ramine et Elisabeth (Bondu) pour avoir tendu vos oreilles et m'avoir montré la bonne direction.

"Alors, j'ai à nouveau planché dur sur les fonds océaniques pour définir les profondeurs et l'épaisseur de mes différentes couches sédimentaires. J'y ai mis de l'ardeur. Beaucoup d'ardeur."



"Et Dionysos est devenu mon modèle. "

Didier (Grangeon), concepteur et indispensable guide de Dionisos, un grand merci pour tes précieux conseils, ta disponibilité, ta réactivité à me débayer et ta sympathie durant mes séjours à l'IFP.

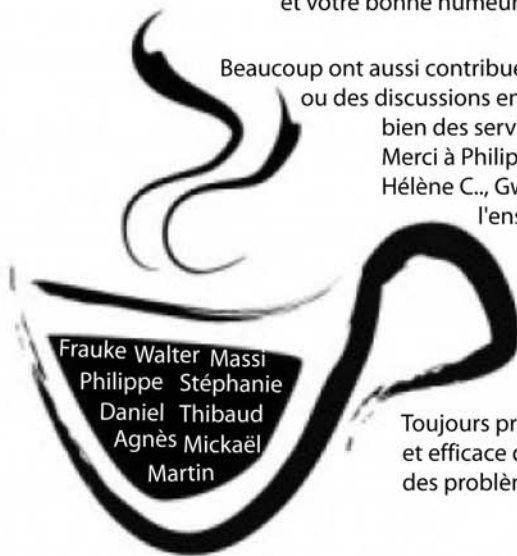


"Et puis aussi, j'ai fumé. Beaucoup trop. Et bu trop de café. Trop serré."

Et, si, ces derniers temps, j'ai déserté le coin café de LGG pour hyper-activité et surcroît de travail temporaires, ces pauses joviales me manquent. Merci à toute l'équipe du LGG pour ces moments partagés et votre bonne humeur.

Beaucoup ont aussi contribué à des dépatouillages ou des discussions en tout genre et rendu bien des services :
 Merci à Philippe S., Frauke K., Mary M. Hélène C., Gwen et

l'ensemble de la "carto"
 Jean-Pierre, Benoît, Laëticia, Delphine, Etienne, Sylvain, Arnaud, Catherine, Alain, Pascal & Michel.



Toujours prompts à aider et efficace dans la résolution des problèmes.



"Souvent, nous, les thésards, on se plaint de nos encadrants... c'est qu'un thésard n'a pas toujours la vie facile... surtout sur la fin !"



Moi, à mes chefs, je dois dire ...

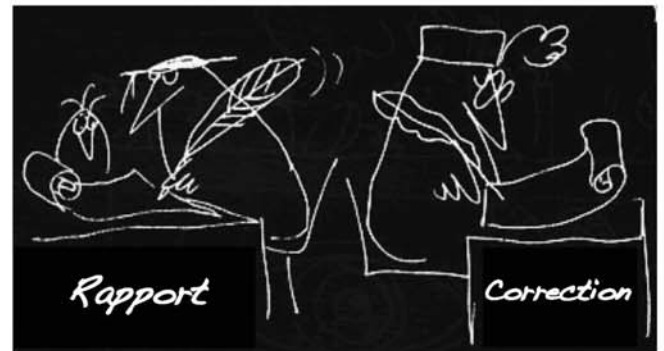
... que je leur dois ENORMEMENT.

Pour m'avoir guidée, éclairée, recentrée, épaulée au cours de cette thèse.
 Pour votre énergie et votre courage (si si, il vous en a fallu) notamment sur les corrections.
 Je ne vous ai pas épargné mes élucubrations totalement incompréhensibles...et le casse-tête du premier jet d'idées qui vous à fait vous escrimer pour pouvoir le déchiffrer.

Relation du thésard avec ses chefs : " Ouf! ça aurait pu être bien pire !"

Pour votre esprit critique, votre exigence, ainsi que la pertinence de vos remarques et la délicatesse avec laquelle vous m'en avez toujours fait part. Afin d'éviter une subsidence trop forte du moral.
 Généreux dans le travail comme dans la vie, en plus de partager vos connaissances, vous m'avez offert quelques leçons de ski en prime.

Marina & Daniel, soyez infiniment remerciés pour tout cela.



Merci également à Laurence Droz et à Christian Gorini, pour avoir dirigé cette thèse, et toujours su me faciliter la tâche dans des situations parfois stressantes. Pour vos judicieux conseils et toutes les discussions, au hasard des couloirs de l'IUEM ou à Paris et Banyuls. Et aussi pour votre enthousiasme dans la recherche, et toujours avec le sourire.
 Et tous les deux, à votre manière et avec votre façon d'être (et peut-être sans le savoir), vous m'avez motivée, fait confiance et rassurée. Merci beaucoup.

PS : Christian, j'ai toujours en tête d'apprendre à tailler des oliviers!

Toute ma reconnaissance aux membres du Jury pour avoir accepté de juger ce travail de thèse malgré la charge de votre calendrier. Merci à Jean-Loup Rubino et Cécile Robin, les rapporteurs de ce manuscrit ainsi qu'à Daniel Aslanian, Jacques Deverchère, Laurence Droz, Christian Gorini, Philippe Joseph, Marina Rabineau & Michel Séranne.

NB pour les lecteurs : Ne vous affolez pas du nombres de pages, ce sont les figures qui prennent beaucoup de place.



Toute ma gratitude va également à toutes ces collaborations ô combien instructives et sympatiques.

Et parce qu'à plusieurs on avance plus vite, et on creuse plus profondément, et parce que j'ai eu la chance de bénéficier de votre savoir-faire , de vos connaissances et/ou de vos données,

Merci à :

Didier (Granjeon),
 François (Bache),
 Stéphane (Molliex),
 Spéranta (Maria Popescu),
 Jean-Pierre (Suc),
 Tadeu (Dos Reis),
 Mary (Moulin),
 Jeffrey (Poort),
 Serge (Berné)
 & Pol (Guennoc).

Et, une thèse, au quotidien...c'est aussi tous ces petits mots sur le bureau qui font tant plaisir...



...ces moments partagés au travail...

un grand merci à tous les collègues du département DRO et de l'IUEM,
un raisin d'or spécial à Delf, Babette, Sylvia & Alison pour leur gentillesse et leur attention aux autres!
Angélique, Feldon, Sara... mes co- picnic-euses de choc.
C'était un moment que j'aimais particulièrement...
Merci Angélique, ma meuniote préférée, on a persisté, même l'hiver!

Pensées aussi à tous mes collocs de bureau, Céline, Caroline, Charline et Thibaud. Charline, c'est grâce à cette "colloc de choc" que j'ai appris à te connaître. Change rien, ma poule! Et puis, sur le sprint final, Thib', tu as été mon colloc le plus grognon (lol)... mais c'était un grand plaisir. J'aime les grognons.

Delf' et Walter, mes deux artistes préférés, on s'y met à notre projet ? je vais pouvoir "usiner" un peu plus sur les toiles maintenant...
Merci aussi aux compagnons de thèse et cdd ou stagiaires de passage qui apportent plein de dynamisme et de bonne humeur. Je pense notamment à Esther, Sandra, Marga, JB, Jehanne, Seb, Alexis, Vinc' (R.), VV (G.), JB 2, Hélène (C.), Gayé et Romain.

Mais l'univers de la science est aussi un lieu de découvertes humaines riches qui amènent à des amitiés fortes. Certaines depuis un petit bout de temps. Je pense aux zintekos 1998 d'Anita Conti et 1999 d'Eric Tabarly. Et au melting-pot avec certaines bouilles des promos suivantes.; Grande Estelle, Delf ravie de vous croiser quotidiennement ; Gwenouïlle, je te suis à la trace depuis l'époque du Mistral, c'est pour ne pas te perdre!

Mention spéciale à Titi, Pépette, Yffic, Ti'Bert', Nelly & So, indéfectibles compagnons depuis tant d'années. Et puis il y d'autres amitiés qui se tissent, des rencontres issues des couloirs de l'uem et de l'ifremer, mais qui n'en sont pas moins complices et pleines de rires. Vive le sacré p'tit soleil, les marathons photos et les vacances espagnoles! Que toutes ces belles découvertes soient chaleureusement remerciées ici pour tous les sacrés bons moments partagés, les expéditions (foires artisanales, ballade géologique, pêche à pied, ballades, baignades...), les après-midis sportives, les discussions, les marchés du dimanche, les verres en terrasse, au 1001 Lunes et ceux dans le cocon douillet des bars brestois... Alors, en espérant n'oublier personne, merci à : Aude, Angélique, Aurélien, Bobby, Flora, Feldon, Guéorgui, Gwen, Isa, Juju (A.), Katie, Marie, Mary, Mimi, Piou-piou, Sara, Shaza, Stefan, Thibaud, Ti Soleil.

Mention spéciale aussi pour Piou-Piou. La fin de thèse n'aurait pas été si sereine sans ta bonne humeur, nos défoullages sportifs, tes miouziks du jour et tous ces moments si knut!

Frangin, frangine, P&M, place maintenant à des vacances en famille, non?



En résumé :

MERCI à tous ceux qui, de près ou de loin, ont participé à ces 3 ans de thèse. Et, si c'était à refaire...je re-signerai, évidemment!

RÉSUMÉ

Le Golfe du Lion et le Bassin Provençal sont l'objet de recherche intensive à toute échelle de temps et d'espace. Cependant, les budgets sédimentaires et les mouvements verticaux depuis la formation de la marge étaient restés inconnus ou sources de controverses. Ce travail se propose d'aborder leur quantification à partir de l'interprétation de nombreux profils sismiques, d'après les concepts de stratigraphie sismique et séquentielle [Vail et al., 1977], complétée par des données de forages et de sismique réfraction, et validée par des modélisations stratigraphiques avec Dionisos [Granjeon and Joseph, 1999].

L'établissement d'une continuité stratigraphique entre le domaine de plate-forme et le bassin profond offre une vision complète du remplissage sédimentaire de la marge. Les repères stratigraphiques du Plio-Pléistocène (2.6 Ma, 1.6 Ma, 0.9 Ma et 0.45 Ma) ont en effet été corrélés jusqu'au pied de pente. Les jalons messiniens, établis lors des travaux précédents [Bache, 2008] ont également été étendus et précisés localement. La mise en évidence d'une nouvelle unité, interprétée comme les résidus de l'abrasion lors de la transgression mettant fin à la célèbre crise, permet d'apporter des arguments pour l'établissement d'un nouveau scénario de l'évènement [Bache et al., 2012a] (*soumis*). Des lois de conversion en profondeurs (métriques) des différentes unités chronostratigraphiques ont ensuite été établies en 3D à partir de l'ensemble des données de forage et de réfraction (ESP) et appliquées pour chacune de nos unités. Les profondeurs de l'ensemble des jalons plio-pléistocènes et messiniens ont ainsi pu être cartographiées, ainsi que les épaisseurs de chacune des unités définies depuis le substratum jusqu'à l'actuel (1 au Miocène, 6 au Messinien, 5 au Plio-Pléistocène). Les épaisseurs et volumes sédimentaires déposés ont alors pu être quantifiés sur chaque intervalle stratigraphique. Les séries sédimentaires ont été par la suite décompactées et les volumes "vrais" de dépôts et flux sédimentaires recalculés.

Il en résulte une augmentation très forte (X2) des apports détritiques autour de 1 Ma en liaison avec les changements climatiques de la révolution Mi-Pléistocène, et le changement de fréquence et d'amplitude des cycles eustatiques. L'accélération mondiale (par 3) des flux terrigènes il y a 5 Ma, défendue par de nombreux auteurs et corrélée avec un soulèvement des grandes orogènes (ici en liaison avec les Alpes), est également observée dans notre bassin, même si la célèbre crise de salinité messinienne tend à perturber le signal. On suggère qu'elle soit en partie responsable de ce pic détritique à 5 Ma. La chute du niveau marin (estimée à 1500 m par [Clauzon, 1982]) et l'érosion qui lui est associée entraînent en effet un transfert considérable de sédiments d'amont en aval. Les flux détritiques sont ainsi multipliés par 15 pendant le Messinien par rapport au Miocène. Nos modélisations stratigraphiques de la crise messinienne ont par ailleurs permis de démontrer la validité de l'hypothèse de [Bache, 2008], [Bache et al., 2012b] quant à l'ampleur des dépôts détritiques issus de l'érosion et du démantèlement de la marge.

La géométrie des dépôts nous a également fourni de précieux indicateurs des mouvements verticaux ayant affectés les sédiments depuis le rifting. Trois domaines différents de subsidence sont distingués : les domaines de plate-forme, de pente (où la subsidence prend la forme d'un basculement) et le bassin profond (qui s'affaisse de façon purement verticale). Trois lignes charnières ou hinge-line sont ainsi définies :

- la première située entre 15 à 20 km en amont du trait de côte actuelle, au début de l'amincissement de la croûte (première remontée du Moho)
- la deuxième au niveau de la rupture de pente de l'actuel plateau au-dessus à la transition avec un domaine de croûte continentale plus fortement amincie au sein duquel un sous domaine anomalique à fortes vitesses sismiques est observé,
- la troisième à l'aplomb de la transition entre le domaine à croûte continentale fortement amincie et le domaine à croûte atypique.

Sur la plate-forme, le basculement plio-pléistocène quantifié par [Rabineau, 2001], [Rabineau et al., 2012] (*soumis*), est démontré constant dans le temps et globalement dans l'espace et estimé à $0,16^\circ/\text{Ma}$ et validée par des simulations en 2D. La subsidence *post-rift* moyenne (depuis 20 Ma) du plateau, quant à elle, apparaît inférieure et variable dans le temps et l'espace. Elle est estimée à $0,11^\circ/\text{Ma}$ sur la plate-forme occidentale, à $0,06^\circ/\text{Ma}$ sur la plate-forme orientale, impliquant une subsidence miocène quasi-nulle sur la plate-forme rhodanienne. La subsidence *post-rift* moyenne est cependant mesurée sur des réflecteurs qui ont probablement subi des réajustements isostatiques liés à l'évènement messinien. Quantifier l'ampleur de ces réajustements isostatiques s'avère donc essentiel pour mieux contraindre la subsidence. L'ordre de grandeur de ces réajustements a été mesuré à 1300 m sur la plate-forme externe occidentale au niveau des canyons de la zone Aude-Hérault, se rapprochant de l'estimation de [Mauffret et al., 2001]. Dans le bassin profond, la subsidence *post-rift* verticale (depuis 20 Ma) est, elle, estimée à 500 m/Ma.

Une simulation préliminaire avec Dionisos, incluant les lignes charnières définies, et considérant un taux de basculement constant de $0,16^\circ/\text{Ma}$ sur le plateau, une subsidence verticale de 500 m/Ma dans le bassin, et un basculement constant sur la pente accommodant les subsidences de part et d'autre, reproduit l'architecture sédimentaire de la marge à partir d'une topographie initiale plane. Elle montre donc que l'hypothèse d'une subsidence *post-rift* constante du bassin de 500 m/Ma depuis 20 Ma (similaire à celle indiquée par [Séranne, 1999]) est possible, même si

un taux de subsidence miocène plus faible n'est pas à exclure.

L'enregistrement sédimentaire permet donc de décrypter les lois de subsidence qui semblent corrélées aux différents grands domaines structuraux sous-jacents : (1) le domaine à croûte continentale, (2) celui à croûte continentale amincie et (3) le domaine à croûte intermédiaire.

La position haute de la plate-forme pendant le rifting [**Bache**, 2008], [**Bache et al.**, 2010], les taux de subsidence particulièrement forts calculés dans cette étude, ainsi que le mouvement subsidant purement vertical dans le bassin ne correspondent pas à l'évolution attendue d'après les modèles conservatifs d'extension des marges. De précédentes études menées sur les marges atlantiques [**Moulin et al.**, 2005], [**Aslanian et al.**, 2009], [**Labails et al.**, 2010] avaient déjà mis l'accent sur ce point. Les résultats de nos travaux confirment donc la nécessité de considérer de nouveaux modèles d'évolution des marges dites passives [**Aslanian et al.**, 2009], [**Bache et al.**, 2010].

The Gulf of Lions and the Provençal basin have been studied intensively at variable timescale. However, sedimentary budgets and vertical movements of the margin remained largely unknown. This work aims to quantify them using a large grid of seismic data and their interpretations with seismic and sequential stratigraphy concepts [Vail et al., 1977], correlations with existing drillings, refraction data and validation by numerical stratigraphic modeling with Dionisos [Granjeon and Joseph, 1999].

A stratigraphic continuity of reflectors from the platform to the slope and to the deep basin has been established describing the architecture of the sedimentary filling of the entire margin. Plio-pleistocene stratigraphic markers (at 2.6 My, 1.6 My, 0.9 My and 0.45 My) have been correlated down to the foot of slope. The messinian units underlined by previous studies [Bache, 2008] were also extended and/or detailed in specific areas. A new unit is described and interpreted as the residuals of the abrasion during the transgression which ended the famous messinian crisis. This allowed us to bring some new arguments for a new scenario of the event [Bache et al., 2012a] (*submitted*). Drillings and refraction datas led to 3D time-depths conversion laws for our chronostratigraphic units. We were therefore able to produce all the plio-pleistocene and messinian maps in meters as well as the thickness maps of all units defined above the substratum until today (1 for the Miocene, 6 for the Messinian, 5 for the Plio-Pleistocene). The thicknesses and the sedimentary volumes were then quantified for every stratigraphic intervals. After decompaction, "true" volumes of deposits as well as sedimentary fluxes were therefore recalculated.

Our quantification shows that the detrital input increase strongly (by 2) around 1 My in relation with the Mid-Pleistocene Revolution (strong climate change) associated with a change of frequency and amplitude of eustatic cycles. A worldwide acceleration (by 3) of detrital fluxes after around 5 My is often correlated to an uplifting of orogens by many authors. This peak is also observed in our basin (associated with high alpine erosion rates). However, the famous Messinian Salinity crisis disrupts the signal and has probably even a role in this increase. The sea-level fall (around 1500 m according to [Clauzon, 1982] involves huge erosion and transfers of sediments from the platform to the foot of the margin.. Our numerical stratigraphic modeling allowed to demonstrate the validity of the hypothesis of [Bache, 2008], [Bache et al., 2012b] with a high amount of early detrital deposits below the evaporitic units in the basin. The messinian detrital fluxes increase fifteenfold (more than one order of magnitude) with regard to the Miocene.

The geometry of sedimentary markers also provided valuable markers to estimate the vertical movements having affected sediments during the evolution of the margin. Three different domains of subsidence are distinguished : the domains of the platform and the slope (where the subsidence takes the form of a seaward tilting) and the deep basin (which subsides with a purely vertical movement).

Three hinge-line were also defined :

- the first one is situated between 15 in 20 km landward of the current coast line, above the first uplift of the Moho,
- the second one is around the present day shelf-break, above the beginning of crustal thinned domain,
- the third one corresponds to the transition between the strongly thinned continental crust domain and the atypical crustal domain.

The plio-pleistocene subsidence quantified by [Rabineau, 2001], [Rabineau et al., 2012] (*submitted*) with a constant value of $0,16^\circ / \text{Ma}$ was confirmed both by our 2D simulations on the platform and 3D simulations on all the margin [Leroux et al., 2012] (*in prep.*). The earlier subsidence is difficult to quantify precisely because the platform probably underwent messinian isostatic readjustments. We indeed measured an uplift of 1300 m on the western external shelf around the Aude-Hérault canyon (close to the value estimated by [Mauffret et al., 2001]). In the basin, the average post-rift subsidence rate is calculated to be 500 m / my (similar to that estimated by [Séranne, 1999]).

A preliminary simulation with Dionisos, including the defined hinge-lines, a constant subsidence rate of $0,16^\circ / \text{Ma}$ on the platform (extrapolated for Miocene time), a vertical subsidence rate of 500 m / my in the basin, a value on the slope accommodating subsidences on both sides and a flat initial topography enabled to reproduce satisfactorily the sedimentary architecture of the margin. This shows that the hypothesis of a constant subsidence rate in the basin of 500 m / my during the last 20 My is a good first approximation, even if a smaller miocene subsidence rate is not excluded.

The sedimentary record thus allows to decipher the laws of subsidence which seem correlated to the various underlying structural domains : (1) the domain with continental crust, (2) the domain of thinned continental crust and (3) the domain with intermediate crust. The high position of the platform during the rifting [Bache, 2008], [Bache et al., 2010], the strong rates of subsidence which are calculated in this study, as well as the purely vertical movement in the basin do not correspond to the evolution of « classical margins » using conservational extensional models. Previous studies on the Atlantic margins [Moulin et al., 2005], [Aslanian et al., 2009], [Labails et al., 2010] have already emphasized this point. The results of our work thus confirm the need to consider new models for the evolution of passive margin [Aslanian et al., 2009], [Bache et al., 2010].

Table des matières

1	Introduction	33
1.1	Problématiques	33
1.1.1	Problématique 1 : évolution des flux sédimentaires et facteurs de contrôle	33
1.1.2	Problématique 2 : La crise de salinité messinienne	33
1.1.3	Problématique 3 : La subsidence de la marge pour reconstituer les paléogéographies et les environnements de dépôt	34
1.2	Pourquoi le bassin Provençal ?	34
2	Contexte Géologique	37
2.1	Synthèse Géodynamique et Tectonique	38
2.1.1	Héritage Structural pré-Rift	38
2.1.2	Rifting et Structuration	38
2.1.2.1	Système alpin/Téthysien	38
2.1.2.2	Contexte arrière-arc et rifting	39
2.1.2.3	Le bassin Liguro-Provençal : un véritable océan ?	39
2.1.3	Géodynamique de la Méditerranéenne occidentale	39
2.1.4	Evolution du bassin et événements tectoniques synchrones	47
2.2	Synthèse Climatique	53
2.2.1	Origine des variations climatiques	53
2.2.2	Événements climatiques majeurs durant l'Oligo-Miocène	56
2.2.3	Événements climatiques majeurs au Plio-Pléistocène	56
2.2.3.1	Refroidissement vers 3.5Ma	61
2.2.3.2	Refroidissement autour de 2.6Ma	61
2.2.3.3	La Révolution Mi-Pléistocène	61
2.3	Budgets et flux sédimentaires. Relation au climat et/ou à la tectonique	61
2.3.1	Préambule : des bassins sources aux bassins sédimentaires, l'approche <i>Source to Sink</i>	61
2.3.2	Méthodes pour estimer les flux et budgets sédimentaires	64
2.3.2.1	Mesures des taux de dénudation	64
2.3.2.2	Mesures des taux d'exhumation	65
2.3.2.3	Mesure directe du remplissage sédimentaire <i>via</i> la stratigraphie séquentielle	66
2.3.3	Synthèse des budgets sédimentaires terre-mer	67
2.3.4	Sédimentation marine à l'échelle mondiale	67
2.3.4.1	La sédimentation dans le bassin Liguro-Provençal	68
2.3.4.2	Budgets terrestres alpins et pyrénéens	70
2.3.4.2.1	Débat sur les variations des budgets sédimentaires au Pliocène	71
2.3.4.2.2	Evolution de la décharge des Alpes depuis 30 Ma	79
2.3.4.2.3	Les fleuves pyrénéo-languedociens au Quaternaire	81
2.3.4.2.4	Tectonique Pyrénéenne	81
2.4	La Subsidence des marges	82
2.4.1	Compensation isostatique locale et régionale	82
2.4.1.1	Principes d'isostasie locale	82
2.4.1.1.1	Modèle d'isostasie locale d'Airy	82
2.4.1.1.2	Modèle d'isostasie locale de Pratt	83
2.4.1.2	Exemple d'application	84
2.4.1.3	Flexure élastique ou modèle d'isostasie régionale	85
2.4.1.3.1	Modèle élastique	85
2.4.1.3.2	Modèle visco-élastique	86
2.4.2	Les modèles de formation des marges	86
2.4.2.1	Modèles conservatifs <i>vs</i> modèles non conservatifs	86
2.4.2.2	Position haute des marges pendant le rifting	87
2.4.3	Approches de la subsidence	89

2.4.3.1	Approche classique de la subsidence par rapport au modèle conceptuel de [McKenzie, 1978]	89
2.4.3.2	Autres Approches de la subsidence	89
2.4.3.2.1	Assimilation de réflecteurs à des droites	89
2.4.3.2.2	Modélisations géodynamiques et stratigraphiques	91
2.4.3.2.3	Analyses thermiques et morphostratigraphiques	91
2.4.3.2.4	Paléoenvironnements déduits des forages profonds	91
2.4.4	Subsidence du Golfe du Lion et du Bassin Liguro-Provençal	91
2.4.4.1	Zoom sur le Messinien	91
2.4.4.2	Zoom sur le Plio-Pléistocène	91
2.4.4.2.1	Subsidence constante	91
2.4.4.2.2	Subsidence non constante	95
2.4.4.3	Zoom sur le Quaternaire	96
2.4.4.4	Zoom sur le dernier cycle glaciaire	96
3	Stratigraphie fini-miocène et plio-pléistocène : état des lieux	101
3.1	La crise de salinité messinienne (MCS) en Méditerranée	101
3.1.1	Causes de la crise messinienne : restriction par étapes de la Méditerranée	101
3.1.2	Affleurements <i>onshore</i> , bassins marginaux et dépôts <i>offshore</i>	101
3.1.3	Modèles de dépôt des évaporites	104
3.1.3.1	Diachronisme	105
3.1.3.2	Synchronisme	107
3.1.4	Modèles de dépôt de la halite	109
3.1.5	Fin de crise	110
3.1.5.1	Causes	110
3.1.5.2	Datation de la remontée du niveau marin	112
3.1.6	Astrochronologie	113
3.1.6.1	Dépôts avant évaporites	113
3.1.6.2	Évaporites inférieures	113
3.1.6.3	Évaporites supérieures	114
3.1.6.4	Corrélation avec les isotopes de l'Oxygène	114
3.2	Focus sur la stratigraphie messinienne du Bassin Liguro-Provençal	119
3.2.1	Le domaine érodé sur le plateau	119
3.2.2	Le domaine intermédiaire au niveau de la pente	119
3.2.3	Transition du domaine érodé au domaine intermédiaire	124
3.2.4	Le domaine à évaporites dans le bassin profond	124
3.2.5	Transition du domaine intermédiaire au domaine profond	124
3.2.6	Synthèse chronostratigraphique de l'événement messinien	125
3.3	Focus sur la stratigraphie plio-pléistocène du Bassin Liguro Provençal	126
3.3.1	Plate-forme	126
3.3.1.1	Echelle du Plio-Pléistocène	126
3.3.1.1.1	Interprétation de [Rabineau, 2001]	126
3.3.1.1.2	Interprétations de [Lofi et al., 2003]	129
3.3.1.1.3	Interprétations de [Duvail et al., 2005]	129
3.3.1.1.4	Synthèse comparative de ces travaux	130
3.3.1.2	Les derniers 500 000 ans	131
3.3.2	Pente et bassin profond	133
3.3.3	Scénarios proposés pour la mise en place de l'ensemble des dépôts plio-pléistocènes	136
4	Données et Méthodes	139
4.1	Données	139
4.1.1	Sismique Réflexion	139
4.1.2	Forages	139
4.1.3	Sismique réfraction	139
4.2	Méthodes	141
4.2.1	Quantification des flux sédimentaires	141
4.2.1.1	Stratigraphie sismique et séquentielle	142
4.2.1.2	Cartographie	142
4.2.1.3	Analyse des vitesses (forages et ESP) et transformation Temps/Profondeurs	142
4.2.1.4	Calcul des volumes sédimentaires	143
4.2.2	Quantification des mouvements verticaux	143
4.2.2.1	Construction du Modèle Géologique	143

4.2.2.2	Estimation de la subsidence	143
4.2.3	Incertitudes et marges d'erreur	145
4.2.4	Test du Modèle géologique et Reconstitutions des paléogéographies de dépôts <i>via</i> les modélisations stratigraphiques : DIONISOS	145
4.2.4.1	Test du Modèle géologique	145
4.2.4.2	Le Modèle DIONISOS	147
5	Résultats : Architectures messinienne et plio-pléistocène à l'échelle du bassin	149
5.1	Stratigraphie sismique : lien plate-forme-bassin	149
5.1.1	Plate-forme	149
5.1.2	Pente et bassin	166
5.1.2.1	Unités messiniennes	166
5.1.2.2	Unités plio-pléistocènes	174
5.1.3	Vision intégrée Plate-forme-Pente-Bassin	178
5.2	Corrélations avec les données de forages sur la plate-forme et la pente	192
5.2.1	Estimations chronostratigraphiques de nos horizons	192
5.2.2	Lithologies	194
5.2.3	Environnements de dépôt	194
5.3	Cartographie des unités en profondeurs temps double	200
5.3.1	Etude morpho-structurale et mise en place des dépôts	200
5.3.1.1	Oligo-Miocène <i>ante</i> Messinien et Messinien	200
5.3.1.2	Plio-Pleistocène	213
5.3.2	Evolution morphologique de la marge au Plio-Pléistocène	215
5.3.2.1	Progradation de la marge au Plio-Pléistocène	215
5.3.2.2	Evolution spatio-temporelle du tracé des canyons plio-pléistocènes	221
5.3.3	Epaisseurs sédimentaires	226
5.3.3.1	Oligo-Miocène, Miocène <i>ante</i> messinien et Plio-pléistocène	226
5.3.3.2	Cartes isopaques messiniennes	233
5.3.3.3	Cartes isopaques plio-pléistocènes	241
5.3.3.4	Mise en place des appareils sédimentaires Plio-Pléistocènes	247
5.4	Estimations des vitesses sismiques	266
5.4.1	Analyse des forages	268
5.4.1.1	Analyse des forages au niveau de nos horizons	268
5.4.1.2	Analyse des forages par intervalles de vitesses	271
5.4.2	Analyse des ESP	271
5.4.2.1	Analyse des vitesses ESP au niveau de nos horizons	271
5.4.2.2	Analyse des vitesses ESP par intervalles de vitesses	274
5.4.3	Synthèse des forages et ESP pour l'estimation des vitesses sismiques	279
6	Quantification des budgets sédimentaires	285
6.1	Budgets apparents (non décompactés)	285
6.1.1	Volumes sédimentaires apparents sur le substratum	285
6.1.2	Flux sédimentaires apparents depuis l'Oligocène	289
6.2	Décompaction des sédiments	294
6.3	Comparaison de nos budgets sédimentaires avec d'autres travaux	300
6.3.1	Comparaison avec les budgets sédimentaires de [Kuhlemann, 2000]	301
6.3.2	Comparaison avec la carte d'épaisseur sédimentaire plio-pléistocène de Gennesseaux, 1993 à l'échelle de la Méditerranée	301
6.3.3	Comparaison avec les données de A. Mauffret <i>et al.</i> (non publiées)	304
6.4	Discussion	304
6.4.1	Origines des variations des budgets sédimentaires observées au Plio-Pléistocène	304
6.4.1.1	Doublement des flux sédimentaires à 0.9 Ma	304
6.4.1.2	Augmentation des flux sédimentaires entre Miocène et Pliocène	306
6.4.1.3	Baisses successives des flux sédimentaires entre 2.6 Ma et 0.9 Ma ?	308
6.4.2	Transfert Terre/Mer : Dénudation à terre et Sédimentation marine	308
6.4.2.1	Estimation des masses et volumes sédimentés et dénudés à terre	308
6.4.2.2	Estimation des taux d'érosion à terre à partir des volumes sédimentaires	310
6.4.2.3	Répartition des sédiments en mer	314
6.4.3	Flux Messinien : hypothèse 1 ou 2 ?	315
6.4.4	Ampleur et conséquences de la crise messinienne	323
7	Quantification des mouvements verticaux et Modélisations stratigraphiques	327

7.1	La subsidence sur la plate-forme du Golfe du Lion	327
7.1.1	Subsidence et simulation stratigraphique 2D du Plio-Pléistocène	327
7.1.1.1	Paramètres contraints	327
7.1.1.1.1	La Bathymétrie initiale	327
7.1.1.1.2	Les Lithologies : rapport sable/argile	328
7.1.1.1.3	Les pentes moyennes de dépôt des prismes	328
7.1.1.1.4	Les flux sédimentaires entrants	328
7.1.1.2	Test de la Subsidence : constante ou variable?	328
7.1.1.3	Implication en terme de flux sédimentaires	329
7.1.1.4	Résolution de la courbe eustatique en entrée du modèle	331
7.1.2	Estimation des taux de basculement plio-pléistocène en 3D	336
7.1.3	Le cas de la Surface d'Erosion Messinienne (MES)	339
7.2	Simulations de l'évènement messinien	340
7.2.1	Paramètres invariants des simulations	340
7.2.2	Premiers tests : influence de la paléobathymétrie initiale du bassin et de l'amplitude de chute du niveau marin	340
7.2.2.1	Résultats : Epaisseurs déposées et érodées selon l'amplitude de chute et la paléobathymétrie	346
7.2.3	2ème test : Influence des apports sédimentaires	350
7.2.4	3ème test : Influence des taux d'érosion maximum	355
7.2.5	4ème test : Influence des vitesses de chute et de remontée du niveau marin	361
7.2.5.1	Influence des vitesses de chute et durée du bas niveau marin	361
7.2.5.2	Influence de la vitesse de remontée du niveau marin	361
7.2.5.3	Influence du ravinement par les vagues	364
7.2.6	6ème test : Dépôt évaporitiques (évaporites inférieures, halite et évaporites supérieures)	364
7.2.7	Bilan et Discussion des modélisations du Messinien	368
7.3	La subsidence à l'échelle de la marge	373
7.3.1	Subsidence homogène dans l'espace?	373
7.3.2	Quantification de la subsidence	381
7.3.3	Simulations stratigraphiques à l'échelle de la marge : résultats préliminaires	384
7.3.3.1	Géométries de dépôt	384
7.3.3.2	Evolution des flux sédimentaires	385
7.3.3.3	Position et Estimation des contributions relatives des différentes source	388
7.3.3.4	Perspectives dans les modélisations stratigraphiques	388
7.4	Réajustements isostatiques liés à l'évènement messinien : résultats préliminaires et perspectives	389
8	Conclusions et Perspectives	391
8.1	Conclusions	391
8.1.1	Histoire du remplissage sédimentaire du bassin	394
8.1.1.1	Scénario de la crise messinienne	394
8.1.1.2	Plio-Pléistocène	395
8.1.2	Evolution des flux sédimentaires	396
8.1.2.1	Le climat conditionne l'évolution des budgets sédimentaires	396
8.1.2.2	La tectonique locale conditionnerait la hausse des flux vers 5 Ma	397
8.1.2.3	Influence de l'augmentation des flux sédimentaires sur la tectonique	398
8.1.2.4	Transfert des flux au sein du bassin : importance de la subsidence et de l'érosion	398
8.1.3	Quantification des mouvements verticaux de la marge	398
8.1.3.1	Subsidence <i>post</i> rift	398
8.1.3.2	Estimation de l'ordre de grandeur des réajustements messiniens	399
8.2	Perspectives	400
9	Bibliographie	401
10	Annexes - Volume I	427
10.1	Annexes I : Cartes Isobathes et Isopaques converties en profondeurs métriques	427
10.1.1	Cartes isobathes	427
10.1.1.1	Oligo-Miocène et Messinien	427
10.1.1.2	Plio-Pléistocène	432
10.1.2	Cartes isopaques	437
10.1.2.1	Oligo-Miocène et Messinien	437
10.1.2.2	Plio-Pléistocène	441
10.1.3	Construction des grilles isobathes et isopaques à partir du pointé	450

10.1.4	Exemple de la Transformation Temps/profondeur du Toit du Messinien	450
10.1.5	Reconstruction d'un <i>Line-Drawing</i> synthétique à partir de nos grilles d'horizons transformées en profondeurs (m)	452

Table des figures

1.1	Echelle chronostratigraphique de notre étude. Elle a été construite avec <i>TimeScale Creator</i> en tenant compte de la modification de la base du Pléistocène adoptée à 2.588 Ma par l'IUGS en juin 2009. Les chutes mineures du niveau marin ont une ampleur de 20m, les chutes moyennes de 45m et les chutes majeures de 80m par rapport à l'actuel.	36
2.1	Essai d'organisation des facteurs influant sur la sédimentation. Les forçages planétaires conditionnent le climat et la tectonique qui agissent eux-même sur le flux sédimentaire, la subsidence et l'eustatisme. La sédimentation résulte de l'influence directe et indirecte de l'ensemble de ces facteurs de premier ordre. [Rabineau, 2001].	37
2.2	Position du bassin Liguro-Provençal au carrefour de domaines structuraux notamment Alpes, Pyrénées et Provence. La carte de bathymétrie prédite d'après les données d'altimétrie satellitaires de Sandwell et Smith met en outre en évidence une segmentation des marges du bassin. On observe une alternance de segments de marge étroite et de marge large à la fois côté européen et corso-sarde. Ces segments (délimités par les lignes noires) coïncidant deux à deux (AA', BB', CC', DD', EE'), constituent des marges homologues.	38
2.3	Carte bathymétrique du bassin Nord-Ouest méditerranéen. La plaine abyssale est restreinte à une dépression NE-SO correspondant au bassin Baléarique-Provençal. 1 : Zones de transfert ; 2 : Limite de la croûte océanique ; ArFZ : zone de fracture de l'Arlésienne ; AsFZ : zone de fracture de l'Asinara ; CFZ : zone de fracture catalane ; NBFZ : zone de fracture Nord-Baléares. Légèrement modifié d'après [Maillard et al., 2003]	40
2.4	Profil sismique Ecors et Sardinia 04 indiquant les géométries et les vitesses sismiques sur les marges conjuguées provençales et sardes. Pour chacune d'elles, le domaine de transition IIB, domaine à croûte intermédiaire atypique, est hachuré en jaune. Exagération 1/3. [Labails, 2007]	41
2.5	Mise en évidence du domaine intermédiaire atypique (le domaine B) de part et d'autre de la croûte océanique (domaine A). La trace des failles de transfert est également visible. (A) : Interprétation de la carte aéromagnétique (d'après les données de Galdeano & Rossignol), en trait noir continu les anomalies fortement positives, en pointillés, les alignements remarquables. (B) : Interprétation de la carte de gravimétrie satellitaire (d'après les données de [Sandwell and Smith, 1997] avec une résolution de 1min X 1min et des isocontours tous les 2mGals. (C) : Superposition de nos interprétations de données magnétiques sur la carte des structures salifères d'après les données de [Olivet, 1987]. (D) : Superposition de nos interprétations des données magnétiques sur la carte des flux de chaleur numérisés d'après les données de [Chamot-Rooke et al., 1997].	42
2.6	Eléments de géodynamique et cinématique de la Méditerranée occidentale	44
2.7	Eléments de géodynamique et cinématique de la Méditerranée occidentale (suite).	46
2.8	Développement du bassin Liguro-Provençal replacé dans un cadre géodynamique plus large depuis le Priabonien.	49
2.9	Grilles magnétique (A) et gravimétrique (B) rôties des plaques corse et sarde superposées aux grilles fixes de la plaque Européenne en position <i>ante</i> accréation océanique. Nous avons retenu une rotation antihoraire de 17.62° pour un pôle situé à 43.32°N-9.67°E d'après nos reconstructions cinématiques sur <i>Placa</i>	50
2.10	Grilles magnétique (A) et gravimétrique (B) rôties des plaques corse et sarde superposées aux grilles fixes de la plaque Européenne en position <i>ante</i> amincissement crustal. Nous avons retenu une rotation antihoraire de 49.30° pour un pôle situé à 43.08°N-9.13°E d'après nos reconstructions cinématiques sur <i>Placa</i> . Notons le bon alignement NE-SO des anomalies magnétiques représentant le volcanisme.	51
2.11	Coupes sismiques à travers le bassin Liguro-Provençal. En A, restitution avant la première accréation océanique. En B, restitution à un stade intermédiaire en mettant bord à bord les zones magnétiques calmes. En C, situation actuelle. [Labails, 2007]	52
2.12	Les paramètres de Milankovitch. http://planet-terre.ens-lyon.fr/planetterre/objets/Images/milankovitch-passe/MILANPMilankovitch.jpg	53
2.13	Événements climatiques majeurs depuis le Priabonien.	55

2.14	Enregistrements isotopiques globaux de l'oxygène et du Carbone compilés à partir de 40 sites DSDP et 36 sites ODP [Zachos et al., 2001]. L'échelle de températures est construite à partir des données isotopiques de l'oxygène pour un océan mondial libre de glace; elle ne s'applique donc que sur la période précédant la mise en place des glaciations antarctiques (avant 35 Ma). Les barres verticales représentent une estimation grossière des volumes de glace de chaque hémisphère par rapport au LGM. Les hachures correspondent à un volume inférieur ou égal à 50% du volume actuel de glace, les traits pleins à un volume supérieur à la moitié du volume de glace actuelle.	56
2.15	Illustration de la corrélation haute résolution pour le Pliocène de données palynologiques en Méditerranée (Mer Noire) avec les enregistrements de $\delta^{18}O$ et des courbes d'excentricité [Popescu, 2010]. 1 : plantes thermophiles (correspondant à un climat humide), 2 : herbes, 3 : plantes de steppe (climat sec). Les variations de végétation indiquent notamment un assèchement du climat début Pliocène. . .	57
2.16	Les proxies climatiques au Plio-Pléistocène. La charte tient compte de la modification de la base du Pléistocène adoptée par l'IUGS en juin 2009 (cf. [Gibbard et al., 2010]). Confrontation, de gauche à droite : des cycles transgressif/régressifs de [Haq and Schutter, 2008], des courbes du niveau marin (en m par rapport à l'actuel) Plio-Pleistocène de [Hardenbol et al., 1998] et phanérozoïque à court terme de [Haq et al., 1987], [Haq et al., 1988], [Haq and Schutter, 2008], de la nomenclature des stades glaciaires, la courbe composite de [Lisiecki and Raymo, 2005] de $\delta^{18}O$, des biozones à foraminifères [Hardenbol et al., 1998] d'après les données des microfossiles néogènes [Maruyama, 2000] et paléogènes [d'après J. Barron in [Hardenbol et al., 1998]], des nannofossiles calcaires [Berggren et al., 1995a], [Berggren et al., 1995b], [Lourens et al., 2004b] et enfin des paramètres de [Milankovitch, 1920] sur les 3 derniers Ma [Laskar et al., 2004]. Les chutes mineures du niveau marin ont une ampleur de 20m, les chutes moyennes, de 45m et les chutes majeures, de 80m par rapport à l'actuel. . .	58
2.17	Synthèse climatique du Plio-Pléistocène. La partie gauche de la figure est construite avec le logiciel <i>Time Scale Creator</i> complétée à droite par une compilation bibliographique.	60
2.18	Courbe haute résolution des variations de $\delta^{18}O$ sur l'ensemble du Plio-Pleistocène (enregistrement sur des foraminifères benthiques au niveau de 57 sites mondiaux) et conversion en niveau marin [Lisiecki and Raymo, 2005]. Pointillés verts : niveau marin avec le Groenland et l'Antarctique Ouest (volumes actuels) déglacés; Pointillés gris : niveau marin actuel; Pointillés bleus : niveau marin au dernier maximum glaciaire (LGM) avec seul l'Antarctique englacé; Pointillés rouges : niveau marin avec les hémisphères Nord et Sud tous deux englacés dans des conditions similaires au LGM.	62
2.19	Illustration de l'approche <i>Source to Sink</i> : les massifs montagneux, soumis à l'érosion et au soulèvement tectonique, fournissent la matière détritique des bassins sédimentaires <i>via</i> les fleuves du bassin versant. http://www.conjugatemargins.com/images	63
2.20	Principe de la thermochronologie par analyse des traces de fission sur zircon [Bernet et al., 2009]. . .	65
2.21	A gauche : Evolution de la masse de sédiments déposés dans les océans à l'échelle mondiale [Hay et al., 1988]. A droite : Evolution de la masse de sédiments uniquement terrigènes redessinée par [Zhang et al., 2001] d'après les données de [Hay et al., 1988].	67
2.22	Taux de sédimentation plio-pléistocènes moyens à l'échelle mondiale d'après des carottages (ODP notamment) sur 57 sites mondiaux (A); ces taux sont normalisés (B) avec les lignes pointillées à 0.9, 1.0 et 1.1 pour repères. (B). Estimation avec une résolution de 2000 ans. L'artéfact (taux de sédimentation distordus) sur la période la plus récente est lié aux sédiments non compactés. [Lisiecki and Raymo, 2005].	68
2.23	Localisation des forages pétroliers sur la plate-forme et sur la pente continentale du Golfe du Lion. [Rabineau, 2001].	69
2.24	Stratigraphie générale du remplissage sédimentaire sur la plate-forme et sur la pente continentale du Golfe du Lion. Elle est établie à partir de la corrélation entre puits de forage (légèrement modifiée de [Gorini, 1993] in [Torres, 1995]). La localisation des forages est indiquée sur la fig. 2.23.	69
2.25	Bassins versants et Réseaux hydrologiques associés alimentant le Golfe du Lion. Les 2 réseaux fluviaux principaux, rhodanien à l'Est et pyrénéo-languedocien à l'Ouest diffèrent très nettement, notamment en taille de bassin versant. Comm. pers. S. Molliex	71
2.26	Modèle Numérique de terrain du bassin versant du Rhône (gauche) et réseau hydrologique de ses différents sous-bassins. Comm. pers. S. Molliex	72
2.27	Synthèse des budgets sédimentaires alpins à terre confrontés aux événements tectoniques et climatiques	76
2.28	Gauche : Evolution des taux de sédimentation depuis 30Ma, reconstruite à partir du volume de sédiments préservé dans les Alpes orientales et occidentales, [Kuhlemann, 2000]. Droite : Comparaison entre les taux de dénudation moyens (ratio des données de gauche sur l'aire d'origine) et les taux d'exhumation dans les Alpes occidentales [Vernon et al., 2008].	77

2.29	Comparaison entre l'accumulation de sédiments terrigènes dans les océans (diagramme en barres) d'après [Hay et al., 1988] et l'évolution des concentrations de CO_2 atmosphérique à travers le Cénozoïque. Les courbes de CO_2 incluent des données issues de foraminifères planctoniques (violet), de plantes (vert), d'alkenones (bleu) et de carottes de glace en Antarctique (noir). La sédimentation semble avoir triplé depuis 5 Ma tandis que les courbes de CO_2 atmosphériques montrent des concentrations contradictoires car constantes depuis le Miocène moyen jusqu'à aujourd'hui. [Willenbring and Blanckenburg, 2010]	78
2.30	Taux d'érosion volumétrique dans les Alpes Européennes (Alpes Orientales et Occidentales) pour les derniers 40 Ma [Willenbring and Blanckenburg, 2010]. Ces taux sont estimés à partir de mesures d'accumulation sédimentaire dans les bassins autour des Alpes, corrigées de la compaction. En encart (graphique aux coordonnées logarithmiques), l'interpolation des mesures d'isotopes cosmogéniques fournissent une estimation du taux de dénudation à l'échelle du dernier millénaire à l'intersection avec l'axe des ordonnées. Ce taux est en accord avec les taux mesurés par ([Kuhlemann and Kempf, 2002] et [Wittmann et al., 2007] reportés par un rectangle noir sur l'axe des ordonnées pour comparaison. Cette figure cherche à établir une relation spatiale et temporelle des taux d'érosion. Elle se base sur la loi postulant que les taux de sédimentation décroissent avec l'âge géologique : taux de sédimentation = constante X âge e^{y-1} où y-1 constitue la pente dans un graphique aux coordonnées logarithmiques.	79
2.31	Distinction des budgets sédimentaires depuis l'Oligocène dans les Alpes suisses et les Alpes occidentales selon l'orientation de la décharge. En hachuré, la partie du budget distribuée vers le Sud et l'Est, en grisé, celle distribuée vers le Nord et l'Ouest [Kuhlemann and Kempf, 2002].	80
2.32	Volume de sédiments déchargés par les Alpes Orientales dans les bassins adjacents [Kuhlemann et al., 2001].	80
2.33	Evolution quantitative de la décharge des Alpes orientales dans le delta du Rhône. Ces données ont été calculées et tracées d'après les tableaux de données de [Kuhlemann et al., 2001].	81
2.34	Illustration schématique du modèle d'isostasie locale d'Airy. La couche supérieure a une densité ρ_u , et le substratum une densité ρ_s . [Fowler, 1997].	83
2.35	Illustration schématique du modèle d'isostasie locale de Pratt. Densité de l'eau : ρ_w , densité du substratum : ρ_s , densités de la couche supérieure sous les montagnes : ρ_1 et ρ_2 de hauteurs respectives h_1 et h_2 , densités de la couche supérieure sous les océans ρ_d de hauteur d, densité de la couche supérieure à terre au niveau de la mer ρ_u , compensation isostatique : D. [Fowler, 1997].	83
2.36	Illustration schématique des mouvements verticaux dans différents cas de figure géologiques. Explications dans le texte.	84
2.37	Le modèle de McKenzie en cisaillement pur. http://www.le.ac.uk/geology/art/gl209/lecture4/lecture4.html	87
2.38	Le modèle de Wernicke en cisaillement simple. http://www.le.ac.uk/geology/art/gl209/lecture4/lecture4.html	87
2.39	Schéma simplifié des modèles conservatifs et non conservatifs de formation des marges continentales. [Aslanian and Moulin, 2012].	88
2.40	Modèle simplifié de la subsidence tectonique provoquée par l'amincissement lithosphérique (rifting supposé instantané). As : Asthénosphère; C : croûte continentale; Hc : épaisseur de la croûte continentale; HL : épaisseur de la lithosphère; L : Lithosphère; Si : Subsidence initiale; St : Subsidence thermique. [McKenzie, 1978] (géotherme modifié par [Boillot and Coulon, 1998].	88
2.41	Amplitude théorique de la subsidence thermique d'une lithosphère continentale selon le coefficient β' d'amincissement lithosphérique pendant le rifting. T : âge en Ma, compté à partir de la fin du rifting. Densité choisie pour les sédiments = 2.5. [McKenzie, 1978].	89
2.42	Mise en évidence de la surface d'érosion oligo-aquitaine sur les <i>Line Drawings</i> des profils ECORS (A) et LRM16-Ligo20 (B) transformés en profondeurs. Les vitesses sont issues de [Pascal et al., 1993] et [Gailler et al., 2009] et la localisation de la base de la croûte de [Klingelhofer et al., 2008]. La pente de la croûte continentale (domaines I et II) est affectée par une érosion précoce (rouge). Le domaine I est caractérisé par une croûte continentale amincie et faiblement étirée qui contraste avec le domaine II (hachuré) caractérisé par une croûte continentale fortement amincie et étirée (zones à blocs basculés). PQ : Plio-Quaternaire. Me : Messinien. Mi : Miocène. Mz : Mésozoïque. [Bache et al., 2010].	90
2.43	Evolution de la subsidence observée le long de la marge Rhodanienne [Bessis, 1986]. En haut : coupe géologique interprétée, de la plate-forme jusqu'au bassin profond. W : eau; PQ : Plio-Quaternaire; MS : Messinien; LM : Miocène inférieur. En bas : courbes de subsidence totale et tectonique pour un certain nombre de puits fictifs. La zone hachurée pour chaque courbe de subsidence correspond à la charge sédimentaire (redessinée par [Torres, 1995])	92
2.44	Courbe de subsidence au niveau de l'ESP206 situé dans le bassin. Zoom sur l'évènement messinien. Le trait vert représente la profondeur théorique du bassin oté de sa charge et pour une profondeur initiale de 2200 m. Le trait rouge correspond à la profondeur du socle. Les épaisseurs de sédiments, d'eau et d'air sont respectivement représentées en gris, bleu et blanc. [Bache, 2008].	92

2.45	Application des modélisations stratigraphiques pour l'estimation de la subsidence. Comparaison des géométries simulées sur les derniers 500 000 ans avec les géométries sismiques pour une subsidence atteignant 255m/Ma en rebord de plate-forme. Les flux sont constants (6000 km ³ /Ma) [Rabineau, 2001].	93
2.46	Estimation de la subsidence plio-pléistocène en assimilant les topsets de ses horizons sismiques à des droites [Rabineau, 2001].	94
2.47	Estimation de la subsidence plio-pléistocène <i>via</i> 2 puits fictifs [Rabineau, 2001].	95
2.48	Localisation du profil LRM18 sur la paléomorphologie de la surface d'érosion messinienne (d'après [Guennoc et al., 2000]). Le profil recoupe le talweg du réseau fluvial Aude-Orb-Hérault en 5 points (d'après [Lofi, 2002] et [Gorini et al., 2005]). [Duvail, 2008].	96
2.49	Géométries actuelles (A) et restituées (B et C) de la surface d'érosion messinienne sur le profil sismique LRM18. [Duvail, 2008].	97
2.50	Restauration dans leur géométrie initiale des <i>topsets</i> du toit du prisme Pr6. (A) Les géométries actuelles permettent d'établir les profondeurs d'enfouissement et les épaisseurs des <i>bottomsets</i> sur 2 sondages fictifs SA et SB. (B) La décompaction des <i>bottomsets</i> implique une diminution importante de l'inclinaison des <i>topsets</i> . (C) Les géométries décompactées sont restaurées du basculement <i>post-plaisancien</i> . Les <i>topsets</i> du toit de Pr6 retrouvent alors leur géométrie originelle, subhorizontale. L'inclinaison des <i>topsets</i> pliocènes n'est pas induite par un basculement constant et homogène sur l'intégralité du Plio-Pléistocène, mais par des phénomènes de compaction différentielle auxquels se sur-impose un basculement de la plate-forme tardif après 2.6 Ma. [Duvail, 2008].	98
2.51	Schéma de la succession stratigraphique des 4 séquences montrant l'approximation des limites de séquence par des droites de régression. [Riboulot, 2006].	98
2.52	Isocontours (tous les 50m/Ma) de la subsidence sur la plate-forme du Golfe du Lion sur les 4 derniers cycles glaciaires [Riboulot, 2006].	99
2.53	Définition des mécanismes à l'origine de la subsidence sur les marges passives et composants de cette subsidence : la <i>geohistory subsidence</i> (GS) correspond à la somme de la subsidence tectonique/thermique (TS) et de la charge sédimentaire (SL) [Jouet et al., 2008].	99
3.1	Deux profils topographiques actuels de la Méditerranée montrant la physiographie du bassin et la présence de hauts topographiques. Tandis que le seuil de Gibraltar restreint les communications de la Méditerranée avec l'Atlantique, le seuil de Sicile sépare la Méditerranée en 2 bassins : la Méditerranée occidentale et orientale. L'arc Hellénique et les nombreux autres sills individualisent encore des sous-bassins : mer Noire, bassin Dacique, mer Egée etc... [Bache et al., 2012b].	102
3.2	Carte montrant la distribution et l'extension des évaporites messiniennes (gypse et halite) en Méditerranée. [Rouchy and Caruso, 2006].	103
3.3	Coupe schématique illustrant l'organisation des marqueurs de la crise de salinité messinienne et profils sismiques associés des bassins profonds de la Méditerranée occidentale (Golfe du Lion en A) et orientale (Bassin Levantin B) montrant la succession des dépôts messiniens. [Lofi et al., 2011].	103
3.4	Modèles diachrones et synchrones des évaporites profondes et marginales. [Rouchy and Caruso, 2006].	105
3.5	Les différents scénarios pour les environnements de dépôts des Evaporites Inférieures liées à la crise de salinité messinienne. A) eau très peu profonde et chute majeure (>1000m) du niveau marin [Hsü, 1973], [Rouchy and Caruso, 2006]. B) eau peu profonde après une baisse mineure (environ 150m) du niveau marin, avec un dépôt d'évaporites seulement dans les bassins marginaux [Clauzon et al., 1996], [Clauzon and Rubino, 2001], [Roveri and Manzi, 2006]. C) aucune baisse notable du niveau marin, mais un soulèvement dans la région de Gibraltar, restreignant les échanges entre eaux méditerranéennes et Atlantiques, avec un niveau marin similaire pour ces deux bassins [Krijgsman et al., 1999a], [Lu and Meyers, 2006]. [Krijgsman and Meijer, 2008].	106
3.6	Comparaison de la chronologie des événements selon les 2 modèles : diachrones (A) et synchrones (B). [Rouchy and Caruso, 2006].	108
3.7	Illustration schématique du scénario de dépôts des évaporites inférieures. a) modèle classique de dessiccation [Hsü, 1973] qui suggère la formation des évaporites dans un bassin profond en eau peu profonde, avec un éventuel diachronisme des conditions évaporitiques entre les bassins ([Rouchy and Caruso, 2006]. b) scénario avec formation préférentielle de gypse dans les bassins marginaux uniquement [Roveri et al., 2008], [CIESM, 2008]. c) nouveau scénario de précipitation de gypse en eau profonde à la fois dans les bassins marginaux et profonds, avec préservation de ces dépôts uniquement dans les bassins marginaux tandis que le gypse reprécipite dans le bassin profond. [de Lange and Krijgsman, 2010].	109
3.8	Du désert au déluge en Méditerranée, promenade devant le rocher de Gibraltar il y a 5.33 Ma. Dessin de Guy Billout [McKenzie, 1999].	110
3.9	Scénario de réennoiment de la Méditerranée <i>via</i> un flux Atlantique circulant à travers une gouttière créée par érosion régressive pendant la crise. AHsl : Haut niveau Marin Atlantique, ALsl : Bas niveau marin Atlantique, Msl : Niveau marin en Méditerranée. [Loget et al., 2005].	111

3.10	Scénario de réennoiment des bassins de Méditerranée. Courbes du niveau marin en Méditerranée et de la profondeur du seuil de Sicile (Gauche). Illustration schématique du remplissage (Droite) avec (0) niveau marin avant réennoiment, (1) période d'incision maximale du seuil, (2) le niveau marin de la Méditerranée occidentale atteint le seuil de Sicile, (3) le niveau marin de la Méditerranée orientale atteint le seuil de Sicile, (4) l'ensemble de la Méditerranée est rempli. [Garcia-Castellanos et al., 2009].	111
3.11	Corrélation de l'enregistrement des variations du niveau marin en Méditerranée occidentale (déduite de la stratigraphie de la plate-forme carbonatée messinienne du SE de l'Espagne) avec le signal eustatique global. [Bourillot et al., 2010].	113
3.12	Variations du niveau marin en Méditerranée entre 6 Ma et 5.30 Ma [Bache et al., 2012b].	114
3.13	Corrélations cyclostratigraphiques des sections pré-évaporitiques de l'Atlantique et de la Méditerranée sur un transect Ouest-Est, confirmées par des données biostratigraphiques. La carte montre la localisation des sections clé utilisées pour la construction de l'échelle astrochronologique messinienne : 1) Bou Regreg [Krijgsman et al., 2004], 2) Melilla [Assen et al., 2006], 3) Sorbas [Krijgsman et al., 1999a], 4) Sicile [Krijgsman et al., 1999a], 5) Gavdos [Krijgsman et al., 1999a], 6) Chypre [Krijgsman et al., 2002], 7) Nord-Apennins [Manzi et al., 2007], confirmée par des données biostratigraphiques (les nombres correspondent aux niveaux biostratigraphiques : 5 = dernière apparition (LO) <i>G. conomiozea group</i> , 6 = première apparition commune (FCO) <i>Turborotalia multiloba</i> , 7 = changement d'enroulement senestre/dextre <i>Neogloboquadrina acostaensis</i> , 8 = premier influx senestre <i>Neogloboquadrinids</i> (90%), 9 = second influx senestre <i>Neogloboquadrinids</i> (40%). La carte montre également la distribution et l'extension des évaporites messiniennes en Méditerranée avec la localisation des sites DSDP-ODP. [Krijgsman and Meijer, 2008] modifié de [Rouchy and Caruso, 2006].	115
3.14	Astronomical tuning des sections messiniennes clé sur la marge atlantique du Maroc et en Méditerranée [Krijgsman and Meijer, 2008] modifié d'après [Hilgen et al., 2007]. Les enregistrements géochimiques et ceux des isotopes de l'Oxygène benthique de Ain el Beida [Laan et al., 2005] et de Loulja [Laan et al., 2006] de la région marocaine de Bou Regreg montrent la corrélation astronomique des cycles glaciaires et interglaciaires. Les sections de Yesares, Sorbas et Feos sont issues des bassins de Sorbas et du Nijar du SE de l'Espagne [Krijgsman et al., 2001], [Fortuin and Krijgsman, 2003], Anic Quarry se situe dans les Apennins du Nord [Vai and Lucchi, 1976] et Ericlea Minoa en Sicile [Lourens et al., 1996], [Hilgen et al., 2007]. Les intervalles d'évaporites inférieures et supérieures sont indiqués en grisé. Le dépôt de la halite profonde correspond au « Gap messinien » sur les marges, probablement relié aux 2 pics glaciaires TG12 et TG14 de l'intervalle glaciaire messinien [Laan et al., 2005]. [Krijgsman and Meijer, 2008].	116
3.15	Synthèse des études stratigraphiques concernant notre zone et échelle d'étude. Les marqueurs stratigraphiques ont été reportés sur une charte pour pouvoir être immédiatement comparés. La charte tient compte de la modification de la base du Pléistocène adoptée par l'IUGS en juin 2009 (cf. [Gibbard et al., 2010]).	118
3.16	Comparaison des travaux de [Lofi and Berné, 2008] (nomenclature et figures encadrées en vert) et de [Bache, 2008] (figures encadrées en rouge)	120
3.17	<i>Line Drawings</i> situés dans le Golfe du Lion. Trois domaines différents sont mis en évidence : le domaine érodé, le domaine intermédiaire et le domaine à évaporites (domaine profond). [Bache, 2008]	121
3.18	Carte morpho-bathymétrique de la MES d'après les données transmises par P. Guennoc. Isocontours tous les 50 m. Projection Mercator.	122
3.19	Détails de la transition de la surface d'érosion aérienne rugueuse à la surface d'abrasion marine lisse. La position de cette transition représente la ligne de rivage juste avant 5.46 Ma. [Bache, 2008] et [Bache et al., 2012b].	123
3.20	Modèle géologique 2D de notre bassin avec une attention particulière sur l'architecture sédimentaire messinienne d'après les observations de [Bache, 2008]. Ce schéma se base sur le profil Ligo20 perpendiculaire à la marge. 3 domaines sont individualisés : le domaine érodé sur la plate-forme, le domaine intermédiaire au niveau de la pente et le bassin profond. Se reporter au texte pour le détail des unités.	125
3.21	Synthèse paléogéographique (A) et en coupe (B) des unités messiniennes replacées dans une évolution chronologique. [Bache, 2008].	127
3.22	Comparaison de l'interprétation du profil LRM18 situé au centre de la plate-forme et perpendiculaire à la marge d'après [Rabineau, 2001], [Lofi et al., 2003] et [Duvail et al., 2005].	128
3.23	Superposition des horizons pointés par [Rabineau, 2001], [Lofi et al., 2003] et [Duvail et al., 2005] pour le profil LRM18, avec les datations respectives estimées. NB : le pointé de [Lofi et al., 2003], digitalisé à partir de son <i>line drawing</i> , était décalé (distorsion supposée liée au scan). Il a été recalé par rapport au fond.	130
3.24	Schéma de mise en place du motif élémentaire PI-PII proposé par [Rabineau et al., 2005].	131
3.25	Profil sismique sur l'interfluve Aude-Hérault montrant l'empilement des prismes et les discontinuités majeures. [Rabineau, 2001].	132

3.26	Discontinuités majeures (points rouges) des derniers 500 000 ans replacées dans un cadre chronostratigraphique. La partie grisé correspond à l'enveloppe de variabilité maximale des courbes du niveau marin issues d'enregistrements isotopiques. [Rabineau et al., 2006].	133
3.27	Provinces tectono-sédimentaires plioquaternaires du Golfe du Lion résultantes de la tectonique salifère. [DosReis et al., 2005].	134
3.28	Structures salifères du Golfe du Lion superposées aux isopaques du Quaternaire, illustrant 2 principaux axes de dépôt. Les dépôts orientés NNO-SSE correspondent aux séries supérieures du Petit-Rhône, essentiellement contrôlées par des facteurs environnementaux. Le dépôt d'axe SO-NE, quant à lui, aligné avec les structures extensives, est sous contrôle de la tectonique salifère. [DosReis et al., 2005].	135
3.29	Illustration de la sédimentation plio-pléistocène à travers le profil Marion29. A) Position du profil multitrace Marion 29. B) Estimations chronostratigraphiques des surfaces D0 (2.6 Ma) et D1 (MIS22, 0,9 Ma). C) Séries sédimentaires en remplissage de la pente actuelle (glacis de l'époque) de 5.33 Ma à 2.6 Ma avec des réflecteurs subhorizontaux sans aucune trace d'érosion majeure (bleu). D) Séries sédimentaires de 5.33 Ma à l'actuel. La surface d'érosion noire D0 (2.6-2.7 Ma) scelle la première étape : celle des dépôts pliocènes. Elle date l'apparition des canyons et témoigne de glissements sus-jacents qui découpent l'ensemble parallèlement à la marge. La surface rouge D1 scelle la deuxième étape autour de 0.9-1 Ma. Les surfaces successives sus-jacentes jaune, orange, bleu, violet et rouge correspondent respectivement à D30, D40, D50, D55 et D60. [Baztan, 2004].	136
3.30	Carte (A) et synthèse des âges connus (B) par carottages et corrélations stratigraphiques pour les principaux édifices sédimentaires du bassin Provençal et Nord-Baléares. [Droz et al., 2006]. L'extension de ces édifices est issus des travaux de [Droz and Bellaiche, 1985], [DosReis, 2001], [DosReis et al., 2005] pour les systèmes turbiditiques du Golfe du Lion, d'après [Droz et al., 2001], [Droz et al., 2003], [Droz et al., 2004], [Bonnell et al., 2005] pour le Néofan et les lobes sableux récents de Sète et de La Fonera et d'après [Palanques et al., 1995] pour le delta de Valence. Les âges sont attribués à : a. [Bonnell et al., 2005], b. [Lastras et al., 2002], [Lastras et al., 2004], c. [Méar, 1984], d. [Hoogakker et al., 2004], e. [Droz et al., 2006], f. [Méar, 1984], g. [Bellaiche et al., 1989], h. e.g. [VanEysinga and Haq, 1987], [Kukla and Cilek, 1996], i. e.g. [Ruddiman et al., 1986], [Paillard, 2001], j. GLP1 in [Droz, 1991] et [DosReis et al., 2005], k. e.g. [Conchon, 1992], l. e.g. [Gautier et al., 1994], [Krijgsman et al., 1999b]. C) Coupe schématique (le long des pointillés en (A) montrant l'architecture sédimentaire plio-pléistocène des systèmes turbiditiques et des dépôts glissés.	138
4.1	Plan de position des données de sismique, forages, OBS et ESP utilisées dans cette étude.	140
4.2	Etapas de travail à réaliser en vue de quantifier les flux sédimentaires	141
4.3	Etapas de travail à réaliser en vue de quantifier la subsidence	144
4.4	Schéma illustrant la méthodologie employée pour tester notre modèle géologique avec le modèle stratigraphique DIONISOS	146
4.5	La double définition de l'accommodation [Granjeon, 1996].	147
4.6	Le principe du flux d'eau et du coefficient de diffusion associé utilisé dans le modèle Dionisos [Granjeon, 1996]	148
5.1	Plan de position des différents profils et <i>Line-Drawings</i> présentés dans ce manuscrit.	150
5.2	<i>Line-Drawing</i> des profils LRM 02, 06, 10 perpendiculaires à la marge du Golfe du Lion. Positions sur la fig. 5.1.	152
5.3	<i>Line-Drawing</i> des profils LRM 10, 14, 18 et 28 perpendiculaires à la marge du Golfe du Lion. Positions sur la fig. 5.1.	154
5.4	<i>Line-Drawing</i> des profils LRM 28, 32 et 36 perpendiculaires à la marge du Golfe du Lion. Positions sur la fig. 5.1.	156
5.5	<i>Line-Drawing</i> des profils LRM 07, 09 et 15 parallèles à la marge du Golfe du Lion. Positions sur la fig. 5.1.	158
5.6	A) Coupes verticales de la <i>shelf-break Trajectory</i> le long des profils LRM. B) Carte de la profondeur (std) de la <i>shelf-break Trajectory</i> sur la plate-forme occidentale du Golfe du Lion après interpolation. Les ronds blancs indiquent les points réels d'échantillonnage.	159
5.7	Comparaison de l'évolution des profondeurs (mstd) des <i>offlap-break</i> sur les profils LRM10, LRM18 et LRM28.	160
5.8	Evolution du remplissage sédimentaire miocène et plio-pléistocène sur le plateau à travers des <i>Line-Drawing</i> perpendiculaires à la marge.	163
5.9	Evolution du remplissage sédimentaire miocène et plio-pléistocène sur le plateau à travers des <i>Line-Drawing</i> perpendiculaires à la marge.	165
5.10	<i>Line-Drawing</i> du profil 80LIGO 01. Position sur la fig. 5.1.	167
5.11	<i>Line-Drawing</i> du profil 80LIGO 05. Position sur la fig. 5.1.	168
5.12	<i>Line-Drawing</i> du profil 80LIGO 07. Position sur la fig. 5.1.	169

5.13	<i>Line-Drawing</i> du profil 80LIGO 09. Position sur la fig. 5.1.	170
5.14	<i>Line-Drawing</i> du profil 80LIGO 10. Position sur la fig. 5.1.	171
5.15	<i>Line-Drawing</i> du profil rm107. Les cercles numérotés de I à III correspondent respectivement aux séries inférieures, intermédiaires et supérieures du <i>deep sea fan</i> du Petit Rhône interprétées par L. Droz. Position sur la fig. 5.1.	172
5.16	<i>Line-Drawing</i> des profils Sardinia02 et Sardinia 03 parallèles à la marge. Position sur la fig. 5.1.	173
5.17	<i>Line-Drawing</i> du profil Marion29 sur la pente du Roussillon. Position sur la fig. 5.1.	175
5.18	<i>Line-Drawing</i> du profil Calmar51 sur la pente du Roussillon. Position sur la fig. 5.1.	176
5.19	Plan de position des profils de la fig. 5.20 perpendiculaires à la marge. Les éléments de tectonique salifère de [DosReis, 2001] sont indiqués. La limite entre la surface d'érosion messinienne rugueuse et la surface d'abrasion lisse de [Bache, 2008] est tracée en bleu foncé. Le rebord de plateau et les talwegs des canyons actuels sont repérés en bleu clair.	179
5.20	Evolution du remplissage du bassin sur 3 transects perpendiculaires à la marge. Position des profils sur la fig. 5.19.	181
5.21	Plan de position des profils de la fig. 5.22 parallèles à la marge	182
5.22	Evolution du remplissage Messinien et plio-pléistocène du bassin entre l'Amont et l'Aval. Position des profils sur la fig. 5.21. Les éléments de tectonique salifère de [DosReis, 2001] sont indiqués. Le rebord de plateau et les talwegs des canyons actuels sont repérés en bleu clair.	184
5.23	Plan de position des profils de la fig. 5.24 parallèles à la marge. Les éléments de tectonique salifère de [DosReis, 2001] sont indiqués. La limite entre la surface d'érosion messinienne rugueuse et la surface d'abrasion lisse de [Bache, 2008] est tracée en bleu foncé. Le rebord de plateau et les talwegs des canyons actuels sont repérés en bleu clair.	186
5.24	Evolution Ouest-Est du remplissage Messinien et plio-pléistocène du bassin. Les profils sont orientés NNO-SSE et se superposent selon une évolution d'Ouest en Est. Position des profils sur la fig. 5.23.	188
5.25	Plan de position des profils de la fig. 5.26 parallèles à la marge. Les éléments de tectonique salifère de [DosReis, 2001] sont indiqués. Le rebord de plateau et les talwegs des canyons actuels sont repérés en bleu clair.	189
5.26	Evolution Nord-Sud du remplissage Messinien et plio-pléistocène du bassin. Les profils sont orientés NNO-SSE et se superposent selon une évolution d'Ouest en Est. Position des profils sur la fig. 5.25.	191
5.27	Corrélation de nos horizons pointés sur le profil LRM28 avec les logs stratigraphiques des forages Calmar et Autan. Les logs ont été redessinés par J. Lofi d'après les estimations chronostratigraphiques de [Cravatte et al., 1974]. L'apparition de <i>Neoglobo-Quadrina Atlantica</i> (N.Q.) est estimée à 2.6 Ma d'après J.P. Suc.	193
5.28	<i>Line-Drawing</i> du Profil Ligo25 avec implantation du forage GLP2. Position du profil et du forage sur la fig. 5.1.	195
5.29	Corrélation de l'unité M3 avec les indications de forage de GLP2. Le log stratigraphique à gauche a été redessiné par J. Lofi.	196
5.30	Corrélation de nos horizons avec les lithologies indiquées par les forages du Golfe du Lion	197
5.31	Corrélation de nos horizons avec les environnements de dépôts de [Cravatte et al., 1974] déduits des forages du Golfe du Lion.	199
5.32	Isobathes (mstd) du substratum Mésozoïque. Les failles de transfert (d'après [Maillard et al., 2003]), les limites des grands domaines structuraux (d'après [Olivet, 1996]) et les failles majeures en mer (d'après [Guennoc et al., 2000]) sont repérés. Isocontours tous les 50 mstd.	201
5.33	Isobathes (mstd) de la base de l'unité M. Cette surface est érosive au débouché des fleuves messiniens (surface M) et devient conforme dans le bassin. En amont de cette surface, la plate-forme miocène est érodée par la surface rugueuse ou par la surface lisse d'après [Bache, 2008]. Cette carte représente la base de l'évènement messinien d'après [Bache, 2008]. Les incisions des fleuves messiniens ont été repérées à partir de la carte de [Guennoc et al., 2000]. Elles sont complétées dans les vallées du Roussillon et du Languedoc par les données de [Lofi, 2002]. Les contours des rias pliocènes du Rhône sont issus de [Clauzon, 1982], ceux des rias du Languedoc et du Roussillon sont tirés de [Lofi, 2002]. Isocontours tous les 50 mstd.	202
5.34	Isobathes (mstd) de la base de l'unité Mb. Cette surface est assimilée à la base de LU (évacorites inférieures) d'après [Bache, 2008]. Isocontours tous les 50 mstd. En amont de cette surface, la plate-forme miocène est érodée par la surface rugueuse ou par la surface lisse d'après [Bache, 2008]. Les incisions des fleuves messiniens ont été repérées à partir de la carte de [Guennoc et al., 2000]. Elles sont complétées dans les vallées du Roussillon et du Languedoc par les données de [Lofi, 2002]. Les contours des rias pliocènes du Rhône sont issus de [Clauzon, 1982], ceux des rias du Languedoc et du Roussillon sont tirés de [Lofi, 2002].	203

5.35	Carte isobathes (mstd) de la base de l'unité M2. Les incisions des fleuves messiniens ont été repérées à partir de la carte de [Guennoc et al., 2000]. Elles sont complétées dans les vallées du Roussillon et du Languedoc par les données de [Lofi, 2002]. Les contours des rias pliocènes du Rhône sont issus de [Clauzon, 1982], ceux des rias du Languedoc et du Roussillon sont tirés de [Lofi, 2002]. Les éléments de tectonique salifère sont issus de [DosReis, 2001]. Isocontours tous les 50 mstd.	204
5.36	Isobathes (mstd) du toit de l'unité M2. Les incisions des fleuves messiniens ont été repérées à partir de la carte de [Guennoc et al., 2000]. Elles sont complétées dans les vallées du Roussillon et du Languedoc par les données de [Lofi, 2002]. Les contours des rias pliocènes du Rhône sont issus de [Clauzon, 1982], ceux des rias du Languedoc et du Roussillon sont tirés de [Lofi, 2002]. Les éléments de tectonique salifère sont issus de [DosReis, 2001]. Isocontours tous les 50 mstd.	205
5.37	Isobathes (mstd) de la base de l'unité Mx (sous-unité de M). Cette unité est limitée à son sommet par la base du sel. Les incisions des fleuves messiniens ont été repérées à partir de la carte de [Guennoc et al., 2000]. Elles sont complétées dans les vallées du Roussillon et du Languedoc par les données de [Lofi, 2002]. Les contours des rias pliocènes du Rhône sont issus de [Clauzon, 1982], ceux des rias du Languedoc et du Roussillon sont tirés de [Lofi, 2002]. Les éléments de tectonique salifère sont issus de [DosReis, 2001]. Isocontours tous les 50 mstd.	206
5.38	Carte isobathes (mstd) de la base du sel. Les incisions des fleuves messiniens ont été repérées à partir de la carte de [Guennoc et al., 2000]. Elles sont complétées dans les vallées du Roussillon et du Languedoc par les données de [Lofi, 2002]. Les contours des rias pliocènes du Rhône sont issus de [Clauzon, 1982], ceux des rias du Languedoc et du Roussillon sont tirés de [Lofi, 2002]. Les éléments de tectonique salifère sont issus de [DosReis, 2001]. Isocontours tous les 50 mstd.	207
5.39	Isobathes (mstd) du toit du sel. Les incisions des fleuves messiniens ont été repérées à partir de la carte de [Guennoc et al., 2000]. Elles sont complétées dans les vallées du Roussillon et du Languedoc par les données de [Lofi, 2002]. Les contours des rias pliocènes du Rhône sont issus de [Clauzon, 1982], ceux des rias du Languedoc et du Roussillon sont tirés de [Lofi, 2002]. Les éléments de tectonique salifère sont issus de [DosReis, 2001]. Isocontours tous les 50 mstd.	208
5.40	Morphologie de la surface d'érosion messinienne rugueuse prolongée par la surface lisse, le toit de l'unité M2 et la base du sel. Ces surfaces, pointées et reprises de [Bache, 2008], ont été localement complétées. La base du sel, incluse ici, nous semble plus représentative de la paléomorphologie finale (ou presque) de l'évènement messinien que le toit du sel ou des évaporites supérieures : cette surface n'est en effet pas déformée par la tectonique salifère active au Plio-Pléistocène). Isocontours tous les 50 mstd.	210
5.41	Morphologie de la surface d'érosion messinienne rugueuse prolongée par la surface lisse, le toit de l'unité M2 et la base du sel. Ces surfaces, pointées et reprises de [Bache, 2008], ont été localement complétées. La base du sel, incluse ici, nous semble plus représentative de la paléomorphologie finale (ou presque) de l'évènement messinien que le toit du sel ou des évaporites supérieures : cette surface n'est en effet pas déformée par la tectonique salifère active au Plio-Pléistocène). Les incisions des fleuves messiniens ont été repérées à partir de la carte de [Guennoc et al., 2000]. Elles sont complétées dans les vallées du Roussillon et du Languedoc par les données de [Lofi, 2002]. Les contours des rias pliocènes du Rhône sont issus de [Clauzon, 1982], ceux des rias du Languedoc et du Roussillon sont tirés de [Lofi, 2002]. Les éléments de tectonique salifère sont issus de [DosReis, 2001]. Isocontours tous les 50 mstd.	211
5.42	Morphologie du toit de l'unité M3. Les incisions des fleuves messiniens ont été repérées à partir de la carte de [Guennoc et al., 2000]. Elles sont complétées dans les vallées du Roussillon et du Languedoc par les données de [Lofi, 2002]. Les contours des rias pliocènes du Rhône sont issus de [Clauzon, 1982], ceux des rias du Languedoc et du Roussillon sont tirés de [Lofi, 2002]. Les éléments de tectonique salifère sont issus de [DosReis, 2001]. Isocontours tous les 50 mstd.	212
5.43	Morphologie de la surface P7. Les incisions des fleuves messiniens ont été repérées à partir de la carte de [Guennoc et al., 2000]. Elles sont complétées dans les vallées du Roussillon et du Languedoc par les données de [Lofi, 2002]. Les contours des rias pliocènes du Rhône sont issus de [Clauzon, 1982], ceux des rias du Languedoc et du Roussillon sont tirés de [Lofi, 2002]. En noir, le rebord de plateau actuel (-120 m) et le réseau des canyons sous-marins actuels. Isocontours tous les 50 mstd.	213
5.44	Morphologie de la surface P11. Les incisions repérées dans la morphologie de cette surface ont été retracés (en rouge) à partir des isobathes. En noir, le rebord de plateau actuel (-120 m) et le réseau des canyons sous-marins actuels. Isocontours tous les 50 mstd.	214
5.45	Morphologie de la surface PXX. Les incisions repérées dans la morphologie de cette surface ont été retracés (en rouge) à partir des isobathes. En noir, le rebord de plateau actuel (-120m) et le réseau des canyons sous-marins actuels. Isocontours tous les 50 mstd.	216
5.46	Morphologie de la surface Q10. Les incisions repérées dans la morphologie de cette surface ont été retracés (en rouge) à partir des isobathes (en pointillés lorsqu'elles sont supposées). En noir, le rebord de plateau actuel (-120m) et le réseau des canyons sous-marins actuels. Isocontours tous les 50 mstd.	217

5.47	Morphologie de la surface Q5. Les incisions repérées dans la morphologie de cette surface ont été retracés (en rouge) à partir des isobathes (en pointillés lorsqu'elles sont supposées). En noir, le rebord de plateau actuel (-120m) et le réseau des canyons sous-marins actuels. Isocontours tous les 50 mstd.	218
5.48	Morphologie du fond actuel avec le rebord de plateau actuel (-120m). Les talwegs des canyons ont été retracés (en noir) à partir des isobathes. Isocontours tous les 50 mstd.	219
5.49	Etapes de reconstruction du plateau au Plio-Pléistocène. La distance de progradation du plateau est indiquée sur chaque intervalle stratigraphique. Les vitesses de progradation du plateau sont précisées dans les cadres dont les couleurs correspondent aux différentes étapes de reconstruction. Les talwegs des canyons actuels ont été retracés.	220
5.50	Limites successives du rebord du plateau au Plio-Pléistocène. Les talwegs des canyons actuels ont été retracés.	221
5.51	Position des incisions de canyons repérés entre le Messinien et P7. Il s'agit des premiers canyons repérés depuis le Messinien. Les incisions des fleuves messiniens ont été repérées à partir de la carte de [Guennoc et al., 2000]. Elles sont complétées dans les vallées du Roussillon et du Languedoc par les données de [Lofi, 2002]. Les contours des rias pliocènes du Rhône sont issus de [Clauzon, 1982], ceux des rias du Languedoc et du Roussillon sont tirés de [Lofi, 2002]. Le rebord de plateau et les talwegs des canyons actuel sont également tracés en guise de repère.	222
5.52	Position des incisions de canyons repérés entre P7 et P11 (3.8 Ma-2.6 Ma). Le rebord de plateau et les talwegs des canyons actuels sont également tracés en guise de repère.	223
5.53	Position des incisions de canyons repérés entre P11 et PXX (2.6 Ma-1.6 Ma). Le rebord de plateau et les talwegs des canyons actuel sont également tracés en guise de repère.	224
5.54	Position des incisions de canyons repérés entre PXX et Q10 (1.6 Ma-0.9 Ma). Le rebord de plateau et les talwegs des canyons actuel sont également tracés en guise de repère.	225
5.55	Position des incisions de canyons repérés entre entre Q10 et l'actuel (depuis 0.9 Ma).	225
5.56	Isopaques (mstd) de la totalité de la pile sédimentaire déposée sur le substratum Mésozoïque. Isocontours tous les 50 mstd.	227
5.57	Isopaques (mstd) entre le Substratum Mésozoïque et le toit du Messinien. Isocontours tous les 50 mstd.	228
5.58	Isopaques (mstd) plio-pléistocènes. Le rebord de plate-forme et les talwegs des canyons sous-marins actuels sont tracés, ainsi que les incisions repérées au cours du Plio-Pléistocène à partir de nos cartes. Les incisions des fleuves messiniens ont été repérées à partir de la carte de [Guennoc et al., 2000]. Elles sont complétées dans les vallées du Roussillon et du Languedoc par les données de [Lofi, 2002]. Les contours des rias pliocènes du Rhône sont issus de [Clauzon, 1982], ceux des rias du Languedoc et du Roussillon sont tirés de [Lofi, 2002]. Les éléments de tectonique salifère de [DosReis, 2001] sont également indiqués. Isocontours tous les 50 mstd.	229
5.59	Isopaques (mstd) oligo-miocènes <i>ante</i> messinien. Les grands domaines structuraux correspondent à 1 : croûte continentale faiblement amincie, 2 : croûte continentale fortement amincie, 3 : croûte atypique, 4 : croûte océanique. Isocontours tous les 50 mstd.	231
5.60	Isopaques (mstd) du Messinien (Epaisseurs DBM-Toit du Messinien) d'après l'hypothèse de [Bache, 2008]. Isocontours tous les 50 mstd.	232
5.61	Isopaques (mstd) des unités détritiques M0, M1 et Ma. Les incisions messiniennes (rose), le rebord de plateau actuel (noir), les limites des grands domaines structuraux (pointillés noirs) et la limite amont de l'unité Mb (orange) sont tracées. Isocontours tous les 50 mstd.	234
5.62	Isopaques (mstd) de l'unité Mb. Les incisions messiniennes (roses) et les structures du socles sont repérées. Isocontours tous les 50 mstd.	235
5.63	Isopaques (mstd) de la sous-unité terminale de Mb. Les éléments de tectonique salifère sont issus de [DosReis, 2001]. Isocontours tous les 50 mstd.	236
5.64	Isopaques (mstd) de l'unité M2. Les isobathes du toit du Messinien, la limite rugueux/lisse (bleu ciel) de [Bache, 2008] et les incisions du réseau fluvial messinien (rose) sont figurés. Le trait noir correspond à une zone de <i>by pass</i> . Isocontours tous les 50 mstd.	237
5.65	Isopaques (mstd) de l'unité MU (sel). Les éléments de tectonique salifère sont issus de [DosReis, 2001]. Isocontours tous les 50 mstd.	238
5.66	Isopaques (mstd) de l'unité JU (évaporites supérieures). Les éléments de tectonique salifère sont issus de [DosReis, 2001]. Isocontours tous les 50 mstd.	239
5.67	Isopaques (mstd) de l'unité M3 interprétés comme des résidus d'abrasion. La limite rugueux/lisse (bleu) de [Bache, 2008], les incisions messiniennes (rose) et les éléments de tectonique salifère de [DosReis, 2001] sont tracées. Isocontours tous les 50 mstd.	240
5.68	Isopaques (mstd) entre le toit du Messinien et P7. Les incisions du réseau fluvial messinien (rose) et celles repérées à P7, ainsi que l'extension des appareils sédimentaires plio-quatérnaires de [Droz et al., 2006] sont indiquées. Isocontours tous les 50 mstd.	242
5.69	Isopaques (mstd) entre P7 et P11. Les éléments de tectonique salifère de [DosReis, 2001] et l'extension des appareils sédimentaires de [Droz et al., 2006] sont indiqués. Les incisions à P7 (marron), à P11 (jaune) sont repérées. Isocontours tous les 50 mstd.	243

5.70	Isopaques (mstd) entre le toit du Messinien et P11. Les éléments de tectonique salifère de [DosReis, 2001] et l'extension des appareils sédimentaires de [Droz et al., 2006] sont indiqués. Les incisions du réseau fluviatile messinien (rose) et celles repérées à P7 (marron) et à P11 (jaune) sont repérées. Isocontours tous les 50 mstd.	244
5.71	Isopaques (mstd) entre P11 et le fond actuel. Les éléments de tectonique salifère de [DosReis, 2001] et l'extension des appareils sédimentaires de [Droz et al., 2006] sont indiqués. Les incisions repérées à P11 (jaune) et les talwegs des canyons actuels (bleu) sont tracés. Isocontours tous les 50 mstd.	245
5.72	Isopaques (mstd) entre P11 et Q10. Les éléments de tectonique salifère de [DosReis, 2001] et l'extension des appareils sédimentaires de [Droz et al., 2006] sont indiqués. Les incisions repérées dans la morphologie de P11 (jaune), de PXX (bleu turquoise) et de Q10 (rouge) ainsi que les talwegs des canyons actuels (bleu) sont tracés. On note la très forte progradation du canyon de Sète. Isocontours tous les 50 mstd.	246
5.73	Isopaques (mstd) entre P11 et PXX. Les éléments de tectonique salifère de [DosReis, 2001] et l'extension des appareils sédimentaires de [Droz et al., 2006] sont indiqués. Les incisions repérées dans la morphologie de P11 (jaune) et de PXX (bleu turquoise) ainsi que les talwegs des canyons actuels (pointillés bleus) sont tracés. Isocontours tous les 50 mstd.	248
5.74	Isopaques (mstd) entre PXX et le fond actuel. Les éléments de tectonique salifère de [DosReis, 2001] et l'extension des appareils sédimentaires de [Droz et al., 2006] sont indiqués. Les incisions repérées dans la morphologie de PXX (bleu turquoise), de Q10 (rouge) et de Q5, ainsi que les talwegs des canyons actuels (bleus) sont tracés. Isocontours tous les 50 mstd.	249
5.75	Isopaques (mstd) entre PXX et Q10. Les éléments de tectonique salifère de [DosReis, 2001] et l'extension des appareils sédimentaires de [Droz et al., 2006] sont indiqués. Les incisions repérées dans la morphologie de PXX (bleu turquoise) et de Q10 (rouge) ainsi que les talwegs des canyons actuels (pointillés bleus) sont tracés. Isocontours tous les 50 mstd.	250
5.76	Isopaques (mstd) entre Q10 et le fond actuel. Les éléments de tectonique salifère de [DosReis, 2001] et l'extension des appareils sédimentaires de [Droz et al., 2006] sont indiqués. Les incisions repérées dans la morphologie de Q10 (rouge) et de Q5 (violet) ainsi que les talwegs des canyons actuels (bleus) sont tracés. On note un surcreusement des canyons. Isocontours tous les 50 mstd.	251
5.77	Isopaques (mstd) entre Q10 et Q5. Les éléments de tectonique salifère de [DosReis, 2001] et l'extension des appareils sédimentaires de [Droz et al., 2006] sont indiqués. Les incisions repérées dans la morphologie de Q10 (rouge) et de Q5 (violet) ainsi que les talwegs des canyons actuels (pointillés bleus) sont tracés. Isocontours tous les 50 mstd.	252
5.78	Isopaques (mstd) entre Q5 et le fond. Les éléments de tectonique salifère de [DosReis, 2001] et l'extension des appareils sédimentaires de [Droz et al., 2006] sont indiqués. Les incisions repérées dans la morphologie de Q5 (violet) ainsi que les talwegs des canyons actuels (bleus) sont tracés. Isocontours tous les 50 mstd.	253
5.79	Dépôt des séries inférieure (gauche) et intermédiaire (droite). Chacune est alimentée par deux canyons simultanés : les canyons du Petit Rhône et de Marti. Les dépôts-centre et la configuration des chenaux de la séquence turbiditique inférieure sont contrôlés par la tectonique salifère. La chenalisation de la séquence turbiditique intermédiaire est, elle, partiellement contrôlée par les structures salifères. [DosReis et al., 2005].	254
5.80	Mise en évidence des migrations du complexe du <i>Deep Sea Fan</i> du Rhône : vers l'Ouest entre 2.6 Ma et 0.9/0.45Ma, vers l'Est autour de 0.9Ma/0.45Ma et l'actuel.	257
5.81	Cartographie des appareils sédimentaires plio-pléistocènes profond du Golfe du Lion [DosReis et al., 2005].	258
5.82	Cartographie des éléments observés et replacés dans un cadre stratigraphique (de haut en bas et de gauche à droite : 2.6Ma-1.6Ma, 1.6Ma-0.9Ma, 0.9Ma-0.45Ma, 0.45Ma-0) : incisions des canyons, chenaux d'alimentation du <i>Deep Sea Fan</i> du Petit Rhône (d'après [DosReis et al., 2005], et appareils sédimentaires du Pléistocène.	261
5.83	Evolution principale des sources fluviatiles et des voies de transferts des sédiments vers le bassin. Il est à noter que l'Aude actuelle (bleu) ne coule vers la Méditerranée que depuis le Plio-Quaternaire (pas de ria pliocène à terre) alors qu'elle était auparavant tributaire de l'Atlantique. Cette carte ampute également le drainage rhodanien de la contribution du Rhin, lequel ne coule vers la Mer du Nord qu'au Quaternaire récent (autour de 1 Ma).	264
5.84	Comparaison des lois de vitesses des forages et ESP	266
5.85	Superposition des courbes de vitesses de forages (plateau et pente) et des ESP (pente et bassin) en fonction du temps (mstd).	267
5.86	Courbes de vitesses des forages Mistral, Tramontane, Calmar, Rascasse (plateau), Autan1 (haut de pente) et GLP2 (pente) en fonction du temps (mstd) et de la profondeur (m).	268
5.87	Courbes de vitesses des forages Mistral, Tramontane, Calmar, Rascasse (plateau), Autan1 (haut de pente) et GLP2 (pente) en fonction du temps (mstd) et de la profondeur (m).	269

5.88	Estimation des vitesses de nos horizons en chacune des positions ESP à partir des courbes de vitesses ESP de [Pascal et al., 1993]	271
5.89	Graphique des vitesses au niveau de nos horizons le long du profil ECORS 1 à partir des courbes de vitesses ESP de [Pascal et al., 1993].	272
5.90	Vitesses au niveau de nos horizons estimées à partir des courbes de vitesses ESP de [Pascal et al., 1993] replacées sur le profil ECORS 1.	273
5.91	Superposition du <i>line-drawing</i> ECORS1 avec les intervalles de vitesses des ESP d'après [Pascal et al., 1993].	275
5.92	Tentative de corrélation des intervalles de vitesses des ESP sur ECORS 1 avec nos intervalles stratigraphiques. Nos Horizons sont superposés aux intervalles de vitesses ESP corrélés entre eux. La légende sous le profil ECORS tente de lier vitesse et intervalles stratigraphiques notamment au niveau de la transition pente-bassin où les intervalles de vitesses ne sont pas facilement corrélables.	277
5.93	Evolution des vitesses au niveau de chacun de nos horizons le long du profil ECORS 1 traversant perpendiculairement la marge du Golfe du Lion depuis la plate-forme jusque dans le bassin profond.	281
5.94	Vérification de nos conversions temps-profondeur par comparaison du <i>line-drawing</i> du profil Ecors 1 converti en profondeur avec <i>Zelt</i> par M. Moulin. De haut en bas : profil en temps double ; profil converti en profondeur avec <i>Zelt</i> ; notre profil reconstruit en extrayant les profondeurs (métriques) de chaque grille le long du profil Ecors.	284
6.1	Volumes sédimentaires cumulés (km^3) dans le bassin Liguro-Provençal. A gauche : détail des volumes par unité et intervalle stratigraphique. A droite : Estimation des volumes globaux par tranches de temps.	286
6.2	Comparaison des hauteurs moyennes et des volumes de chaque unité dans le bassin Liguro-Provençal.	287
6.3	Répartition globale des volumes sédimentaires.	287
6.4	Volumes relatifs de l'ensemble des unités sédimentaires définies dans le bassin Liguro-Provençal.	288
6.5	Répartition des volumes sédimentaires messiniens. Dans l'hypothèse (1), les dépôts messiniens sont moindre au bénéfice du Miocène <i>ante</i> messinien.	288
6.6	Volumes relatifs des unités plio-pléistocènes sur l'ensemble de la marge.	288
6.7	Volumes cumulés replacés sur une échelle de temps d'après l'estimation chronostratigraphique de nos surfaces	290
6.8	Flux sédimentaires (km^3/Ma) calculés d'après l'estimation chronostratigraphique de nos surfaces. La base de Mb est considérée ici comme la base du Messinien. Les courbes de la décharge des Alpes occidentales et suisses de [Kuhlemann, 2000] et de la masse des dépôts dans le graben du Rhône et le Golfe du Lion de [Hay et al., 1992] sont superposées (cf chapitre 2 pour le détail de ces courbes). Les flux messiniens sont des flux minimum, la durée totale de la crise ayant été prise en compte pour chacune des unités messiniennes déposées.	291
6.9	Flux sédimentaires (km^3/Ma) calculés d'après l'estimation chronostratigraphique de nos surfaces. La base de l'unité M (ou DBM) est considérée ici comme la base du Messinien. Les courbes de la décharge des Alpes occidentales et suisses de [Kuhlemann, 2000] et de la masse des dépôts dans le graben du Rhône et le Golfe du Lion de [Hay et al., 1992] sont superposées. Les flux messiniens sont des flux minimum, la durée totale de la crise ayant été prise en compte pour chacune des unités messiniennes déposées.	292
6.10	Zoom sur les flux sédimentaires (km^3/Ma) calculés d'après l'estimation chronostratigraphique de nos surfaces. Les courbes des taux de sédimentation mondiaux de [Lisiecki and Raymo, 2005], de la décharge des Alpes occidentales et suisses de [Kuhlemann, 2000] et de la masse des dépôts dans le graben du Rhône et le Golfe du Lion de [Hay et al., 1992] sont superposées.	292
6.11	Taux de sédimentation (m/Ma) replacés sur une échelle chronostratigraphique. Le taux de sédimentation de la fraction terrigène messinienne est figurée selon l'hypothèse de base 1 ou 2 de la crise (l'unité M3 interprétée comme les résidus d'abrasion n'est pas incluse). La courbe des taux de sédimentation mondiaux de [Lisiecki and Raymo, 2005] (cf chapitre 2) est superposée.	294
6.12	Compilation de courbes de porosité en fonction de la profondeur pour des lithologies variables : a) sables, b) argiles, c) carbonates. [Allen and Allen, 2005].	295
6.13	Estimation des flux sédimentaires (km^3/Ma) après décompaction pour l'ensemble de nos unités stratigraphiques. L'hypothèse 1 considère la base de l'unité Mb comme base du Messinien, faisant des sous-unités M0, M1, Ma des unités miocènes antérieures au Messinien. L'hypothèse 2 considère la base de l'unité M comme base du Messinien, faisant de M0, M1, Ma des unités détritiques messiniennes.	298
6.14	Flux sédimentaires après décompaction replacés sur une échelle chronostratigraphique. On se place ici dans le cas de l'hypothèse 1 considérant les unités M0, M1 et Ma comme antérieures au Messinien.	299
6.15	Flux sédimentaires après décompaction replacés sur une échelle chronostratigraphique. On se place ici dans le cas de l'hypothèse 2 considérant les unités M0, M1 et Ma comme des unités messiniennes détritiques.	299

6.16	Comparaison des taux de sédimentation détritiques (m/Ma) avant et après décompaction. Ici nous n'avons pas inclus l'unité M3 (interprétée comme les résidus d'abrasion) dans la comparaison des taux de sédimentation terrigène associés à l'hypothèse 1 ([Lofi, 2002] et 2 [Bache, 2008]) quant à la position de base de l'évènement messinien.	301
6.17	Carte d'épaisseurs des sédiments miocènes (gauche) et plio-pléistocènes (droite) déposés dans le delta du Rhône, le Golfe du Lion et le bassin Nord-Provençal d'après [Kuhlemann, 2000]. En noir : estimations des volumes de sédiments et volumes de roches érodées d'après [Kuhlemann, 2000]. En rouge : emprise de notre carte par rapport à celle de [Kuhlemann, 2000] et estimations de nos volumes de sédiments déposés et volumes de roches érodées. Les densités de [Kuhlemann, 2000] sont reprises, à savoir 2.2 g/cm^3 pour les sédiments et $2,7 \text{ g/cm}^3$ pour les roches solides.	302
6.18	Comparaison de nos cartes d'épaisseurs (m) et volumes du Plio-Pléistocène avec la carte de M. Gennesseaux, 1993 à l'échelle de la Méditerranée (en haut). A) Isopaques plio-pléistocènes (m) déduits de nos cartes. B) Isopaques plio-pléistocènes (m) extraits de la carte de M. Gennesseaux. C) Différence entre les données de M. Gennesseaux et cette étude ($C = B - A$). Les valeurs négatives correspondent alors aux zones où nos données sont supérieures à celles de M. Gennesseaux. L'échelle de couleur est identique pour A et B.	303
6.19	Comparaison de nos cartes d'épaisseurs (m) et volumes du Plio-Pléistocène avec la carte de M. Gennesseaux, 1993 à l'échelle de la Méditerranée (en haut). A) Isopaques plio-pléistocènes (m) déduits de nos cartes. B) Isopaques plio-pléistocènes extraits de la carte de M. Gennesseaux recalculés avec une vitesse de 2500 m/s en considérant la carte initiale obtenue avec une vitesse de conversion temps/profondeur de 2000 m/s. C) Différence entre les données de M. Gennesseaux et cette étude ($C = B - A$). Les valeurs négatives correspondent alors aux zones où nos données sont supérieures à celles de M. Gennesseaux. L'échelle de couleur est identique pour A et B.	305
6.20	Comparaison de notre carte de la profondeur (m) du substratum avec la carte d' A. Mauffret (non publiée).	306
6.21	Comparaison de nos cartes d'épaisseurs et volumes Messiniens avec les données de A. Mauffret (non publiées). A) Isopaques (m) des séries détritiques (unités M0, M1, Ma) et évaporites inférieures (Mb) ; B) Isopaques (m) du sel ; C) Isopaques des évaporites supérieures ; D) Epaisseurs (m) des dépôts messiniens (épaisseurs cumulées de A, B et C) ; E) Epaisseurs (m) des dépôts messiniens d'après l'interprétation d'A. Mauffret ; F) Epaisseurs (m) des dépôts messiniens d'après l'interprétation d'A. Mauffret extraites sur notre zone d'étude ; G) Différence d'épaisseurs (m) entre nos dépôts messiniens (si la base de l'unité M correspond à la base de la crise) et les dépôts messiniens d'après A. Mauffret. NB : la même échelle de couleurs est adoptée pour les cartes D) et F).	307
6.22	Distribution des sédiments sur les fonds océaniques mondiaux en fonction de leur lithologie [Hay et al., 1988]	310
6.23	Comparaison de nos résultats avec les estimations des taux d'érosion à terre issues de la bibliographie. Attention : les tailles des colonnes ne sont pas strictement à l'échelle.	312
6.24	Les flux sédimentaires détritiques calculés à partir des volumes sédimentaires en mer d'après l'interprétation de [Lofi, 2002], [Lofi et al., 2011]. Il est à noter qu'ici le volume détritique de l'unité LU n'est pas pris en compte. On observe une baisse des flux au Messinien par rapport au Miocène.	316
6.25	Les flux sédimentaires détritiques calculés à partir des volumes sédimentaires en mer d'après l'interprétation de [Bache, 2008]. Il est à noter qu'ici le volume détritique de l'unité LU n'est pas pris en compte. La quantification des flux précédents d'après l'interprétation de [Lofi, 2002] est superposée en rouge. Un pic détritique est ici bien visible au Messinien.	316
6.26	Evolution des flux sédimentaires détritiques maximum calculés en tenant compte de LU d'après l'interprétation de [Lofi, 2002], [Lofi et al., 2011]. Nous avons choisi de considérer 20% puis 50 % (paraissant volontairement exagéré) de détritisme au sein de LU.	317
6.27	Evolution des flux sédimentaires détritiques maximum calculés en tenant compte de LU d'après l'interprétation de [Lofi, 2002], [Lofi et al., 2011].	317
6.28	Carte du réseau détaillé des fleuves messiniens et de leurs affluents sur les isobathes de la surface d'érosion messinienne de la plate-forme du Golfe du Lion [Lofi, 2002].	318
6.29	Comparaison de l'extension des volumes érodés calculés par [Lofi, 2002] et [Bache et al., 2009]. En grisé, l'extension commune, correspondant à un volume de 3000 km^3 de sédiments érodés d'après [Lofi, 2002]. [Bache et al., 2009] estime 4000 km^3 d'érosion sur sa zone, extrapolant à $10\,000 \text{ km}^3$ en tenant compte de la vallée du Rhône.	319
6.30	Carte synthétique de la vallée messinienne du Rhône et de son canyon messinien à terre [Lofi, 2002] modifié d'après [Clauzon, 1982] et [Guennoc et al., 2000] 1 : Rhône ; 1a : cours occidental du Rhône ; 1b : cours oriental du Rhône ; 2 : Vidourle.	319
6.31	Carte synthétique de la vallée messinienne de l'Orb-Hérault. [Lofi, 2002] modifié d'après [Suc and Drivaliari, 1991] et [Guennoc et al., 2000]. 1 : Orb ; 2 : Hérault ; 1-2 : Orb-Hérault ; 3 : Aude ; 4 : Berre.	320

6.32	Carte synthétique de la vallée messinienne de la Têt-Tech dont la partie amont constitue le canyon messinien du Roussillon [Lofi, 2002] modifié d'après [Clauzon, 1987b] et [Guennoc et al., 2000]. 1 : Tech ; 2 : Têt ; 1-2 : Têt-Tech ; 3 : Berre ; 4 : Aude.	320
6.33	Evolution de la masse de sédiments terrigènes déposés dans le bassin Provençal confrontée à l'évolution des sédiments terrigènes déposés dans les océans à l'échelle mondiale. La courbe de gauche dessinée par [Zhang et al., 2001] est issue des données de [Hay et al., 1988].	323
6.34	Rapports isotopiques $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ dissous dans les océans. (a) données issues de carottes marines dans l'océan Pacifique (cercles violets : RC12-65; losanges bleus : F10-89-CP; carrés blancs : D11-1; triangles verts : VA-13-2/KD237; carrés gris : NovaIX/D137-01; losanges marrons : F10-89-CP; losanges verts : D27-2-1) (b) données issues de l'océan Atlantique et Arctique (Données atlantiques = triangles jaunes : ALV-539; carrés oranges : BM-1969.05. Données arctiques = cercles roses : ACEX). [Willenbring and Blanckenburg, 2010].	325
6.35	Masse des sédiments cénozoïques déposés dans la partie NO du Golfe du Mexique et dans son bassin versant. L'aire en noire correspond aux sédiments existants auxquels on a soustrait les sédiments issus de la calotte canadienne et transportés par les glaces flottantes des Laurentides depuis 1-2 Ma. La ligne au-dessus montre l'estimation de ces sédiments qui ont été déposés puis remaniés. [Molnar and England, 1990].	325
6.36	A gauche, nos quantifications (en masse de sédiments) ont été remplacées (traits noirs) sur le graphique de [?] depuis 25 Ma avec des intervalles de temps de 5 Ma. A droite, nous avons calculé depuis 25 Ma la répartition de nos dépôts sédimentaires entre Miocène (jaune) et Pliocène (vert).	326
7.1	Définition de la bathymétrie initiale d'après des critères géométriques	328
7.2	Comparaison des simulations stratigraphiques du profil LRM18 à subsidence constante (A) et variable (B) avec la courbe eustatique de [Haq et al., 1987] en entrée du modèle. Les profondeurs des horizons simulés (rouge, bleu ou noirs selon qu'ils correspondent respectivement à des FS (<i>Flooding Surface</i> ou maxima de chute), des MFS (<i>Maximum Flooding Surface</i> ou non) sont remplacées sur la coupe verticale du profil (converti en profondeur métrique) pour être comparées aux profondeurs des réflecteurs pointés sur la sismique (en grisés).	330
7.3	La courbe eustatique en entrée du modèle : comparaison des simulations stratigraphiques du profil LRM18 à subsidence constante avec la courbe des variations du niveau marin de [Haq et al., 1987] (A) et une courbe reconstruite à partir des variations de $\delta^{18}\text{O}$ de [Lisiecki and Raymo, 2005] (B).	333
7.4	Zoom sur la géométrie restituée des réflecteurs confrontée à la donnée sismique afin de comparer l'influence des courbes du niveau marin en entrée du modèle.	334
7.5	Comparaison des simulations stratigraphiques du profil LRM18 à subsidence constante (A) et variable (B) avec une courbe eustatique issue des données de $\delta^{18}\text{O}$ de [Lisiecki and Raymo, 2005] en entrée du modèle. Les profondeurs des horizons simulés sont remplacées sur la coupe verticale du profil (converti en profondeur métrique) pour être comparées aux profondeurs des réflecteurs pointés sur la sismique (en grisés). En orange les chrono-horizons à 3.8 Ma, en rouge les chrono-horizons à 2.6 Ma.	335
7.6	Evolution spatiale de la topographie des discontinuités plio-pléistocènes majeures. Les discontinuités repérées sur différents profils couvrant le plateau ont été remplacées sur un même graphique Profondeur (mstd) = f(distance à la côte actuelle).	338
7.7	Représentation géographique des paramètres invariants des simulations.	341
7.8	Les 3 configurations bathymétriques initiales du bassin (1000, 2000 et 3000m) testées dans nos simulations. Le zéro niveau marin en début de simulation est indiqué en bleu.	342
7.9	Les différents scénarios de chute du niveau marin testées dans les simulations. Les amplitudes de la deuxième chute (majeure) du niveau marin varient de 100m à 1500m. Cette chute s'effectue de 5.6 Ma (d'après le scénario de [Bache et al., 2012b]) à 5.49 Ma (110 000 ans). Le bas niveau marin dure 120 000 ans. La remontée du niveau marin s'effectue en une seule phase de 40 000 ans.	343
7.10	Exemple du modèle général de dépôt suivant un scénario de chute du niveau marin en 2 temps, d'abord mineure (100 m), puis de forte amplitude (1000 m). Ici la bathymétrie initiale du bassin est de 2500 m et les flux sont constants ($15\,500\text{ km}^3/\text{Ma}$).	345
7.11	Cartes des épaisseurs de sédiments finales déposés pendant la crise messinienne selon les scénarios de crise de la fig. 7.9) : ce sont les paléobathymétries initiales du bassin et les amplitudes de chute qui varient ici. Tous les autres paramètres (taux d'érosion, flux, subsidence etc...) sont constants. L'échelle de couleur est identique sur toutes les cartes.	348
7.12	Enregistrement de la sédimentation et bathymétries prédites par Dionisos pendant la crise messinienne dans un scénario de crise considérant une paléobathymétrie initiale du bassin de 1500 m et une chute du niveau marin de 1500m (fig. 7.9). Seuls les flux changent entre la simulation de gauche ($15\,500\text{ km}^3/\text{Ma}$) et de droite ($35\,000\text{ km}^3/\text{Ma}$). Les cartes des épaisseurs finales de sédiments déposées dans chacune de ces simulations sont illustrées en bas de la figure.	352

7.13	Enregistrement de la sédimentation et bathymétries prédites par Dionisos pendant la crise messinienne dans un scénario de crise (fig. 7.9) de crise considérant une paléobathymétrie initiale du bassin de 3500 m et une chute du niveau marin de 1500m (fig. 7.9). Seuls les flux changent entre la simulation de gauche ($15\ 000\ km^3/Ma$) et de droite ($60\ 000\ km^3/Ma$). Les cartes des épaisseurs finales de sédiments déposées dans chacune de ces simulations sont illustrées en bas de la figure.	354
7.14	Enregistrement de la sédimentation et bathymétries prédites par Dionisos pendant la crise messinienne dans un scénario de crise (fig. 7.9) considérant une paléobathymétrie initiale du bassin de 3500 m et une chute du niveau marin de 1500m. Seuls les taux d'érosion maximum changent entre la simulation de gauche (1000 m/Ma pour le sable et 100 m/Ma pour l'argile) et de droite (2500 m/Ma et 1000 m/Ma pour les 2 même lithologies). Les cartes des épaisseurs finales de sédiments déposées dans chacune de ces simulations sont illustrées en bas de la figure.	357
7.15	Enregistrement de la sédimentation et bathymétries prédites par Dionisos pendant la crise messinienne dans un scénario de crise (fig. 7.9) considérant une paléobathymétrie initiale du bassin de 1500 m et une chute du niveau marin de 1500m. Seuls les taux d'érosion maximum changent entre la simulation de gauche (1000 m/Ma pour le sable et 100 m/Ma pour l'argile) et de droite (2500 m/Ma et 1000 m/Ma pour les 2 même lithologies). Les flux entrants sont constants et fixés à $35\ 500\ km^3/Ma$. Les cartes des épaisseurs finales de sédiments déposées dans chacune de ces simulations sont illustrées en bas de la figure.	360
7.16	Influence de la vitesse de chute du niveau marin et de la durée du bas niveau marin sur la sédimentation.	362
7.17	Influence de la vitesse de chute du niveau marin et de la durée du bas niveau marin sur la sédimentation.	363
7.18	Comparaison des géométries et épaisseurs des dépôts transgressifs à la fin de l'événement messinien (5.33 Ma) selon différents scénarios de remontée du niveau marin. Tous les autres paramètres sont identiques d'une simulation à l'autre. La bathymétrie initiale du bassin est de 3500 m, la chute du niveau marin est fixée à 1500 m, la remontée du niveau marin est de 1550 m (+50 m début Pliocène) et les flux sont constants sur l'intervalle de modélisation (6.00 Ma à 5.30 Ma).	365
7.19	Zoom sur les géométries des dépôts transgressifs selon les différents scénarios (1, 2, 3 et 4) de remontée du niveau marin testés.	366
7.20	Comparaison des topographies et géométries de dépôts en fin de remontée du niveau marin avec et sans ravinement par les vagues.	367
7.21	Scénario du <i>timing</i> des variations du niveau marin et de la production d'évaporites adopté dans notre simulation de la crise messinienne.	369
7.22	Bathymétries prédites par Dionisos pendant la crise messinienne dans le scénario de la fig. 7.21) avec une paléobathymétrie initiale du bassin de 3500 m et une chute du niveau marin de 1500 m. Les flux entrants sont constants et fixés à $60\ 000\ km^3/Ma$. $100\ 000\ km^3$ d'évaporites (halite incluse) sont produites entre 5.49 et 5.46 Ma.	370
7.23	Faciès déposés à 5.46 Ma, en début de remontée lente du niveau marin. Les unités M0, M1, Ma ont été préalablement déposées pendant la chute du niveau marin, Mb est transgressive. La transition entre ces dépôts s'effectue avec un passage latéral de faciès. Des <i>onlap</i> sont également visibles au sein de l'unité Mb.	371
7.24	Répartition finale (à 5.30 Ma) des 3 faciès définis dans la simulation : argile (gris), sable (jaune) et évaporites (rose).	372
7.25	Carte des épaisseurs de sédiments résultantes du bilan érosion/dépôt pendant la crise Messinienne d'après le scénario de la fig. 7.21.	373
7.26	Ravinement de la pente et de la plate-forme externe lors de la phase de remontée lente du niveau marin. La remontée rapide du niveau marin conserve la rugosité du paysage sur la plate-forme interne. Le réflecteur rose correspond à la fin de la transgression à 5.33 Ma.	374
7.27	Comparaison d'un profil sismique vrai avec les profils sismiques synthétiques reconstruits avec Dionisos à partir des simulations.	375
7.28	Scénario de chute en 2 temps : -200 m d'abord puis -1300 m avec une stabilisation du niveau marin entre les deux chutes. Les <i>topsets</i> des prismes formés pendant la 1ère chute sont érodés pendant la 2nde chute.	375
7.29	Illustration de la géométrie de la marge du Golfe du Lion d'après les données du profil Sardinia 1 avec les vitesses indiquées (km/s) issues de [Moulin et al., 2012a] (<i>en préparation</i>). En coupe 2D, les observations morphologiques, géophysiques et cinématiques suggèrent 3 points charnières délimitant 3 domaines différents de subsidence.	376
7.30	Position des coupes verticales synthétiques recréées à partir de nos grilles d'horizon en profondeurs (mètre). Ces coupes sont ici superposées sur la bathymétrie construite à partir de nos profils sismiques.	377

7.31	Coupes verticales perpendiculaires à la pente du Golfe du Lion. Positions sur la fig. 7.30. Nos réflecteurs sont assimilés à des droites (pointillés). Les ruptures de pente sont repérées par des ronds colorés selon le code couleur de nos horizons. Elles sont systématiques pour l'ensemble des réflecteurs ; on a ainsi grisé les zones charnières délimitant des domaines de subsidence spécifique sur chacune des coupes.	378
7.32	Coupes verticales parallèles à la pente du Golfe du Lion. Positions sur la fig. 7.30. Nos réflecteurs sont assimilés à des droites (pointillés). Les points charnières 3 de la subsidence sont repérés par des ronds grisés sur la coupe J (la plus en aval). Les réflecteurs sur la plate-forme et la pente montrent une géométrie en cuvette avec un domaine de subsidence maximale (grisé) au centre du bassin.	379
7.33	Points charnières de la subsidence repositionnés en plan. Corrélation avec les limites des grands domaines structuraux.	380
7.34	La subsidence plio-pléistocène sur le plateau est constante dans le temps : illustration à partir d'un zoom des coupes verticales synthétiques B, C, E. Les points charnières de la subsidence sont repérés par des ronds colorés selon le code couleur de nos horizons.	382
7.35	Illustration schématique d'une subsidence maximale dans le bassin avec une continuité de la subsidence plateau-pente (basculement d'un angle α à partir du point charnière 1).	383
7.36	Illustration schématique d'une subsidence minimale dans le bassin. Les subsidences sur le plateau et la pente sont alors différentes.	383
7.37	Illustration schématique d'une subsidence maximale dans le bassin : la subsidence est alors différente sur le plateau (basculement d'un angle α à partir du point charnière 1) et la pente (basculement d'un angle β à partir du point charnière 2).	384
7.38	Carte de subsidence définie en entrée de Dionisos. La géométrie du bassin est définie par un rectangle de 250 X 400 km avec une maille de 10X10 km. 3 sources sont déclarées, une 1ère représentant le Rhône, une 2ème représentant les fleuves languedociens, et une 3ème, mineure, les petits fleuves pyrénéens.	386
7.39	Bathymétrie de dépôt prédite par Dionisos dans une simulation depuis 20 Ma avec une subsidence purement verticale et constante dans le bassin de 500 m/Ma.	387
8.1	Synthèse des conclusions majeures quant à l'évolution des flux sédimentaires et de la subsidence du bassin Provençal. Ces résultats sont replacés dans un cadre chronostratigraphique incluant les principaux événements climatiques et tectoniques.	393
10.1	Profondeurs (m) du substratum	428
10.2	Profondeurs (m) de la base de l'unité M	429
10.3	Profondeurs (m) de la base de l'unité LU	430
10.4	Profondeurs (m) du toit du Messinien (toit des évaporites supérieures)	431
10.5	Profondeurs (m) de la discontinuité P11	432
10.6	Profondeurs (m) de la discontinuité PXX	433
10.7	Profondeurs (m) de la discontinuité Q10	434
10.8	Profondeurs (m) de la discontinuité Q5	435
10.9	Profondeurs (m) du fond actuel	436
10.10	Epaisseurs (m) de la pile sédimentaire totale sur le substratum	437
10.11	Epaisseurs (m) des sédiments oligo-miocènes antérieurs au Messinien	438
10.12	Epaisseurs (m) de l'unité M (détritique + évaporites inférieures du Messinien)	439
10.13	Epaisseurs (m) de l'unité Mb (évaporites inférieures du Messinien)	440
10.14	Epaisseurs (m) des dépôts plio-pléistocènes	441
10.15	Epaisseurs (m) des dépôts pliocènes (5.33 Ma - 2.60 Ma)	442
10.16	Epaisseurs (m) des dépôts pléistocènes (2.60 Ma - Actuel)	443
10.17	Epaisseurs (m) des dépôts entre les discontinuités P11(2.60 Ma) et PXX (environ 1.60 Ma)	444
10.18	Epaisseurs (m) des dépôts entre les discontinuités PXX (1.60 Ma) et Q10 (0.90 Ma).	445
10.19	Epaisseurs (m) des dépôts au dessus de la discontinuité PXX (1.60 Ma).	446
10.20	Epaisseurs (m) des dépôts entre les discontinuités Q10 (0.90 Ma) et Q5 (0.45 Ma).	447
10.21	Epaisseurs (m) des dépôts depuis 0.90 Ma.	448
10.22	Epaisseurs (m) des dépôts depuis 0.45 Ma.	449

Liste des tableaux

2.1	Epaisseurs (en mètres) et taux de sédimentation (cm/ka) du Pliocène et au cours du Plio-Pléistocène d'après les forages pétroliers dans le Golfe du Lion. Modifié d'après [Rabineau, 2001].	70
2.2	Synthèse des travaux concernant les budgets sédimentaires alpins. Les estimations (taux de sédimentation, de dénudation, d'incision ou d'exhumation) ont été ramenées à la même unité (mm/an).	73
3.1	Bio et Chronostratigraphie du Miocène Supérieur et du Pliocène Inférieur de Méditerranée selon la charte établie par le programme 'EEDEN' coordonnée par Iaccarino et Steininger (inédit) comparée à la charte globale de [Lourens, 2004]. [Popescu et al., 2007].	112
4.1	Construction d'un tableau à 8 colonnes pour la conversion temps/profondeur de nos discontinuités stratigraphiques.	143
5.1	Synthèse des marqueurs sismiques messiniens et de leurs relations stratigraphiques.	166
5.2	Synthèse des marqueurs et unités sismiques plio-pléistocènes	177
5.3	Synthèse des vitesses d'après les forages	270
5.4	Synthèse des vitesses d'après les ESP	272
5.5	Synthèse des vitesses moyennes au niveau de nos horizons selon les domaines pente, plate-forme et bassin d'après les données de forages et ESP	280
5.6	Synthèse de l'étude des vitesses des forages et des ESP. La lecture horizontale correspond à l'évolution de la marge depuis la plate-forme jusqu'au bassin profond. La lecture verticale correspond à l'évolution des vitesses avec la profondeur d'investigation dans le forage.	282
5.7	Choix des intervalles de vitesses selon la profondeur (mstd) pour la conversion de chacune de nos cartes isobathes en profondeur métrique.	283
6.1	Quantification des volumes sédimentaires dans le bassin Liguro-Provençal calculés à partir des cartes.	285
6.2	Flux sédimentaires calculés (km^3/Ma) en fonction de nos estimations chronostratigraphiques	289
6.3	Estimations des volumes cumulés pour chacune de nos unités	290
6.4	Taux de sédimentation calculés (m/Ma) en fonction de nos estimations chronostratigraphiques	293
6.5	Estimation des volumes sédimentaires non compactés pour l'ensemble de nos unités stratigraphiques.	297
6.6	Estimation des taux de sédimentation moyens (m/Ma) après décompaction pour nos unités plio-pléistocènes.	300
6.7	Estimation des taux de sédimentation moyens (m/Ma) après décompaction pour nos unités messiniennes et miocène.	300
6.8	Volumes et flux sédimentaires déposés en mer <i>vs</i> volumes et flux sédimentaires érodés à terre avec une densité de $2,2g/cm^3$ pour les sédiments et de $2,7g/cm^3$ pour les roches solides à terre. Les valeurs en rouge correspondent aux volumes, celles en vert aux flux volumiques (km^3/Ma), en bleu, les poids de sédiments et flux massiques (en kg/Ma) qui, eux, ne varient pas dans les transferts Terre-Mer, la masse étant conservée.	309
6.9	Taux de dénudation plio-pléistocène à terre correspondant aux taux de sédimentation dans notre bassin.	311
6.10	Taux de dénudation messinien et miocène à terre correspondant aux taux de sédimentation dans notre bassin.	311
6.11	Illustration des limites de l'établissement quantitatif du bilan Erosion/Dépôt d'après les flux sédimentaires en mer. La corrélation flux en mer et flux alpin à terre n'est pas immédiate, beaucoup de facteurs (souvent difficiles à quantifier) sont à prendre en compte afin d'établir une liaison Terre-mer ou <i>Source to Sink</i>	314
6.12	Volumes sédimentaires estimés par domaine morphologique (plateau, pente, bassin) pour chaque intervalle stratigraphique.	315
6.13	Comparaison des volumes des unités détritiques de [Lofi et al., 2005] et [Bache et al., 2009]	322
7.1	Tableau comparatif des flux sédimentaires, flux d'eau et coefficients de diffusion utilisés dans nos simulations selon les hypothèses de subsidence.	331
7.2	Pente moyenne des plateaux successifs depuis P11(2.6Ma). La plate-forme de chaque surface a été assimilée à un plan incliné avec Sonarscope.	336

7.3	Taux de basculement de la plate-forme par rapport au fond actuel depuis 2.6Ma. La plate-forme de chaque surface a été assimilée à un plan incliné avec Sonarscope.	336
7.4	Tableau comparatif des flux détritiques estimés d'après nos cartes et ceux introduits en entrée de Dionisos. L'évolution des flux est identique. La différence quantitative est liée à l'extension réduite de nos cartes (entre 2 et 3 fois) comparée à l'extension de la zone modélisée.	385
7.5	Contribution des différentes sources aux apports terrigènes du bassin Provençal.	388

Chapitre 1

Introduction

1.1 Problématiques

1.1.1 Problématique 1 : évolution des flux sédimentaires et facteurs de contrôle

Les produits de l'érosion continentale sont préservés à terre dans des bassins intra-continentaux, ainsi qu'en périphérie, dans les bassins de marges passives, sous forme de sédiments terrigènes (détritiques ou silicoclastiques). Ces sédiments enregistrent ainsi les variations de relief des continents, variations qui sont contrôlées par deux paramètres :

- la déformation de la lithosphère, facteur prépondérant de la création des reliefs d'après [Selby, 1985], [Duff, 1993], [Moore, 1999],
- et le climat : les changements de précipitations affectent les apports sédimentaires du bassin en induisant une variation de l'érosion de l'aire drainée en amont [Bonnet and Crave, 2003].

Un des principaux débats en Sciences de la Terre concerne l'importance relative de la tectonique et du climat dans l'érosion des reliefs [Molnar and England, 1990] : c'est le paradoxe de la poule et de l'oeuf...qui est à l'origine de quoi ? Cette question revient à déterminer l'importance relative de ces facteurs à l'origine des flux sédimentaires terrigènes préservés dans les bassins avaux. Ce débat a jusqu'à présent été conduit principalement sur les chaînes de montagnes au travers d'études géomorphologiques, peu concernant les domaines non orogéniques.

Le flux sédimentaire terrigène résultant de l'érosion a surtout été considéré à l'aide des traceurs géochimiques, et non par la quantification des volumes de sédiments (même si des exceptions doivent être notées (cf [Métivier et al., 1999], [Kuhlemann, 2000], [Kuhlemann and Kempf, 2002], [Clift et al., 2001], [Clift and Gaedicke, 2002])). La non prise en compte des flux sédimentaires terrigènes dans le débat tectonique/climat réside notamment dans la difficulté de mesurer ces volumes sédimentaires.

Les rares données disponibles d'estimation des volumes globaux de sédiments terrigènes [Hay et al., 1988] montrent une augmentation du flux terrigène mondial durant le Cénozoïque, autour de 5 Ma. Une forte hausse est également observée dans la décharge Alpine à partir de 5 Ma [Kuhlemann, 2000], [Kuhlemann and Kempf, 2002].

Le premier objectif de cette thèse est de quantifier les volumes sédimentaires à l'échelle d'une marge passive, avec un zoom particulier sur les variations de flux terrigènes au cours du Plio-Pléistocène (derniers 5 Ma). L'accélération des flux terrigènes depuis 5 Ma défendue par [Kuhlemann, 2000], [Kuhlemann and Kempf, 2002] dans les Alpes, et au niveau mondial [Hay et al., 2002] est-elle observée dans notre bassin ?

La plupart des orogènes mondiales semblent subir une surrection au Néogène. Cependant les arguments géologiques d'une surrection générale à travers le monde sont parfois ambigus [Molnar and England, 1990], [Hay et al., 2002], [Molnar, 2004]. Quelles sont les événements tectoniques majeurs contemporains de l'évolution de notre bassin ? Sont-ils corrélés à une variation de flux sédimentaires ? Qu'en est-il des variations climatiques ? Peut-on discriminer entre une origine tectonique et climatique les variations de flux observées ?

Répondre à ces problématiques nécessite une analyse stratigraphique de l'enregistrement sédimentaire à partir des données sismiques dont nous disposons, puis l'application d'une méthodologie de mesure des budgets sédimentaires.

1.1.2 Problématique 2 : La crise de salinité messinienne

La Méditerranée a été affectée par la célèbre crise de salinité durant le Messinien entre 5.96Ma [Krijgsman et al., 1999a] ou 5.7Ma [Gautier et al., 1994] et 5.33Ma [Hilgen and Langereis, 1993].

La fermeture et l'émergence du corridor bétique vers 7.8Ma [Krijgsman et al., 1999b], [Seidenkrantz et al., 2000], puis celles du corridor rifain vers 5.59Ma [Krijgsman et al., 1999a] ou 5.4Ma [Warny et al., 2003] associées à un fort taux d'évaporation ont provoqué en Méditerranée une chute du niveau marin estimée à 1500m [Clauzon, 1982] unique au monde. Les fleuves ont alors fortement incisé la marge. Cette empreinte fluviale, la surface d'érosion Messinienne, sera fossilisée par une transgression zancléenne entraînant un retour aux conditions océaniques de mer ouverte.

2 auteurs ont particulièrement étudié cet événement sur notre zone d'étude, interprétant différemment un même jeu de données sismiques (cf; [Lofi, 2002], [Lofi et al., 2005], [Bache, 2008], [Bache et al., 2009]). La différence tient essentiellement dans la position plus ([Lofi, 2002], [Lofi et al., 2005]) ou moins ([Bache, 2008], [Bache et al., 2009]) profonde du réflecteur marquant la base de la crise. La position stratigraphique de cette dernière est essentielle car elle implique une ampleur de dépôts messiniens beaucoup plus importante d'après [Bache, 2008].

L'évolution et l'ordre de grandeur des flux Messiniens que l'on estimera dans ces deux hypothèses nous permettent-elle de privilégier l'une de ces 2 hypothèses ?

L'évolution des flux plio-pléistocènes calculés précédemment comparée aux flux miocènes montre-t-elle une augmentation autour de 5 Ma ?

Des simulations stratigraphiques de cette crise seront également réalisées avec Dionisos, un modèle stratigraphique diffusif développé par l'IFP ([Granjeon, 1996]), afin de tester la validité de ces hypothèses. Peut-on reproduire les géométries et l'ampleur des dépôts messiniens observées par [Bache, 2008], [Bache et al., 2009] avec des paramètres géologiques cohérents ? Des tests conceptuels seront également réalisés afin de tester différents scénarios de crise possibles.

1.1.3 Problématique 3 : La subsidence de la marge pour reconstituer les paléogéographies et les environnements de dépôt

Reconstituer les paléogéographies et les environnements de dépôt constitue le principal but des études stratigraphiques sur les marges passives. Or, la vision du remplissage sédimentaire qui nous est offerte par les données sismiques actuelles n'est que partielle et instantanée : il s'agit de la vision finale résultant des différents mouvements verticaux qui ont affectés l'ensemble de la marge depuis le rifting, et cela, tout au long de son évolution jusqu'à aujourd'hui. La quantification de ces mouvements "subsidents" est donc essentielle pour comprendre les mécanismes de formation d'une marge passive et reconstruire les paléogéographies successives de son évolution. Nous chercherons donc à évaluer l'ampleur de ces mouvements à travers l'enregistrement sédimentaire.

1.2 Pourquoi le bassin Provençal ?

Le choix du bassin Provençal comme cadre d'étude s'est imposé car ses caractéristiques en font un laboratoire naturel :

- Sa jeunesse, un réseau de drainage important et une forte subsidence sont à l'origine d'un enregistrement sédimentaire de grande ampleur (plus de 2000m sur le plateau déposé en 5.33 Ma) permettant les études de détail, sur une période couvrant environ 23 Ma (fig. 1.1).
- Sa position géographique, en connexion avec l'océan mondial, ainsi qu'au débouché d'un fleuve alpin (le Rhône) rend possible la lecture de variations climatiques (et glaciations) dans l'enregistrement sédimentaire.
- Il possède un jalon bathymétrique unique, témoin de la crise de salinité Messinienne,
- Sa géométrie, un bassin étroit, avec la marge homologue sarde à portée de main, facilite l'étude du système entier,
- De plus, ce bassin a été l'objet d'une forte exploration qui fournit aujourd'hui une densité de données sismiques (pétrolières et académiques) très importante.

De nombreuses études, structurales, sédimentologiques, stratigraphiques et géodynamiques, ont été entreprises dans le Golfe du Lion, en particulier dans le cadre du GDR Marges, action Golfe du Lion, puis du programme Action Marges chantier Méditerranée Occidentale *AMéditer*. Les dépôts initiaux (Aquitano-burdigaliens) liés à l'évolution précoce de la marge ont été identifiés en mer (du plateau au bassin profond) [Gorini et al., 2005], [Guennoc et al., 2000], [Séranne et al., 1995]. Les dépôts détritiques liés au démantèlement de la plate-forme pendant cette crise, déjà étudiés par [Lofi et al., 2005] et [Sage et al., 2005] sur la marge Sarde, viennent juste d'être décrits complètement [Bache, 2008]. Ce travail, s'inscrivant dans la continuité de ces travaux, s'intéresse à l'empilement sédimentaire complet de la marge, *i.e.* les sédiments miocènes, pliocènes et pléistocènes déposés depuis les 23 derniers millions d'années après la fin du rifting oligo-aquitainien (fig. 1.1). Le but étant d'obtenir une vision continue de l'enregistrement sédimentaire depuis la plate-forme jusqu'au bassin profond, afin de quantifier les flux et la subsidence du bassin.

En préambule, précisons également que l'ICS/INQUA (International Quaternary Association) a proposé en 2007 que le Quaternaire, dont la définition a longtemps été débattue, soit adopté comme une période avec pour base le Gélasien GSSP (*Global Boundary Stratotype Section and Point*). Cette proposition a effectivement été ratifiée par l'IUGS (International Union of Geological Sciences) en juin 2009, réduisant la durée du Pliocène au Zancéen et Piacensien et faisant débiter le Pléistocène traditionnel (1985-2009) plus tôt. Pourquoi cette ratification ? D'une part, la base du Gélasien (2.6Ma) est proche de la première glaciation continentale majeure de l'Hémisphère Nord. C'est à partir de 2.6Ma d'autre part, que s'opère un changement drastique de la circulation océanique d'après l'INQUA (cf. [Gibbard et al., 2010]). Ce manuscrit tient compte de cette nouvelle stratigraphie.

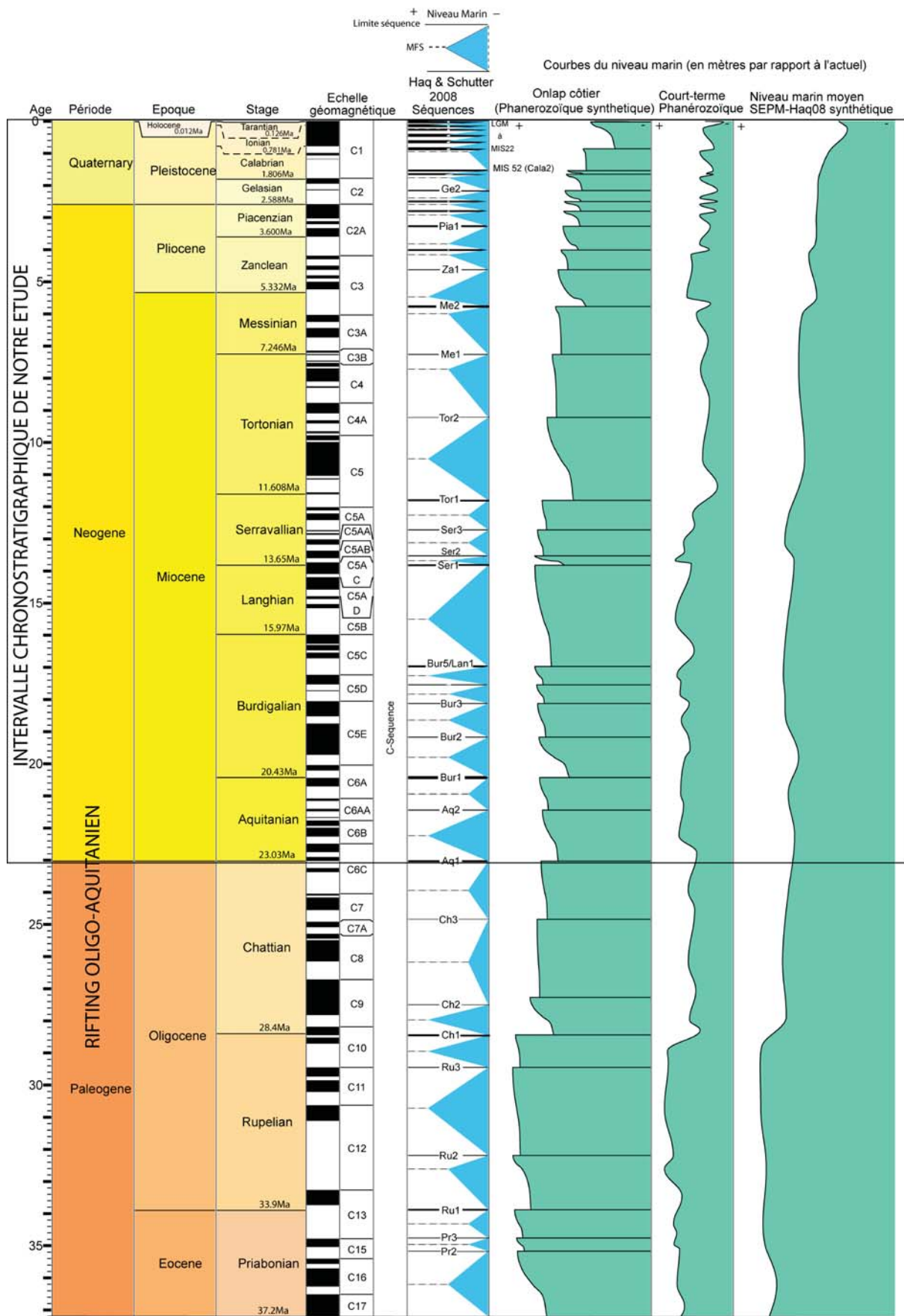


FIGURE 1.1 – Echelle chronostratigraphique de notre étude. Elle a été construite avec *TimeScale Creator* en tenant compte de la modification de la base du Pléistocène adoptée à 2.588 Ma par l’IUGS en juin 2009. Les chutes mineures du niveau marin ont une ampleur de 20m, les chutes moyennes de 45m et les chutes majeures de 80m par rapport à l’actuel.

Chapitre 2

Contexte Géologique

L'un des problèmes en sédimentologie est de déterminer l'importance relative des différents facteurs qui (inter)-agissent sur l'organisation sédimentaire. La notion d'interconnexion des facteurs (fig.2.1) est importante car elle conditionne le développement des modèles conceptuels (et numériques) de stratigraphie, par le choix d'un certain nombre de facteurs clefs.

Ce chapitre a pour vocation d'explicitier les 2 notions centrales de ce travail, les flux sédimentaires et la subsidence. Il s'agit de 2 facteurs de premier ordre agissant directement sur la sédimentation. Leur quantification, accessible *via* l'étude des séries sédimentaires, est essentielle pour comprendre comment se structure et évolue la marge. C'est au travers de ces deux facteurs que nous cherchons à décrypter le climat et les mouvements tectoniques, également facteurs de premier ordre agissant à une échelle plus globale et dépendante des forçages planétaires. Une fois ces paramètres contraints, nous pourrions tenter de modéliser les mécanismes de formation et d'empilement au cours du temps, puis discuter leurs évolutions et origines.

Une fois les cadres tectoniques et climatiques posés, ce chapitre s'attardera donc sur les flux sédimentaires et la subsidence. Généralités et théorie seront abordées avant de faire une synthèse des connaissances actuelles concernant ces 2 variables dans le bassin Provençal.

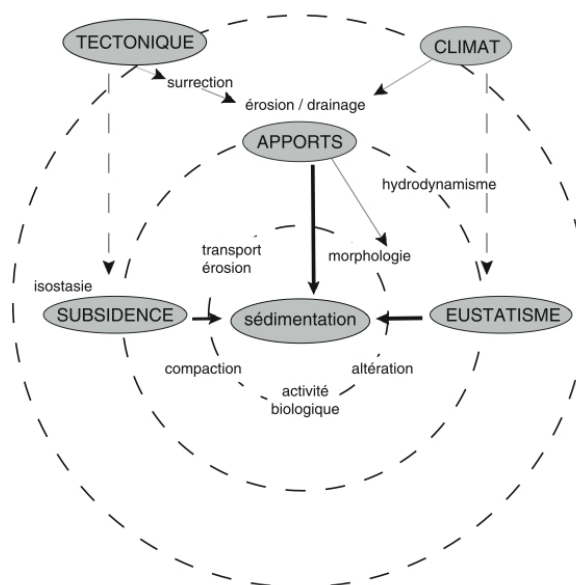


FIGURE 2.1 – Essai d'organisation des facteurs influant sur la sédimentation. Les forçages planétaires conditionnent le climat et la tectonique qui agissent eux-mêmes sur le flux sédimentaire, la subsidence et l'eustatisme. La sédimentation résulte de l'influence directe et indirecte de l'ensemble de ces facteurs de premier ordre. [Rabineau, 2001].

2.1 Synthèse Géodynamique et Tectonique

2.1.1 Héritage Structural pré-Rift

Le bassin Liguro-Provençal, au sein de la Méditerranée Occidentale, est le carrefour de grands domaines structuraux (fig. 2.2). A l'Ouest, il est bordé par les Pyrénées, conséquence de la collision entre la plaque ibérique et l'Europe au Crétacé Supérieur. Au Nord-Est, la Camargue et la Provence sont caractérisées par leur substratum calcaire appartenant à un bassin Mésozoïque, le bassin du Sud-Est. Les Alpes sont le résultat de la collision de la plaque Adriatique (un fragment de la plaque Afrique) avec l'Europe depuis l'Eocène. A l'Est de la Sardaigne, la mer Tyrrhénienne est le résultat du retrait vers le Sud-Est de l'arc Calabre-Sicile pendant le Miocène. L'histoire du bassin provençal s'inscrit donc dans un contexte tectonique large et complexe dont il garde l'empreinte :

- des failles de directions NO-SE et NE-SO ont ainsi été mentionnées dans le Golfe du Lion [Arthaud et al., 1980], [Arthaud and Séguret, 1981]. Elles sont les témoins de l'orogène hercynienne (ou varisque).
- des séries salifères triasiques puis calcaires du Mésozoïque sont connues sur le pourtour méditerranéen [Mauffret and Gorini, 1996], [Gorini, 1989], [Gorini et al., 1991], [Viallard and Gorini, 1994]. Elles constituent un héritage du bassin du Sud-Est.

Au sein de cette histoire, le bassin doit sa structuration :

- au décrochement majeur entre l'Europe et l'Ibérie au Crétacé, emportant le bloc corso-sarde. Ce décrochement résulte du mouvement de la plaque Ibérique par rapport à l'Europe, pendant la formation de l'océan Atlantique [Olivet, 1996].
- à sa position dans le rift européen Eocène,
- ainsi qu'à la compression pyrénéenne, résultat de la collision entre l'Ibérie et l'Europe et à plus grande échelle entre la plaque Afrique et l'Europe [Olivet, 1996].

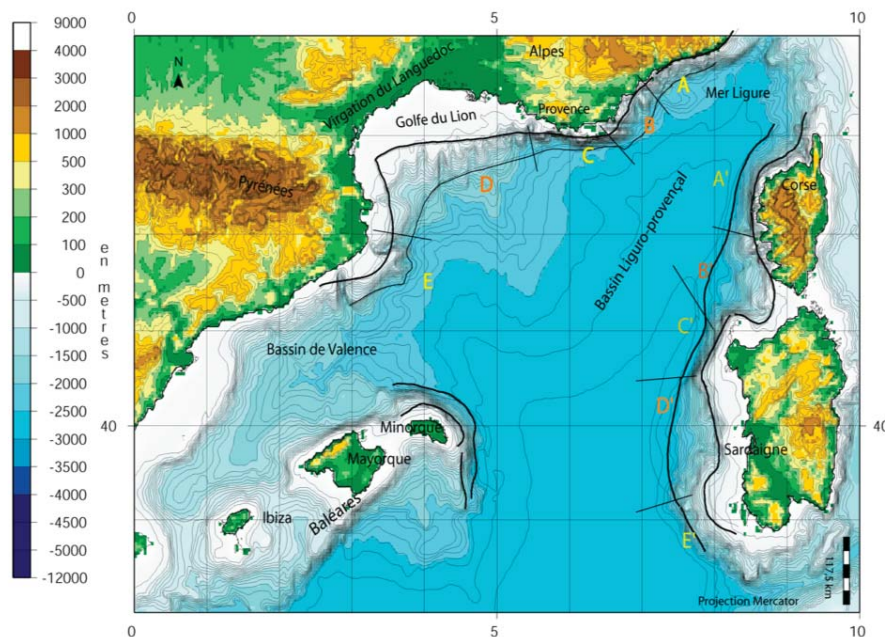


FIGURE 2.2 – Position du bassin Liguro-Provençal au carrefour de domaines structuraux notamment Alpes, Pyrénées et Provence. La carte de bathymétrie prédite d'après les données d'altimétrie satellitaires de Sandwell et Smith met en outre en évidence une segmentation des marges du bassin. On observe une alternance de segments de marge étroite et de marge large à la fois côté européen et corso-sarde. Ces segments (délimités par les lignes noires) coïncidant deux à deux (AA', BB', CC', DD', EE'), constituent des marges homologues.

2.1.2 Rifting et Structuration

2.1.2.1 Système alpin/Téthysien

Au Mésozoïque, un important mouvement décrochant senestre le long des Pyrénées se serait produit vers 107 Ma à 90 Ma. Le bloc corso-sarde aurait subi un mouvement de translation vers le Nord-Est, solidement de la plaque ibérique [Olivet, 1996].

S'ensuit alors un premier épisode compressif, l'orogène alpine (fermeture du domaine océanique alpin ou liguro-piémontais), conséquence du mouvement de convergence Afrique-Europe du Crétacé supérieur (vers 90 Ma) à l'Eocène (40 Ma). L'espace océanique téthysien disparaît, le promontoire apulo-adriatique entre en collision avec la plaque européenne. Cet épisode structure le bassin méditerranéen en mettant notamment en place les Alpes internes et la Corse alpine. Parallèlement, entre la fin du Crétacé (vers 90 Ma) et le Miocène inférieur (vers 20 Ma), la plaque Ibérique s'est rapprochée de l'Europe de 150 km environ selon une orientation quasiment Nord-Sud [Olivet, 1996]. Le bloc corso-sarde se situe donc à cette époque dans un contexte de raccourcissement.

2.1.2.2 Contexte arrière-arc et rifting

Le bassin liguro-provençal est classiquement interprété comme un bassin d'arrière-arc s'ouvrant en réponse à la subduction apulienne sous le bloc corso-sarde [Malinverno and Ryan, 1986], [Gueguen et al., 1997], [Doglioni et al., 1999]. On peut cependant remarquer que le bassin Nord-occidental de la Méditerranée se distingue de la plupart des autres bassins néogènes du système méditerranéen-alpin par l'absence de toute forme arquée de l'une ou l'autre de ses marges, caractéristique pourtant typique de bassins arrière-arc [Olivet, 1987]. Ce bassin s'est en outre développé dans un environnement de rift lors de la distension Oligo-Aquitaniennne.

A partir de l'Oligocène, le bloc corso-sarde subit une rotation vers le Sud-Est dont le moteur est la subduction apulienne. Ce détachement élargit le bassin avec un pôle de rotation très proche d'où sa forme triangulaire [Gueguen, 1995], [LeDouaran et al., 1984], [Mauffret et al., 1995], [Montigny et al., 1981], [Réhault et al., 1984], [Speranza et al., 2002], [Vigliotti and Langenheim, 1995]. Cette rotation engendre une accréation océanique au cours de l'Aquitanienn/Burdigalien et une extension généralisée dans l'ensemble du domaine Languedoc-Roussillon [Guennoc et al., 1994].

2.1.2.3 Le bassin Liguro-Provençal : un véritable océan ?

Le bassin Liguro-Provençal présente les caractéristiques d'un véritable océan, né de la dérive d'un bloc continental. Sa partie centrale montre, du point de vue du magnétisme, de la morphologie et des vitesses sismiques, une allure océanique [Olivet, 1987]. La dérive du bloc Corso-Sarde semble en effet définir un espace micro-océanique bordé par deux vraies marges passives : un ensemble continental fracturé et des marges amincies, les marges provençales et catalanes d'un côté (A à E sur la fig. 2.2) et corso-sardes de l'autre (A' à E' sur la fig. 2.2) qui se seraient écartées. Des failles de transfert (fig. 2.3) sont ainsi interprétées comme des guides de l'ouverture du bassin [Biju-Duval, 1984], [LeDouaran et al., 1984], [Réhault et al., 1984], évoluant en failles transformantes durant l'accréation océanique [Genesseeux et al., 1989].

Mais le bassin Liguro-Provençal présente également un domaine intermédiaire à croûte atypique présentant des vitesses sismiques (fig. 2.4), des caractéristiques magnétiques, gravimétriques et structurales (fig. 2.5) complexes [Gailler et al., 2009]. La nature de cette croûte reste énigmatique à ce jour.

2.1.3 Géodynamique de la Méditerranéenne occidentale

Le mouvement de rotation antihoraire oligo-miocène de la Corse et de la Sardaigne, à l'origine du bassin Liguro-provençal, est communément accepté. En l'intégrant dans un contexte cinématique plus large, les fig. 2.6 et fig. 2.7 montrent la complexité de la géodynamique méditerranéenne.

Les éléments et interprétations principaux des études géodynamiques y ont été relevés. Elles montrent un ensemble (exhaustif) de reconstructions tectoniques de la Méditerranée Occidentale qui se révèlent, dans le détail, très différentes les unes des autres. Les mouvements sont reconstruits à différentes résolutions et différentes échelles spatiales ; parfois l'échelle est réduite à celle d'un bassin et prend en compte les mouvements relatifs d'un grand nombre de microblocs [Schettino and Turco, 2006] ; d'autres fois les reconstructions se font à une échelle plus importante, celle de la Méditerranée Occidentale [Gueguen et al., 1998], [Rosenbaum et al., 2002], [Jolivet et al., 2006], [Mattauer, 2007], mais avec des interprétations, à la fois en terme de direction de mouvement et de nature et position de limites de plaques, qui diffèrent les uns des autres.

Les modalités d'interaction ou de non interaction de l'orogène alpine et de l'histoire du Rift Européen dans la structuration de la Méditerranée sont également source d'interprétations variables (cf [Mattauer, 2007]).

La géodynamique au niveau d'Alboran, on le voit, reste mal contrainte. La compréhension des mécanismes d'isolement puis de réouverture des connections de la Méditerranée avec l'Atlantique au Messinien restent donc encore flous.

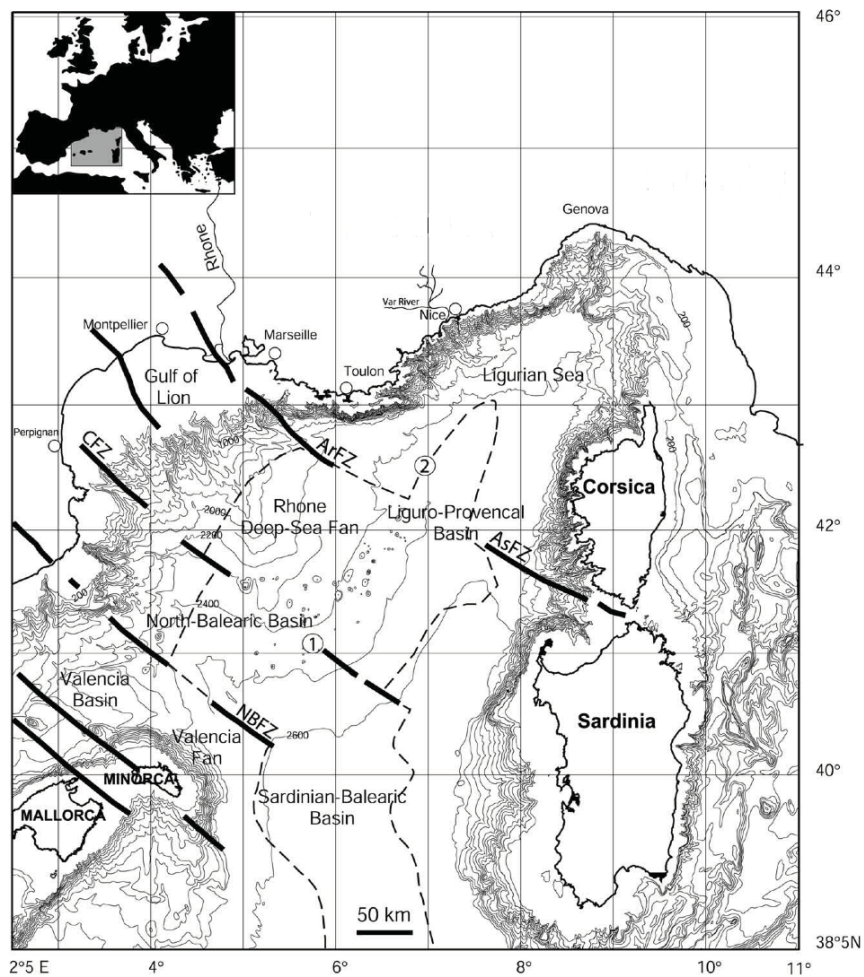


FIGURE 2.3 – Carte bathymétrique du bassin Nord-Ouest méditerranéen. La plaine abyssale est restreinte à une dépression NE-SO correspondant au bassin Baléarique-Provençal. 1 : Zones de transfert ; 2 : Limite de la croûte océanique ; ArFZ : zone de fracture de l'Arlésienne ; AsFZ : zone de fracture de l'Asinara ; CFZ : zone de fracture catalane ; NBFZ : zone de fracture Nord-Baléares. Légèrement modifié d'après [Maillard et al., 2003]

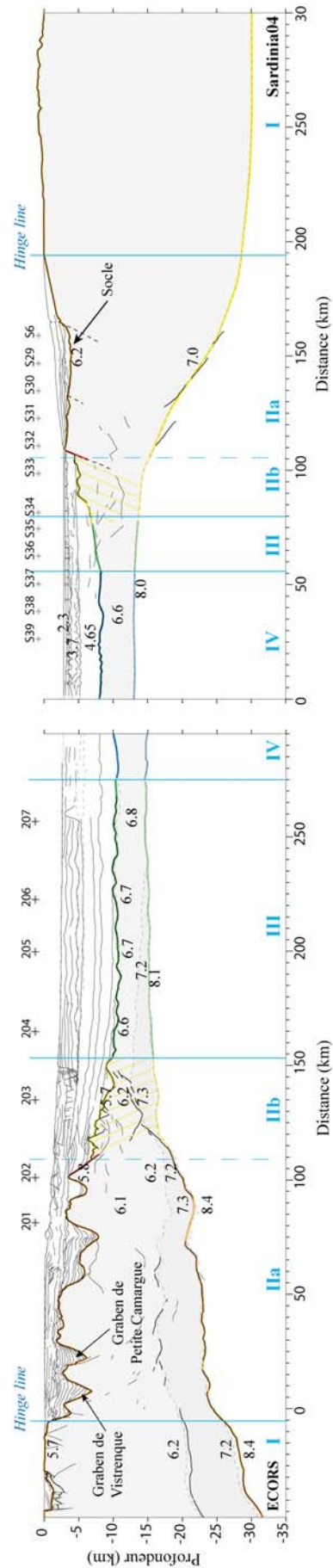


FIGURE 2.4 – Profil sismique Ecors et Sardinia 04 indiquant les géométries et les vitesses sismiques sur les marges conjuguées provençales et sardes. Pour chacune d’elles, le domaine de transition IIb, domaine à croûte intermédiaire atypique, est hachuré en jaune. Exagération 1/3. [Labails, 2007]

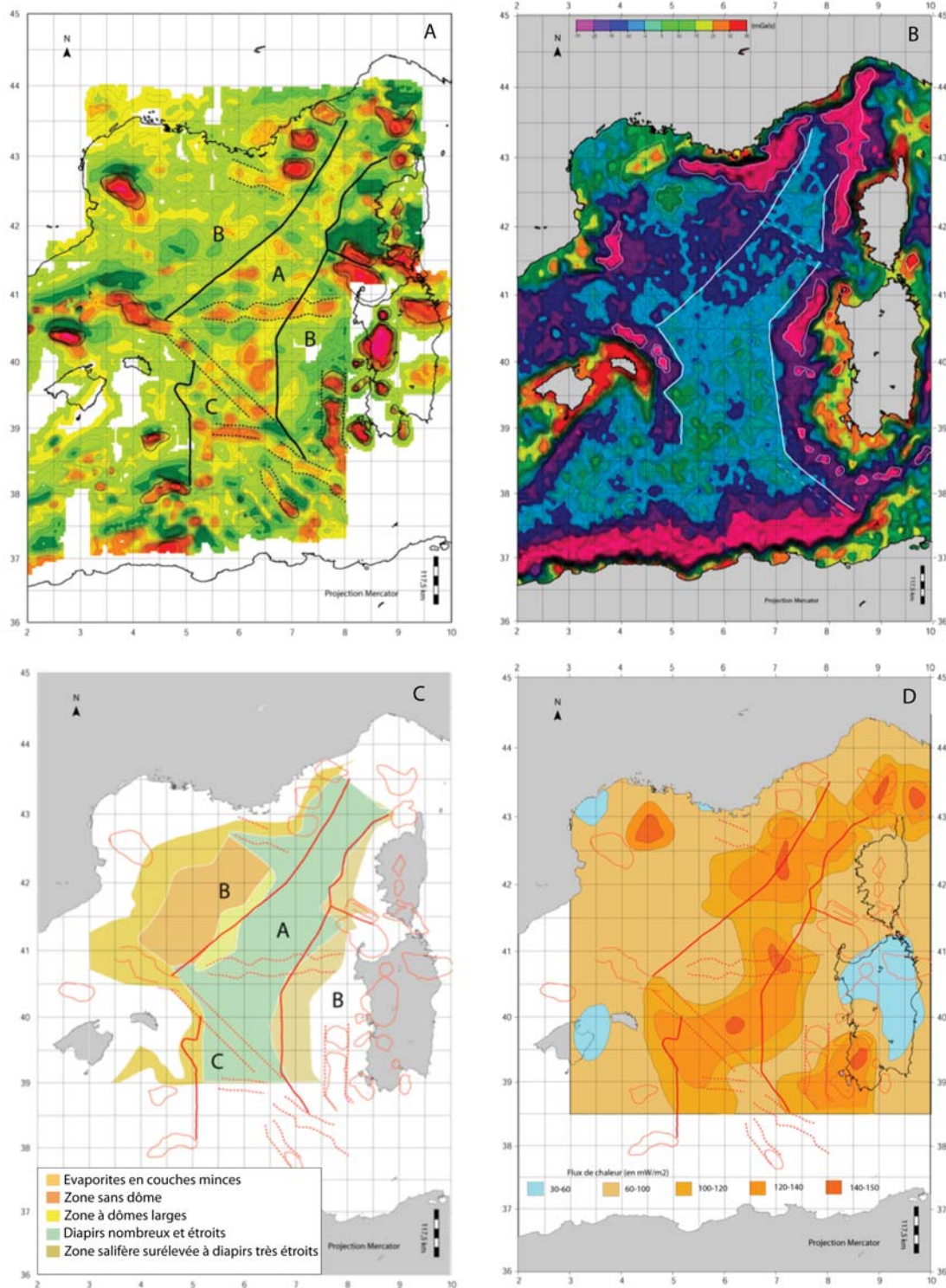


FIGURE 2.5 – Mise en évidence du domaine intermédiaire atypique (le domaine B) de part et d'autre de la croûte océanique (domaine A). La trace des failles de transfert est également visible. (A) : Interprétation de la carte aéromagnétique (d'après les données de Galdeano & Rossignol), en trait noir continu les anomalies fortement positives, en pointillés, les alignements remarquables. (B) : Interprétation de la carte de gravimétrie satellitaire (d'après les données de [Sandwell and Smith, 1997] avec une résolution de 1min X 1min et des isocontours tous les 2mGals. (C) : Superposition de nos interprétations de données magnétiques sur la carte des structures salifères d'après les données de [Olivet, 1987]. (D) : Superposition de nos interprétations des données magnétiques sur la carte des flux de chaleur numérisés d'après les données de [Chamot-Rooke et al., 1997].

Lorem ipsum dolor sit amet, consectetur adipiscing elit. Ut purus elit, vestibulum ut, placerat ac, adipiscing vitae, felis. Curabitur dictum gravida mauris. Nam arcu libero, nonummy eget, consectetuer id, vulputate a, magna. Donec vehicula augue eu neque. Pellentesque habitant morbi tristique senectus et netus et malesuada fames ac turpis egestas. Mauris ut leo. Cras viverra metus rhoncus sem. Nulla et lectus vestibulum urna fringilla ultrices. Phasellus eu tellus sit amet tortor gravida placerat. Integer sapien est, iaculis in, pretium quis, viverra ac, nunc. Praesent eget sem vel leo ultrices bibendum. Aenean faucibus. Morbi dolor nulla, malesuada eu, pulvinar at, mollis ac, nulla. Curabitur auctor semper nulla. Donec varius orci eget risus. Duis nibh mi, congue eu, accumsan eleifend, sagittis quis, diam. Duis eget orci sit amet orci dignissim rutrum.

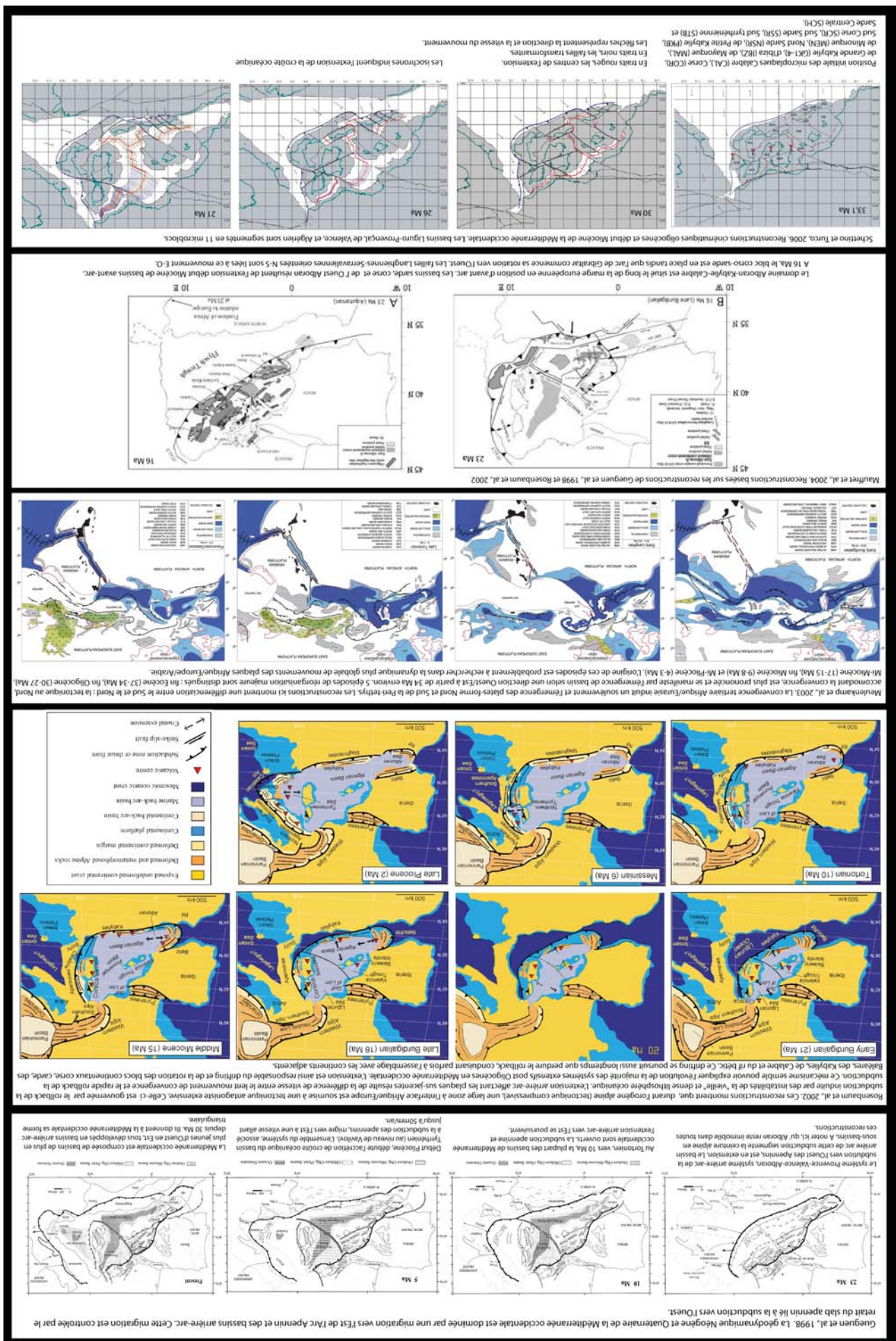
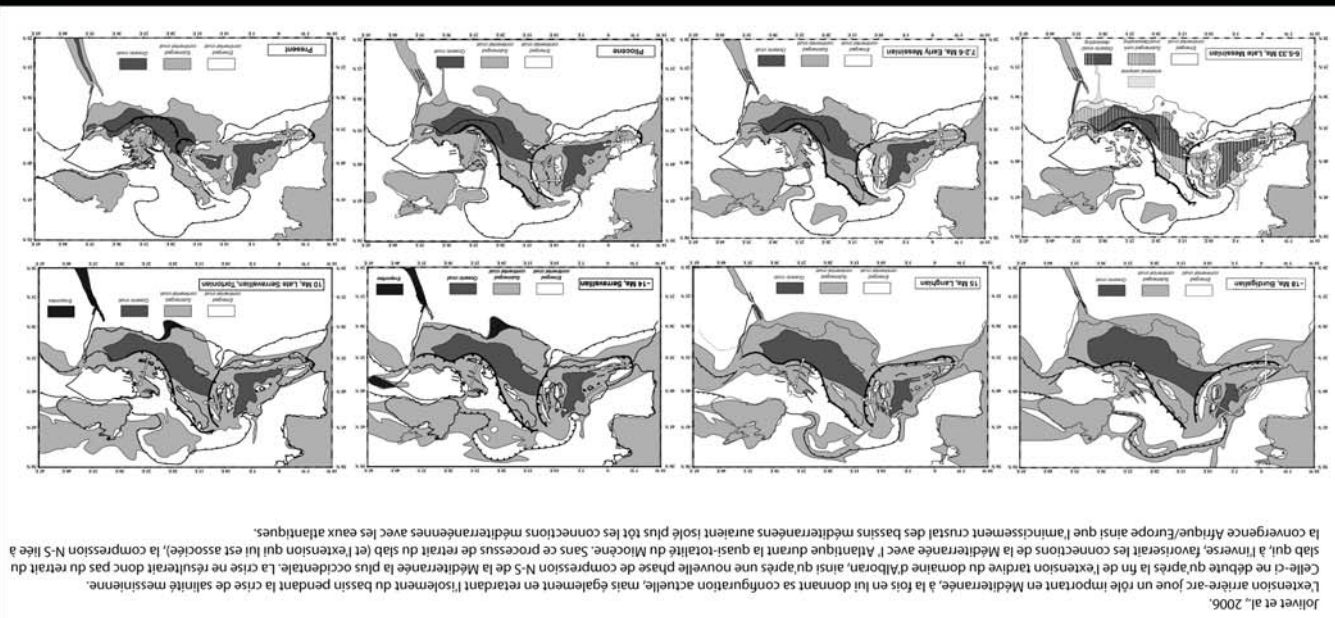
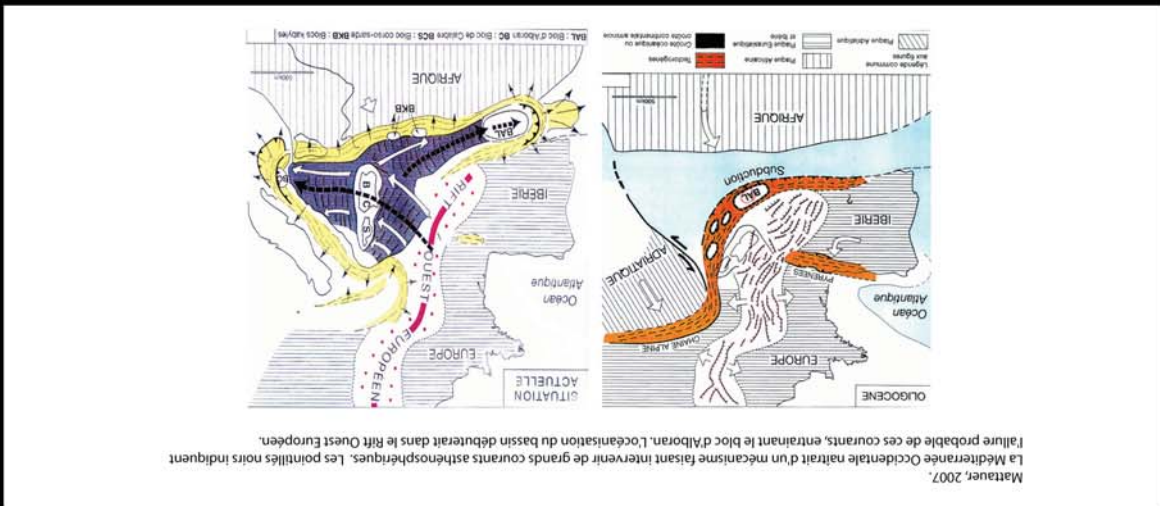


FIGURE 2.6 – Éléments de géodynamique et cinématique de la Méditerranée occidentale

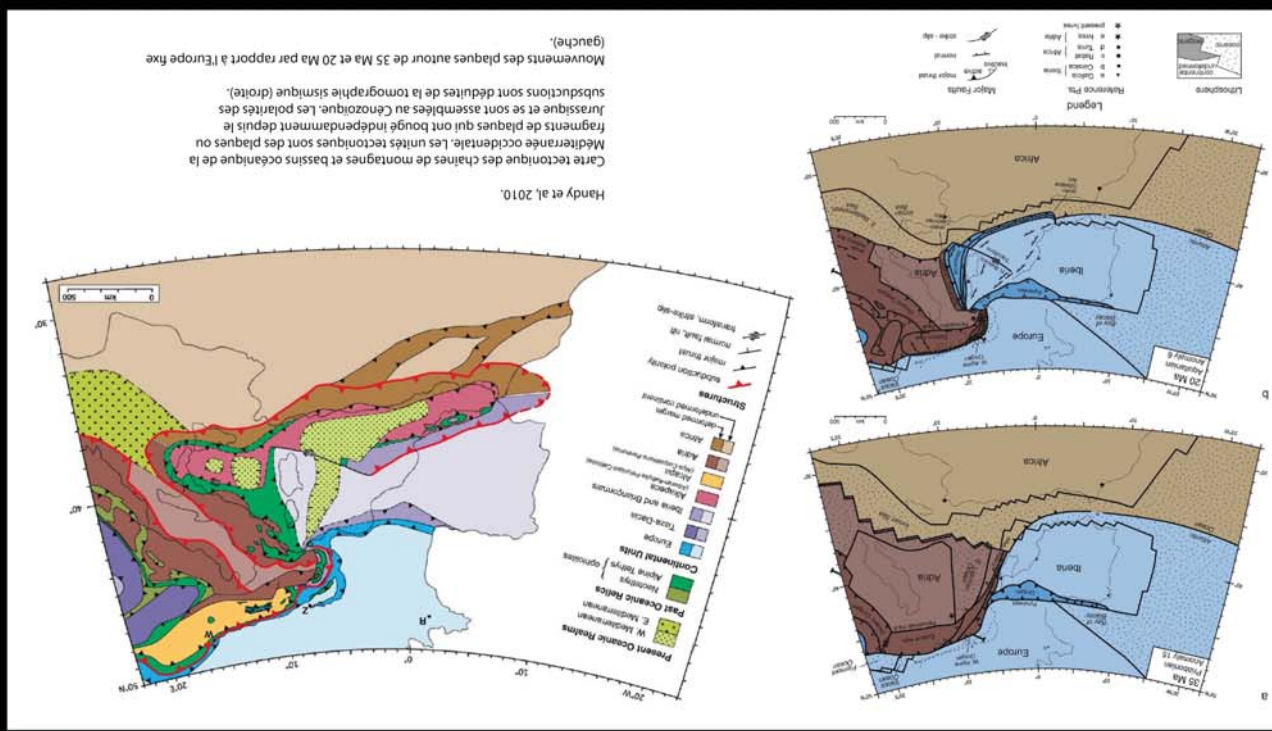
Lorem ipsum dolor sit amet, consectetur adipiscing elit. Ut purus elit, vestibulum ut, placerat ac, adipiscing vitae, felis. Curabitur dictum gravida mauris. Nam arcu libero, nonummy eget, consectetuer id, vulputate a, magna. Donec vehicula augue eu neque. Pellentesque habitant morbi tristique senectus et netus et malesuada fames ac turpis egestas. Mauris ut leo. Cras viverra metus rhoncus sem. Nulla et lectus vestibulum urna fringilla ultrices. Phasellus eu tellus sit amet tortor gravida placerat. Integer sapien est, iaculis in, pretium quis, viverra ac, nunc. Praesent eget sem vel leo ultrices bibendum. Aenean faucibus. Morbi dolor nulla, malesuada eu, pulvinar at, mollis ac, nulla. Curabitur auctor semper nulla. Donec varius orci eget risus. Duis nibh mi, congue eu, accumsan eleifend, sagittis quis, diam. Duis eget orci sit amet orci dignissim rutrum.



Jolivet et al., 2006.
L'extension arrière-arc joue un rôle important en Méditerranée, à la fois en lui donnant sa configuration actuelle, mais également en retardant l'isolement du bassin pendant la crise de salinité messinienne. Celle-ci ne débute qu'après la fin de l'extension tardive du domaine d'Alboran, ainsi qu'après une nouvelle phase de compression N-S de la Méditerranée la plus occidentale. La crise ne résulterait donc pas du retrait du slab qui, à l'inverse, favoriserait les connexions de la Méditerranée avec l'Atlantique durant la quasi-totalité du Miocène. Sans ce processus de retrait du slab (et l'extension qui lui est associée), la compression N-S liée à la convergence Afrique/Europe ainsi que l'amincissement crustal des bassins méditerranéens auraient isolé plus tôt les connexions méditerranéennes avec les eaux atlantiques.



Matteu, 2007.
La Méditerranée Occidentale naît d'un mécanisme faisant intervenir de grands courants asthénosphériques. Les pointillés noirs indiquent l'alignement probable de ces courants, entraînant le bloc d'Alboran, entrainant le bloc d'Alboran. L'organisation du bassin débiterait dans le Rift Ouest Européen.



Handy et al. 2010.
Carte tectonique des chaînes de montagnes et bassins océaniques de la Méditerranée occidentale. Les unités tectoniques sont des plaques ou fragments de plaques qui ont bougé indépendamment depuis le Jurassique et se sont assemblées au Cénozoïque. Les pointillés des subsuctions sont déduites de la tomographie sismique (droite).
Mouvements des plaques autour de 35 Ma et 20 Ma par rapport à l'Europe fixe (gauche).

FIGURE 2.7 – Éléments de géodynamique et cinématique de la Méditerranée occidentale (suite).

Les grandes lignes de la géodynamique de la Méditerranée Occidentale que nous retenons donc simplement ici, et qui font consensus, sont :

- l'importance du contexte de convergence Europe/Afrique,
- ainsi que celle de la subduction vers l'Ouest des Apennins, dont le *rollback* génère une extension arrière-arc à l'Oligocène au niveau des bassins de Provence, de Valence et d'Alboran. Le mouvement global qui en résulte est une migration vers l'Est.
- l'organisation de la Méditerranée en un ensemble de bassins initiés dans un contexte arrière arc depuis 30 Ma et dont l'âge décroît d'Ouest en Est.

2.1.4 Evolution du bassin et événements tectoniques synchrones

Lorem ipsum dolor sit amet, consectetur adipiscing elit. Ut purus elit, vestibulum ut, placerat ac, adipiscing vitae, felis. Curabitur dictum gravida mauris. Nam arcu libero, nonummy eget, consectetuer id, vulputate a, magna. Donec vehicula augue eu neque. Pellentesque habitant morbi tristique senectus et netus et malesuada fames ac turpis egestas. Mauris ut leo. Cras viverra metus rhoncus sem. Nulla et lectus vestibulum urna fringilla ultrices. Phasellus eu tellus sit amet tortor gravida placerat. Integer sapien est, iaculis in, pretium quis, viverra ac, nunc. Praesent eget sem vel leo ultrices bibendum. Aenean faucibus. Morbi dolor nulla, malesuada eu, pulvinar at, mollis ac, nulla. Curabitur auctor semper nulla. Donec varius orci eget risus. Duis nibh mi, congue eu, accumsan eleifend, sagittis quis, diam. Duis eget orci sit amet orci dignissim rutrum.

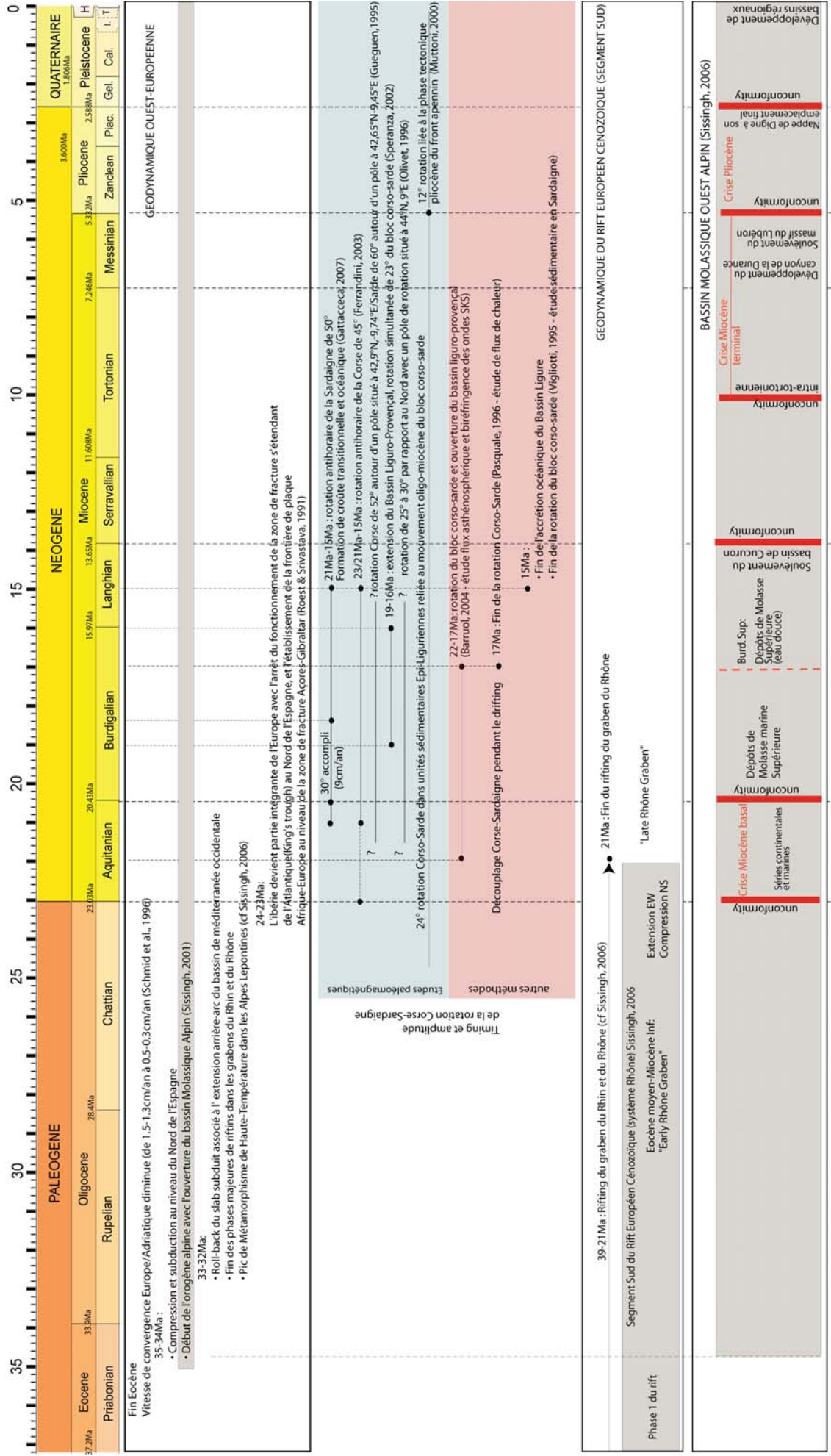


FIGURE 2.8 – Développement du bassin Liguro-Provençal replacé dans un cadre géodynamique plus large depuis le Priabonien.

L'histoire de la structuration et l'évolution du bassin liguro-provençal sont ici replacées dans un contexte géodynamique plus large depuis le Priabonien (37.2 Ma) : à l'échelle de l'Europe de l'Ouest d'abord, avec la cinématique Europe/Afrique (haut de la fig. 2.8) puis à une échelle régionale avec l'histoire du Rift Ouest Européen et de la tectonique alpine (bas de la fig. 2.8).

Le bassin Liguro-Provençal naît pendant l'orogène alpine, tandis que le rifting Cénozoïque Ouest-Européen (graben du Rhin et du Rhône) touche à sa fin et que les vitesses de convergence Europe/Adriatique ont largement diminué depuis la fin de l'Éocène [Schmid et al., 1996].

Il est à retenir de cette figure que, dans ce contexte géodynamique, si l'orogène pyrénéenne et le rift européen cénozoïque ont pu tous les deux influencer la structuration de notre bassin, ces 2 tectoniques ne sont plus actives lorsque le rifting du bassin liguro-provençal s'achève. C'est donc *a priori* l'orogène alpine qui influencera son remplissage sédimentaire. Les Alpes constituent en effet l'alimentation terrigène principale pour notre bassin. En fonction des phases d'activité de l'orogène, les bassins versants alpins (notamment les Alpes occidentales) seront donc potentiellement les réceptacles ou les lieux de transit de matériels détritiques plus ou moins importants.

L'orogène alpine débute par l'ouverture du Bassin Molassique Alpin [Sissingh, 2006]. L'histoire du bassin molassique Ouest-alpin, contemporaine à notre bassin, est reportée sur la fig. 2.8, permettant d'éventuelles corrélations Terre-Mer. La tectonique alpine, quant à elle, sera détaillée dans la section 2.3 sur la fig. 2.27 pour être mise en relation aux budgets sédimentaires.

Cette figure met également en avant un second point : les nombreuses questions que soulèvent la structuration du bassin Liguro-Provençal. On s'aperçoit en effet que l'amplitude et l'âge de rotation du bloc corso-sarde est sujet à de nombreuses hypothèses selon les auteurs (liste suivante exhaustive) et les méthodes utilisées (paléomagnétisme [Réhault et al., 1984], [Orsini et al., 1980], [Muttoni et al., 2000], [Edel et al., 2001], [Speranza et al., 2002], [Ferrandini et al., 2003], [Gattacceca et al., 2007], cinématique [Olivet, 1996], sédimentologie [Vigliotti and Langenheim, 1995], données géophysiques et structurales [Bentounsi, 1990], [Gueguen, 1995], [Barruol et al., 2004], [Pasquale et al., 1996]).

Nous avons tenté de refermer le bassin en utilisant les limites des domaines définies précédemment sur la fig. 2.5. La fermeture du bassin au stade *ante* accrétion-océanique ajuste relativement bien ces limites (fig. 2.9).

En revanche la fermeture totale du bassin, c'est-à-dire la reconstruction en position *ante* amincissement crustal, pose

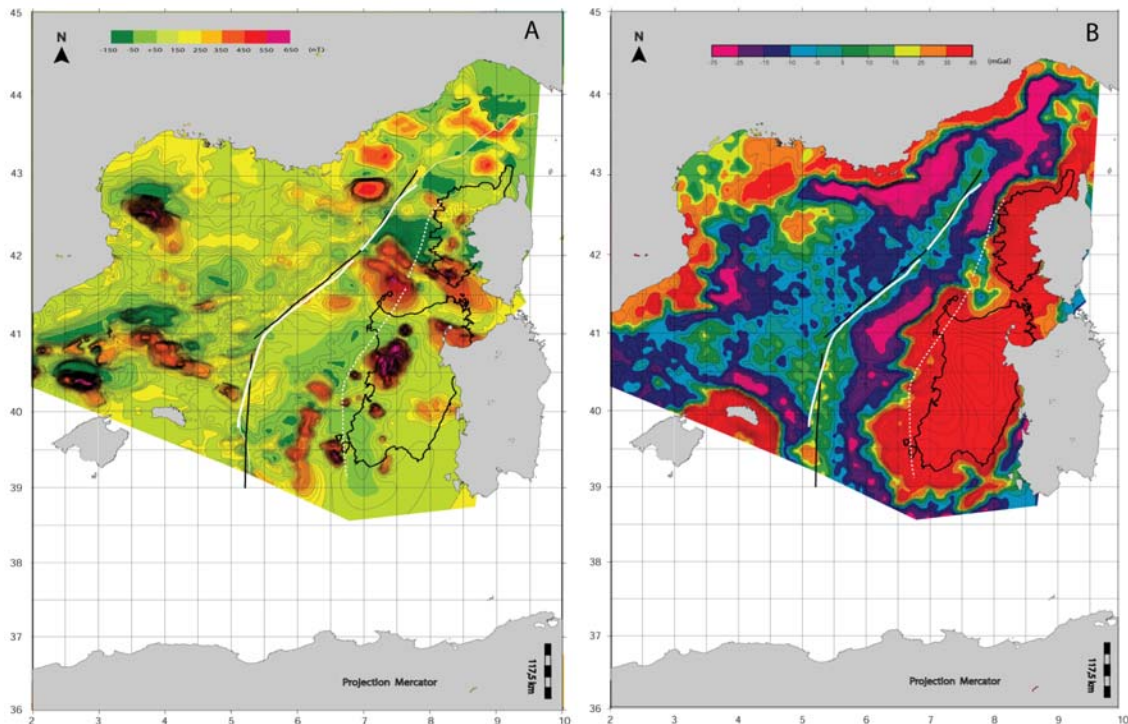


FIGURE 2.9 – Grilles magnétique (A) et gravimétrique (B) rôtées des plaques corse et sarde superposées aux grilles fixes de la plaque Européenne en position *ante* accrétion océanique. Nous avons retenu une rotation antihoraire de 17.62° pour un pôle situé à $43.32^\circ\text{N}-9.67^\circ\text{E}$ d'après nos reconstructions cinématiques sur *Placa*.

problème (fig. 2.10). Les anomalies magnétiques reconstruites des marges conjuguées provençales et corso-sardes étant bien alignées selon une direction SO-NE (A de la fig. 2.10), il est en effet impossible de superposer les anomalies négatives de gravimétrie (rose sur B de la fig. 2.10). Les données bathymétriques posent le même problème. Il ne semble pas non plus concevable de fermer davantage le bassin sans impliquer des recouvrements de portions de

marges homologues.

Les mêmes stades, *ante* amincissement crustal (B sur fig. 2.11) et *ante* accrétion (A sur fig. 2.11) ont été reconstruits à partir de coupes sismiques sur les marges homologues du Golfe du Lion et de la Sardaigne. La fermeture totale du bassin (stade *ante* amincissement) montre un système asymétrique entre les deux marges : l'espace entre le Golfe du Lion et la Sardaigne est plus grand qu'en Mer Ligure. Fermer ce bassin implique de superposer la Corse sur la Sardaigne. Ce hiatus indique un flux de matière vers les zones extérieures pendant le rifting.

La structuration du bassin Liguro-Provençal soulève donc des questions, notamment sur la nature du domaine intermédiaire ainsi que sur les mécanismes d'amincissement crustaux de la marge et les modèles de formation des marges en général.

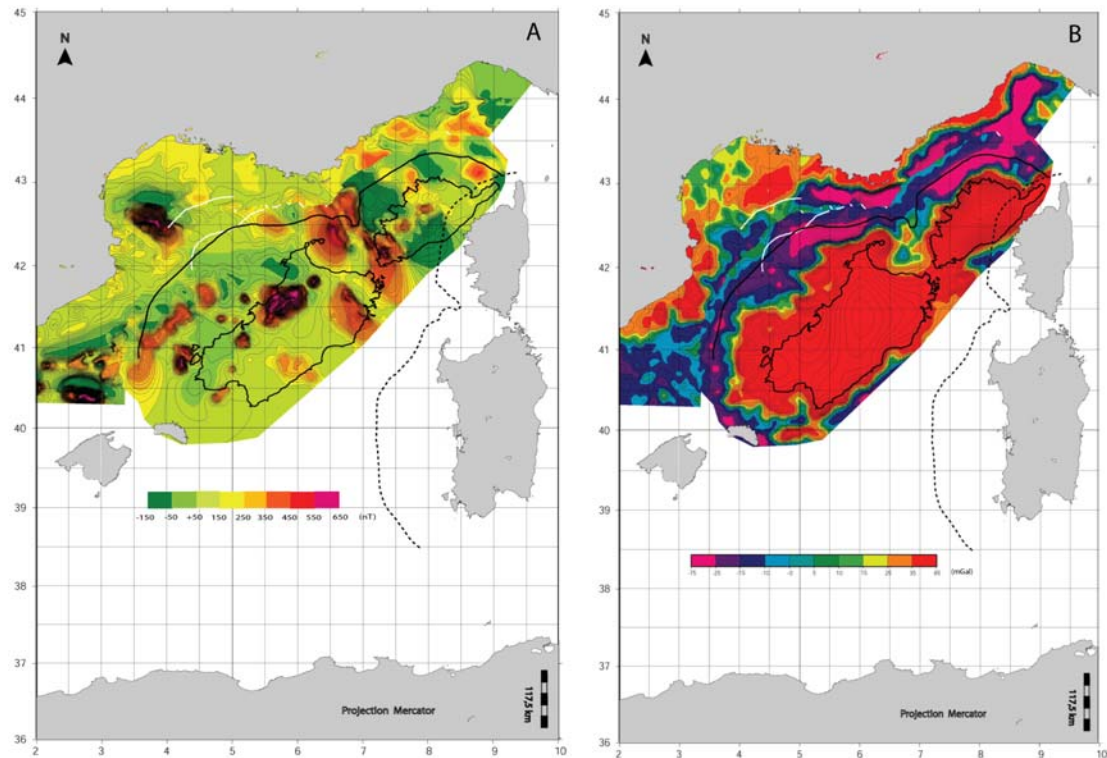


FIGURE 2.10 – Grilles magnétique (A) et gravimétrique (B) rôties des plaques corse et sarde superposées aux grilles fixes de la plaque Européenne en position *ante* amincissement crustal. Nous avons retenu une rotation antihoraire de 49.30° pour un pôle situé à $43.08^\circ\text{N}-9.13^\circ\text{E}$ d'après nos reconstructions cinématiques sur *Placa*. Notons le bon alignement NE-SO des anomalies magnétiques représentant le volcanisme.

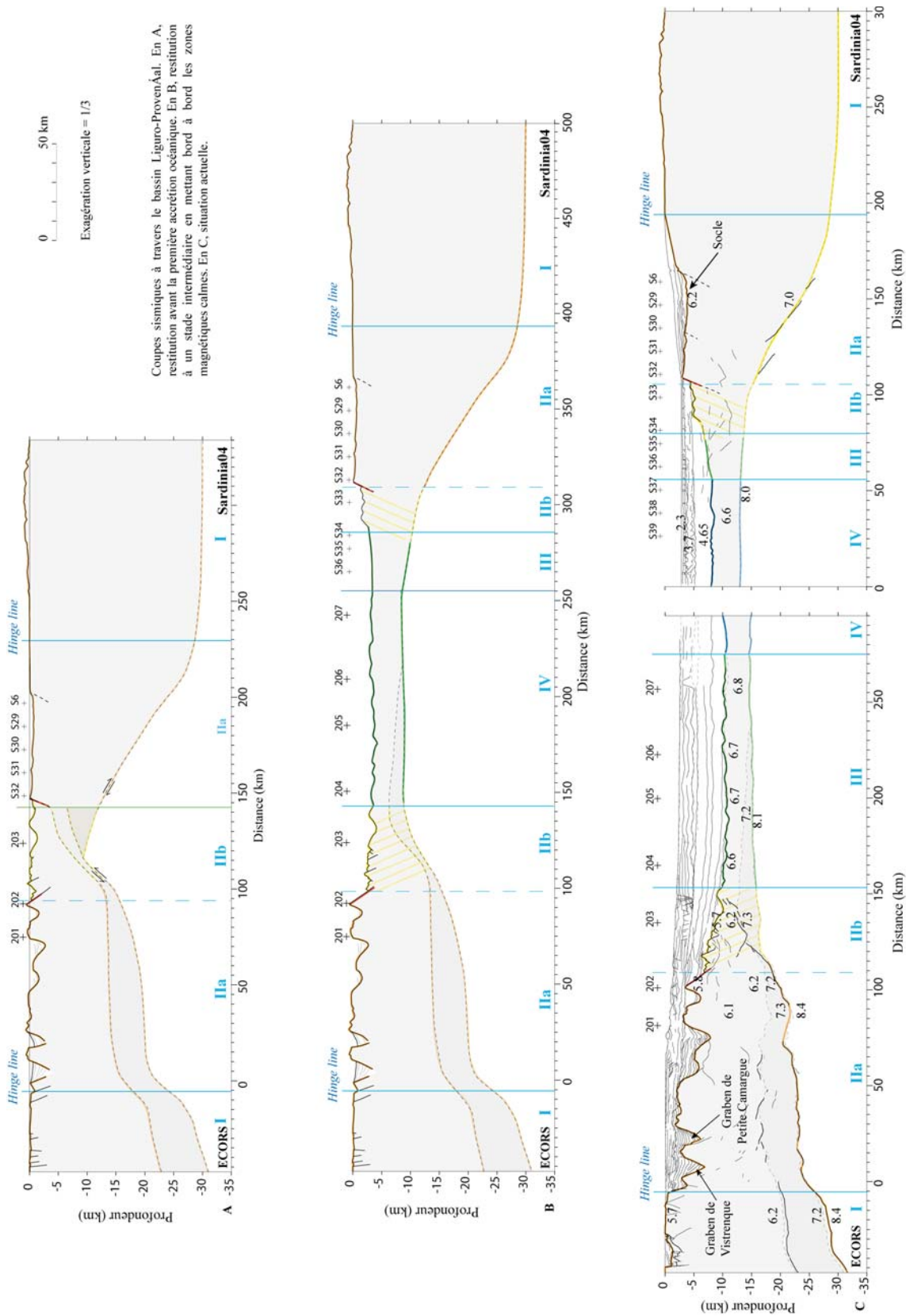


FIGURE 2.11 – Coupes sismiques à travers le bassin Liguro-Provençal. En A, restitution avant la première accretion océanique. En B, restitution à un stade intermédiaire en mettant bord à bord les zones magnétiques calmes. En C, situation actuelle. [Labails, 2007]

2.2 Synthèse Climatique

2.2.1 Origine des variations climatiques

La plupart des changements climatiques de haute-fréquence (10^4 à 10^5 ans) sont générés par des oscillations périodiques ou quasi-périodiques des paramètres orbitaux de la Terre, affectant la quantité et la distribution de l'énergie solaire incidente. Il existe 3 perturbations orbitales (fig. 2.12) avec 5 périodes :

- l'excentricité (forme de l'orbite terrestre autour du soleil avec des périodes de 400 et 100 ka),
 - l'obliquité (tilt de l'axe terrestre par rapport au plan de l'écliptique avec une période de 41 ka) et,
 - la précession (oscillation de l'axe de rotation de la Terre décrivant un cercle dans l'espace avec une période de 26 ka.
- Tandis que l'excentricité affecte le climat en modulant l'amplitude de la précession (périodes de 23 et 19 ka) et influençant le budget énergétique solaire total (annuel/saisonnier), l'obliquité agit sur la distribution latitudinale de l'insolation. Ce sont les cycles de Milankovitch [Milankovitch, 1920].

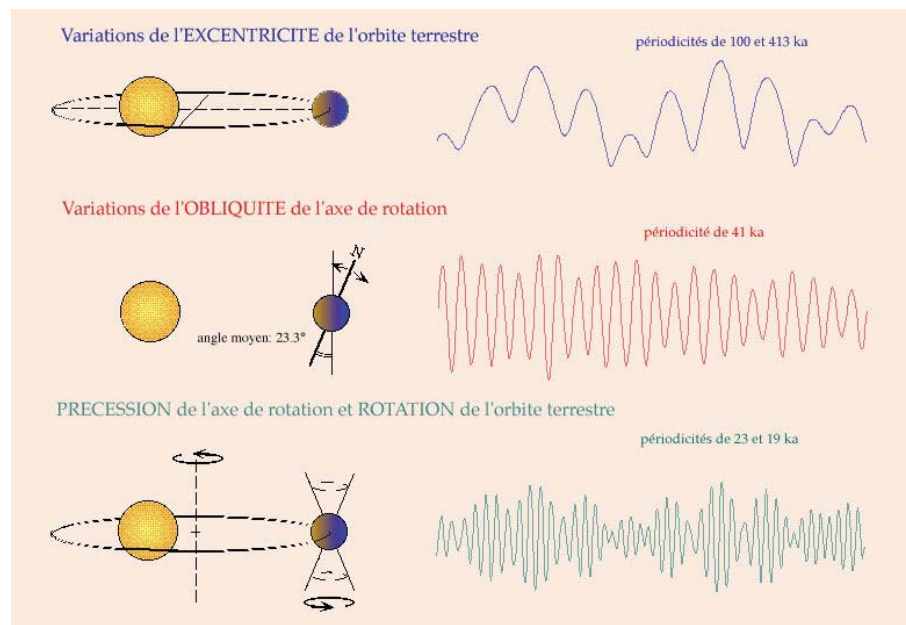


FIGURE 2.12 – Les paramètres de Milankovitch. <http://planet-terre.ens-lyon.fr/planetterre/objets/Images/milankovitch-passe/MILANPMilankovitch.jpg>.

Les cyclicités climatiques sont notamment mises en évidence dans les enregistrements isotopiques de l'oxygène (fig. 2.14 et fig. 2.18). Les variations de rapports isotopiques $\delta^{18}\text{O}$, ou $\delta^{14}\text{C}$ sont enregistrées par les tests de foraminifères présents dans les sédiments marins profonds (ou lacustres) ou sous forme de bulles d'air dans les carottes de glaces. L'isotope 18 de l'Oxygène, ^{18}O , augmente dans les océans avec la quantité de glace stockée sur les continents. L'isotope 16 de l'Oxygène, ^{16}O , plus léger, s'évapore préférentiellement et est stocké pendant les périodes glaciaires sous forme de glace. L'eau de l'océan voit alors son rapport $\delta^{18}\text{O}$ augmenter. Les variations de rapports isotopiques calculées,

$$\delta^{18}\text{O}(\text{‰}) = \left(\frac{\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}_{\text{échantillon}}}}{\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}_{\text{standard}}}} - 1 \right) \cdot 1000$$

rapportées au standard PDB (*Vienna Pee Dee Belemnite*) représentent donc un indicateur des fluctuations du climat passé.

Dans cette section, nous allons passer en revue, de manière chronologique, les éléments climatiques remarquables depuis la limite Priabonien/Rupélien (33 Ma) (fig. 2.13). Cette dernière date en effet le début de l'époque oligocène durant laquelle s'opère le rifting de notre bassin.

Lorem ipsum dolor sit amet, consectetur adipiscing elit. Ut purus elit, vestibulum ut, placerat ac, adipiscing vitae, felis. Curabitur dictum gravida mauris. Nam arcu libero, nonummy eget, consectetuer id, vulputate a, magna. Donec vehicula augue eu neque. Pellentesque habitant morbi tristique senectus et netus et malesuada fames ac turpis egestas. Mauris ut leo. Cras viverra metus rhoncus sem. Nulla et lectus vestibulum urna fringilla ultrices. Phasellus eu tellus sit amet tortor gravida placerat. Integer sapien est, iaculis in, pretium quis, viverra ac, nunc. Praesent eget sem vel leo ultrices bibendum. Aenean faucibus. Morbi dolor nulla, malesuada eu, pulvinar at, mollis ac, nulla. Curabitur auctor semper nulla. Donec varius orci eget risus. Duis nibh mi, congue eu, accumsan eleifend, sagittis quis, diam. Duis eget orci sit amet orci dignissim rutrum.

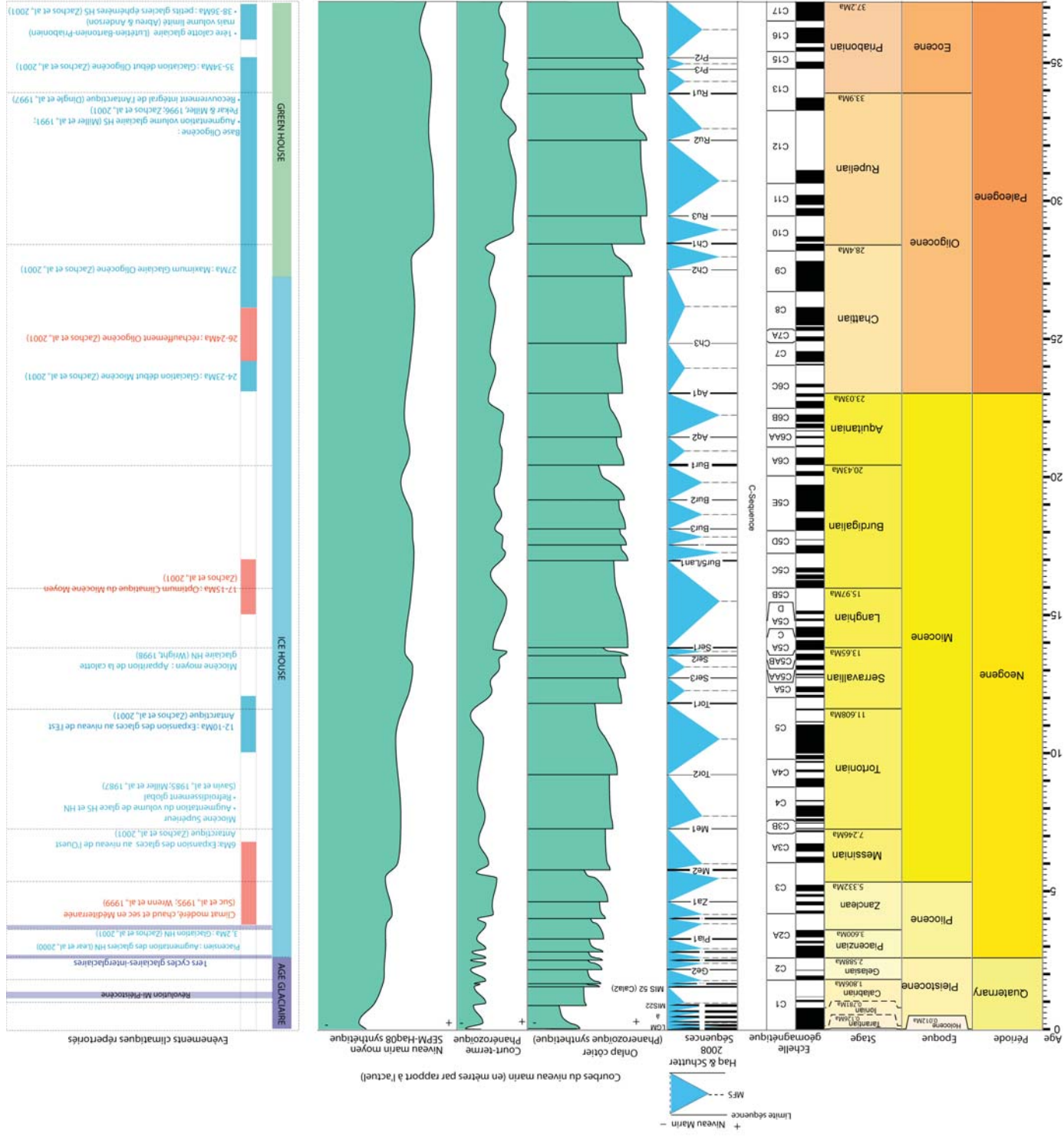


FIGURE 2.13 – Événements climatiques majeurs depuis le Priabonien.

2.2.2 Événements climatiques majeurs durant l'Oligo-Miocène

Depuis l'Oligocène jusqu'à aujourd'hui, 70% des variations de $\delta^{18}\text{O}$ reflètent les changements de volumes des glaciers des hémisphères Nord et Sud [Zachos et al., 2001] (les 30% restants seraient alors liés à d'autres facteurs tels que les variations du niveau marin non glacio-eustatiques, les fluctuations de températures, de précipitations, de latitudes...). Le Rupélien (33.9 Ma - 28.4 Ma), premier étage de l'Oligocène, est marqué par une glaciation dont la mise en place est documentée vers 35-34Ma. Elle est suivie d'un réchauffement au Chattien [Zachos et al., 2001], avant la mise en place d'une glaciation début Miocène (fig. 2.14).

Le Miocène (23.03 Ma - 5.332 Ma) est cependant caractérisé par 2 périodes relativement plus chaudes (fig. 2.13) :

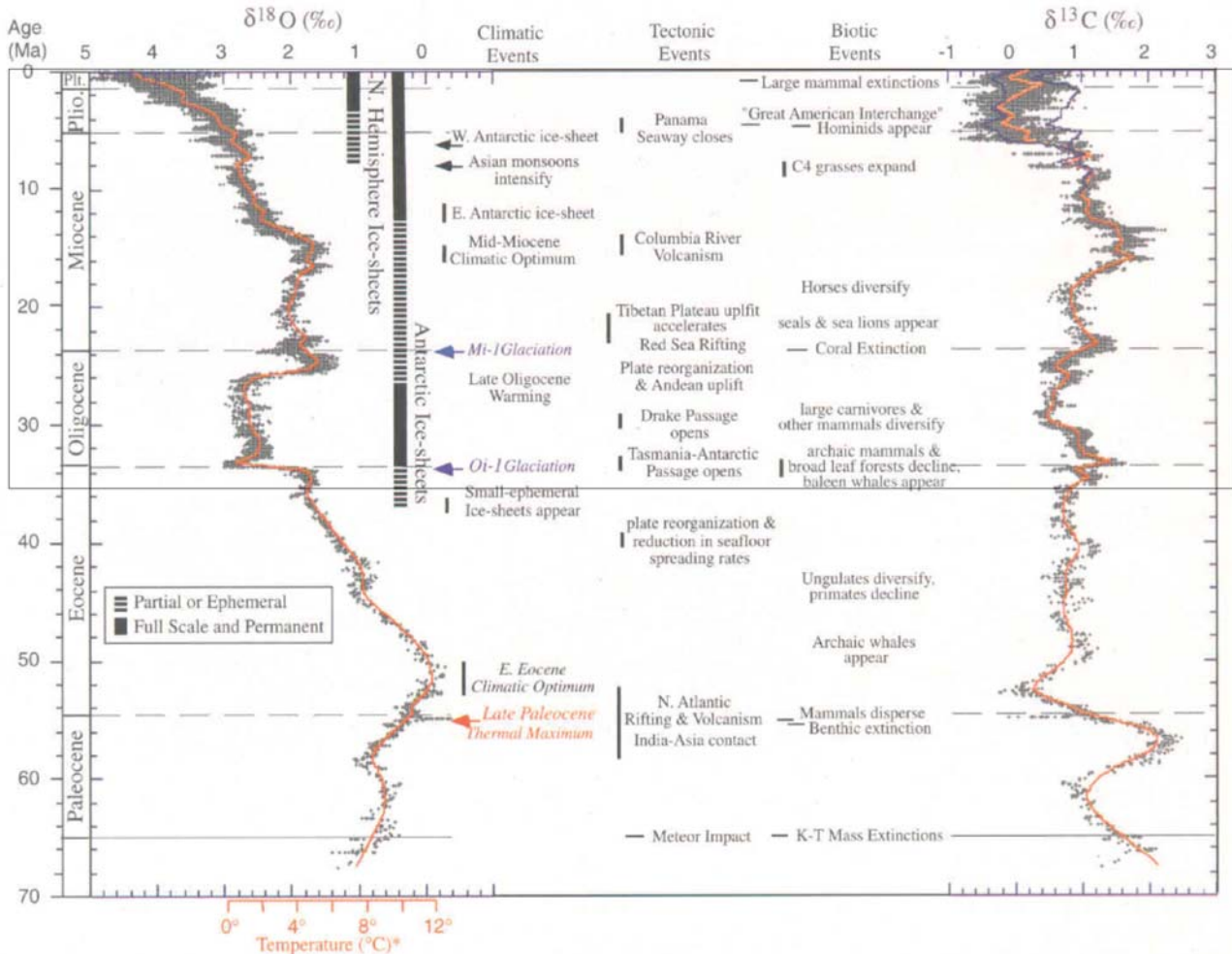


FIGURE 2.14 – Enregistrements isotopiques globaux de l'oxygène et du Carbone compilés à partir de 40 sites DSDP et 36 sites ODP [Zachos et al., 2001]. L'échelle de températures est construite à partir des données isotopiques de l'oxygène pour un océan mondial libre de glace; elle ne s'applique donc que sur la période précédant la mise en place des glaciations antarctiques (avant 35 Ma). Les barres verticales représentent une estimation grossière des volumes de glace de chaque hémisphère par rapport au LGM. Les hachures correspondent à un volume inférieur ou égal à 50% du volume actuel de glace, les traits pleins à un volume supérieur à la moitié du volume de glace actuelle.

- l'optimum climatique du Miocène moyen (17-15Ma) [Zachos et al., 2001],
- le Messinien où le climat méditerranéen se révèle particulièrement chaud et sec (par rapport à un climat mondial modéré) d'après la palynologie [Suc et al., 1995], [Wrenn et al., 2003].

Les glaces des hémisphères Sud et Nord connaissent divers épisodes d'expansion [Wright, 1998], [Savin et al., 1985], [Miller and Fairbanks, 1987], [Zachos et al., 2001]. Le niveau marin miocène est globalement stable (avec une légère tendance régressive) sur l'intervalle miocène, mais 3 chutes prononcées sont repérées [Haq et al., 1987], [Hardenbol et al., 1998], [Haq and Schutter, 2008] à la transition Aquitanién/Burdigalien, à la base du Tortonien et au cours du Messinien.

2.2.3 Événements climatiques majeurs au Plio-Pléistocène

Les événements climatiques se lisent au travers d'indicateurs divers. Outre les paramètres orbitaux dont ils résultent et les enregistrements isotopiques, différents types de données, pouvant être corrélées, permettent de déterminer et de dater ces changements climatiques. Il peut s'agir de données biologiques (foraminifères, nannofossiles), d'enregistrement du niveau marin (dédduit de l'enregistrement sédimentaire), de pollens (fig. 2.15) etc...

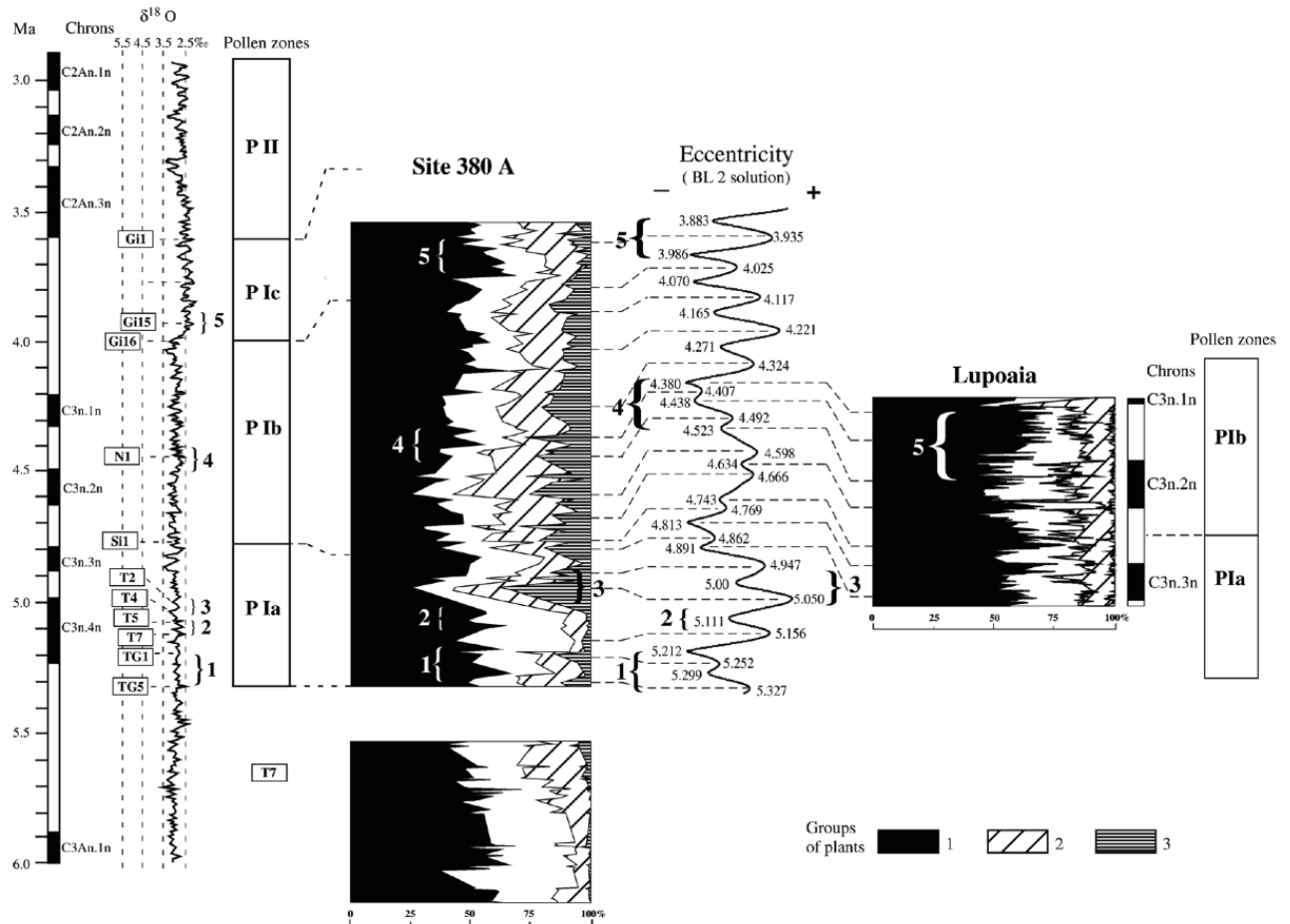


FIGURE 2.15 – Illustration de la corrélation haute résolution pour le Pliocène de données palynologiques en Méditerranée (Mer Noire) avec les enregistrements de $\delta^{18}O$ et des courbes d'excentricité [Popescu, 2010]. 1 : plantes thermophiles (correspondant à un climat humide), 2 : herbes, 3 : plantes de steppe (climat sec). Les variations de végétation indiquent notamment un assèchement du climat début Pliocène.

La fig. 2.16 présente, pour le Plio-Pléistocène, les principales informations déduites de ces proxies climatiques.

L'ensemble des éléments climatiques plio-pléistocènes répertoriés sont synthétisés sur la fig. 2.17. Trois dates retiennent notre attention : vers 3.5 Ma et 2.6 Ma, le climat montre deux épisodes de refroidissement majeurs ; et, autour de 0.8-0.9 Ma, il change de cyclicité avec des fluctuations plus longues mais de plus grandes amplitudes.

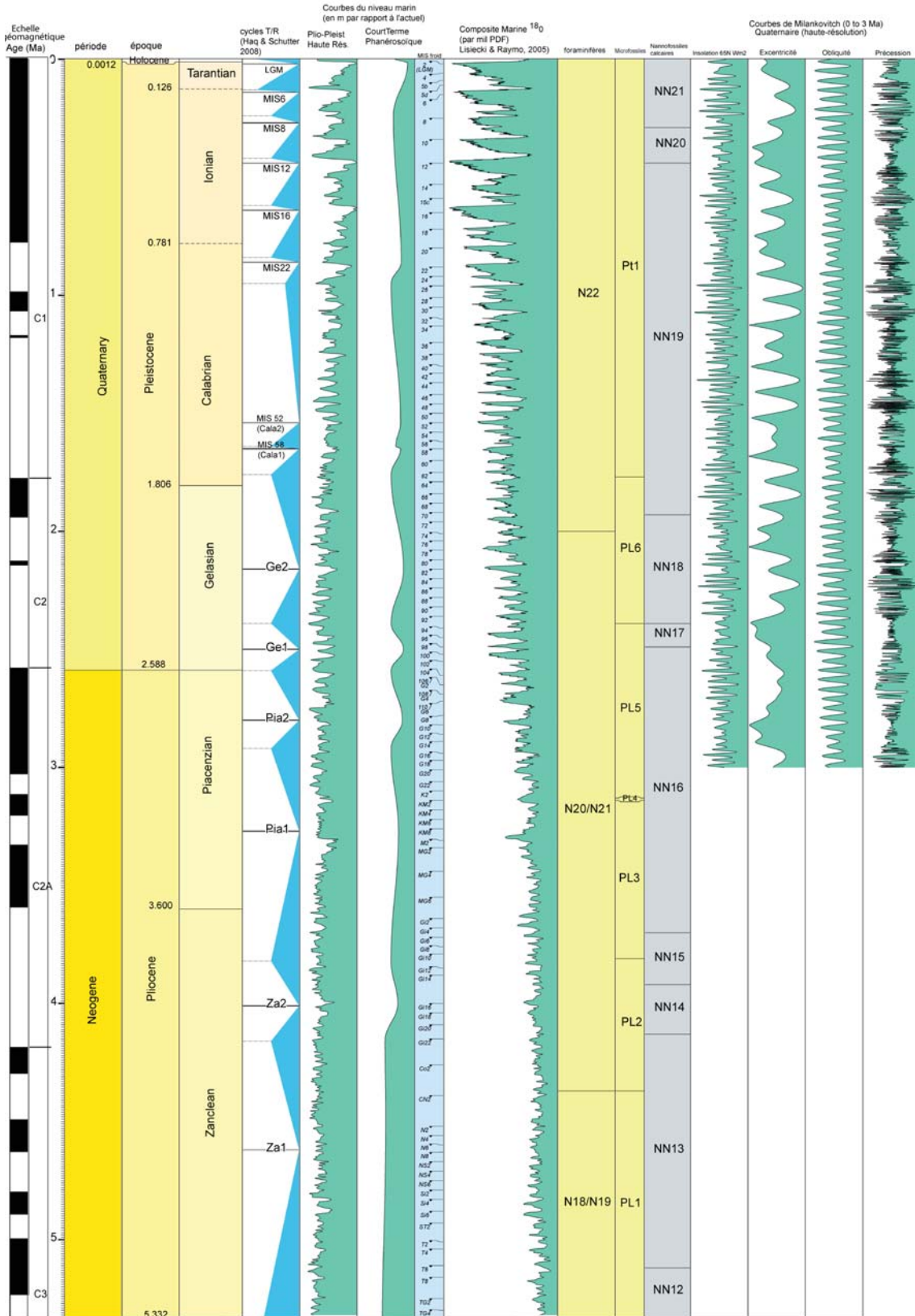


FIGURE 2.16 – Les proxies climatiques au Plio-Pléistocène. La charte tient compte de la modification de la base du Pléistocène adoptée par l’IUGS en juin 2009 (cf. [Gibbard et al., 2010]). Confrontation, de gauche à droite : des cycles transgressif/régressifs de [Haq and Schutter, 2008], des courbes du niveau marin (en m par rapport à l’actuel) Plio-Pleistocène de [Hardenbol et al., 1998] et phanérozoïque à court-terme de [Haq et al., 1987], [Haq et al., 1988], [Haq and Schutter, 2008], de la nomenclature des stades glaciaires, la courbe composite de [Lisiecki and Raymo, 2005] de $\delta^{18}O$, des biozones à foraminifères [Hardenbol et al., 1998] d’après les données des microfossiles néogènes [Maruyama, 2000] et paléogènes [d’après J. Barron in Hardenbol et al., 1998], des nannofossiles calcaires [Berggren et al., 1995a], [Berggren et al., 1995b], [Lourens et al., 2004b] et enfin des paramètres de [Milankovitch, 1920] sur les 3 derniers Ma [Laskar et al., 2004]. Les chutes mineures du niveau marin ont une ampleur de 20m, les chutes moyennes, de 45m et les chutes majeures, de 80m par rapport à l’actuel.

Lorem ipsum dolor sit amet, consectetur adipiscing elit. Ut purus elit, vestibulum ut, placerat ac, adipiscing vitae, felis. Curabitur dictum gravida mauris. Nam arcu libero, nonummy eget, consectetuer id, vulputate a, magna. Donec vehicula augue eu neque. Pellentesque habitant morbi tristique senectus et netus et malesuada fames ac turpis egestas. Mauris ut leo. Cras viverra metus rhoncus sem. Nulla et lectus vestibulum urna fringilla ultrices. Phasellus eu tellus sit amet tortor gravida placerat. Integer sapien est, iaculis in, pretium quis, viverra ac, nunc. Praesent eget sem vel leo ultrices bibendum. Aenean faucibus. Morbi dolor nulla, malesuada eu, pulvinar at, mollis ac, nulla. Curabitur auctor semper nulla. Donec varius orci eget risus. Duis nibh mi, congue eu, accumsan eleifend, sagittis quis, diam. Duis eget orci sit amet orci dignissim rutrum.

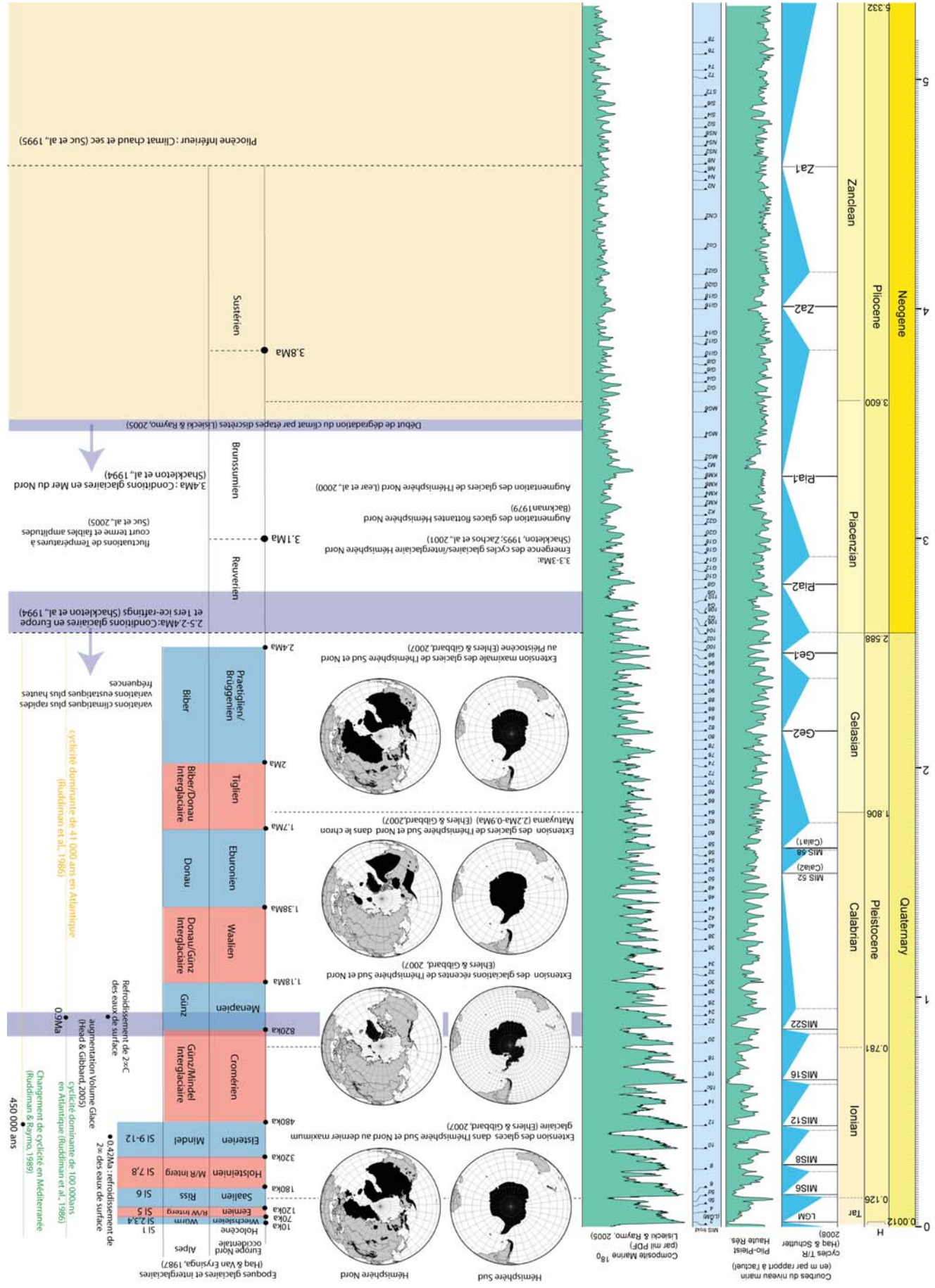


FIGURE 2.17 – Synthèse climatique du Plio-Pléistocène. La partie gauche de la figure est construite avec le logiciel Time Scale Creator complétée à droite par une compilation bibliographique.

2.2.3.1 Refroidissement vers 3.5Ma

Les enregistrements du $\delta^{18}O$ des 5 derniers Ma (fig. 2.18) indiquent une détérioration climatique par étapes discrètes, marquant la transition d'un climat messinien chaud à un climat pleistocène plus froid [Shackleton et al., 1995], [Lisiecki and Raymo, 2005]. Ce signal isotopique est confirmé par l'existence de refroidissements majeurs depuis le début du Pliocène attestés par les données palynologiques [Suc et al., 1995]. Le Pliocène inférieur montre des fluctuations de températures à court terme et de faibles amplitudes. Un premier refroidissement est enregistré autour de 3.5Ma (on notera que cette datation correspond à la limite Zancléen/Piacencien). Il représente un changement global du climat dû à l'extension des glaces continentales dans l'hémisphère nord [Lear et al., 2000], [Zachos et al., 2001], également caractérisé par l'extinction de foraminifères planctoniques [Rio et al., 1990]. Cet événement est marqué par une chute du niveau marin qui semble correspondre au cycle TB 3.4-3.5 de [Haq et al., 1987] (Pia1 sur la fig. 2.13).

2.2.3.2 Refroidissement autour de 2.6Ma

Un deuxième épisode de refroidissement apparaît à 2.6 Ma (on notera que ce 2.6 Ma correspond à la nouvelle limite Pliocène/Pléistocène). Ce refroidissement suit l'émergence des cycles glaciaires-interglaciaires de l'Hémisphère nord depuis 3-3.2Ma [Shackleton et al., 1995], [Zachos et al., 2001], avec une augmentation des glaces flottantes dans l'Atlantique nord [Backman, 1979]. L'extension maximale des glaciers des hémisphères Sud et Nord au Pléistocène [Ehlers and Gibbard, 2007] est visible sur la fig. 2.17.

Des variations climatiques plus rapides et des fluctuations du niveau marin relatif de plus hautes fréquences sont par la suite observées (fig. 2.18).

Les variations des rapports isotopiques $\delta^{18}O$, ou $\delta^{14}C$ avaient déjà permis de montrer la réalité et la succession des cycles climatiques (interglaciaires/glaciaires) du Quaternaire [Emiliani, 1955], [Broecker and Donk, 1970]. Les époques glaciaires/interglaciaires individualisées dans les Alpes, à partir de 2.4 Ma sont dénommées Biber (2.4 Ma - 2 Ma), Donau (1.7 Ma - 1.38 Ma), Günz (1.18 Ma - 820 ka), Mindel (480 ka - 320 ka), Riss (180 ka - 120 ka) et Würm (70 ka - 10 ka) [Haq et al., 1987] (fig. 2.17).

2.2.3.3 La Révolution Mi-Pléistocène

Une transition mondiale remarquable se produit au milieu du Pléistocène, la *Mid Pleistocene Revolution*. Elle marque un changement fondamental de la cyclicité climatique terrestre : l'obliquité avec des cycles de 41ka, prédominante début Pléistocène, est supplantée par des cycles climatiques de 100ka de plus grandes amplitudes. Ce changement de cyclicité est daté autour de 0.8-0.9Ma en Atlantique [Ruddiman et al., 1986], et accompagné d'une augmentation globale du volume de glace [Muttoni et al., 2003], [Head and Gibbard, 2005]. La comparaison de l'extension des glaciers de la fig. 2.17 montre d'ailleurs des variations importantes de volume au cours du Pléistocène. L'extension des glaciers au dernier maximum glaciaire est largement plus grande (dans les deux hémisphères) que celle des glaciations récentes antérieures. Les époques glaciaires identifiées précédemment sont également visiblement plus courtes. En Méditerranée, [Ruddiman et al., 1989] et [Pierre et al., 1999] repèrent ce changement de cyclicité vers 0.45 Ma. Les 5 derniers cycles de 100 000 ans ont d'ailleurs été mis en évidence dans l'enregistrement sédimentaire sur la plate-forme du Golfe du Lion [Rabineau, 2001], [Rabineau et al., 2005] et confirmés par le forage PROMESS [Bassetti et al., 2008], [Sierro et al., 2009]. Les stades isotopiques correspondants aux glaciations sur cet intervalle de temps (Mindel, Riss et Würm) sont repérés sur la fig. 2.17.

2.3 Budgets et flux sédimentaires. Relation au climat et/ou à la tectonique

Les piles sédimentaires, préservées sur notre marge, constituent un enregistrement des changements paléoenvironnementaux et paléoclimatiques sur les continents. En effet, le climat joue un rôle majeur dans le contrôle des flux sédimentaires détritiques, produits par l'érosion des continents, et transportés vers les bassins océaniques. Un des objectifs de ce travail est de quantifier ces flux sédimentaires dans le bassin liguro-provençal. L'évolution de ces flux sédimentaires pourra alors être mise en regard de l'évolution climatique connue ainsi que de l'histoire tectonique du bassin versant en amont. Ceci nous permettra de discuter l'ampleur et l'origine des variations de sédimentation repérées c'est -à-dire de déterminer les facteurs principaux de contrôle et de mieux comprendre les interactions érosion/climat/sédimentation dans l'histoire de notre bassin.

2.3.1 Préambule : des bassins sources aux bassins sédimentaires, l'approche *Source to Sink*

L'évolution des flux d'un bassin sédimentaire, à travers les temps géologiques, reflète les événements tectoniques et climatiques régionaux et/ou mondiaux. Les massifs montagneux en amont du bassin constituent en effet la source

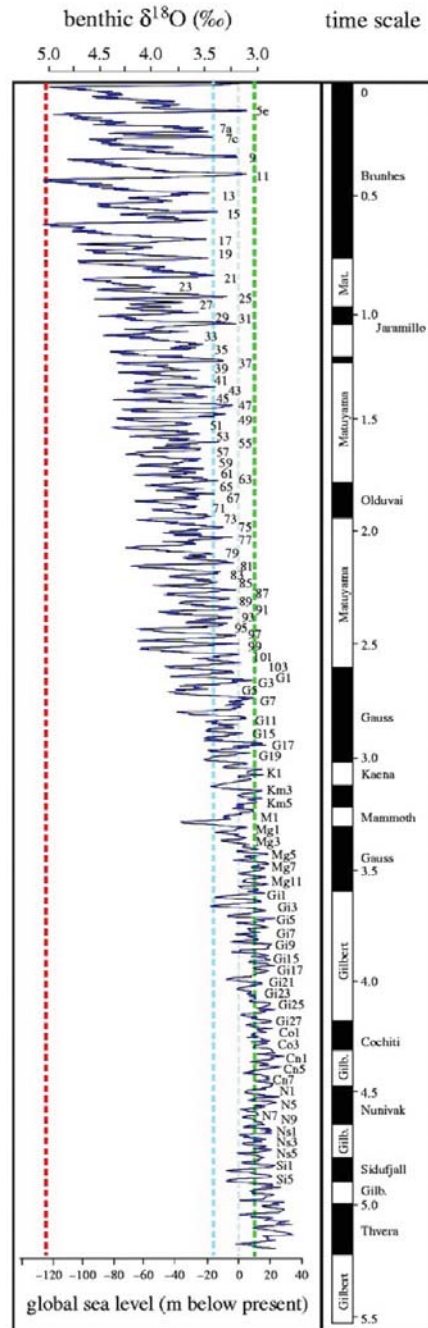


FIGURE 2.18 – Courbe haute résolution des variations de $\delta^{18}O$ sur l'ensemble du Plio-Pleistocène (enregistrement sur des foraminifères benthiques au niveau de 57 sites mondiaux) et conversion en niveau marin [Lisiecki and Raymo, 2005]. Pointillés verts : niveau marin avec le Groenland et l'Antarctique Ouest (volumes actuels) déglacés ; Pointillés gris : niveau marin actuel ; Pointillés bleus : niveau marin au dernier maximum glaciaire (LGM) avec seul l'Antarctique englacé ; Pointillés rouges : niveau marin avec les hémisphères Nord et Sud tous deux englacés dans des conditions similaires au LGM.

terrignène (ou détritique) première du système sédimentaire (fig. 2.19). Des particules y sont arrachées par érosion physique ou mécanique (dépendante du climat, des aléas tectoniques, des reliefs et de la nature de ces reliefs), et sont transférées vers le bassin sédimentaire *via* le système fluvial du bassin versant. En considérant un transfert total de l'amont vers le bassin, le volume sédimentaire calculé dans le bassin reflète le volume de sédiment arraché aux massifs montagneux. Connaître l'évolution dans le temps des volumes sédimentaires dans le bassin revient ainsi à accéder à l'évolution de l'érosion en amont, et donc indirectement aux variations climatiques et/ou tectoniques.

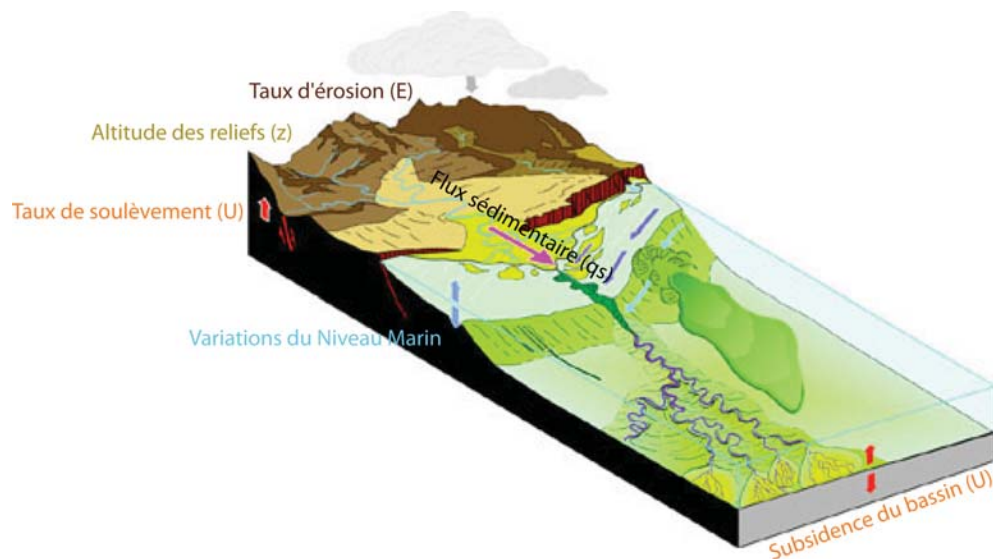


FIGURE 2.19 – Illustration de l'approche *Source to Sink* : les massifs montagneux, soumis à l'érosion et au soulèvement tectonique, fournissent la matière détritique des bassins sédimentaires *via* les fleuves du bassin versant.

<http://www.conjugatemargins.com/images>

En réalité les choses ne sont pas si facilement quantifiables, car le bassin versant constitue à la fois un lieu de transfert des sédiments vers le bassin océanique, mais également un lieu de capture au sein de sous-bassins. Quantifier les transferts ou flux sédimentaires nécessite d'évaluer les budgets sédimentaires de chaque bassin de capture. Un BUDGET SÉDIMENTAIRE est en théorie une application relativement simple d'une équation continue [Dietrich and Perron, 2006] décrivant le bilan géomorphologique où la conservation de masse est donnée par :

$$\frac{\delta z}{\delta t} = U - E - \nabla \cdot q_s \quad (2.1)$$

où z est l'altitude des reliefs, t le temps, U le taux de soulèvement, E le taux d'érosion et q_s le flux sédimentaire (fig. 2.19).

Dans le cas d'une courte période de temps, le taux de soulèvement peut être ignoré, réduisant (2.1) à :

$$\frac{\delta z}{\delta t} = E - \nabla \cdot q_s \quad (2.2)$$

En considérant que la précision de ces paramètres est fortement liée à l'échelle d'étude, cette équation s'applique plus ou moins aisément à des zones de 10-100km². A plus grande échelle, la difficulté d'estimer les flux sédimentaires réside donc dans l'addition :

- des erreurs dans le budget de chaque sous-système (bassins de capture), erreurs qui augmentent généralement avec la taille du bassin versant en aval,
- de la propagation des erreurs dans l'estimation de masse et du temps dans le calcul des flux.

Evaluer les paleo-flux constitue donc une clé pour mieux comprendre et évaluer les interactions sédimentation/climat. Dès lors, on peut se demander :

- Quelle est l'évolution des taux de dénudation à terre depuis le rifting du bassin liguro-provençal ?
- Quel(s) est (sont) ou ont été le(s) facteur(s) de contrôle de ces processus à travers le temps ? Avec quelle amplitude relative ? Autrement dit, peut-on quantifier les taux d'érosion (liés au facteur climatique) et taux de d'exhumation (liés au facteur tectonique) ?
- Que sait-on de l'évolution des taux de sédimentation dans le bassin Liguro-Provençal ?
- A quel(s) facteur(s) de contrôle cette évolution est-elle attribuable ?

La première section présente les outils et techniques de quantification du budget sédimentaire. Les principes de ces mesures sont à garder à l'esprit pour comprendre la signification réelle des résultats présentés dans la section

suivante. Cette dernière s'attache en effet à comparer et à discuter les différentes estimations des (paléo-)budgets sédimentaires intéressant notre zone d'étude. Ceci afin de les mettre en relation, lorsque c'est possible, avec les variations climatiques et tectoniques et nourrir les discussions futures sur nos propres quantifications des flux à partir de l'enregistrement marin.

2.3.2 Méthodes pour estimer les flux et budgets sédimentaires

Une clarification des termes est tout d'abord nécessaire. Taux d'érosion, taux de dénudation et taux d'exhumation sont des notions à distinguer :

- L'érosion correspond à la perte de relief (et de masse) sous l'action des processus climatiques (mécaniques et chimiques) et des processus de transport ;
- La dénudation correspond, quant à elle, à la perte d'élévation sans facteur de contrôle implicite. L'érosion est donc l'une des composante de la dénudation, l'autre facteur influent sur la dénudation étant la tectonique (l'exhumation).
taux de dénudation = taux d'érosion + taux d'exhumation (tectonique)
- Les taux d'incisions des rivières, quant à eux, sont liés aux processus climatiques et aux processus de transport. On parlera aussi de taux d'érosion des rivières.

Le potentiel de matériel érodable dépend du relief (excepté dans les rivières). L'érosion, en grignotant ces reliefs, va générer des réajustements isostatiques : il s'agit de mouvements de surrection cherchant à compenser les pertes de masse. Ce rééquilibrage permet alors à l'érosion de se poursuivre et d'imprimer plus fortement son empreinte en creusant encore plus les vallées. L'érosion modèle ainsi les morphologies du paysage jusqu' à la pénéplénation, stade ultime résultant de la disparition complète des reliefs.

Il existe des corrélations entre paléoaltitudes et paléotempératures, entre surrection/collision et volumes de carbonates déposés. Outre des indicateurs climatiques (nature des roches, traces mécaniques de glaciation, faunes ou flores fossilisées. . .), des mesures de taux de dénudation ou d'exhumation permettent d'obtenir des informations relatives à l'évolution des flux sédimentaires et d'appréhender indirectement l'évolution des variations climatiques.

2.3.2.1 Mesures des taux de dénudation

Les taux de dénudation peuvent être obtenus par **Analyse des isotopes cosmogéniques** : ^{10}Be , ^{26}Al , ^{36}Cl
La datation d'exposition par isotopes cosmogéniques est une méthode de datation géochimique qui utilise la production par les rayons cosmiques d'isotopes rares, notamment du béryllium (^{10}Be), de l'aluminium (^{26}Al), et du chlore (^{36}Cl), puis leur accumulation dans le réseau cristallin des minéraux pour déterminer un âge d'exposition. Les taux de productions dépendent de l'altitude, de la latitude, de la profondeur (épaisseur de roche, d'eau et/ou de neige au-dessus de l'échantillon), de l'angle d'incidence (angle entre la verticale et l'échantillon) et du masquage lié à la topographie (falaise, montagne. . .). La production de ces nucléides dans la roche décroît de façon exponentielle avec la profondeur et obéit à la loi suivante :

$$P = P_0 \cdot e^{-y/y^*}$$

avec :

- P = la concentration en isotope cosmogénique (^{10}Be par exemple) à la profondeur y,
- y = la profondeur,
- P_0 = la concentration initiale en isotope cosmogénique à la surface (y=0). P_0 varie selon la latitude et l'altitude,
- y^* = un facteur dépendant du cosmonucléide considéré et de la densité du massif traversé. Ainsi, pour une roche de densité moyenne, le taux de production à 3 m de profondeur est près de 60 fois inférieur à celui constaté en surface. Ce facteur est souvent compris entre 0.5 et 0.7

La mesure de la concentration d'éléments cosmogéniques permet, connaissant le taux de production, de déterminer l'âge du début de l'exposition. Ces isotopes étant radioactifs, il faut considérer la décroissance radioactive dans les calculs (sauf si l'âge d'exposition est très inférieur à la demi-vie). La concentration P en radionucléide est donc une mesure absolue du temps d'exposition de la roche.

Les concentrations en ^{10}Be mesurés intègrent le temps que l'échantillon a passé dans les quelques mètres sous la surface. Elles sont donc directement liées à la stabilité géomorphologique des surfaces exposées aux rayons cosmiques. En considérant l'état d'équilibre et le temps de transport jusqu'en surface négligeable, ces concentrations permettent d'estimer les taux de dénudation [Blanckenburg, 2006]. C'est parce que leur production est limitée aux premiers décimètres des massifs rocheux que les isotopes cosmogéniques sont des outils très adaptés à la quantification de processus géologiques de surface. Le pouvoir érosif du climat sur un substrat rocheux diminuant exponentiellement avec la profondeur, le taux d'effritement correspondant peut ainsi être daté suivant la relation

exprimée par [Brown et al., 1995], [Blanckenburg, 2006] :

$$C = \frac{P_c \delta}{\epsilon} \quad (2.3)$$

où :

C est la concentration de nuclides cosmogéniques,

ϵ le taux de dénudation moyen,

P_c est le taux de production moyen du bassin versant en nuclide

et δ la longueur d'atténuation des particules contribuant à cette production.

L'utilisation de l'équation (2.3) pour quantifier les taux de dénudation à l'échelle d'un bassin versant implique 2 hypothèses :

- (1) le temps de résidence à l'intérieur du bassin versant est limité,

- (2) la perte par décroissance radioactive de ^{10}Be est négligeable étant donné qu'à la fois les temps d'érosion et de résidence du sédiment dans le bassin versant sont courts.

Il s'agit donc d'hypothèses raisonnables dans les environnements à hauts-reliefs où la dénudation et le transport sont rapides.

Les mesures *in situ* des nuclides cosmogéniques dans les sédiments de rivières (en particulier le ^{10}Be dans le quartz) sont de plus en plus utilisées pour quantifier les taux de dénudation moyen des bassins versants à l'échelle de 10^3 à 10^5 ans [Brown et al., 1995], [Bierman and Steig, 1996], [Granger et al., 1996], [Schaller et al., 2001], [Blanckenburg, 2006]. A noter que la période de temps pendant laquelle le sédiment a été soumis au rayonnement cosmique est suffisamment longue dans la plupart des environnements pour que les taux de dénudation obtenus ne soient pas affectés par des processus à court terme (oscillations climatiques court-terme ou perturbations humaines) [Brown et al., 1998], [Blanckenburg, 2006].

2.3.2.2 Mesures des taux d'exhumation

Thermochronologie : analyses des traces de fission sur apatite (AFT) et zircon (ZFT)

La thermochronologie par traces de fission (TF) est actuellement une méthode très utilisée dans la quantification de la composante verticale des mouvements des chaînes récentes, qu'il s'agisse des Andes [Benjamin et al., 1987], des Alpes [Hurford et al., 1989], [Bigot-Cormier et al., 2000], [Vernon et al., 2009], [Bernet et al., 2009], de l'Himalaya [Poupeau et al., 1991] etc...

Les cristaux de zircon ou d'apatite incorporent des atomes d'Uranium, qui, par fission, vont progressivement se désintégrer en Plomb. Ces désintégrations, outre qu'elles permettent des datations, laissent des marques linéaires sur la surface du minéral. Les traces de fission sont ces marques linéaires laissées par les particules de Plomb chargées et spontanément émises lors de la fission de l' ^{238}U . Ces traces ne s'enregistrent qu'à partir d'une température initiale, et ne restent présentes qu'à faibles températures ; elles sont en effet rapidement effacées à hautes températures. La thermochronologie par TF utilise, pour l'interprétation des données, le concept simplificateur de zone de rétention partielle (ZRP) des traces, qui désigne la fenêtre de températures depuis celle où les traces commencent à être enregistrées, mais sont très courtes, jusqu'à celle où elles atteignent leur longueur maximale et restent stables. Les limites de la ZRP sont bien contraintes pour l'apatite, entre 120 et 60 °C [Green et al., 1989] ; elles le sont moins bien pour les zircons, où elles se situeraient entre 320 et 220 °C [Tagami and Shimada, 1996], [Tagami et al., 1998]. En comptant ces marques et en mesurant leur longueur en microscopie électronique, il est possible de savoir depuis combien de temps la roche se trouve à ces faibles températures.

On parle alors d'âge apparent [Gleadow et al., 1986].

La fig. 2.20 résume le principe de cette méthode. L'idée de base (fig.2.20.A) est qu'une roche est exhumée à partir de niveaux crustaux profonds jusqu'en surface (ou presque) par érosion, failles normales ou amincissement ductile. Lors de son ascension, la roche refroidit. A une température T_0 donnée, la roche franchit un seuil : la température inférieure de fermeture du système de traces de fission sur zircon. Aussitôt, les traces de fission déclenchent un chronomètre et vont agir en horloge durant le reste de l'ascension jusqu'en surface.

En atteignant la surface, la roche est soumise à l'érosion. Ainsi exposée, ses minéraux et grains d'apatite, de zircon et de mica sont arrachés et transportés dans les bassins sédimentaires où ils sont déposés. Après dépôt, l'horloge continue de fonctionner jusqu'à ce que les minéraux, en se réchauffant de nouveau, parviennent près ou franchissent la limite supérieure de fermeture T_1 du système géochronologique, ce qui conduit à une réinitialisation c'est -à dire à une disparition partielle ou totale des traces. La mesure doit donc se faire dans la fenêtre de température T_0 - T_1 . L'érosion et le transport sont considérés comme géologiquement instantanés [Heller et al., 1992], [Bernet et al., 2004] : l'intervalle de temps mesuré par les traces de fission entre la fermeture du système (à T_0) et le dépôt représente donc essentiellement le temps nécessaire à l'exhumation de la roche jusqu'en surface. Par différence entre l'âge de dépôt, présumé connu, et l'âge apparent estimé par thermochronologie, on obtient l'âge de l'érosion du

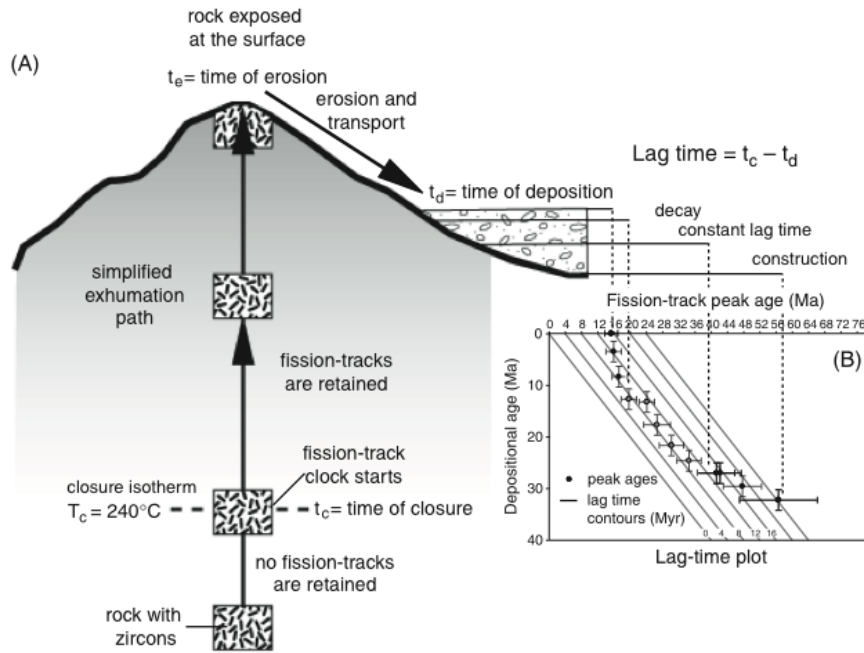


FIGURE 2.20 – Principe de la thermochronologie par analyse des traces de fission sur zircon [Bernet et al., 2009].

grain (correspondant à la durée d'exhumation de la roche).

L'interprétation des graphiques (fig.2.20.B) obtenus permet de reconstruire les épisodes d'exhumations d'une chaîne de montagne [Bernet et al., 2009]

Terrasses marines et lignes de rivage

En connaissant les variations du niveau de la mer, il est possible de retrouver le taux d'exhumation d'une région en estimant l'âge et l'élévation des terrasses marines. De même, l'élévation et l'âge d'anciennes lignes de rivages peuvent apporter des renseignements sur les taux d'exhumation.

Ainsi [Rostami et al., 2000] quantifient un taux d'exhumation moyen sur la côte patagonienne depuis le Pléistocène Moyen à partir de terrasses marines quaternaires. En reconstruisant les variations du niveau marin, puis, par comparaison au modèle ICE-4G (VM2) de réajustement glaciaire isostatique, ils démontrent que ce soulèvement est effectivement imputable aux rééquilibres isostatiques liées aux glaciations et déglaciations, mais ne l'expliquent qu'en partie ; une tectonique (au sens strict) pléistocène est supposée.

2.3.2.3 Mesure directe du remplissage sédimentaire via la stratigraphie séquentielle

L'approche traditionnelle utilisée depuis des décennies pour estimer les paléoflux sédimentaires se base sur la reconstruction d'un modèle stratigraphique 3D par corrélation des unités sédimentaires et des indications stratigraphiques. La nature et le volume de sédiments qui se déposent au fur et à mesure du développement d'une marge passive évolue au cours des temps géologiques. Une partie de ces sédiments, les sédiments terrigènes ou silico-clastiques, sont les produits de l'érosion continentale qui ont été transportés par le réseau hydrique jusqu'à la côte et qui se sont déposés dans les marges passives. L'étude stratigraphique du remplissage permet ainsi d'avoir une vision complète du système sédimentaire dans l'espace et dans le temps. Des modèles 3D volumétriques peuvent alors être réalisés [Hanley and Merriam, 1986], avec une précision très dépendante de la densité des données disponibles.

Cette méthode nécessite certaines précautions :

- Dans un premier temps, la composition des sédiments (solide, dissoute, minérale, organique) doit être étudiée. La distinction entre particules détritiques et partie précipitée est essentielle. Les analyses minéralogiques, géochimiques ou de microfossiles peuvent donner des indications précieuses. S'il s'agit de sédiments riches en matière organique, la pétrographie et la géochimie organique permettent de différencier une origine allochtone (érosion externe au bassin) d'une origine autochtone (formation *in situ*).
- Dans une deuxième étape, le volume sédimentaire doit être estimé. Dans les bassins fermés (lac ou plaine d'inondation), c'est relativement facile, les limites du bassin de réception étant clairement établies. Cela s'avère plus difficile dans les bassins ouverts, l'extension de la sédimentation étant difficile à identifier.
- Une troisième étape consiste à déterminer l'âge de dépôt des sédiments. Aujourd'hui, c'est la datation qui est souvent le facteur limitant dans les calculs de budgets sédimentaires. Il existe parfois, en effet, un diachronisme entre

l'âge du sédiment et le temps de résidence dans le bassin. Idéalement, la durée de transport devrait être évaluée. Evidemment, cela dépend de l'échelle d'étude : plus on travaille à très petite échelle, plus ce diachronisme est important. Il peut être négligé à notre échelle d'étude.

- Une fois les volumes sédimentaires par intervalles stratigraphiques estimés dans un bassin, nous obtenons des taux de sédimentation. Ces valeurs ne reflètent pas l'exacte évolution de la sédimentation, car un dernier point consiste à tenir compte de la perte éventuelle de sédiments :

Quelle fraction des éléments initialement érodés en amont se dépose réellement dans le bassin ? Et quelles sont les pertes par érosion après dépôt dans le bassin lui-même ? Comme l'a suggéré [Houben et al., 2006], pour obtenir une vision complète des budgets sédimentaires dans une approche *Source to sink*, il serait judicieux de quantifier le "flux traversier" (*through-flow*) correspondant à la différence entre la quantité de sédiments quittant le bassin et la quantité de sédiments qui y est déposée. Mais, ce flux traversier, aussi appelé SDR (*Sediment Delivery Ratio*) par [Asselman et al., 2003], est difficile à connaître, puisqu'il nécessite de calculer à la fois l'érosion et le dépôt aussi précisément que possible. De la même manière, depuis l'amont vers l'aval (depuis le bassin versant jusqu'à l'exutoire), on parle de :

- *Hillslope SDR*, décrivant la proportion de sédiments issue de l'érosion et atteignant la rivière.

- *channel SDR*, désignant la proportion de sédiments atteignant l'exutoire comparée à celle délivrée au chenal de la rivière.

Les volumes sédimentaires estimés d'après la mesure du remplissage sédimentaires sont donc souvent largement sous-estimés puisqu'une grande partie des flux sédimentaires entrants est érodée et transférée en aval du système. Quantifier le budget sédimentaire au plus juste nécessite de s'affranchir de cette notion de flux traversier, c'est-à-dire de pouvoir avoir accès à l'ampleur de l'érosion.

Les sections suivantes rassemblent maintenant les informations quant aux taux de sédimentation connus jusqu'ici au sein de notre bassin, ainsi que des éléments concernant les budgets et flux sédimentaires terrestres au niveau des bassins versants alpins et pyrénéens. Ces derniers constituent en effet la zone de transfert (et de capture éventuelle) avant sédimentation dans le bassin Liguro-Provençal. Les budgets au niveau des sous-bassins alpins et pyrénéens apportent donc des éléments concernant notre "flux traversier" de sédiments.

2.3.3 Synthèse des budgets sédimentaires terre-mer

2.3.4 Sédimentation marine à l'échelle mondiale

La fig. 2.21 représente les courbes de masse de sédiments totaux et détritiques déposés dans les océans depuis 85 Ma à l'échelle mondiale d'après les données de [Hay et al., 1988]. Afin d'obtenir cette courbe, [Hay et al., 1988] multiplient l'étendue des fonds marins à la moitié de l'intervalle de temps considéré (en 10^{16} cm² d'après les données de [?]) par le taux d'accumulation moyen des sédiments déterminé grâce aux données DSDP pour l'intervalle de temps considéré (charte stratigraphique de [Berggren et al., 1985a] et [Berggren et al., 1985b] utilisée). En additionnant la masse des sédiments déposés dans chaque intervalle de temps [Hay et al., 1988] estiment un dépôt dans les océans mondiaux depuis 180 Ma de 262.10^{21} g de sédiments, dont environ 122.10^{21} g sont terrigènes.

Tenant compte de la nature des sédiments, la masse de sédiments détritique déposée dans les océan est déterminée depuis 85 Ma [Hay et al., 1988], [Zhang et al., 2001]. Ces données peuvent être approximées par une courbe exponentielle en continu. L'application de la fonction linéaire entre âge et aire de la croûte océanique pour un taux constant [Parsons, 1982] donne la courbe en pointillés. Non seulement la masse de sédiments augmente brutalement depuis environ 5 Ma (elle triple par rapport à l'intervalle 5-10 Ma), mais elle est deux fois plus importante que le prévoit l'application d'un taux constant.

Au niveau mondial, comme l'illustre la fig. 2.22, une forte augmentation des taux de sédimentation est également observée au cours du Pliocène [Hay, 1998], [Zhang et al., 2001], [Molnar, 2004], [Lisiecki and Raymo, 2005].

Les données de la fig. 2.22A représentent une moyenne des taux de sédimentation estimés pour tous les sites de carottage. Celles de la fig. 2.22B sont normalisées : les taux de sédimentation de chaque site sont d'abord divisés par un taux de sédimentation moyen calculé à travers plusieurs carottages d'un même site, avant d'être sommés et moyennés.

Entre 5 et 3Ma, les taux moyens de sédimentation, d'environ 2-4 cm/ka, sont relativement stables, Ils augmentent ensuite à 3-4 cm/ka entre 3 Ma et 2.5 Ma, restent constant autour de 4.5 cm/ka de 2.5 Ma à 0.2 Ma. L'augmentation drastique de 0.2 à 0 Ma est un artéfact lié à la non-compaction des sédiments les plus récents.

Les taux normalisés montrent, quant à eux, un changement brutal dans la fréquence des oscillations : avant -2.5Ma, la sédimentation varie fortement en amplitude sur de courtes longueurs d'onde ; après 2.5Ma, la sédimentation semble plus constante.

Les enregistrements dans le bassin Liguro-Provençal ou dans les bassins terrestres alpins et pyrénéens montrent-

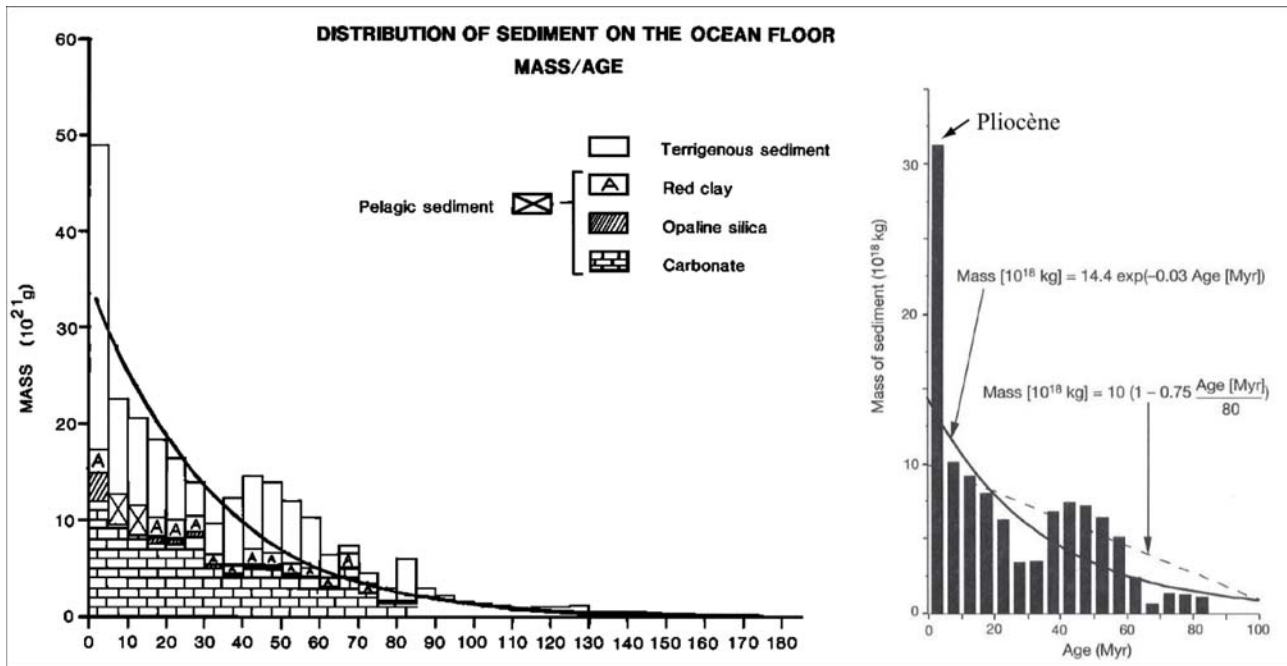


FIGURE 2.21 – A gauche : Evolution de la masse de sédiments déposés dans les océans à l'échelle mondiale [Hay et al., 1988]. A droite : Evolution de la masse de sédiments uniquement terrigènes redessinée par [Zhang et al., 2001] d'après les données de [Hay et al., 1988].

t-ils une tendance similaire ?

2.3.4.1 La sédimentation dans le bassin Liguro-Provençal

La sédimentation dans le bassin profond Liguro-Provençal est particulièrement élevée avec une pile de 8 km de hauteur ; il s'agit du plus fort remplissage sédimentaire des bassins de Méditerranée occidentale.

La stratigraphie générale des dépôts sur la plate-forme et la pente continentale du Golfe du Lion (fig. 2.24) peut être divisée en 4 méga-séquences [Guennoc et al., 2000], [Gorini, 1993] :

- une méga-séquence 1 correspondant à la séquence syn-rift d'âge Oligocène à Aquitanién moyen (Miocène inférieur). On la retrouve dans d'étroits grabens sur la plate-forme ;
- une méga-séquence 2 correspondant à une transgression majeure entre l'Aquitanién supérieur et le Burdigalien. Elle est synchrone de l'accrétion océanique, et forme un prisme de progradation dont la géométrie permet d'enregistrer les variations de subsidence post-rift ;
- une méga-séquence 3, messinienne. Celle-ci est caractérisée par une surface érosive sur la plate-forme (liée à une chute du niveau marin de plus de 1000 mètres, qui correspond à un quasi assèchement du bassin), par des dépôts des produits d'érosion sur le talus miocène, ainsi que des dépôts d'évaporites dans le bassin profond [Cita and Ryan, 1978], [Gorini, 1993], [Gorini et al., 2005], [DosReis, 2001], [Lofi, 2002], [Lofi et al., 2005], [DosReis et al., 2005], [Gorini, 2007], [Bache, 2008] ;
- la méga-séquence 4 correspond aux dépôts plio-pleistocènes. Elle est caractérisée par un ensemble de prismes progradants sur le plateau [Lofi et al., 2003], [Duvail et al., 2005], [Duvail, 2008], par des incisions de canyons sur la pente [Baztan, 2004], [Baztan et al., 2005] et un complexe de chenaux levées dans le bassin profond alimentant le système turbiditique (quaternaire) [Droz et al., 2006]. La série plio-pléistocène profonde est fortement soumise à la tectonique salifère [DosReis, 2001], [DosReis et al., 2004], [DosReis et al., 2005].

Le tableau 2.1 fait un bilan quantitatif des épaisseurs et taux de sédimentation d'après les limites stratigraphiques des puits implantés sur la plate-forme du Golfe du Lion :

- sur le Plio-Pléistocène dans son ensemble, de 5.3 Ma à 0 Ma,
- de 5.3 Ma à 1.6 Ma soit une durée de 3.7Ma,
- sur les derniers 1.6 Ma.

A première vue, on constate que ces taux de sédimentation, sur l'ensemble du Plio-Pléistocène, sont très largement supérieurs aux taux moyens usuellement observés (15-40 cm/ka vs 3-6 cm/ka). Sur la plate-forme du Golfe du Lion, l'épaisseur des sédiments plio-pléistocènes peut en effet atteindre 2700 m (GPL1) soit des taux de sédimentation de l'ordre de 50 cm/ka [Rabineau, 2001]. Dans l'espace, les vitesses de sédimentation augmentent de la plate-forme interne (12.5-15 cm/ka) à la plate-forme moyenne-externe (env. 20-30 cm/ka) puis en haut de pente

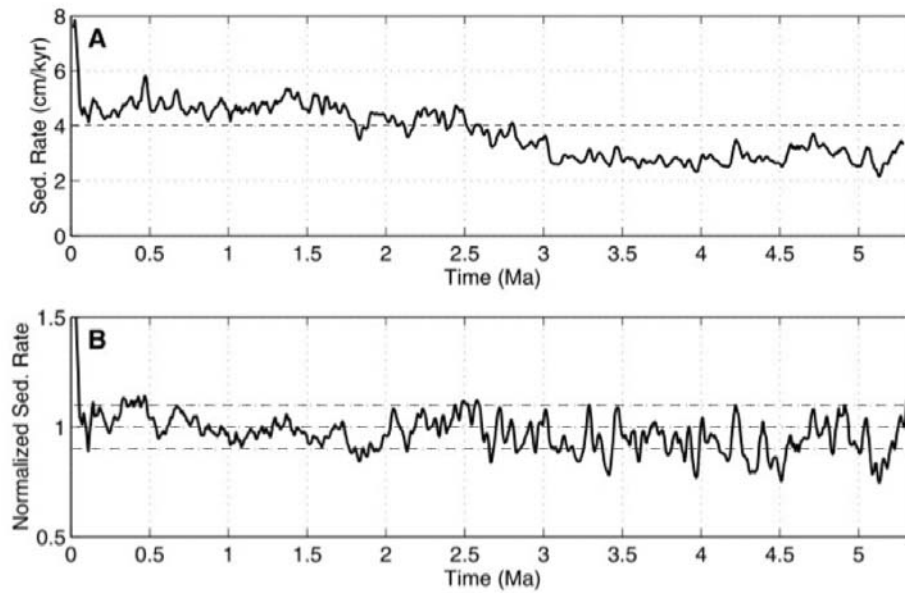


FIGURE 2.22 – Taux de sédimentation plio-pléistocènes moyens à l'échelle mondiale d'après des carottages (ODP notamment) sur 57 sites mondiaux (A); ces taux sont normalisés (B) avec les lignes pointillées à 0.9, 1.0 et 1.1 pour repères. (B). Estimation avec une résolution de 2000 ans. L'artéfact (taux de sédimentation distordus) sur la période la plus récente est lié aux sédiments non compactés. [Lisiecki and Raymo, 2005].

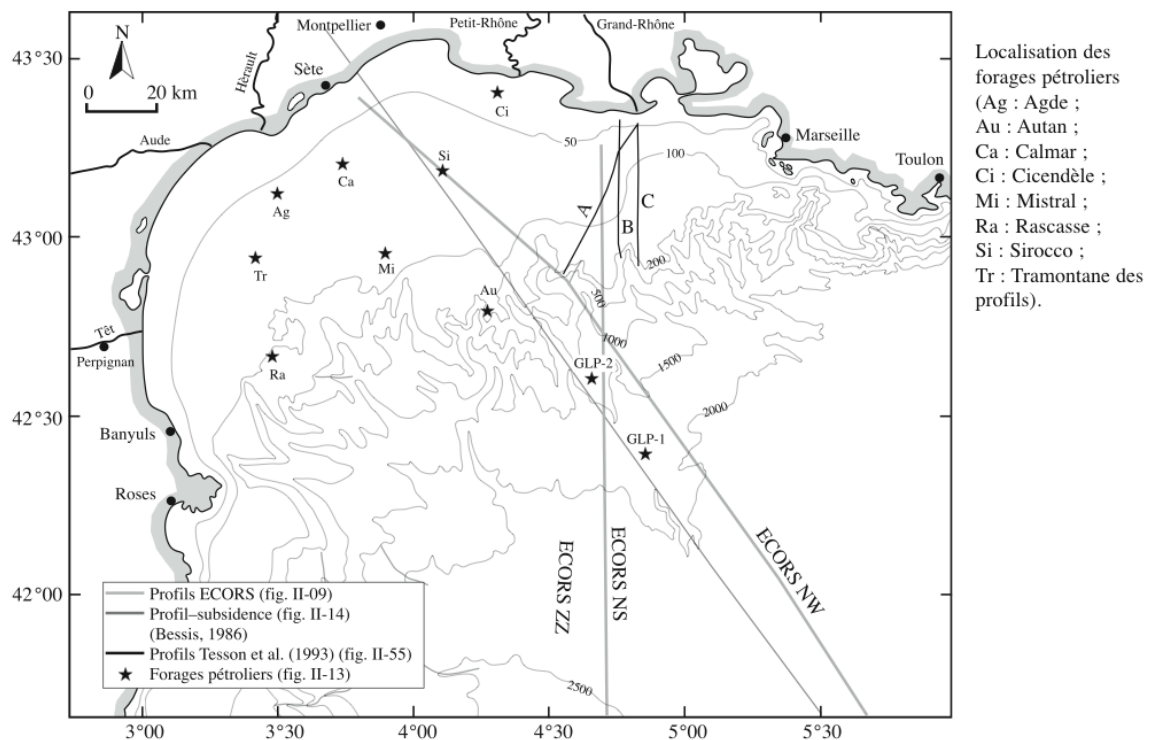


FIGURE 2.23 – Localisation des forages pétroliers sur la plate-forme et sur la pente continentale du Golfe du Lion. [Rabineau, 2001].

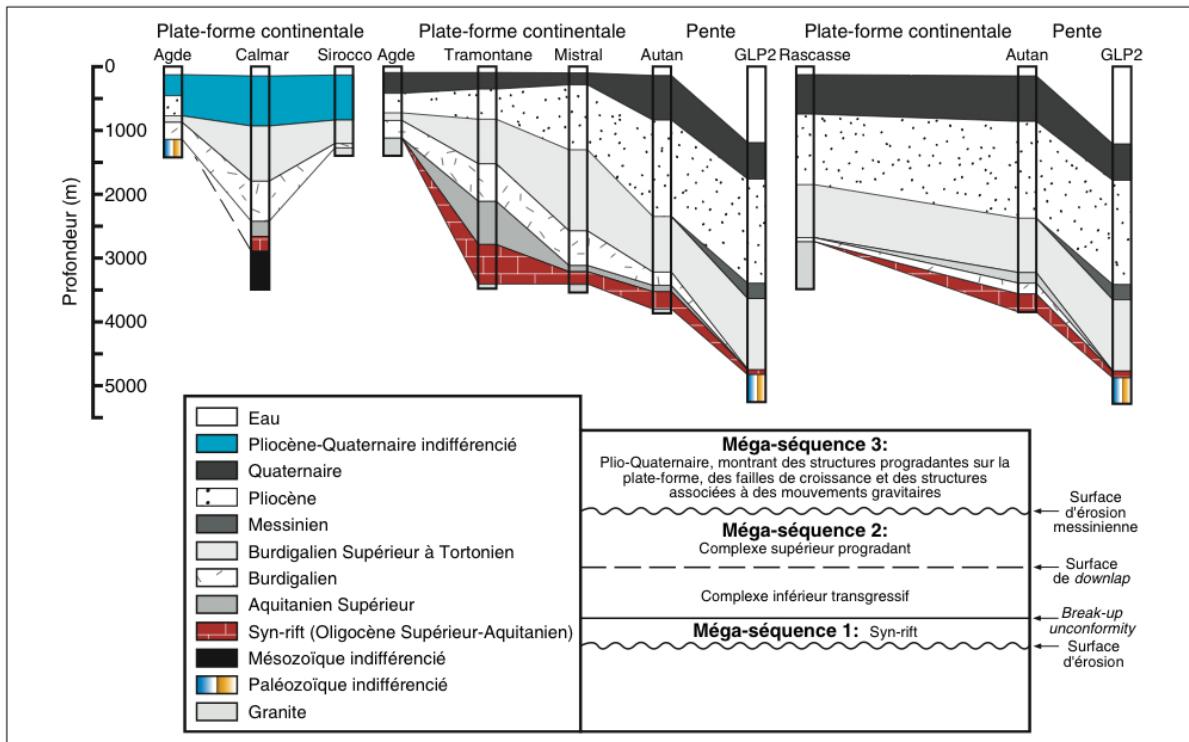


FIGURE 2.24 – Stratigraphie générale du remplissage sédimentaire sur la plate-forme et sur la pente continentale du Golfe du Lion. Elle est établie à partir de la corrélation entre puits de forage (légèrement modifiée de [Gorini, 1993] in [Torres, 1995]). La localisation des forages est indiquée sur la fig. 2.23.

	Epaisseur/taux de sédimentation Plio-Pléistocène (5.3Ma)	Epaisseur/taux de sédimentation de 5.3 Ma à 1.6 Ma	Epaisseur/taux de sédimentation de 1.6 Ma à l'actuel
Plate-forme interne-moyenne			
Agde	663/ 12.5	313.0/ > 8	350/ < 22
Calmar	748/ 14.0		
Tramontane	775/ 14.5	510/14	263/ 16
Cicendèle			
Sirocco	864/ 16.3	640/ 17	221/ 14
Plate-forme moyenne-externe			
Mistral	1241/ 23.5	1036/ 28	205/ 13
Rascasse	1984/ 37.5	1311/ 35	673/ 42
Rascasse recalé	1690/ 32	910/ 24.5	673/ 42
Plate-forme externe - haut de pente			
Autan	2269/ 43.0	1522/ 41	747/ 46
Pente			
GLP2	2171/ 41.0	1600/ > 43	580 / < 36
GLP1	> 1870/ > 35.0	980/ > 26	900/ 56

TABLE 2.1 – Epaisseurs (en mètres) et taux de sédimentation (cm/ka) du Pliocène et au cours du Plio-Pléistocène d'après les forages pétroliers dans le Golfe du Lion. Modifié d'après [Rabineau, 2001].

(35-40 cm/ka).

On peut noter que les épaisseurs sédimentaires semblent parfois moins importantes en bas de pente (GLP1 en position plus distale) comparées à celles sur la pente (excepté depuis 1.6 Ma). Ici, nous n'observons pas de tendance globale nette entre les taux de sédimentation avant 1.6 Ma et ceux postérieurs à 1.6 Ma. Les premiers sont supérieurs aux seconds d'après Sirocco, Mistral et GLP2 tandis que les autres puits indiquent l'inverse. On notera également, d'après GLP2, un faible taux de sédimentation sur les derniers 1.6 Ma par rapport au puits Autan en position plus proximale. Cela pose d'autant plus la question de la validité de la coupure stratigraphique adoptée à 1.6 Ma. Ces forages avaient pour objectif les séries profondes anté-néogènes ; les informations sur les sédiments plio-pléistocènes sont donc très limitées, et parfois douteuses quant aux limites stratigraphiques.

Pour l'actuel, des analyses géochimiques (^{210}Pb , manganèse et carbone) au niveau des axes des canyons pyrénéens et du Golfe du Lion indiquent, d'après [Buscaïl et al., 1997] :

- des taux de sédimentation actuels sur la pente, dans l'axe des canyons pyrénéens, compris entre 170 cm/ka et 198 cm/ka (soit 1.70 et 1.98 mm/an), à comparer à ceux plus faibles, 119 cm/ka (1.19 mm/an), dans l'axe des canyons du Golfe du Lion.
- des taux de sédimentation actuels en bas de pente continentale ouverte et au niveau des *deep-sea-fans* plus rapides (turbidites et glissements superficiels) d'environ 175 cm/ka (1.75 mm/an).
- un transfert privilégié de matière organique via les axes de canyons, plus riches en Carbone et Manganèse que les interfluves.

2.3.4.2 Budgets terrestres alpins et pyrénéens

Le Golfe du Lion (et le bassin Liguro-provençal) est alimenté par deux réseaux fluviaux très différents, en terme de taille du bassin versant, débit et régime (fig. 2.25) :

- le Rhône, à l'Est, constituant l'apport sédimentaire majeur, avec un bassin versant de 96 000 km² (fig. 2.26). Traversant la Suisse puis la France jusqu'en Camargue jusqu'au delta méditerranéen, ce fleuve draine la partie occidentale des Alpes européennes. Ce large fleuve issu des montagnes montre un lit en tresse sur une grande partie de sa trajectoire, morphologie due à la contribution d'une grande quantité de sédiments grossiers des tributaires issus des Alpes, du Jura et du Massif Central.
- et les fleuves côtiers pyrénéens du Roussillon (l'Agly, le Tech, le Têt) et languedociens (l'Aude et l'Orb ainsi que l'Hérault issu du Massif Central) à l'Ouest.

2.3.4.2.1 Débat sur les variations des budgets sédimentaires au Pliocène

De nombreux travaux ont été menés dans les Alpes afin de quantifier les taux de sédimentation et leur origine (liaison avec le climat et/ou la tectonique). Ces études sont variées, tant dans la méthodologie utilisée que dans leurs résolutions spatiale et temporelle. Le tableau 2.2 synthétise ces résultats.

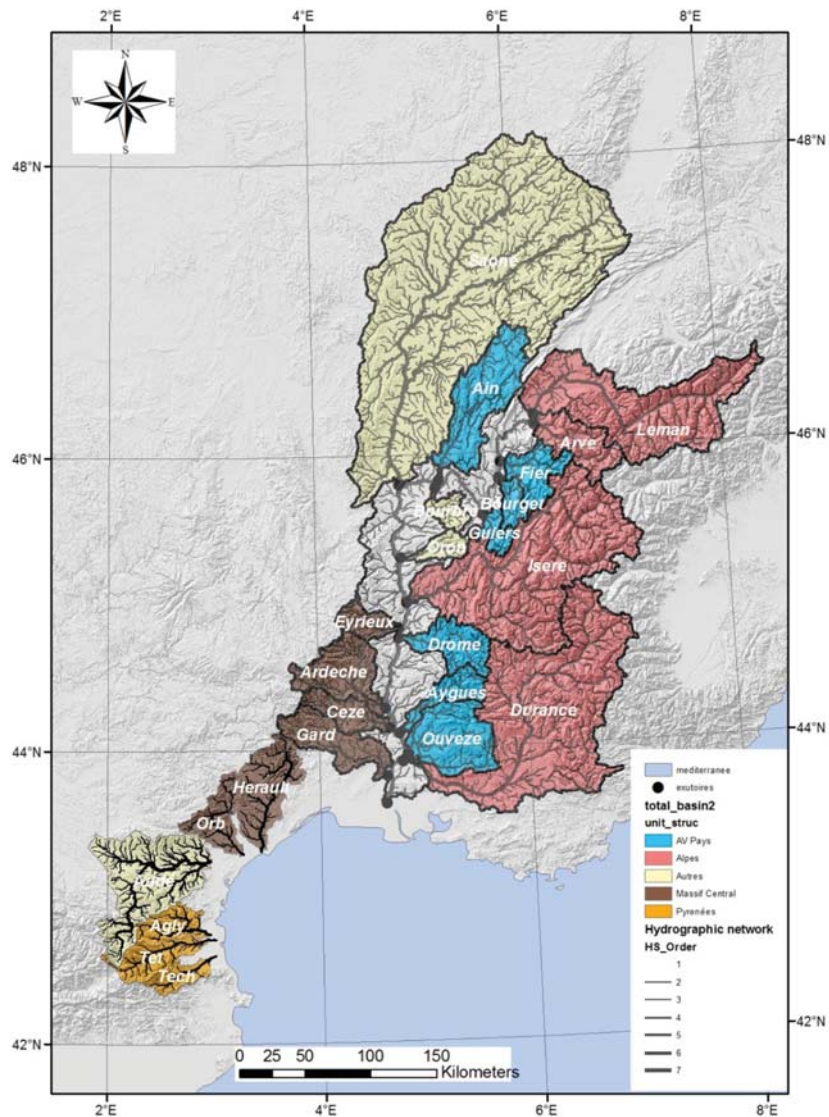


FIGURE 2.25 – Bassins versants et Réseaux hydrologiques associés alimentant le Golfe du Lion. Les 2 réseaux fluviaux principaux, rhodanien à l'Est et pyrénéo-languedocien à l'Ouest diffèrent très nettement, notamment en taille de bassin versant. Comm. pers. S. Molliex

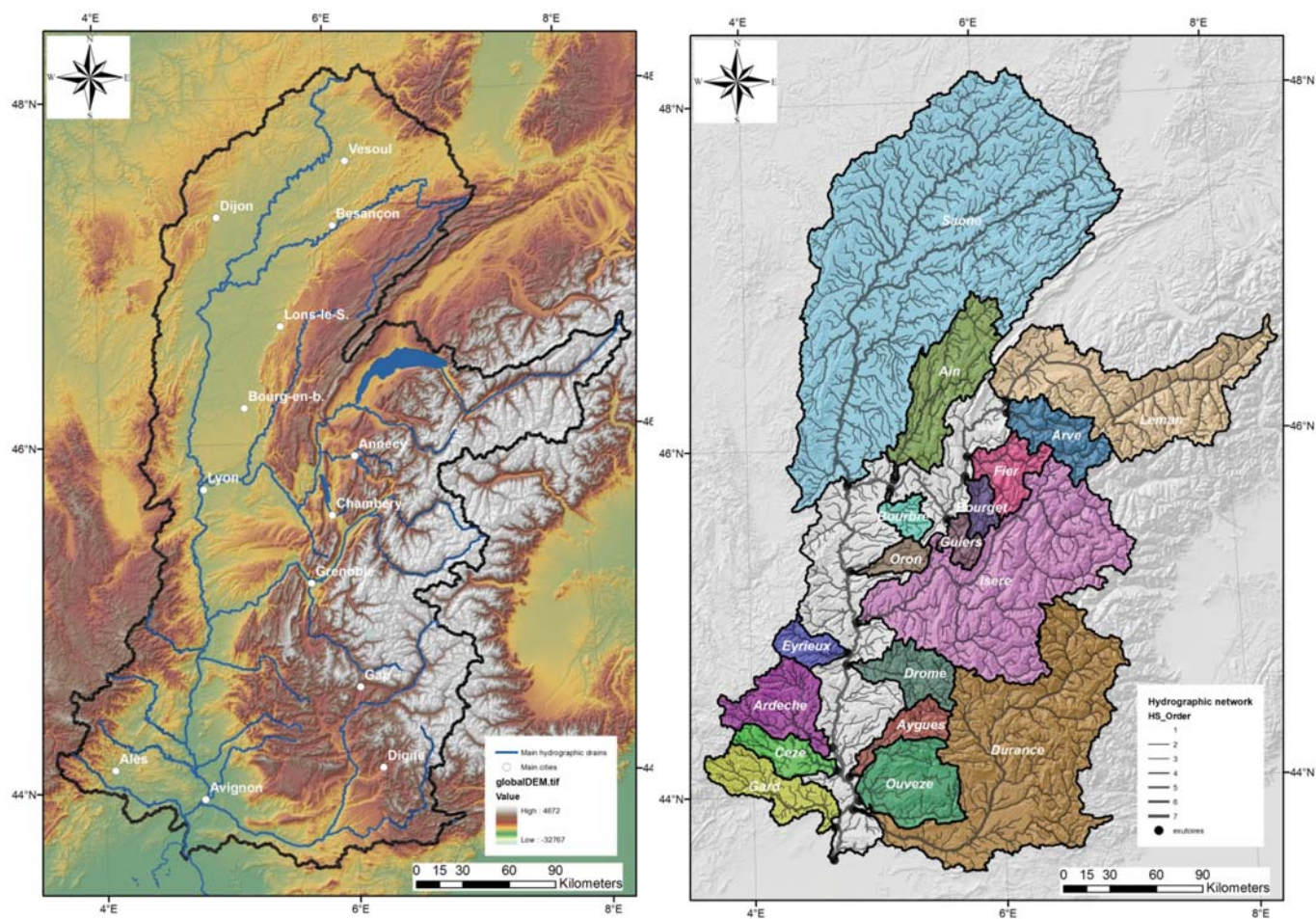


FIGURE 2.26 – Modèle Numérique de terrain du bassin versant du Rhône (gauche) et réseau hydrologique de ses différents sous-bassins. Comm. pers. S. Molliex

AUTEURS	MESURES	METHODES	ESTIMATIONS & INTERPRETATIONS
Bigot-Cormier et al., 2000	taux dénudation Mio-Pliocènes Alpes occidentales	thermochronologie Trace de fission sur apatite	6Ma: Augmentation locale de dénudation avec un taux moyen de 0.6 à 0.8mm/an 3.5Ma: Augmentation générale avec un taux moyen 1.1 à 1.4mm/an, en rapport avec la tectonique (mouvement inverse de la faille de Bersézi) Mouvements verticaux différentiels depuis le Miocène = réponse isostatique due à la surcharge crustale au niveau du massif cristallin externe le plus méridional. Cette surcharge serait également responsable de la subsidence et la modification de la limite continent-océan du bassin Ligurie.
Hinderer, 2000	taux dénudation dans les Alpes	quantification des volumes sédimentaires de 16 bassins de drainage alpin	+ Quaternaire : 250 à 1060mm/ka soit 0,25 à 1.06mm/an - Taux moyen : 400mm/ka soit 0.4mm/an + Holocène : 620mm/ka soit 0.6mm/an + LGM : 1100 à 2900mm/ka soit 1.1 à 2.9mm/an + Actuel : 125mm/ka soit 0.125mm/an Relief : facteur de contrôle principal de la dénudation mécanique post-glaciaire et actuelle Maximum de dénudation/sédimentation pendant les périodes de déglaciation. Sur un cycle glaciaire/interglaciaire, taux de dénudation mécanique varie d'un facteur 14
Kuhlemann et al., 2002	budget et décharge sédimentaire des Alpes suisse et occidentales.	Evolution palinspatique des Alpes Seules les Alpes occidentales sont présentées ici.	30Ma: 6000 km ³ /Ma 27Ma: 15 000 km ³ /Ma 21Ma: 20 000 km ³ /Ma 19Ma: 15 000 km ³ /Ma 17Ma: 20 000 km ³ /Ma 5Ma: 12 000 km ³ /Ma 4Ma: 30 000 km ³ /Ma Auj.: 40 000 km ³ /Ma Décharge totale cumulée depuis 33.7Ma: 876 000km ³ équivalente à une pile de 5.3km de sédiment Discussion sur l'origine de ces flux d'après les taux d'érosion de Schlunegger & Willet, 1999 (thermochronologie): 30-22Ma: 0.6mm/an 22-12Ma: 0.24mm/an 12-5Ma: 0.4mm/an
Brocard et al., 2003	taux d'incision moyen des rivières sur les derniers 190 ka	mesures cosmogéniques ¹⁰ Be	taux d'incision moyen : 0.8mm/an Il s'agit d'incision, sous entendu par l'auteur d'un contrôle climatique
Cederbom et al., 2004	Exhumation du Bassin Molassique	Trace de fission sur apatite Modélisation d'isostasie	Depuis 5Ma : 1400m d'exhumation soit 280m/Ma ou 0,280mm/an Rebond isostatique du bassin issu de la décharge en sédiment accélérée depuis le Pliocène par l'érosion (augmentation des précipitations en Europe)
Wittman et al., 2007	taux de dénudation holocènes dans les Alpes centrales	mesures cosmogéniques ¹⁰ Be	Holocène : Augmentation avec une graduation dans l'espace de 0.25mm/an (dans le bassin molassique) à plus de 1mm/an au coeur de la chaîne
Vernon et al., 2008	taux de dénudation entre 13.5 et 2.5 Ma dans les Alpes	thermochronologie Trace de fission	13.5 à 5Ma : 300m/Ma soit 0.3mm/an 5 Ma à 0Ma : 600m/Ma soit 0.6mm/an
Bernet et al., 2009	taux d'exhumation alpins	thermochronologie Trace de fission sur Zircon	30Ma-0 : Taux d'exhumation à long-terme constant (pour une fenêtre d'analyse de 8Ma et des fluctuations de profondeurs de 5 à 10km) Pas d'augmentation des taux de dénudation vers 5Ma détecté par cette méthode Quantité insuffisante de zircon arrachée des Alpes puis exposée au réoidissement
Gibbard & Lewin 2009	taux d'incision Européennes Pléistocène moyen	études rivières et terrasses	Multiples épisodes d'incision depuis au Pléistocène moyen (cause climatique) Approfondissement et élargissement des vallées pendant les périodes froides
Champagnac et al., 2009	taux de dénudation des Alpes centrales Holocène	Compilation de données: de thermochronologie, cosmogéniques et géodésiques Modélisation d'isostasie	Soulèvement des Alpes centrales d'abord lié à l'érosion
Delunel et al., 2010	taux de soulèvement Holocène	Compilation de mesures géodésiques (données GPS, sismicité et géodésie) Taux de dénudation	Soulèvement des Alpes centrales lié à l'érosion glaciaire (dénudation climatique)
Van Der Beek (unpublished)	taux de dénudation Alpes occidentales Glaciations Quaternaires	thermochronologie	taux de dénudation moyen Quaternaire : 550m/Ma soit 0.55mm/an
Lisiecki et al., 2005	taux de sédimentation mondiaux	stack de données de delta 180 profond sur 57 sites	Augmentation mondiale des taux de sédimentation au Pliocène vers 3Ma: Taux moyen 5 à 3Ma : 3cm/ka soit 0.030mm/an Taux moyen 3 à 0Ma : 5 cm/ka soit 0.05mm/an
Glotsbach et al., 2011	taux d'exhumation dans les Alpes occidentales (Massif du Mont Blanc)	Modélisation à partir de données de thermochronologie	22 +/- 2Ma : Initiation de l'exhumation avec un taux de 0.8 +/- 15 km/Ma soit 0.8 mm/an 6 +/- 2Ma : les taux d'exhumation baissent à 0.15 +/- 0.65 km/Ma soit 0.15 mm/an 1.7 +/- 0.8Ma : les taux d'exhumation augmentent localement jusqu'à 2 +/- 0.6 km/Ma soit 2 mm/an, à relier à une croissance du relief vers 0.9 +/- 0.8Ma (liée à la mise en place des glaciations mi-pleistocènes)

TABLE 2.2 – Synthèse des travaux concernant les budgets sédimentaires alpins. Les estimations (taux de sédimentation, de dénudation, d'incision ou d'exhumation) ont été ramenées à la même unité (mm/an).

La fig. 2.27 fait la synthèse alpine des travaux sur les budgets sédimentaires des Alpes de [Kuhlemann, 2000], [Kuhlemann et al., 2001] et [Kuhlemann and Kempf, 2002], du remplissage sédimentaire du domaine provençal

à terre [Oudet, 2008], [Clauzon et al., 1995] et des bassins molassiques alpins [Pomerol, 1980], [Lemcke, 1998], [Zweigel et al., 1998], [Sissingh, 2006], confrontés aux événements tectoniques et climatiques. Outre de fournir une vision globale de l'histoire alpine, elle constituera un support de discussion en regard de nos quantifications de flux sédimentaires.

Lorem ipsum dolor sit amet, consectetur adipiscing elit. Ut purus elit, vestibulum ut, placerat ac, adipiscing vitae, felis. Curabitur dictum gravida mauris. Nam arcu libero, nonummy eget, consectetuer id, vulputate a, magna. Donec vehicula augue eu neque. Pellentesque habitant morbi tristique senectus et netus et malesuada fames ac turpis egestas. Mauris ut leo. Cras viverra metus rhoncus sem. Nulla et lectus vestibulum urna fringilla ultrices. Phasellus eu tellus sit amet tortor gravida placerat. Integer sapien est, iaculis in, pretium quis, viverra ac, nunc. Praesent eget sem vel leo ultrices bibendum. Aenean faucibus. Morbi dolor nulla, malesuada eu, pulvinar at, mollis ac, nulla. Curabitur auctor semper nulla. Donec varius orci eget risus. Duis nibh mi, congue eu, accumsan eleifend, sagittis quis, diam. Duis eget orci sit amet orci dignissim rutrum.

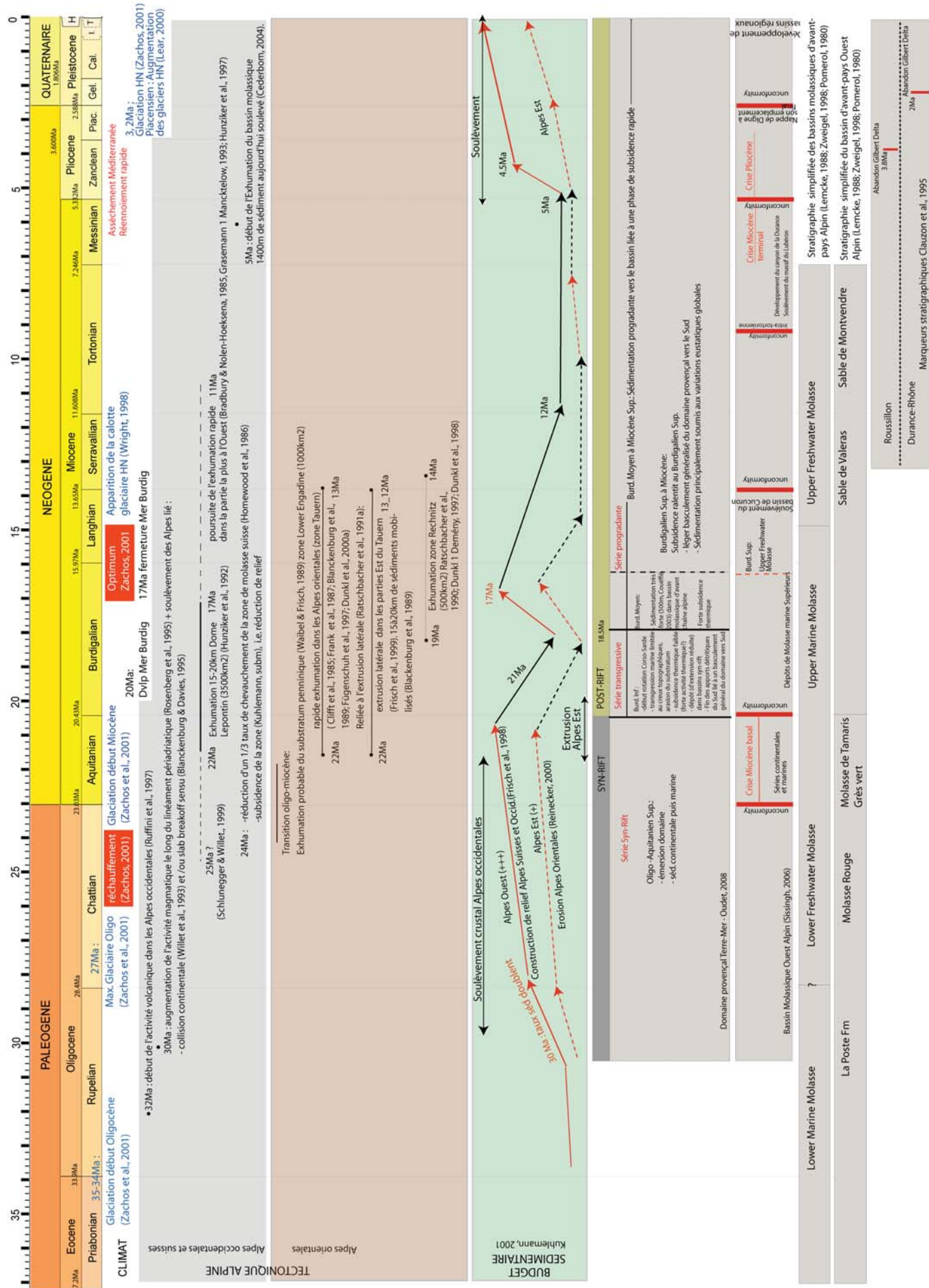


FIGURE 2.27 – Synthèse des budgets sédimentaires alpins à terre confrontés aux événements tectoniques et climatiques

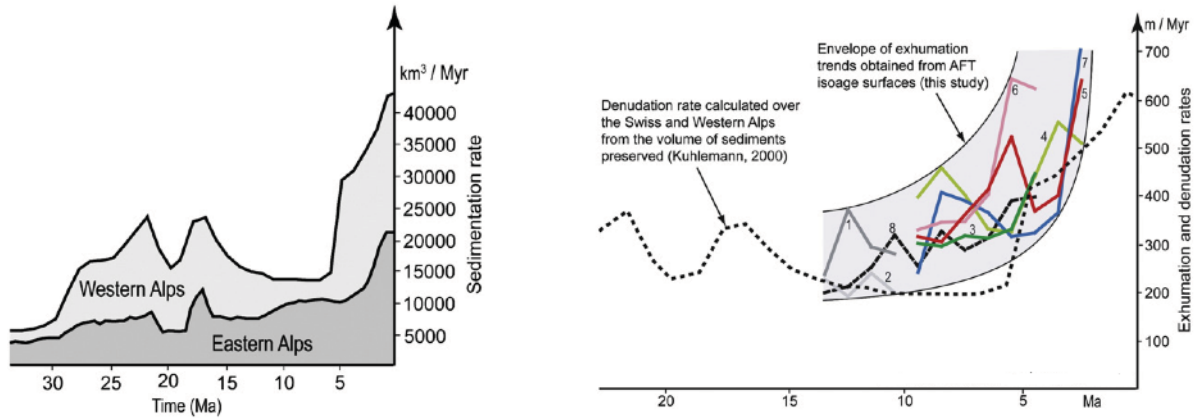


FIGURE 2.28 – Gauche : Evolution des taux de sédimentation depuis 30Ma, reconstruite à partir du volume de sédiments préservé dans les Alpes orientales et occidentales, [Kuhlemann, 2000]. Droite : Comparaison entre les taux de dénudation moyens (ratio des données de gauche sur l'aire d'origine) et les taux d'exhumation dans les Alpes occidentales [Vernon et al., 2008].

La quantité totale de sédiments issue des Alpes depuis l'Eocène (33.7Ma) est calculée à $876\,000\text{ km}^3$, soit l'équivalent d'une pile de sédiments de 5.3km d'épaisseur [Kuhlemann et al., 2001]. Basées sur le calcul des volumes de sédiments dans les bassins *circum*-Alpins d'après la charge des rivières, ces estimations sont du même ordre de grandeur que celles de [England, 1981], qui fut le premier à estimer les volumes de roches érodés et les débris dérivés des Alpes autour de 1 millions de km^3 . Ce volume est également quasiment identique à celui calculé par [Hay et al., 1992]) mais 13% inférieur aux résultats de [Guillaume and Guillaume, 1984]).

Les taux de sédimentation évalués par [Kuhlemann, 2000] dans les Alpes orientales et occidentales depuis 30 Ma montrent une très nette augmentation autour de 5 Ma (fig. 2.28 et fig. 2.27).

Beaucoup d'études, s'attachant à quantifier l'évolution des taux de dénudation ou d'exhumation alpines, souvent à plus petites échelles de temps et employant diverses méthodologies (tab. 2.2), confirment les résultats de [Kuhlemann, 2000], [Kuhlemann et al., 2001], [Kuhlemann and Kempf, 2002]. C'est le cas, par exemple de :

- [Vernon et al., 2008], qui, *via* des mesures thermochronologiques de traces de fission entre 13.5 et 2.5Ma, montrent une augmentation de la dénudation fin Néogène dans les Alpes Ouest-Européennes. Ces taux ont doublés (de 300m/Ma à 600m/Ma) depuis la fin du Miocène. Ces résultats sont cohérents avec ceux de [Kuhlemann and Kempf, 2002] convertis en taux de dénudation (fig.2.28), ainsi qu'avec les données de thermochronologie de basses températures (AFT) de Van der Beek et al. (*unpublished*) pendant les glaciations quaternaires.
- [Brocard et al., 2003], *via* des mesures cosmogéniques de ^{10}Be sur des terrasses alpines plio-pléistocènes, estiment un taux d'incision des rivières de 0.8mm/an (800m/Ma) sur les derniers 190ka (tab. 2.2). Ce taux, stable à long-terme c'est-à-dire sur des périodes de temps de 10^5 à 10^6 ans, correspondrait à l'ampleur de la réponse des rivières au changement climatique.
- Cette dernière valeur, du même ordre de grandeur que celles précédemment citées, est cohérente avec les taux de dénudation estimés dans les zones environnantes (massifs cristallins externes) par thermochronologie (traces de fission sur apatites et zircons) de [Seward et al., 1999] et [Bigot-Cormier et al., 2000] (tab. 2.2).
- Dans les Alpes, [Cederbom et al., 2004] démontrent une exhumation du bassin molassique d'environ 1400m depuis 5 Ma (fig. 2.27). Celle-ci est interprétée comme le témoin du rebond isostatique du bassin issue de la décharge en sédiment accélérée depuis le Pliocène par l'érosion.

Des études récentes remettent cependant en cause le changement intervenu vers 5 Ma décrit ci-dessus (fig. 2.2) :

- (1) [Bernet et al., 2009] ne montrent pas d'augmentation des taux de dénudation alpins au Pliocène. Ce résultat pourrait toutefois être attribué à la résolution insuffisante de la méthode-même de mesure par trace de fission sur zircon et à l'imprécision des limites de la ZRP [Tagami and Shimada, 1996], [Tagami et al., 1998].

- (2) [Willenbring and Blanckenburg, 2010] considère également une stabilité à l'échelle mondiale des taux d'érosion et de l'altération chimique depuis le Miocène Moyen jusqu'à aujourd'hui.

Le CO_2 est en effet prélevé à l'atmosphère lors de l'altération chimique des roches silicatées ou lors de l'enfouissement de carbone organique. Les zones tectoniquement actives sont généralement caractérisées par une altération chimique importante. Même si l'on ne connaît pas exactement les mécanismes liant érosion physique et altération chimique, il est admis que ces processus sont corrélés positivement, une forte érosion mécanique favorisant l'altération chimique. Les hauts reliefs, tels que ceux des zones d'*uplift* sont donc souvent couplés à d'intenses taux d'altération chimiques, d'érosion et de dénudation. De plus, une fraction significative de CO_2 atmosphérique est également séquestrée par

la biosphère sous forme de carbone organique dans les bassins environnant les chaînes de montagne. Une baisse significative des concentrations en CO_2 atmosphérique est donc attendue suite à une forte augmentation des taux d'érosion. Or, les proxies paléoclimatiques n'imaginent aucune réduction des concentrations en CO_2 atmosphérique (fig. 2.29).

La hausse des taux de sédimentation à 5 Ma (fig. 2.29) ne serait, d'après ces auteurs, qu'apparente, la technique même de mesure introduisant des biais dans les estimations :

- par le fait que les taux de sédimentation sont généralement mesurés dans des zones où la sédimentation se poursuit, et, ce à des taux souvent fort,
- selon l'échelle d'étude sur laquelle ces taux sont mesurés,
- selon le taux de préservation des sédiments (difficilement quantifiable),
- par le fait que les taux de sédimentation sont rarement mesurés sur des intervalles de temps constants à travers une section stratigraphique, ce qui tend à avoir une décroissance des taux plus l'âge est élevé.

[Willenbring and Blanckenburg, 2010] admettent toutefois la possibilité que les Alpes aient subi des taux d'érosion très forts sur les derniers 5 Ma (fig. 2.30).

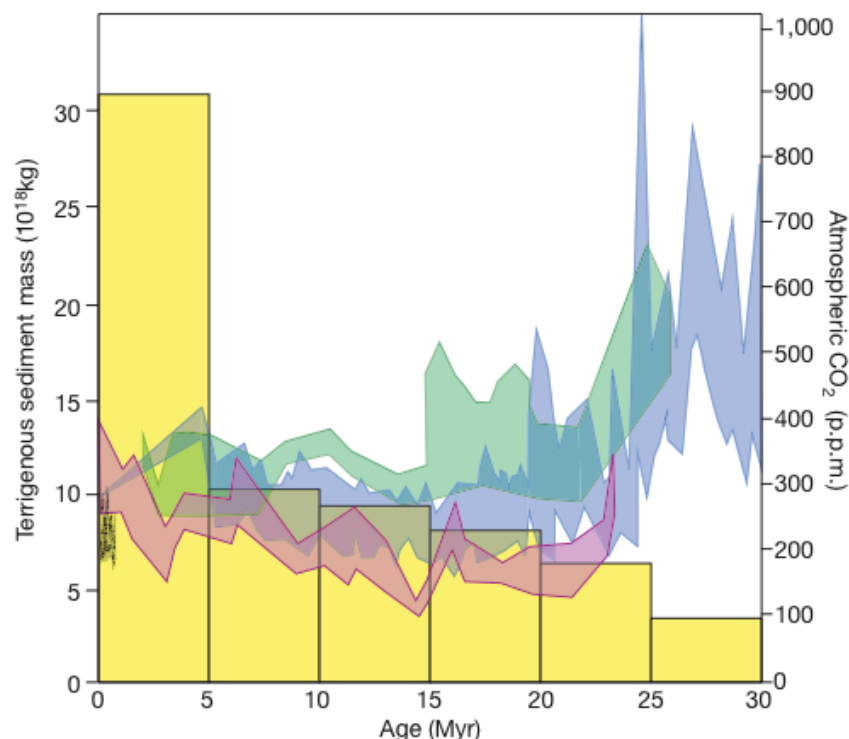


FIGURE 2.29 – Comparaison entre l'accumulation de sédiments terrigènes dans les océans (diagramme en barres) d'après [Hay et al., 1988] et l'évolution des concentrations de CO_2 atmosphérique à travers le Cénozoïque. Les courbes de CO_2 incluent des données issues de foraminifères planctoniques (violet), de plantes (vert), d'alkenones (bleu) et de carottes de glace en Antarctique (noir). La sédimentation semble avoir triplé depuis 5 Ma tandis que les courbes de CO_2 atmosphériques montrent des concentrations contradictoires car constantes depuis le Miocène moyen jusqu'à aujourd'hui. [Willenbring and Blanckenburg, 2010]

- (3) une tendance inverse, une baisse des taux d'exhumation autour de 5 Ma, est même mentionnée par [Glottbach et al., 2011] (fig. 2.2). Les taux d'exhumations alpins augmentent jusqu'à 2 mm/an mais de manière locale, et beaucoup plus tardivement (autour de 1.7Ma).

Pour résumer, la majorité des auteurs attachent au Plio-Pléistocène des variations (à la fois mondiales et alpines) des taux d'érosion, taux d'exhumation et de sédimentation. Si, quantitativement, ces estimations sont cohérentes entre elles, démontrant un équilibre entre taux d'érosion et taux de sédimentation, l'origine (tectonique vs climatique) de ces variations reste sujette à différentes hypothèses selon les auteurs qui valident l'hypothèse de ces variations.

L'augmentation des flux sédimentaires alpins au Pliocène (3cm/Ma à 6cm/Ma) serait ainsi liée :

- au refroidissement global et glaciations naissantes [Hinderer, 2001], [Ehlers and Gibbard, 2007],
- à l'augmentation de l'amplitude et de la fréquence des oscillations climatiques comme en témoigne l'enregistrement isotopique des océans [Zhang et al., 2001], [Molnar, 2004]) bien que la variabilité climatique change plutôt autour de 4 à 3Ma,

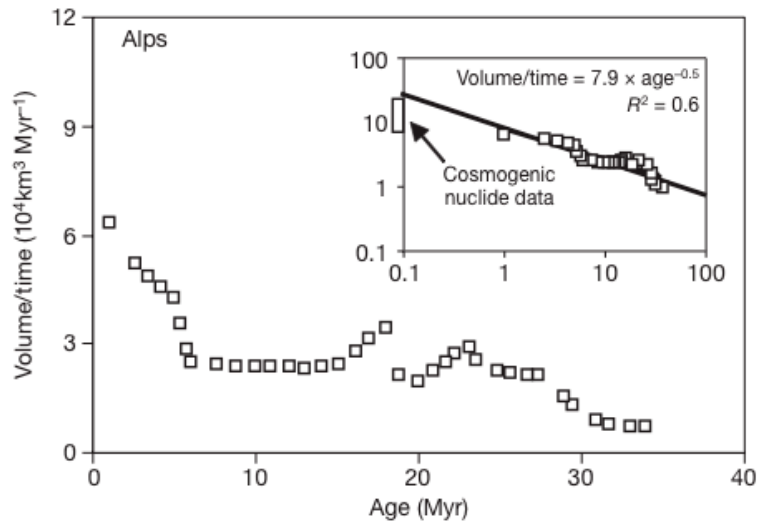


FIGURE 2.30 – Taux d'érosion volumétrique dans les Alpes Européennes (Alpes Orientales et Occidentales) pour les derniers 40 Ma [Willenbring and Blanckenburg, 2010]. Ces taux sont estimés à partir de mesures d'accumulation sédimentaire dans les bassins autour des Alpes, corrigées de la compaction. En encart (graphique aux coordonnées logarithmiques), l'interpolation des mesures d'isotopes cosmogéniques fournissent une estimation du taux de dénudation à l'échelle du dernier millénaire à l'intersection avec l'axe des ordonnées. Ce taux est en accord avec les taux mesurés par ([Kuhlemann and Kempf, 2002] et [Wittmann et al., 2007] reportés par un rectangle noir sur l'axe des ordonnées pour comparaison. Cette figure cherche à établir une relation spatiale et temporelle des taux d'érosion. Elle se base sur la loi postulant que les taux de sédimentation décroissent avec l'âge géologique : taux de sédimentation = constante $\times \text{âge}^{\gamma-1}$ où $\gamma-1$ constitue la pente dans un graphique aux coordonnées logarithmiques.

- et/ou à une récente augmentation des taux de soulèvement des grandes orogènes [Raymo and Ruddiman, 1992], [Kuhlemann and Kempf, 2002]. Cette exhumation serait liée à l'augmentation des précipitations en Europe [Cederbom et al., 2004] étant donné les coïncidences temporelles entre l'accélération Mio-Pliocène de l'exhumation dans les Alpes occidentales et la fermeture de l'isthme de Panama ainsi que la réorganisation associée des courants océaniques atlantiques.

Notons toutefois que l'augmentation des taux de sédimentation et des taux d'érosion au Pliocène est réfutée par [Willenbring and Blanckenburg, 2010], considérant ces taux stables à l'échelle mondiale depuis le Miocène moyen. Dans les Alpes, l'augmentation globale pliocène des taux de dénudation n'est pas si évidente selon [Bernet et al., 2009], ni celle des taux d'exhumation selon [Glotzbach et al., 2011].

2.3.4.2.2 Evolution de la décharge des Alpes depuis 30 Ma

En zoomant sur les budgets des Alpes suisses et occidentales, [Kuhlemann and Kempf, 2002] a distingué la quantité de sédiments déchargée vers le Nord et l'Ouest, de celle drainée vers le Sud et l'Est (fig. 2.31).

On s'aperçoit alors que ces décharges, même si elles suivent une évolution qualitative grossièrement similaire, ont une tendance inverse sur 2 périodes, fin Burdigalien (17-18Ma) et à la limite Serravalien/Tortonien (12-11Ma). En effet, tandis que la décharge vers le Sud et l'Est augmente fin Burdigalien, la quantité de sédiments transportés vers le Nord et l'Ouest diminue. Jusqu'à cette date, les bassins NO et SE ont reçu une quantité de sédiment à peu près égale. A l'inverse, à partir du Tortonien, autour de 11-12Ma, les flux dirigés vers le Nord et l'Ouest augmentent tandis que les flux vers le Sud et l'Est diminuent. Les bassins du NO bénéficieront d'une quantité de sédiments alors deux fois supérieures à celle distribuée au SE.

Ces tendances seraient dues, d'après [Kuhlemann and Kempf, 2002], à la réorganisation tectonique et morphologique majeure des Alpes (fig. 2.27) vers 17Ma [Frisch et al., 1998], puis à l'extension des aires de capture au Nord et à l'Ouest, synchrone d'une réorganisation tectonique et morphologique des Alpes occidentales et centrales vers 11Ma.

Mais comment expliquer la réduction continue du flux du Langhien au Tortonien vers le Sud alors même que le drainage Rhodanien s'installe dès le Burdigalien Supérieur pour ne jamais cesser depuis ? En effet, dans le bassin d'avant-pays Rhodano-Provençal, se déposent d'abord les Molasses puis les séries continentales (fig. 2.27) et, juste avant la crise de salinité messinienne, tout ce bassin est continentalisé, la ligne de côte se trouvant au-delà de Marseille au Sud (comm. pers. J.-L. Rubino).

A partir du volume de sédiment issu des Alpes orientales estimé pour chacun des bassins adjacents par [Kuhlemann et al., 2001] (fig. 2.32), nous avons pu extraire la décharge vers le delta du Rhône (data à 50% d'erreur près),

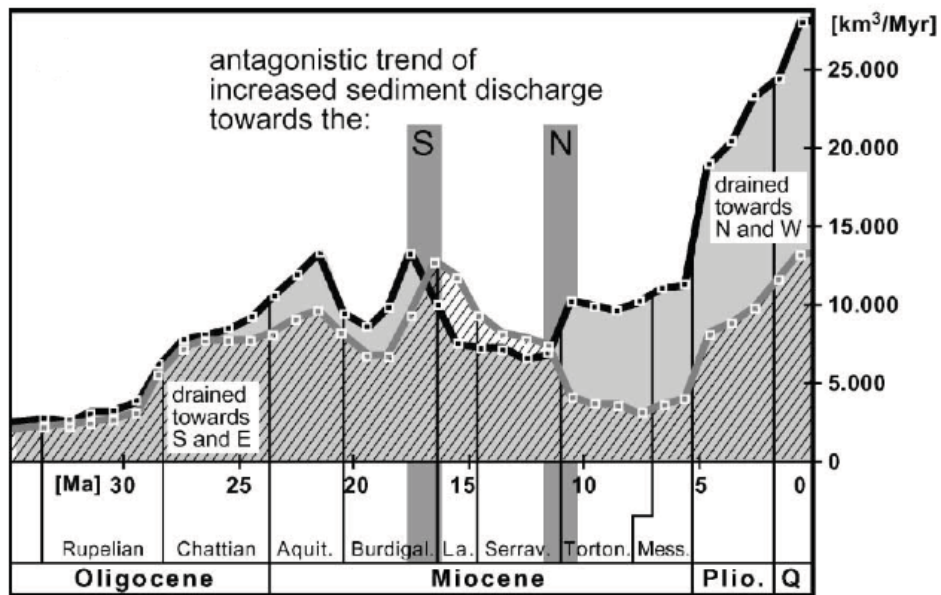


FIGURE 2.31 – Distinction des budgets sédimentaires depuis l'Oligocène dans les Alpes suisses et les Alpes occidentales selon l'orientation de la décharge. En hachuré, la partie du budget distribuée vers le Sud et l'Est, en grisé, celle distribuée vers le Nord et l'Ouest [Kuhlemann and Kempf, 2002].

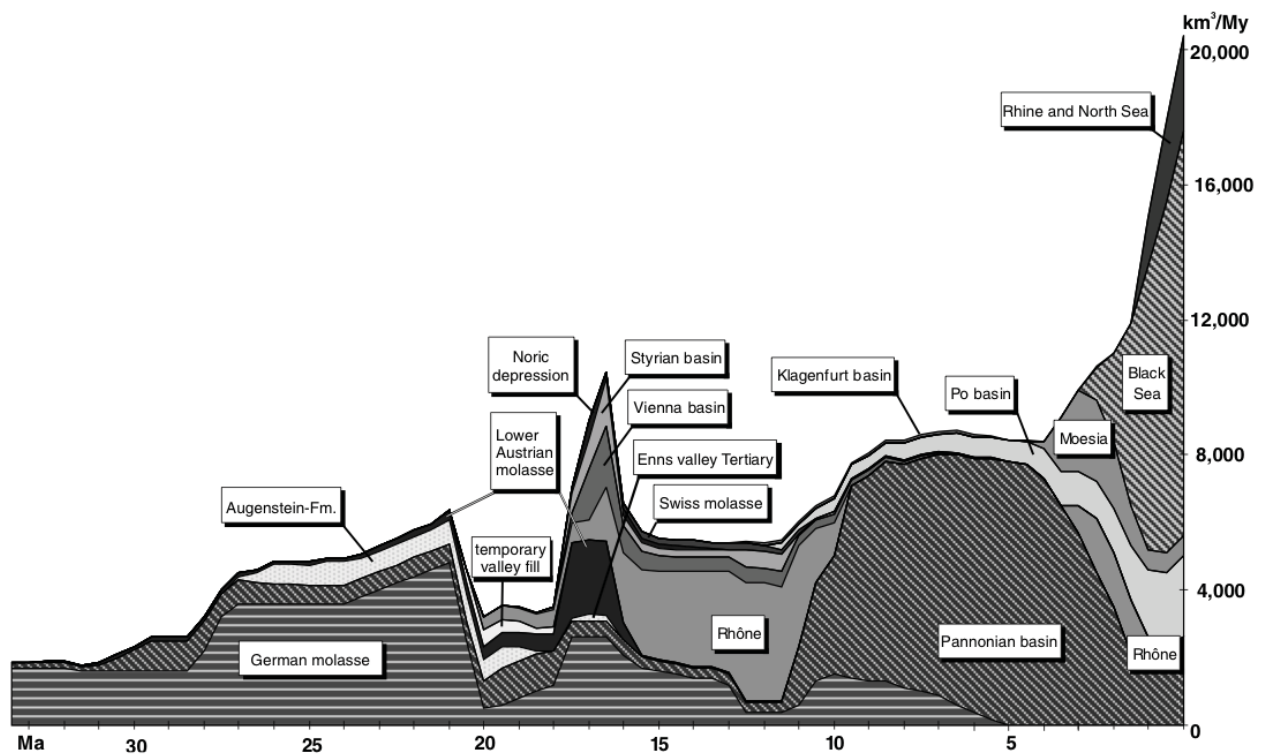


FIGURE 2.32 – Volume de sédiments déchargés par les Alpes Orientales dans les bassins adjacents [Kuhlemann et al., 2001].

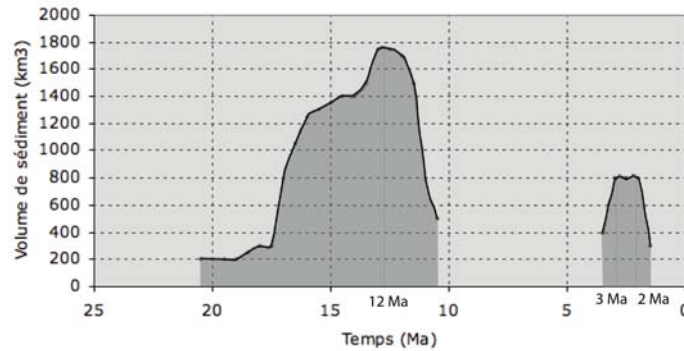


FIGURE 2.33 – Evolution quantitative de la décharge des Alpes orientales dans le delta du Rhône. Ces données ont été calculées et tracées d'après les tableaux de données de [Kuhlemann et al., 2001].

puisque c'est elle qui nous intéresse plus particulièrement (fig.2.33).

On s'aperçoit alors que l'apport sédimentaire des Alpes orientales y est maximum entre le Burdigalien et le Tortonien, vers 12Ma. Cette période correspondant au remplissage (dépôt supérieur de Molasse) du bassin d'avant pays (fig. 2.27).

La décharge révèle également un pic à la limite Pliocène-Pléistocène (vers 2.5Ma), lorsque les sources du Rhin alpin étaient tributaires du Rhône d'après [Kuhlemann et al., 2001].

2.3.4.2.3 Les fleuves pyrénéo-languedociens au Quaternaire

Même si les bassins versants des fleuves du Languedoc-Roussillon sont petits par rapport à celui du Rhône (fig. 2.25), leurs apports solides pendant les crues sont très importants car leur pente est forte sur une bonne partie de leur cours. Leur régime, torrentiel, fait que le débit solide de l'Aude correspond à 1/10ème de celui du Rhône alors que son bassin versant est 20 fois plus petit ; en d'autres termes l'Aude est 2 fois plus chargée que le Rhône. D'où l'intérêt d'étudier les budgets potentiels terrestres de ces plus "petits" fleuves pyrénéens.

A ce sujet, [Tesson et al., 2005] identifie un complexe de paléovallées quaternaires incisant le Pliocène du Golfe du Lion au niveau du littoral du Languedoc-Roussillon. Ce complexe montre deux vallées principales :

- l'une reliée aux fleuves Aude et Orb au niveau du littoral languedocien suivant un axe Nord-Sud,
- l'autre reliée à l'Agly, au niveau du Roussillon et suivant un axe Ouest-Est.

Ces 2 paléovallées se rejoignent ensuite à quelques dizaines de km de la côte actuelle en face de Leucate et sont directement connectées aux séquences de dépôts du Quaternaire supérieur sur la plate-forme moyenne-externe. Aucun lien direct en revanche n'a été trouvé entre ce complexe de paléovallées et la rivière Hérault plus à l'Est, ni avec les fleuves pyrénéens Têt et Tech. Il semble donc que les sédiments contribuant à la croissance quaternaire du plateau du Golfe du Lion soient principalement délivrés par 2 sources : le bassin versant du Rhône et celui des fleuves Aude, Orb et Agly. Les rivières les plus méridionales du Roussillon, le Têt et le Tech, n'auraient que peu d'influence sur le développement quaternaire du plateau.

2.3.4.2.4 Tectonique Pyrénéenne

En ce qui concerne l'histoire géologique et géodynamique pyrénéenne, modifiant potentiellement les budgets sédimentaires des bassins versants en aval, nous pouvons mentionner d'après [Banda and Wickham, 1986] sur la période de temps qui nous concerne :

- A l'Eocène, les Pyrénées sont exhumées de manière relativement uniforme [Fitzgerald et al., 1999].
- Par la suite, la chaîne subit un effondrement post-orogénique (bassins d'effondrement à l'Est de la chaîne) à mettre en relation avec l'amincissement crustal au niveau du Golfe du Lion et l'ouverture du graben de Valence.

Au cours du Néogène, deux phases de déformation sont établies : l'une à l'Oligocène, l'autre au Pliocène. L'orogène est ainsi soulevée et fortement attaquée par l'érosion à deux reprises, ces deux phases entraînant respectivement les épandages molassiques d'avant-pays et les grands cônes alluviaux de pieds de chaîne. Ces soulèvements ont également pour conséquence plusieurs surfaces d'aplanissement rencontrées à des altitudes très différentes (3000 à 100m) et s'abaissant vers l'Est : il s'agit de la surface pontienne à la fin du Miocène et la surface villafranchienne à la fin du Pliocène.

- L'*uplift* oligocène est démontré sur l'ensemble de la chaîne pyrénéenne. Les modèles thermiques d'AFT indiquent en effet un refroidissement rapide au niveau des Pyrénées Centrales et débutant vers 30-35 Ma. Ce refroidissement

baisse brutalement autour de 25-30 Ma, puis se poursuit avec un taux moindre jusqu'à 15 Ma [Metcalf et al., 2009]. Le début de l'exhumation du Massif du Canigou (Pyrénées orientales), liée à la réactivation en faille normale de l'accident du Têt lors de l'ouverture du Golfe du Lion, est daté à 26-27 Ma par la méthode des traces de fission sur apatite [Maurel et al., 2002]. L'exhumation serait, là aussi, rapide et se poursuivrait jusqu'à l'Aquitainien (21 Ma) à un taux de 0.29 +/- 0.07 mm/an, puis baisserait drastiquement. L'évolution ultérieure serait marquée par des périodes de dénudation, nécessairement plus lentes pour rendre compte des quantités totales d'exhumation [Maurel et al., 2002]. Depuis le Miocène Moyen jusqu'à aujourd'hui, [?] rapporte en effet des taux d'exhumation moyen de 0.1 à 0.15 mm/an à partir de l'incision de rivière. La fin (ou faiblesse) de l'activité de la faille du Têt et la baisse des taux d'exhumation fin-Burdigalien seraient simultanée de la fin de la formation du Bassin de Méditerranée occidentale, une fois la rotation anti-horaire du bloc Corso-Sarde achevée [Maurel et al., 2002]. Selon [Fitzgerald et al., 1999], sur le flanc Sud de la zone axiale pyrénéenne, l'exhumation serait également très rapide début Oligocène, suivie par un ralentissement brutal à l'Oligocène moyen. 2-3 km auraient été exhumés depuis le Miocène moyen. Il en résulterait une re-excavation depuis la fin du Miocène jusqu'à aujourd'hui.

- L'*uplift* fin-Miocène/début Pliocène est également repéré sur l'ensemble de la chaîne. Les modèles thermiques d'AFT dans les Pyrénées Centrales enregistrent en effet un refroidissement rapide, probablement dû à la re-excavation du flanc Sud de l'orogène pyrénéenne [Metcalf et al., 2009]. Sur la pente Nord du massif du Canigou, [Philip et al., 1992] considèrent aussi une phase finale d'*uplift*, contemporaine de l'assèchement au Messinien. Une surrection des Pyrénées orientales est également supposée et datée par thermochronologie autour de 10-12 Ma [Gunnell et al., 2009] coïncidant avec le volcanisme catalan et l'ouverture de bassins intramontagneux enregistrant des flux réguliers de sédiments clastiques plus grossiers entre 10-12 Ma et 5.5-6 Ma [Calvet and Gunnell, 2008]. Cet *uplift* et une incision des vallées post-Tortonniennes ont bien été enregistrés au sein de l'ensemble de la chaîne pyrénéenne, mais sans lien systématique ou exclusif avec la crise de salinité messinienne [Calvet and Gunnell, 2008]. Ce soulèvement aurait donc une cause purement thermique.

On peut toutefois noter d'après [Gunnell et al., 2009] que les Pyrénées orientales auraient atteint un état de pénélaine précoce par rapport aux Pyrénées occidentales, où la persistance de hauts reliefs ont engendré une érosion plus tardive à l'Ouest et les dépôts de piedmont miocènes y sont beaucoup plus importants qu'à l'Est.

- Actuellement, l'érosion débutée à l'Eocène se poursuit. Cette érosion, régénérée par l'exhumation depuis le Miocène moyen et l'excavation qui s'ensuit, est très forte. Les pyrénées subissent également des ajustements isostatiques et des étirements post-cinématiques.

Les contextes géodynamique et climatique étant posés, et, le premier point clé de notre travail, les flux, ayant été explicités, abordons maintenant le second point clé de notre étude : la subsidence. Pourquoi s'y intéresser et vouloir le quantifier ?

2.4 La Subsidence des marges

Le rifting, à l'origine de toute marge passive, génère une subsidence. Celle-ci apparaît comme le phénomène géodynamique qui ouvre un espace à la sédimentation sur les marges passives. Une conséquence de cette subsidence est le dépôt sur le socle continental d'une épaisse couverture sédimentaire. Les morphologies sous-marines des marges sont donc le reflet d'une double influence, à la fois structurale (le rifting) et sédimentaire. Les effets de cette double influence se font d'ailleurs sentir tout au long de l'évolution des marges passives. La subsidence en est l'acteur et le témoin.

L'espace qui s'ouvre à la sédimentation peut-être créé par compensation isostatique (Airy, Pratt) ou par flexure de la croûte.

2.4.1 Compensation isostatique locale et régionale

Le principe d'Isostasie est un principe d'équilibre entre les diverses masses constituant l'enveloppe terrestre. Selon ce principe, il existe une surface virtuelle sphérique, dite de compensation (fig. 2.36), au niveau de laquelle les différentes enveloppes de roches sus-jacentes exercent toujours la même pression, et ceci, quelles que soient les variations topographiques de surface. C'est ce principe qui engendre les mécanismes de subsidence ou d'exhumation, selon la densité et l'épaisseur des différentes couches structurales.

2.4.1.1 Principes d'isostasie locale

2.4.1.1.1 Modèle d'isostasie locale d'Airy

L'isostasie fut formalisée pour la première fois par Airy au XIXème siècle. Dans ce modèle (fig. 2.34), un niveau d'équilibre ou de compensation existe au sein du manteau. En tout point de ce niveau, la pression est constante.

Lors d'une variation de la charge sédimentaire due à une sédimentation ou à une érosion, les pressions s'équilibrent instantanément afin de maintenir l'équilibre. Dans le cas de sédiments immergés, ce modèle prédit une subsidence isostatique instantanée égale à environ 50 à 65% de la variation de l'épaisseur de la couche sédimentaire. Une sédimentation d'une couche de 100 m d'épaisseur engendre ainsi une subsidence instantanée de l'ordre de 50 à 65 m.

$$Z = \frac{\rho_s - \rho_w}{\rho_m - \rho_w} \cdot E_{sed}$$

avec :

Z : subsidence isostatique (en m)

E_{sed} : épaisseur de la couche sédimentaire (en m)

ρ_s : masse volumique des sédiments (2200 kg.m⁻³)

ρ_m : masse volumique du manteau (3300 kg.m⁻³)

ρ_w : masse volumique de l'eau (1000 kg.m⁻³)

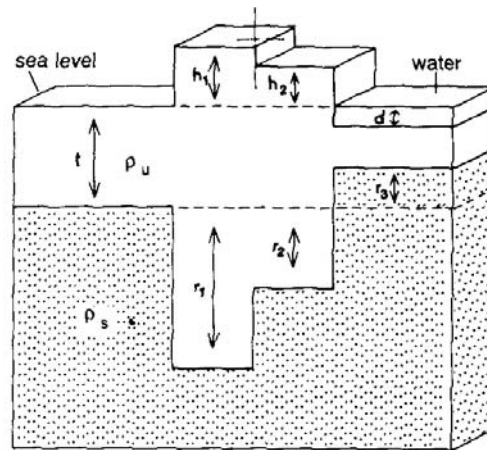


FIGURE 2.34 – Illustration schématique du modèle d'isostasie locale d'Airy. La couche supérieure a une densité ρ_u , et le substratum une densité ρ_s . [Fowler, 1997].

La compensation isostatique d'Airy est réalisée par des variations de l'épaisseur des couches supérieures par rapport à la surface de compensation. Les montagnes ont ainsi des racines crustales et les bassins des anti-racines. Ce principe d'isostasie locale d'Airy ne permet d'obtenir qu'une approximation de la subsidence isostatique. En particulier, cette estimation ne tient pas compte des caractéristiques géométriques et rhéologiques de la croûte et du manteau. Différents modèles ont été développés pour affiner la prédiction de la subsidence isostatique.

2.4.1.1.2 Modèle d'isostasie locale de Pratt

Dans le modèle de Pratt, la compensation isostatique est réalisée par des variations latérales de densités (fig. 2.35). Le matériel sous les montagnes est ainsi moins dense que celui sous les océans.

2.4.1.2 Exemple d'application

Partant du principe de compensation isostatique, différents réajustements isostatiques attendus de différents processus géologiques sont illustrés sur la fig. 2.36.

Ainsi, à partir d'une situation initiale (1) de référence avec ρ_c et h_{1c} , et ρ_m et h_{1m} les densités et épaisseurs respectives de la croûte et du manteau :

- (2) si la croûte s'amincit, l'eau sus-jacente de densité $\rho_e < \rho_c$ implique un défaut de charge qui sera compensé par une remontée mantellique. L'exhumation (dm) est théoriquement calculable en connaissant l'amincissement ($h_{1c} - h_{2c}$), la hauteur d'eau (h_{2e}) et les densités des différentes enveloppes. D'après l'égalité 2.4 :

$$(h_{1c} \cdot \rho_c) + (h_{1m} \cdot \rho_m) = (h_{2e} \cdot \rho_e) + (h_{2c} \cdot \rho_c) + (h_{2m} \cdot \rho_m) \quad (2.4)$$

on aura :

$$(h_{1c} \cdot \rho_c) + (h_{1m} \cdot \rho_m) = (h_{2e} \cdot \rho_e) + (h_{1c} - h_{2e} - dm) \rho_c + (h_{1m} + dm) \cdot \rho_m$$

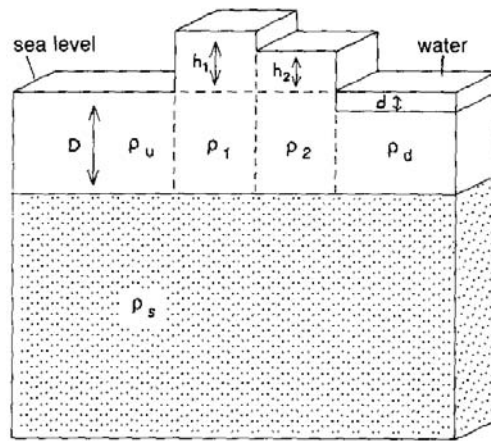


FIGURE 2.35 – Illustration schématique du modèle d’isostasie locale de Pratt. Densité de l’eau : ρ_w , densité du substratum : ρ_s , densités de la couche supérieure sous les montagnes : ρ_1 et ρ_2 de hauteurs respectives h_1 et h_2 , densités de la couche supérieure sous les océans ρ_d de hauteur d , densité de la couche supérieure à terre au niveau de la mer ρ_u , compensation isostatique : D . [Fowler, 1997].

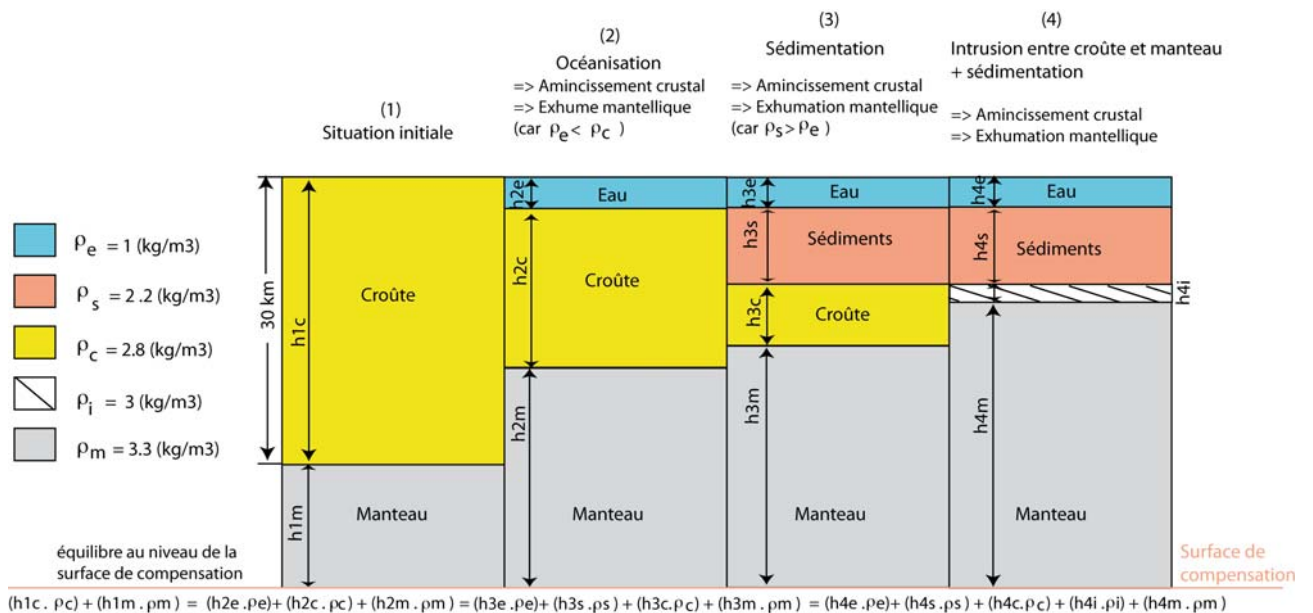


FIGURE 2.36 – Illustration schématique des mouvements verticaux dans différents cas de figure géologiques. Explications dans le texte.

$$(h1c.\rho c) + (h1m.\rho m) = (h2e.\rho e) + (h1c.\rho c) - (h2e.\rho c) - (dm.\rho c) + (h1m.\rho m) + (dm.\rho m)$$

$$(dm.\rho m) - (dm.\rho c) = -(h2e.\rho e) + (h2e.\rho c)$$

$$dm = \frac{h2e(\rho c - \rho e)}{\rho m - \rho c}$$

L'application numérique donne :

$$dm = h2m - h1m = h2e \cdot 3.6 = 10.8$$

$$\text{et } h2c = 30 - 10.8 - 3 = 16.2 \text{ km}$$

Ainsi, avec une hauteur d'eau de 3 km ($h2e$) et les densités indiquées sur la fig. 2.36, la croûte initialement épaisse de 30 km ($h1c$) s'amincira jusqu'à 16.2 km et l'exhumation du manteau sera de 10.8 km.

• (3) le dépôt de sédiments dans un bassin entraîne une surcharge qui sera compensée par une remontée du manteau. Cette exhumation sera plus faible que dans le cas (2), la densité des sédiments étant supérieure à celle de l'eau.

Cette remontée ($d3 = h3m - h1m$) est quantifiable d'après l'égalité 2.5 :

$$(h1c.\rho c) + (h1m.\rho m) = (h3e.\rho e) + (h3s.\rho s) + (h3c.\rho c) + (h3m.\rho m) \quad (2.5)$$

soit :

$$- d3.\rho m = (h3e.\rho e) + (h3s.\rho s) + (h3c.\rho c) - (h1c.\rho c)$$

$$- d3.\rho m = (h3e.\rho e) + (h3s.\rho s) + ((h1c - h3e - h3s - d3).\rho c) - (h1c.\rho c)$$

$$- d3.\rho m = (h3e.\rho e) + (h3s.\rho s) + ((h3e - h3s - d3).\rho c)$$

$$(- d3.\rho m) + (d3.\rho c) = h3e.(\rho e + \rho c) + (h3s.(\rho s - \rho c))$$

$$d3 = \frac{h3e.(\rho e + \rho c) + h3s.(\rho s - \rho c)}{\rho c - \rho m}$$

Si l'on a une épaisseur de sédiments de 8 km, d'eau de 3 km, l'application numérique donne :

- une exhumation mantellique de 13.2 km

- un amincissement crustal de $13,2 + 8 + 3$ soit 24,8 km pour une nouvelle épaisseur de croûte de 5.2 km.

(4) la pile sédimentaire est identique mais des mélanges s'effectuent entre croûte et manteau. Une intrusion (de densité ρi intermédiaire entre celle de la croûte et du manteau) remplace la croûte. Le rééquilibrage du manteau dépendra notamment de la densité et de l'épaisseur de l'intrusion.

Les configurations (3) et (4) sont typiques d'une structuration de marge passive et pourraient représenter la marge Golfe du Lion, mais également la marge angolaise [Moulin et al., 2005], [Gailler et al., 2009], [Moulin et al., 2012a]. Le schéma (3) correspondrait en effet au domaine à croûte continentale amincie et le schéma (4) au domaine à croûte atypique, situé en position intermédiaire entre le domaine à croûte continentale amincie et le domaine à croûte océanique. La nature de cette croûte atypique, toujours inconnue, a été suggéré être :

- de la croûte supérieure,

- du manteau exhumé [Lavier and Manatschal, 2006],

- de la croûte inférieure [Aslanian et al., 2009] et [Huismans and Beaumont, 2011],

- une intrusion (mélange croûte/manteau) [Aslanian et al., 2009].

Or, les vitesses sismiques dans cette croûte, déduites des données de sismique réfraction, s'avèrent différentes de celles observées dans la croûte supérieure ou le manteau, invalidant les hypothèses d'une nature mantellique ou de croûte supérieure [Gailler et al., 2009]. Cela conforte l'hypothèse d'une intrusion ou bien d'une croûte inférieure [Aslanian and Moulin, 2012], cette dernière possibilité ayant d'ailleurs été récemment modélisée par [Huismans and Beaumont, 2011] avec un fluage de la croûte inférieure.

Ces schémas (simplificateurs) sur la fig. 2.36 ne tiennent compte que d'une compensation locale (Airy dans les configurations (2) et (3), Pratt dans la configuration (4)). Dans la réalité, le comportement des différentes couches structurales n'est pas aussi simple. Il faut prendre en compte que la croûte réagit à plus ou moins grande longueur

d'onde. Elle se flexure sous l'effet d'une charge avec des réajustements isostatiques dépendants des propriétés rhéologiques des couches. Le principe d'Airy ne prend en considération que la charge sédimentaire locale. L'isostasie prédite par le modèle d'Airy est ainsi très forte au centre du bassin et nulle aux bords. Au contraire, le modèle élastique prend en compte la répartition régionale de la charge et cherche à uniformiser les contraintes et les déformations subies par la croûte. Des modèles de comportement élastique de la croûte ont été proposés, cherchant à quantifier au mieux et à reproduire ces réajustements dans l'espace. Ces modèles s'appliquent sur des échelles spatiales plus ou moins grandes et s'appuient sur différents postulats rhéologiques.

2.4.1.3 Flexure élastique ou modèle d'isostasie régionale

2.4.1.3.1 Modèle élastique

Le modèle élastique suppose que la croûte terrestre est assimilable à une plaque rigide élastique se déformant en accord avec la loi de Hooke [Turcotte and Schubert, 1982]. La déformation de la plaque est instantanée et proportionnelle à la contrainte appliquée. Dans le cas d'une charge théorique ponctuelle, le bassin sédimentaire se déforme en suivant une allure sinusoïdale amortie dont la géométrie dépend de deux paramètres : la rigidité flexurale D et le paramètre flexural ϕ .

$$D = \frac{E.H^3}{12.(1 - \nu^2)}$$

$$\text{et } \phi = \left[\frac{4D}{\rho_m - \rho_w} . g \right]^{\frac{1}{4}}$$

avec :

D : rigidité flexurale de la croûte (1021 à 1026 N.m)

E : module de Young (60 à 100 Gpa)

ν : coefficient de Poisson (0,25)

H : épaisseur élastique (10 à 80 km)

ϕ : paramètre flexural (25 à 250 km)

ρ_m : masse volumique du manteau (3300 kg.m⁻³)

ρ_w : masse volumique de l'eau (1000 kg.m⁻³)

g : accélération de la pesanteur (9,81 m.s⁻²)

L'épaisseur élastique équivalente H est définie par des modèles de flexure de lithosphère liée à une charge, mais cette épaisseur n'est pas directement mesurable. Elle est obtenue par calculs et/ou modélisations. A charges égales, la flexure de la lithosphère est différente selon H . Plus H est grande, plus la déformation s'effectue sur de grandes longueurs d'onde et à plus faible profondeur.

2.4.1.3.2 Modèle visco-élastique

Dans le cas de la flexure visco-élastique [Turcotte and Schubert, 1982], la plaque se comporte initialement comme une plaque élastique de forte épaisseur, avec une faible subsidence et un bombement périphérique éloigné. L'équilibre visqueux de la plaque induit une diminution des contraintes au cours du temps suivant une loi de relaxation exponentielle, et se caractérise par une subsidence augmentant de plus en plus au centre du bassin et un bombement périphérique se rapprochant du lieu d'application de la charge sédimentaire. Le temps de relaxation des contraintes est défini par la relation de Maxwell [Turcotte and Schubert, 1982], faisant intervenir la viscosité et le module de Young de la lithosphère.

$$T = \frac{3\mu}{E}$$

avec

T : temps de relaxation (de l'ordre de 20 000 à 200 000 ans)

μ : viscosité de la lithosphère (de l'ordre de 1019 à 1020 Pa.s)

E : module de Young (de l'ordre de 60 à 100 Gpa)

Cette relation viscoélastique peut être assimilée à une diminution progressive de l'épaisseur élastique de la lithosphère au cours du temps.

D'après [Granjeon, 1996], sur des durées très courtes, de l'ordre du millier ou de la dizaine de milliers d'années, le modèle élastique est applicable. Pour des durées supérieures à la dizaine de million d'années, il est possible de définir une épaisseur élastique apparente afin d'utiliser le modèle élastique. Pour des durées intermédiaires, de l'ordre de la centaine de milliers ou du million d'années, il est cependant nécessaire d'utiliser un modèle visco-élastique permettant de prendre en compte l'ajustement dynamique des contraintes au sein de la lithosphère. Dans notre logiciel de simulation stratigraphique *Dionisos*, nous avons la possibilité d'utiliser le modèle d'isostasie locale (Airy)

ou régional élastique en introduisant une épaisseur élastique apparente.

L'estimation de ce paramètre n'est toutefois pas facile. L'ordre de grandeur et la méthode de calcul de cette épaisseur élastique est en effet discutée selon les auteurs. Ainsi [Watts and Burov, 2003] déterminent des valeurs de H relativement grandes pour la lithosphère continentale (80 km dans le bassin du Gange par exemple, de 50 à 60 km dans les Appalaches) et d'environ 50 km pour la lithosphère océanique. Selon [McKenzie, 2003], H varie avec des valeurs bien inférieures à celles de [Watts and Burov, 2003] : de 10 à 20 km (+/- 11 km).

2.4.2 Les modèles de formation des marges

2.4.2.1 Modèles conservatifs vs modèles non conservatifs

L'amincissement des marges passives et la transition d'un domaine à croûte continentale vers un domaine à croûte océanique, sont souvent expliqués par des modèles conservatifs d'étirement de la lithosphère dans lesquels l'intégralité du volume de croûte continentale est préservée (fig. 2.39). Parmi ces modèles, on distingue les modèles en cisaillement pur (fig. 2.37), basés sur les concepts de [McKenzie, 1978], et ceux en cisaillement simple (fig. 2.38), dérivés des idées de [Wernicke, 1985] et [Lister et al., 1986].

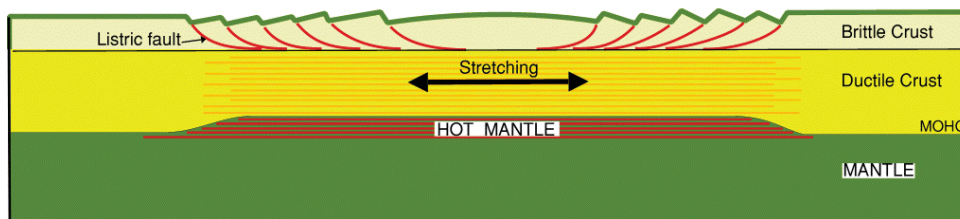


FIGURE 2.37 – Le modèle de McKenzie en cisaillement pur. <http://www.le.ac.uk/geology/art/gl209/lecture4/lecture4.html>

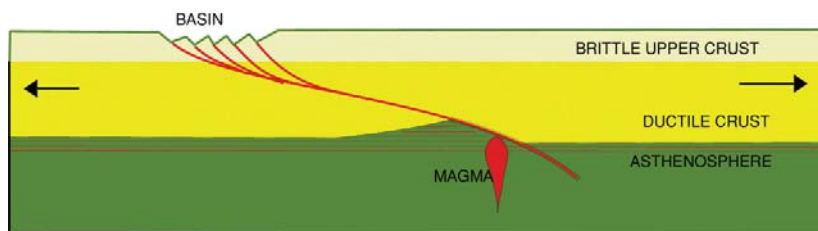


FIGURE 2.38 – Le modèle de Wernicke en cisaillement simple. <http://www.le.ac.uk/geology/art/gl209/lecture4/lecture4.html>

Les modèles en cisaillement pur (fig. 2.37) induisent une symétrie des marges homologues, ainsi qu'une extension de la croûte supérieure caractérisée par des blocs basculés [McKenzie, 1978].

Les modèles d'étirement en cisaillement simple avec un seul [Wernicke, 1985] (fig. 2.38) ou plusieurs [Lister et al., 1986] détachements lithosphériques, impliquent une extension asymétrique de la croûte supérieure cassante résultant en une croûte inférieure d'un côté de la marge et une croûte supérieure de l'autre côté.

Par la suite, de multiples combinaisons de ces 2 modèles ont été proposées, modèles impliquant toujours la conservation de l'intégralité de la croûte [Royden and Keen, 1980], [LePichon and Sibuet, 1981], [Beaumont et al., 1982b], [Boillot et al., 1987], [Lavie and Manatschal, 2006].

Les modèles conservatifs impliquent un mouvement extensif. Or, les structures extensives attendues ne sont que rarement observées sur les marges, comme l'avait déjà remarqué McKenzie [McKenzie, 1978] (hors contexte géodynamique particulier, comme celui de la marge de Galice). Seuls quelques blocs basculés sont clairement visibles sur les marges de l'Atlantique Sud telle que les marges angolaises et brésiliennes [Moulin et al., 2005], [Unternehm et al., 2010].

De plus, les modèles conservatifs nécessitent de considérer d'importants mouvements horizontaux (plus de 250 km par exemple pour les marges Brésiliennes et Angolaises) [Aslanian et al., 2009], [Aslanian and Moulin, 2012].

Or, l'amincissement crustal (de 30 km à 7 ou 10km) s'effectue sur des distances inférieures à 70 km (c'est par exemple le cas en Atlantique et au Spitzberg [Ritzmann et al., 2002], [Ritzmann et al., 2004], dans le Golfe de Gascogne [Thinon, 1999], [Thinon et al., 2003], sur la marge angolaise [Contrucci et al., 2004], [Moulin et al., 2005],

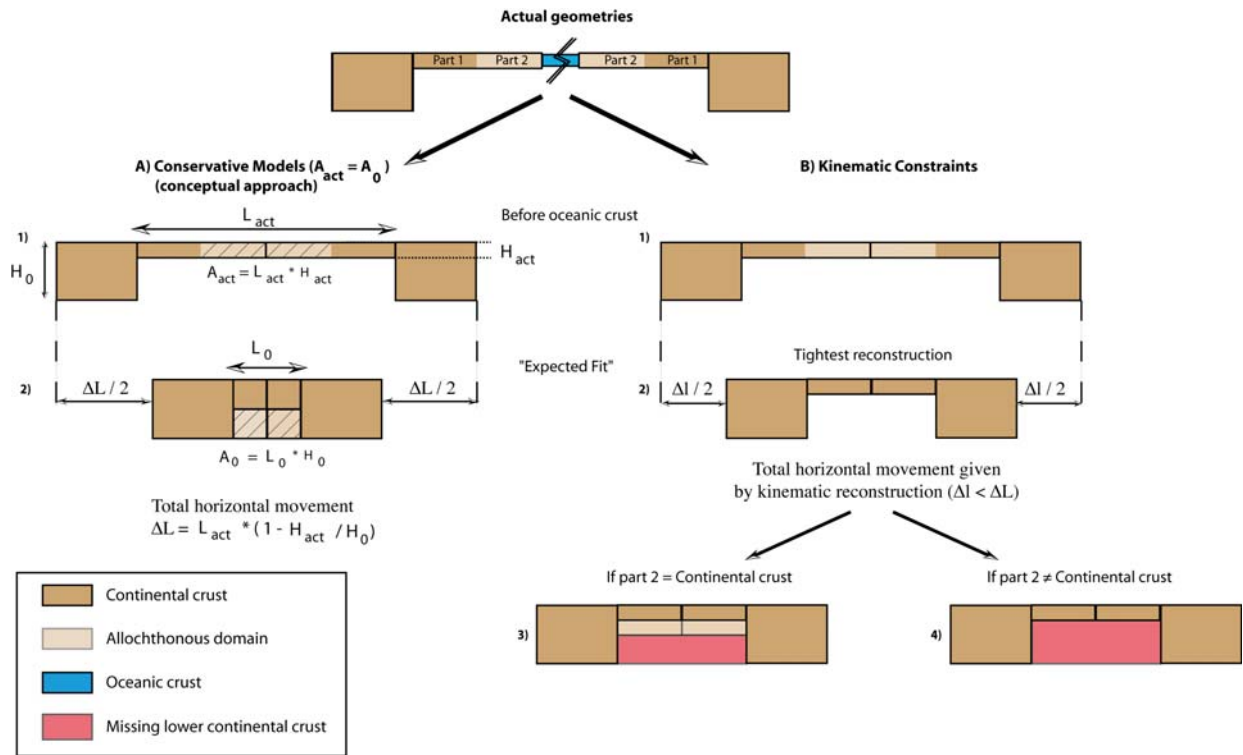


FIGURE 2.39 – Schéma simplifié des modèles conservatifs et non conservatifs de formation des marges continentales. [Aslanian and Moulin, 2012].

ou sur la marge marocaine [Labails, 2007].

Nous avons vu que les tentatives de reconstruction cinématique du bassin Liguro-Provençal contraignent les mouvements horizontaux et buttent sur un hiatus (fig. 2.10), rejetant l'idée d'un amincissement avec conservation de volume (fig. 2.11). Cela semble aussi être le cas des marges de l'Atlantique central et Atlantique Sud [Moulin et al., 2005], [Labails et al., 2009], [Aslanian et al., 2009], [Labails et al., 2010]. C'est pourquoi des modèles d'amincissement non conservatifs sont aujourd'hui proposés [Moulin et al., 2005], [Aslanian et al., 2009], [Aslanian and Moulin, 2012] (fig. 2.39). Ces modèles impliquent que l'essentiel de l'amincissement concerne la croûte inférieure avec un déplacement horizontal moindre. L'amincissement de la croûte continentale s'effectue alors par exhumation de la croûte inférieure dans la partie centrale du système. Mais cette exhumation ne permet pas, à elle seule, d'expliquer l'amincissement entier observé. Une partie de la croûte continentale est en effet manquante, ce qui suggère des échanges de matière croûte/manteau durant le processus d'amincissement ou bien que la croûte continentale inférieure flue vers les côtés du système [Huismans and Beaumont, 2011], [Aslanian and Moulin, 2012].

2.4.2.2 Position haute des marges pendant le rifting

Les mouvements verticaux accompagnant la genèse des marges continentales ont été quantifiés par [McKenzie, 1978] d'après une extension uniforme de la lithosphère. Ses courbes de subsidence théorique prédisent une subsidence (tectonique) initiale rapide (fig. 2.40) induite par l'amincissement crustal pendant le rifting. Elle est suivie d'une subsidence thermique *post rift* plus lente (fig. 2.41) liée au refroidissement de la lithosphère.

Ce modèle de subsidence n'est cependant pas toujours observé sur les marges [Steckler et al., 1988]. De plus, récemment, une surface d'érosion aérienne synrift (la surface d'érosion oligo-aquitaine), déjà observée à terre et par forage dans certains fossés, a été repérée sur la marge du Golfe du Lion, et ce, jusqu'au pied de la pente continentale actuelle, partout où des séries anciennes sont conservées. Lorsque les sédiments sont absents, le substratum présente à l'évidence les marques d'une érosion importante (surfaces aplanies, incisions). Cette érosion et la répartition des dépôts traduisent le fait que l'ensemble de la plate-forme du Golfe du Lion s'est maintenue dans une position haute à travers tout l'épisode de rifting, épisode scellé par la *break-up unconformity* [Bache et al., 2010]. Les auteurs suggèrent ainsi une subsidence syn-rift minimale et une subsidence post-rift "implicitement" importante étant donnée l'épaisseur de sédiment accumulée sur la marge (fig. 2.42).

L'observation d'une couche de sel synrift déposée en eaux peu profondes sur la marge angolaise [Moulin et al., 2005], [Aslanian et al., 2009] contraint la géométrie de la marge dans une position également haute pendant le rifting,

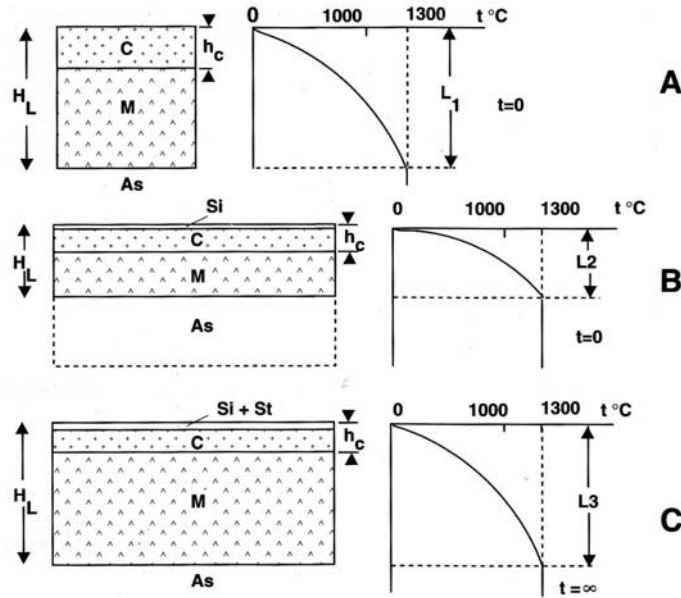


FIGURE 2.40 – Modèle simplifié de la subsidence tectonique provoquée par l’amincissement lithosphérique (rifting supposé instantané). As : Asthénosphère; C : croûte continentale; Hc : épaisseur de la croûte continentale; HL : épaisseur de la lithosphère; L : Lithosphère; Si : Subsidence initiale; St : Subsidence thermique. [McKenzie, 1978] (géotherme modifié par [Boillot and Coulon, 1998]).

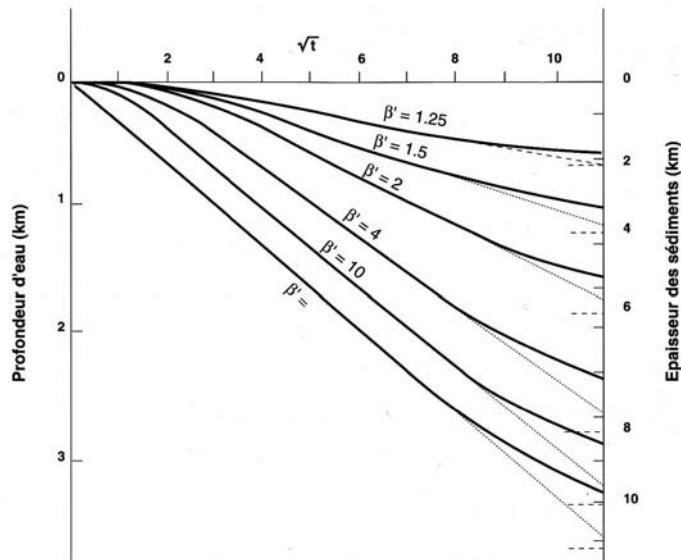


FIGURE 2.41 – Amplitude théorique de la subsidence thermique d’une lithosphère continentale selon le coefficient β' d’amincissement lithosphérique pendant le rifting. T : âge en Ma, compté à partir de la fin du rifting. Densité choisie pour les sédiments = 2.5. [McKenzie, 1978].

invalidant à nouveau les précédents modèles prédictifs de subsidence.

Le retard de subsidence et un amincissement extrême ont également été observés sur les marges Ibérie-Nouvelle Ecosse [?].

Ces observations remettent à nouveau en question les concepts classiques décrivant jusqu'ici les processus de rifting continental et de cassure de la lithosphère, à l'origine des marges passives.

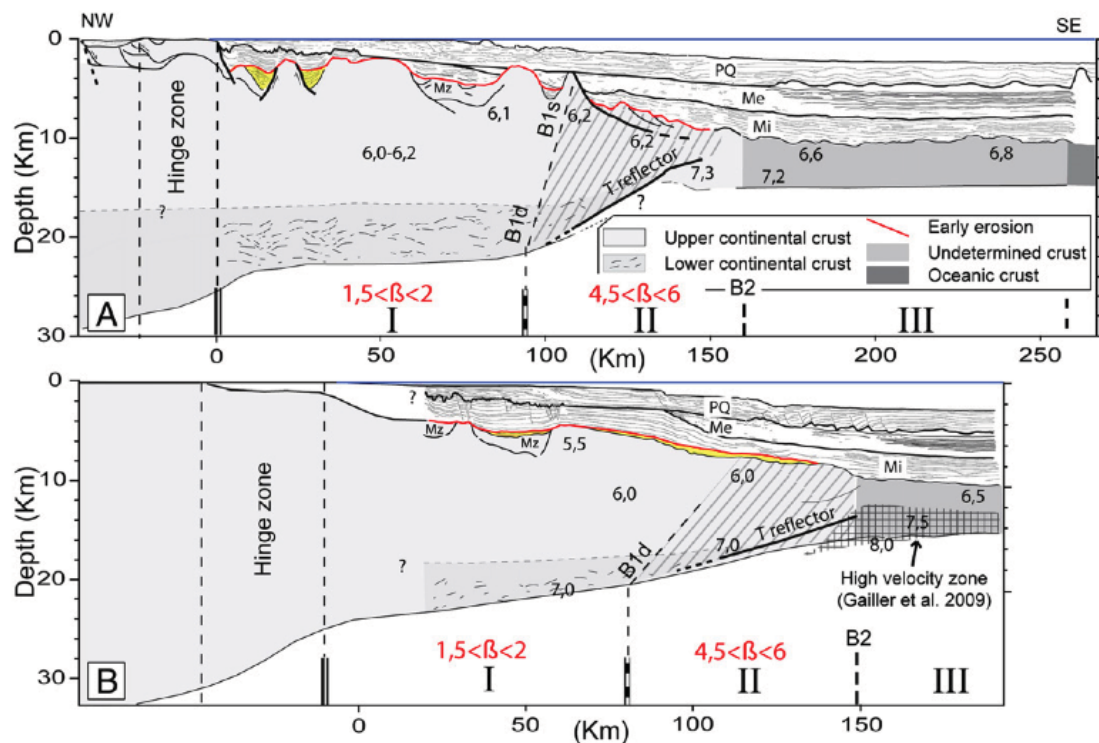


FIGURE 2.42 – Mise en évidence de la surface d'érosion oligo-aquitaine sur les *Line Drawings* des profils ECORS (A) et LRM16-Ligo20 (B) transformés en profondeurs. Les vitesses sont issues de [Pascal et al., 1993] et [Gailler et al., 2009] et la localisation de la base de la croûte de [Klingelhofer et al., 2008]. La pente de la croûte continentale (domaines I et II) est affectée par une érosion précoce (rouge). Le domaine I est caractérisé par une croûte continentale amincie et faiblement étirée qui contraste avec le domaine II (hachuré) caractérisé par une croûte continentale fortement amincie et étirée (zones à blocs basculés). PQ : Plio-Quaternaire. Me : Messinien. Mi : Miocène. Mz : Mésozoïque. [Bache et al., 2010].

La subsidence est un élément clé de la compréhension des mécanismes de formation des marges. En outre, si l'on veut établir les paléobathymétries et environnements de dépôts sédimentaires, il faut connaître l'histoire de la subsidence. Qu'en sait-on aujourd'hui dans le bassin Liguro-Provençal? Les études (notamment stratigraphiques) concernant les périodes de temps plus récentes nous éclairent-elles quant à la quantification de la subsidence post-rift?

2.4.3 Approches de la subsidence

2.4.3.1 Approche classique de la subsidence par rapport au modèle conceptuel de [McKenzie, 1978]

Cette approche utilise le *backstripping* qui consiste à décompacter et soustraire les dépôts sédimentaires afin d'avoir accès à la subsidence tectonique (fig. 2.40) et thermique (fig. 2.41 d'après les formulations de [McKenzie, 1978] (formules parfois légèrement modifiées [LePichon and Sibuet, 1981])). Traditionnellement, ces dernières permettaient de calculer la subsidence tectonique en fonction de β , le facteur d'étirement de la lithosphère, et la subsidence thermique en fonction de β' , le coefficient d'amincissement lithosphérique atteint à la fin du rifting. Ces concepts étant aujourd'hui remis en cause, les estimations de subsidence des études utilisant cette approche sont sujets à caution.

2.4.3.2 Autres Approches de la subsidence

2.4.3.2.1 Assimilation de réflecteurs à des droites

Si la subsidence est assimilable à un basculement des dépôts vers le large, il est possible de calculer le taux d'enfoncement en différents points de profils sismiques. Sur chacun des profils étudiés, chaque limite de séquence est assimilée à une droite dont on calcule l'équation (droite de régression). On peut alors calculer les taux ou angles de subsidence de chaque surface par rapport à la surface sus-jacente. Pour commencer le calcul, une surface de référence (judicieusement choisie selon l'échelle d'étude) doit être prise en référence. La physiographie actuelle de la marge (pentes moyennes du fond marin) peut constituer ce point de départ (cf [Rabineau, 2001] puis [Riboulot, 2006]).

2.4.3.2.2 Modélisations géodynamiques et stratigraphiques

Les modèles géodynamiques ont été développés pour expliquer l'évolution géologique des bassins sédimentaires. Ils montrent en 3D comment les interactions des processus géologiques et géodynamiques contrôlent la subsidence du bassin et la géométrie stratigraphique (cf [Meredith and Egan, 2002]). Des modèles flexuraux 3D de déformation de la lithosphère permettent de quantifier plus spécifiquement la réponse isostatique en 3D à des charges sur la lithosphère (cf [Hodgetts et al., 1998]).

Les modélisations stratigraphiques, quant à elles, restituent les géométries des séquences sédimentaires observées (sur la base d'études sédimentaires et géodynamiques) à partir de la quantification et la définition des différents facteurs en jeu (subsidence, érosion, flux sédimentaires, niveau marin...). Chercher à tester un paramètre d'entrée du modèle est alors possible à condition de contraindre parfaitement tous les autres. Les modélisations stratigraphiques peuvent donc être un moyen de réfuter ou confirmer les hypothèses des paramètres tels que la subsidence. On peut citer les logiciels tels que Dyonisos [Granjeon, 1996], Fuzzy Logic [Demico and Klir, 1998], Strata [Flemings and Grotzinger, 1996], SEDPACK [Kendall et al., 1991], SFM -Stratigraphique Forward Modelling- [Warrlich et al., 2008].

2.4.3.2.3 Analyses thermiques et morphostratigraphiques

Même si ces techniques n'ont pas beaucoup d'applications en mer, elles peuvent nous renseigner sur les températures auxquelles les roches ont été soumises, et donc à l'amplitude des mouvements verticaux subis par les reliefs en bordure de la marge. Il s'agit des mesures de traces de fission sur apatite (AFT, cf section 2.3.2) et de réflectance de la vitrinite (VRM- *Vitrinite reflectance maturity*). La réflectance de la lumière par un matériel carboné, obtenue par méthode optique, traduit sa structure moléculaire. Or, la vitrinite est un matériel abondant dans les matières organiques d'origine continentales dont le pouvoir réflecteur, R_o , augmente avec la température atteinte par la roche. L'altitude des surfaces d'érosion et la génération des vallées utilisées comme un jeu indépendant de données peut permettre d'obtenir des informations sur l'amplitude des soulèvements, leurs variations spatiales et la datation relative des événements érosifs qui les ont formées [Bonow et al., 2006].

2.4.3.2.4 Paléoenvironnements déduits des forages profonds

Les analyses multidisciplinaires (notamment biologiques comme les foraminifères), des forages profonds permettent de déduire les paléo-environnements de dépôt et donc de remonter aux mouvements verticaux subis par la marge. La stratigraphie sismique calée à partir de ces forages permet de positionner les jalons stratigraphiques à l'échelle du bassin et donc de quantifier ces mouvements sur les marges. C'est pourquoi le projet de forage profond GOLD dans le Golfe du Lion apporterait de précieuses informations sur la quantification de la subsidence et la structuration de la marge (cf [Rabineau et al., 2011]).

2.4.4 Subsidence du Golfe du Lion et du Basin Liguro-Provençal

A titre historique, nous mentionnerons juste ici que des études quantitatives de l'évolution de la subsidence au niveau du Golfe du Lion ont été réalisées par *backstripping* [Watts and Ryan, 1976], [Steckler and Watts, 1980] et [Bessis, 1986] (fig. 2.43).

La marge restant en position haute pendant le rifting, [Bache, 2008], [Bache et al., 2010], suggère une subsidence synrift minime, et une subsidence post-rift "implicitement" importante, étant donnée l'épaisseur de sédiment accumulée sur la marge.

Les épaisseurs de dépôts plio-pléistocènes sur le rebord du plateau (plus de 2000 m) démontrent une subsidence totale (création d'espace par enfoncement du fond marin, quelle qu'en soit l'origine) importante de la plate-forme, et toujours active à l'heure actuelle.

Sur la plate-forme du Golfe du Lion, cette subsidence prend la forme d'un basculement régulier de la marge [Biju-Duval et al., 1978].

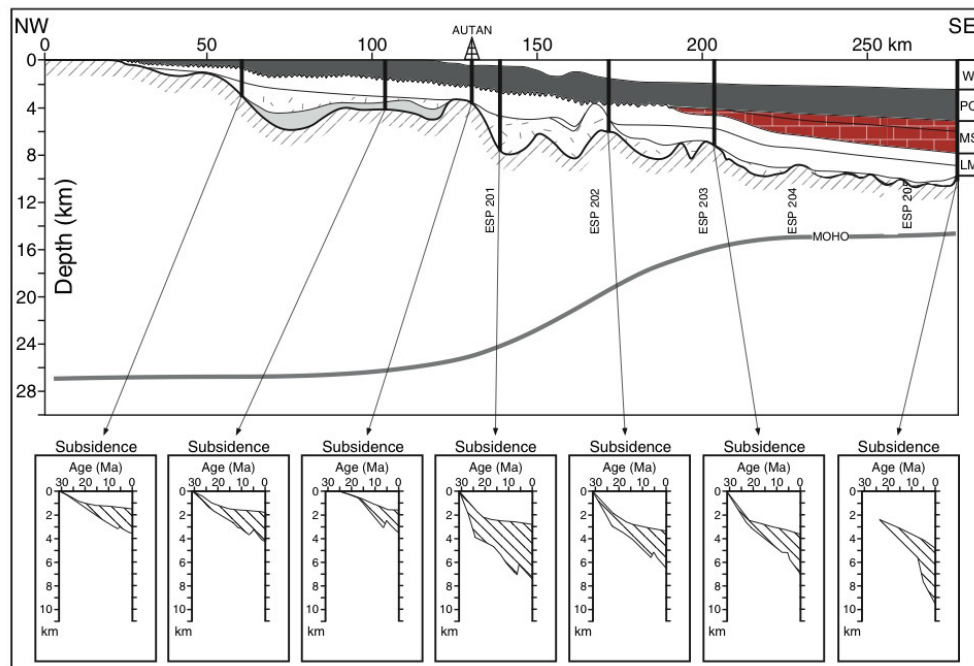


FIGURE 2.43 – Evolution de la subsidence observée le long de la marge Rhodanienne [Bessis, 1986]. En haut : coupe géologique interprétée, de la plate-forme jusqu'au bassin profond. W : eau ; PQ : Plio-Quaternaire ; MS : Messinien ; LM : Miocène inférieur. En bas : courbes de subsidence totale et tectonique pour un certain nombre de puits fictifs. La zone hachurée pour chaque courbe de subsidence correspond à la charge sédimentaire (redessiné par [Torres, 1995])

2.4.4.1 Zoom sur le Messinien

Près de 3500 m de sédiments messiniens ont été identifiés dans le bassin, avec une plate-forme enregistrant une perte sédimentaire (due à l'érosion) pouvant atteindre 1000 m [Bache, 2008]. Adoptant ses valeurs, la *backstripping* 1D de [Bache, 2008], selon la méthode de [Steckler and Watts, 1978], montre en première approximation, que le bassin était profond d'environ 3500 m avant la crise messinienne (fig. 2.44).

2.4.4.2 Zoom sur le Plio-Pléistocène

2.4.4.2.1 Subsidence constante

Via l'analyse en stratigraphie séquentielle de profils sismiques Sparker (Très Haute Résolution), [Rabineau, 2001], [Rabineau et al., 2005] identifie les 5 derniers cycles de 100 000 ans. L'utilisation d'un modèle stratigraphique (Dionisos) leur permettent de reproduire l'architecture des dépôts des derniers 500 000 ans (fig. 2.45). Cette modélisation implique une subsidence sous forme d'un basculement régulier atteignant 255m/Ma en rebord de plate-forme (à 70km de la côte).

Les auteurs ont ensuite intégré et extrapolé au Plio-Quaternaire ses interprétations sur des profils pétroliers, de moindre résolution mais de plus grande pénétration. Les taux de subsidence en bordure de plate-forme sont calculés avec deux méthodes distinctes :

- en assimilant les topsets de ses horizons à des droites d'une part (fig.2.46),
- en estimant l'accommodation initiale et finale en 2 puits fictifs d'une coupe d'autre part (2.47).

Les taux obtenus se révèlent équivalents, de 240-260m/Ma à 70 km de la côte, et sont également remarquablement semblables à ceux déterminés pour le Quaternaire supérieur seul [Rabineau, 2001], [Rabineau et al., 2012] (*soumis*) (cf Annexes - Volume II).

La subsidence (totale) plio-pléistocène est donc assimilable à un basculement régulier de la marge vers le large, à partir d'un point situé à 13-15km en amont de la côte actuelle et constante d'après [Rabineau, 2001], [Rabineau et al., 2012] (*soumis*) (cf Annexes - Volume II).

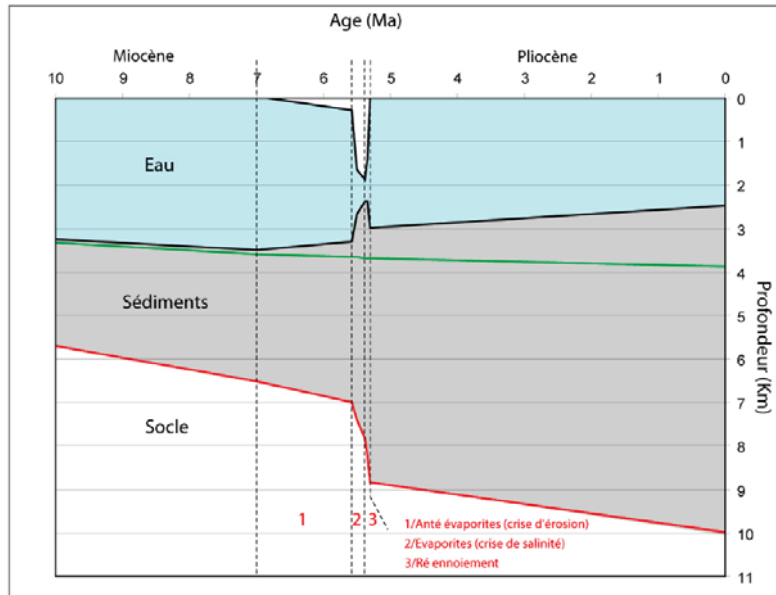


FIGURE 2.44 – Courbe de subsidence au niveau de l’ESP206 situé dans le bassin. Zoom sur l’évènement messinien. Le trait vert représente la profondeur théorique du bassin oté de sa charge et pour une profondeur initiale de 2200 m. Le trait rouge correspond à la profondeur du socle. Les épaisseurs de sédiments, d’eau et d’air sont respectivement représentées en gris, bleu et blanc. [Bache, 2008].

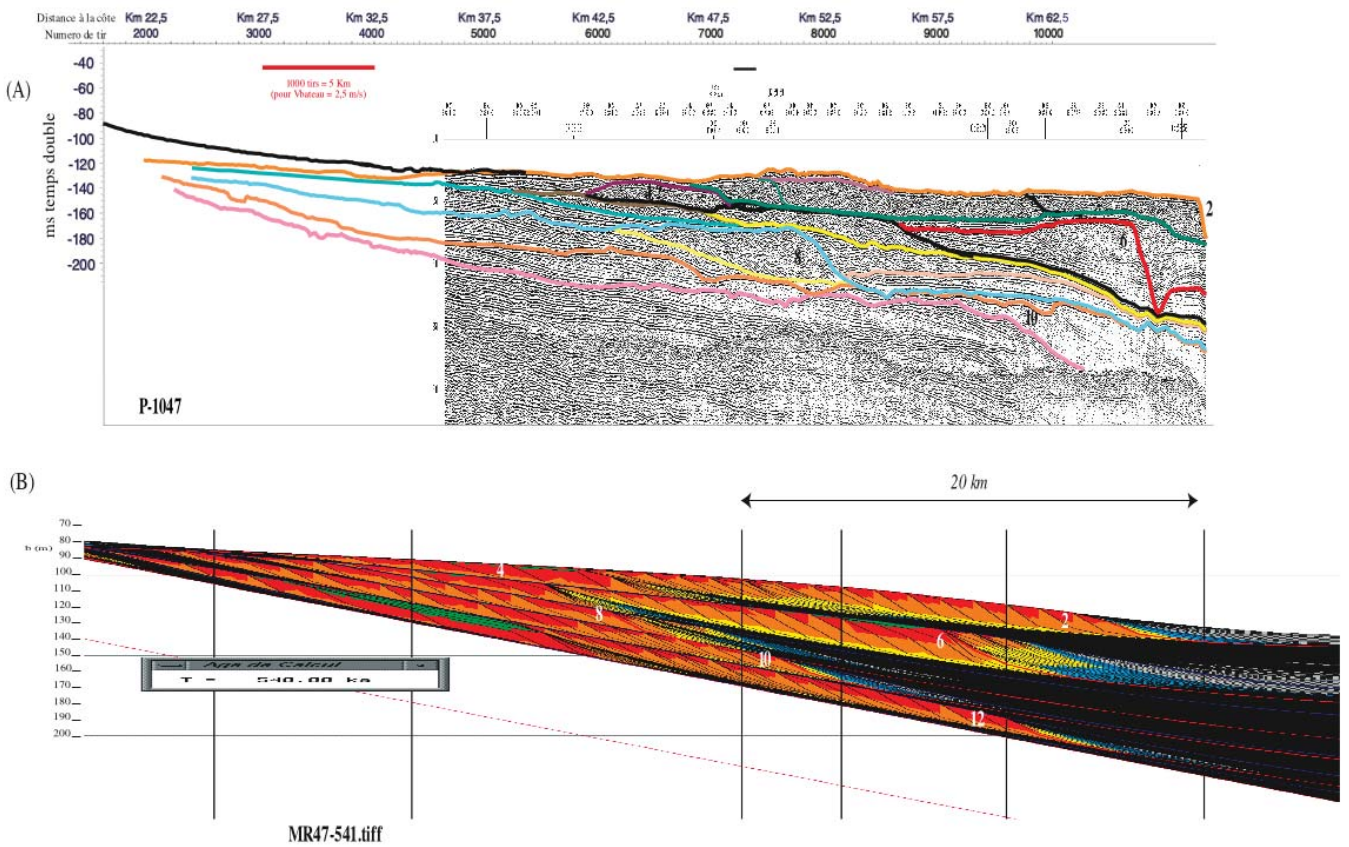


FIGURE 2.45 – Application des modélisations stratigraphiques pour l’estimation de la subsidence. Comparaison des géométries simulées sur les derniers 500 000 ans avec les géométries sismiques pour une subsidence atteignant 255m/Ma en rebord de plate-forme. Les flux sont constants (6000 km³/Ma) [Rabineau, 2001].

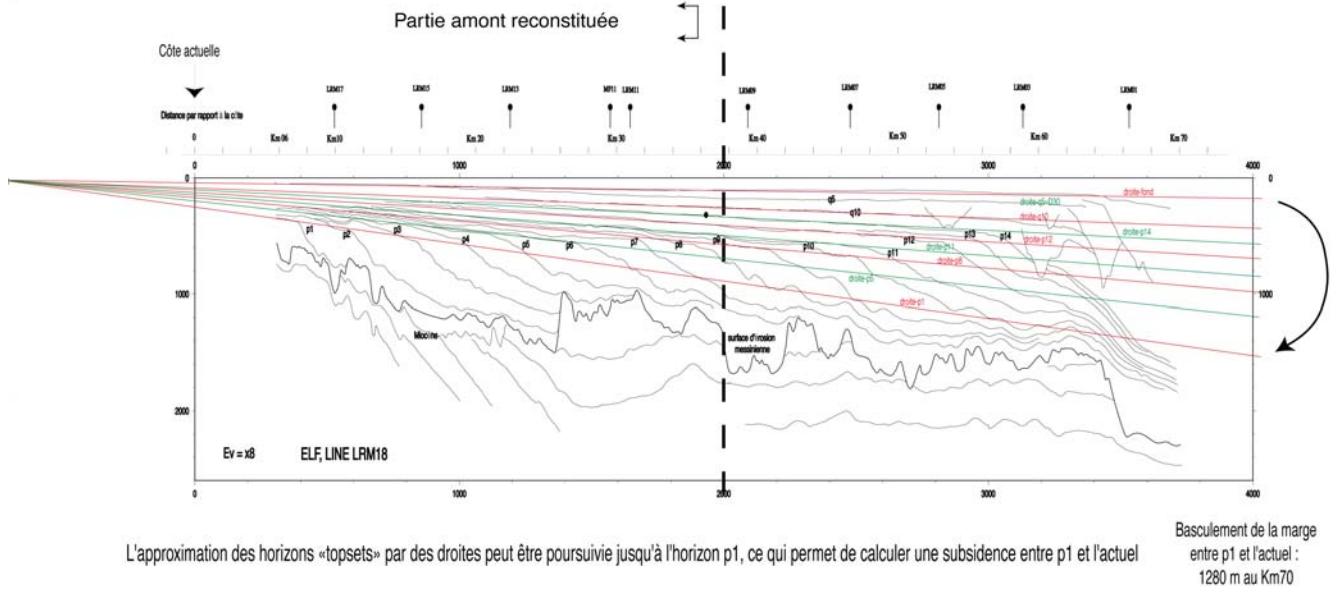


FIGURE 2.46 – Estimation de la subsidence plio-pléistocène en assimilant les topsets de ses horizons sismiques à des droites [Rabineau, 2001].

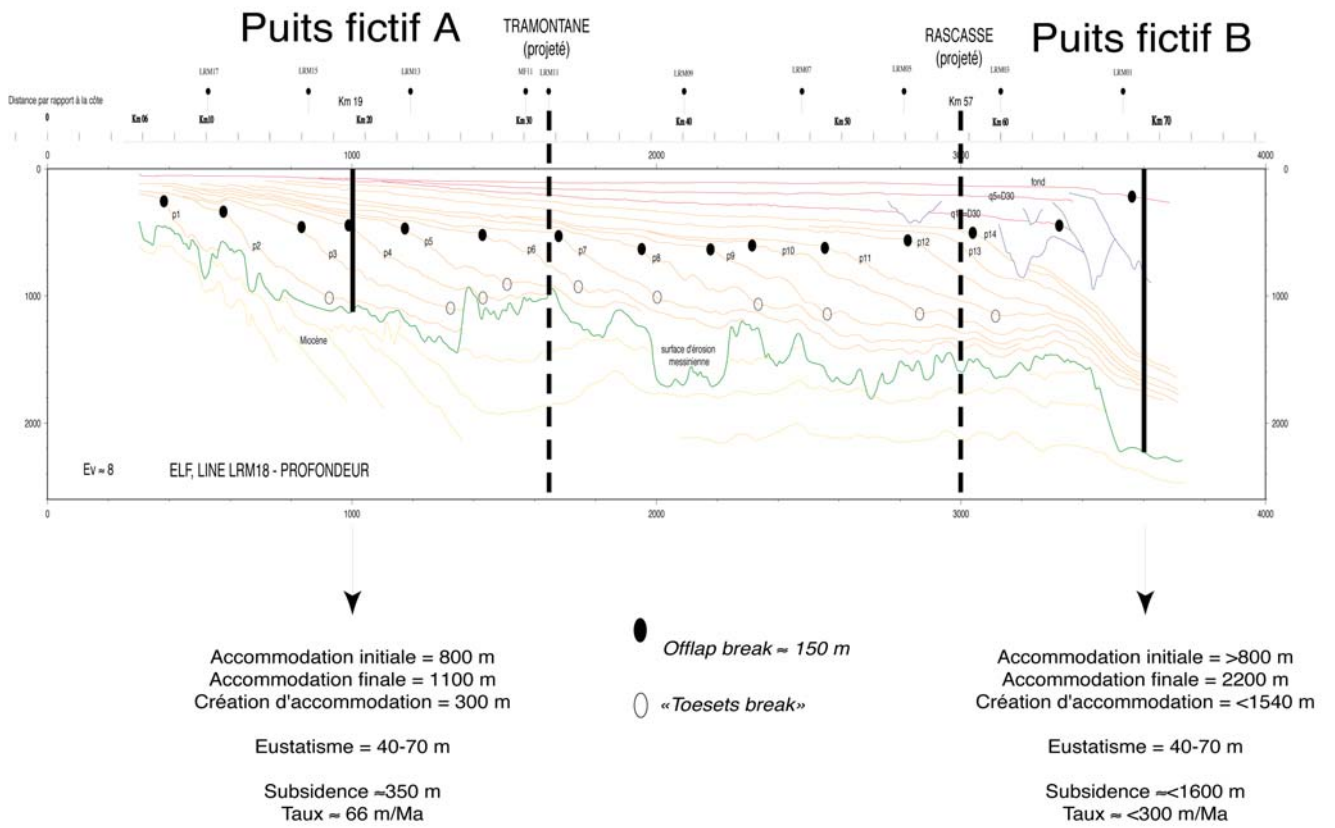


FIGURE 2.47 – Estimation de la subsidence plio-pléistocène via 2 puits fictifs [Rabineau, 2001].

2.4.4.2.2 Subsidence non constante

Le basculement plio-pléistocène de la plate-forme tel qu'interprété par [Rabineau, 2001] engendre, d'après [Duvail,

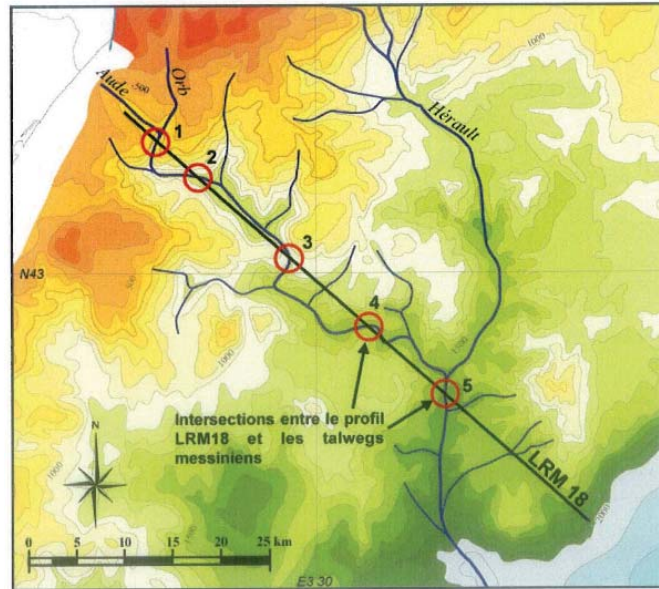


FIGURE 2.48 – Localisation du profil LRM18 sur la paléomorphologie de la surface d'érosion messinienne (d'après [Guennoc et al., 2000]). Le profil recoupe le talweg du réseau fluvial Aude-Orb-Hérault en 5 points (d'après [Lofi, 2002] et [Gorini et al., 2005]). [Duvail, 2008].

2008], des géométries incohérentes : le fleuve messinien coulerait de l'aval vers l'amont entre les talwegs 4 et 5 (fig.2.48 et fig. 2.49B). L'ampleur du basculement envisagé pour l'intégralité de la série plio-quadernaire aurait donc été surestimée. Le basculement maximal proposé en restituant une pente fluviale faible (2‰) entre les talwegs 4 et 5, s'exprime alors par une subsidence de l'ordre de 400m (fig.2.49) et non 1600 (fig. 2.47) à 70km de la côte.

L'inclinaison actuelle des *topsets* pliocènes résulterait d'après [Duvail, 2008] de la surimposition de la compaction différentielle et du basculement *post*-plaisancien de la plate-forme. D'où la nécessité de corriger les *topsets* pliocènes de cette compaction avant toute estimation de subsidence. S'appuyant sur la répartition spatiale des offlap-breaks sur la plate-forme et sur la restitution des géométries décompactées ante-basculement, [Duvail, 2008] suggère alors 2 phases distinctes quant à la dynamique et la subsidence plio-quadernaires. La subsidence ne débiterait qu' à partir du Gélasiens (2,6Ma) avec une amplitude maximum de 400m en rebord de plate-forme. Le point de rotation de la plate-forme serait alors situé à environ 3km en amont du rivage actuel. L'initiation de ce basculement serait à rechercher dans la conjonction de 3 événements majeurs : l'augmentation des glaciers de l'hémisphère nord [Lear et al., 2000], l'augmentation des taux de sédimentation à l'échelle mondiale [Hay et al., 1988], [Peizhen et al., 2001] et l'apparition et la généralisation des canyons sous-marins de rebord de plate-forme au niveau du Golfe du Lion [Lofi et al., 2003], [Baztan, 2004]. Ce basculement serait donc induit par la surcharge sédimentaire sur le glaciaire et la plaine abyssale.

Cependant, les *topsets* du prisme Pr6, restaurés des phénomènes de compaction et du basculement maximal de la marge (fig. 2.50), montrent une altitude anormalement faible au regard des courbes eustatiques; cette altitude reste inexplicable par les approximations réalisées lors de la compaction. [Duvail, 2008] suggère alors un mouvement du substratum s'exprimant, non pas sous la forme d'un basculement de plate-forme, mais sous la forme d'une subsidence, à plus grande longueur d'onde, et dont la composante principale serait verticale à l'échelle du plateau du Golfe du Lion. Son ampleur est estimé à 100m (+/- 50m) au droit de SA depuis la fin du Zancéen (3,6Ma). Cette dynamique serait, à titre d'hypothèse selon l'auteur, imputable à la subsidence thermique de la marge.

Nous verrons, dans le chapitre 7, que la modélisation stratigraphique infirme cette hypothèse de subsidence non constante [Leroux, 2008], [Leroux et al., 2012] (*en préparation*) (cf Annexes - Volume II).

2.4.4.3 Zoom sur le Quaternaire

Suivant le travail de [Rabineau, 2001], [Rabineau et al., 2005] sur la subsidence des derniers 500 000 ans, [Riboulot, 2006] estime les taux de subsidence totale de la plate-forme du Golfe du Lion pour chacun des 4 derniers cycles glaciaires (343ka). La subsidence est calculée sur 5 profils sismiques, orientés Nord-Sud, et uniformément répartis sur la plate-forme. Chacun de ces profils passe par un interfluve pour s'affranchir de l'érosion causée par les têtes de canyons entaillant la pente et la plate-forme externe. La subsidence de la plate-forme du Golfe du Lion est assimilée à un basculement des dépôts vers le large pour estimer le taux d'enfoncement en différents points de chaque profil; chaque limite de séquence sismique est assimilée à une droite, dont l'équation est calculée. Cette méthode suppose

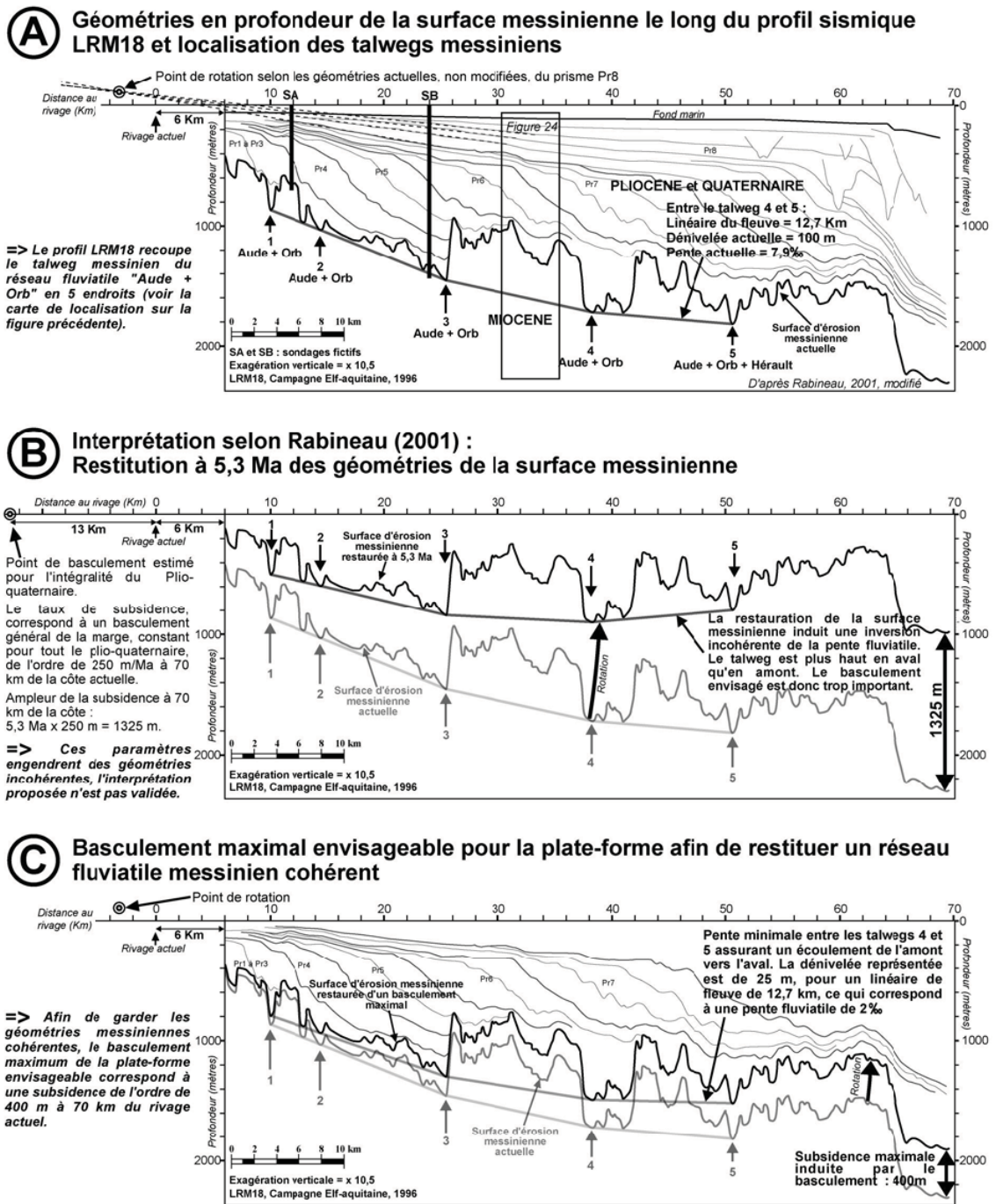


FIGURE 2.49 – Géométries actuelles (A) et restituées (B et C) de la surface d'érosion messinienne sur le profil sismique LRM18. [Duvail, 2008].

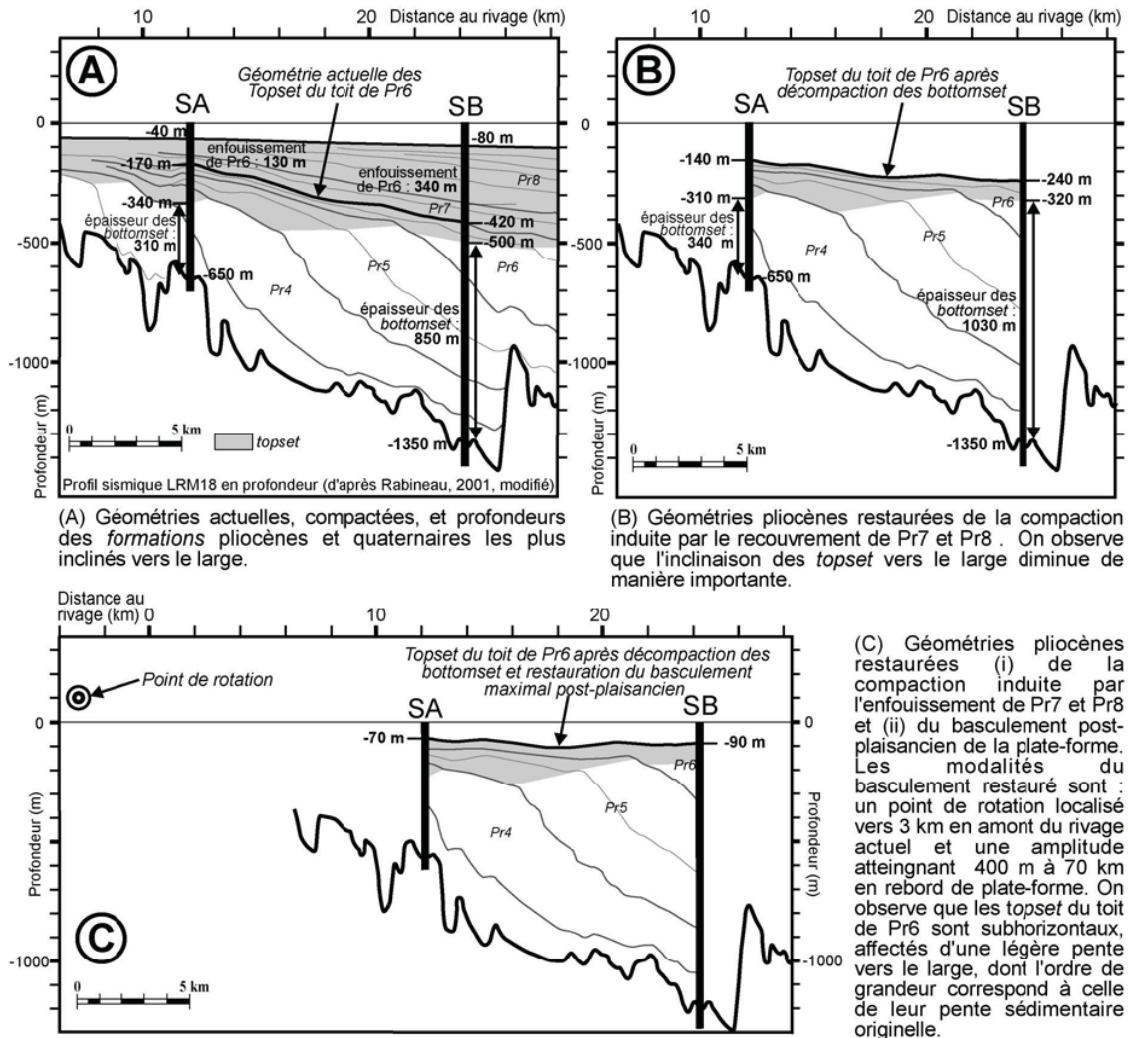


FIGURE 2.50 – Restauration dans leur géométrie initiale des topsets du toit du prisme Pr6. (A) Les géométries actuelles permettent d’établir les profondeurs d’enfouissement et les épaisseurs des bottomsets sur 2 sondages fictifs SA et SB. (B) La décompaction des bottomsets implique une diminution importante de l’inclinaison des topsets. (C) Les géométries décompactées sont restaurées du basculement post-plaisancien. Les topsets du toit de Pr6 retrouvent alors leur géométrie originelle, subhorizontale. L’inclinaison des topsets pliocènes n’est pas induite par un basculement constant et homogène sur l’intégralité du Plio-Pléistocène, mais par des phénomènes de compaction différentielle auxquels se surimpose un basculement de la plate-forme tardif après 2.6 Ma. [Duvail, 2008].

une érosion identique pour chaque cycle glaciaire et des baisses successives du niveau marin de même ampleur. La subsidence se révèle uniforme sur l'ensemble de la marge (200 à 250 m/Ma en rebord de plate-forme) entre les

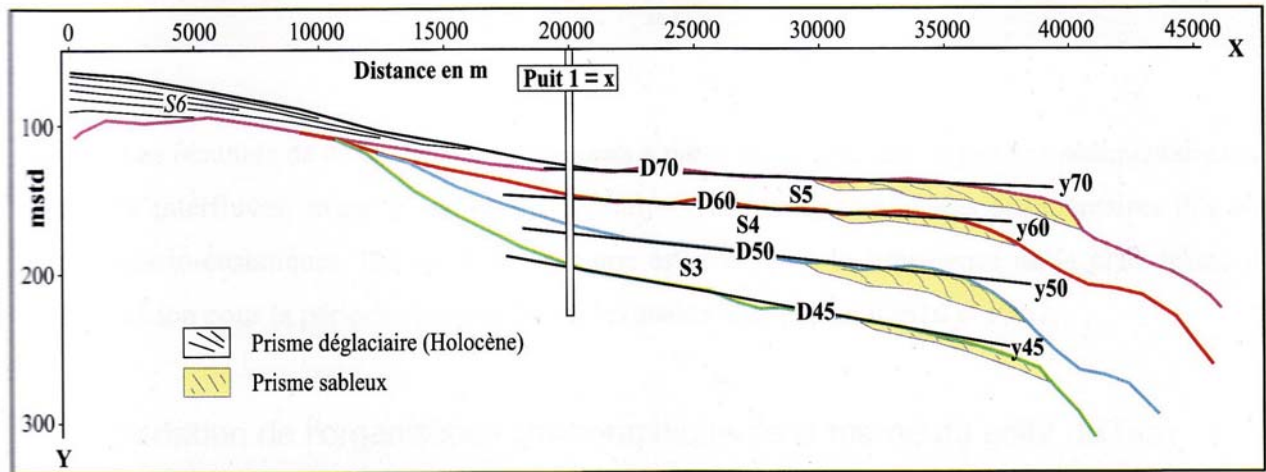


FIGURE 2.51 – Schéma de la succession stratigraphique des 4 séquences montrant l'approximation des limites de séquence par des droites de régression. [Riboulot, 2006].

stades isotopiques OIS8 et OIS2, excepté à l'interfluve Aude-Hérault où elle est nettement plus faible (150 m/Ma). Hors cette anomalie régionale, ces résultats sont comparables aux valeurs proposées par [Rabineau, 2001] pour les derniers 500 000 ans et pour le Plio-Pléistocène.

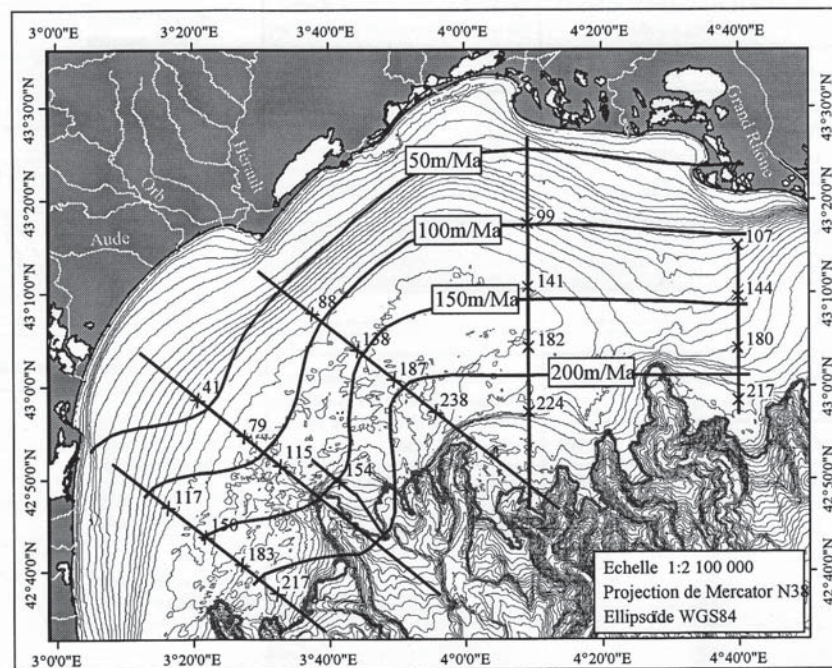


FIGURE 2.52 – Isocontours (tous les 50m/Ma) de la subsidence sur la plate-forme du Golfe du Lion sur les 4 derniers cycles glaciaires [Riboulot, 2006].

2.4.4.4 Zoom sur le dernier cycle glaciaire

A partir de l'estimation de l'évolution de la subsidence totale de la marge, les simulations stratigraphiques (Sedflux et Dionisos) sur les derniers 125000 ans ont permis à [Jouet, 2007], [Jouet et al., 2008] d'individualiser successivement la *Geohistory Subsidence* (GS) et la surcharge eustatique (WL), et d'estimer la surcharge sédimentaire (SL) par rapport à la subsidence tectonique/thermique (TS). Notons que la TS s'avère être celle directement estimée à partir des données sismiques et lithologiques (fig.2.53).

Cette étude révèle, en particulier, l'importance des changements du niveau de la mer et donc du poids de la colonne d'eau (WL) sur les mouvements verticaux du substratum. La réponse isostatique de la plateforme atteint un maximum d'une vingtaine de mètres (pour une baisse de 100 m) entre un bas niveau glaciaire et un haut niveau interglaciaire. Cette valeur est à mettre en relation avec les 15m calculés par [Lambeck and Bard, 2000] sur la même marge. D'après ces modélisations stratigraphiques, la subsidence GS serait composée pour 65% subsidence tectonique/thermique (TS) et pour 35% de la subsidence induite par la surcharge sédimentaire (SL). [Bessis, 1986] avaient déjà évoqué de telles proportions pour des échelles de temps plus grandes.

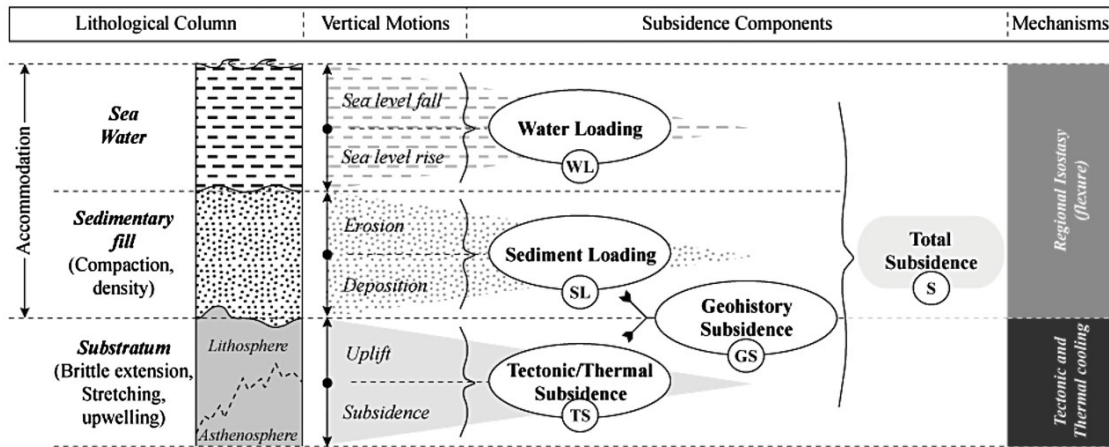


FIGURE 2.53 – Définition des mécanismes à l'origine de la subsidence sur les marges passives et composants de cette subsidence : la *geohistory subsidence* (GS) correspond à la somme de la subsidence tectonique/thermique (TS) et de la charge sédimentaire (SL) [Jouet et al., 2008].

Chapitre 3

Stratigraphie *fini-miocène* et *plio-pléistocène* : état des lieux

Un événement majeur fini-miocène, laissant la Méditerranée quasiment asséchée, a laissé des traces dans le paysage sous-marin méditerranéen : il s'agit de la crise messinienne induite par la fermeture du détroit de Gibraltar. L'ampleur de cet événement, unique au niveau mondial, mérite que l'on s'y attarde.

3.1 La crise de salinité messinienne (MCS) en Méditerranée

3.1.1 Causes de la crise messinienne : restriction par étapes de la Méditerranée

La crise de salinité messinienne résulte de la fermeture progressive des portes d'entrées marines atlantiques vers la Méditerranée. Différents mécanismes ont été proposés pour expliquer cette fermeture :

- une chute du niveau marin mondial d'environ 60m [Adams et al., 1977], [Hodell and Kennett, 1986]
- un raccourcissement horizontal associé à des mouvements de nappes crustales [Weijermars, 1988]
- un soulèvement tectonique [Krijgsman et al., 1999b], [Hodell et al., 1989], [?] des détroits bétiques et rifains.

Ce dernier mécanisme est aujourd'hui communément accepté, expliquant l'isolement graduel de la Méditerranée, probablement augmenté par les fluctuations astronomiques à 400 ka du niveau marin liées à des maxima d'excentricité. En effet, les dépôts de diatomées et d'argiles noires (significatifs d'anoxie du bassin), les changements isotopiques et les modifications de faunes début Messinien (e.g. [Kouwenhoven et al., 2003], [Kouwenhoven et al., 2006]) indiquent que des conditions environnementales confinées ont débuté bien avant le début de la crise, datée à 5.96 Ma [Krijgsman et al., 1999b]. La restriction de la Méditerranée s'est faite par étapes discrètes, variables selon ses bassins. La géométrie de la Méditerranée est caractérisée par la présence de hauts bathymétriques. Ces seuils jouent un rôle majeur au Messinien, d'abord en restreignant (totalement ou partiellement) les communications au niveau de Gibraltar, mais également en individualisant des sous-bassins (fig. 3.1) qui évoluent différemment et dont les connections ne sont toujours pas clairement établies.

Les foraminifères benthiques disparaissent ainsi dès 7.16 Ma (ou très peu de temps après) dans certains sites profonds [Kouwenhoven et al., 2006], [Assen et al., 2006]. Entre 6.7 Ma et 6.4 Ma, l'augmentation de l'isolement de la Méditerranée modifie les paléoenvironnements avec une hausse de la salinité des eaux de surface. Ces changements conduisent à des assemblages oligotypiques, à une raréfaction des nannofossiles calcaires et à des zones parfois dépourvues de foraminifères planctoniques [Kouwenhoven et al., 2006]. Ces conditions environnementales entraînent d'importants dépôts d'évaporites et de sel massif (halite) sur l'ensemble de la Méditerranée (fig. 3.2), à la fois dans les bassins marginaux (bassins perchés) et dans les bassins profonds de Méditerranée.

3.1.2 Affleurements *onshore*, bassins marginaux et dépôts *offshore*

Un contraste majeur existe entre les marges et les bassins profonds : les marges ont été largement érodées tandis que les bassins profonds ont accumulé d'épaisses unités d'évaporites et de sédiments détritiques.

D'un point de vue géophysique, les marqueurs sismiques clé de la crise dans le domaine offshore sont donc les surfaces d'érosion et les unités de dépôt. Jusqu'à aujourd'hui, aucune correspondance stratigraphique ou sédimentologique n'a pu être établie entre ces unités *offshore* et les affleurements *onshore* à cause d'une déconnection géométrique et géologique totale.

Une différence majeure existe entre les bassins occidentaux et orientaux (fig. 3.3) ; tandis qu'une trilogie est clairement observée dans le bassin profond occidental, seule une unité mobile (MU), érodée à son sommet, est

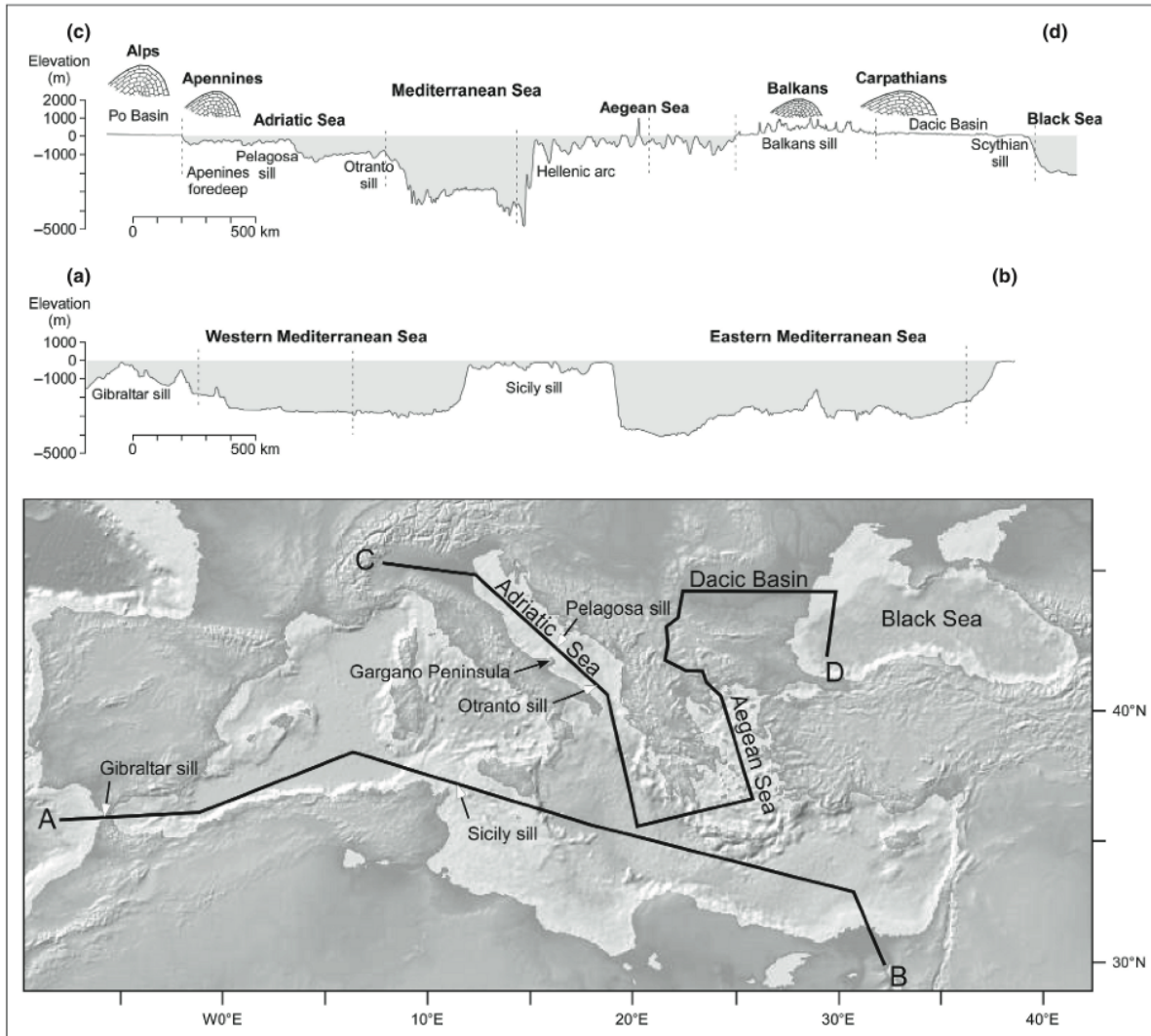


FIGURE 3.1 – Deux profils topographiques actuels de la Méditerranée montrant la physiographie du bassin et la présence de hauts topographiques. Tandis que le seuil de Gibraltar restreint les communications de la Méditerranée avec l'Atlantique, le seuil de Sicile sépare la Méditerranée en 2 bassins : la Méditerranée occidentale et orientale. L'arc Hellenique et les nombreux autres sills individualisent encore des sous-bassins : mer Noire, bassin Dacique, mer Egée etc... [Bache et al., 2012b].

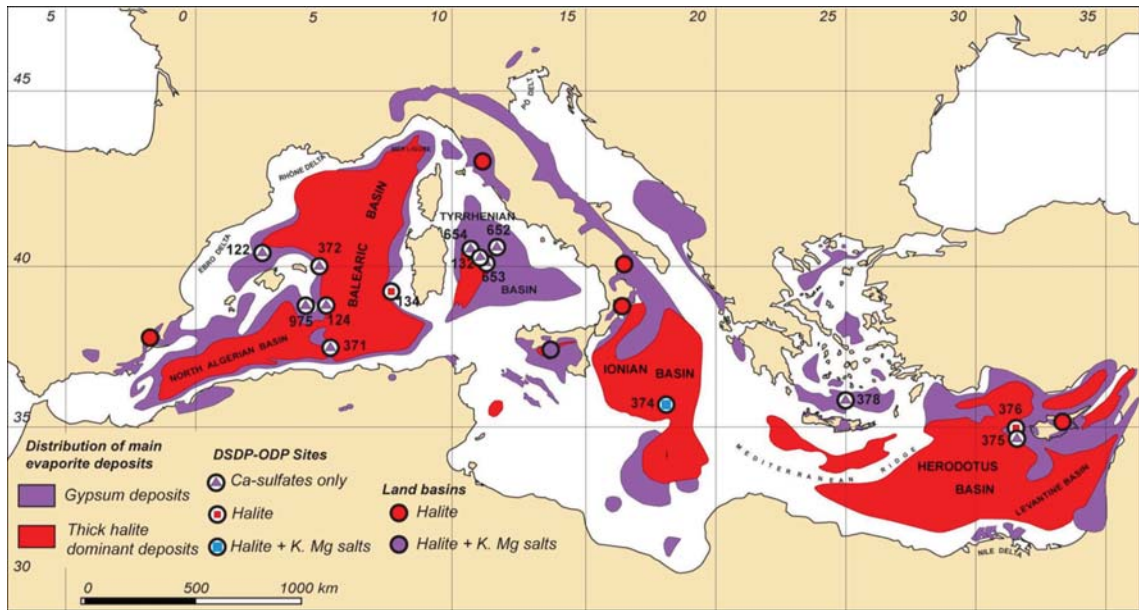


FIGURE 3.2 – Carte montrant la distribution et l’extension des évaporites messiniennes (gypse et halite) en Méditerranée. [Rouchy and Caruso, 2006].

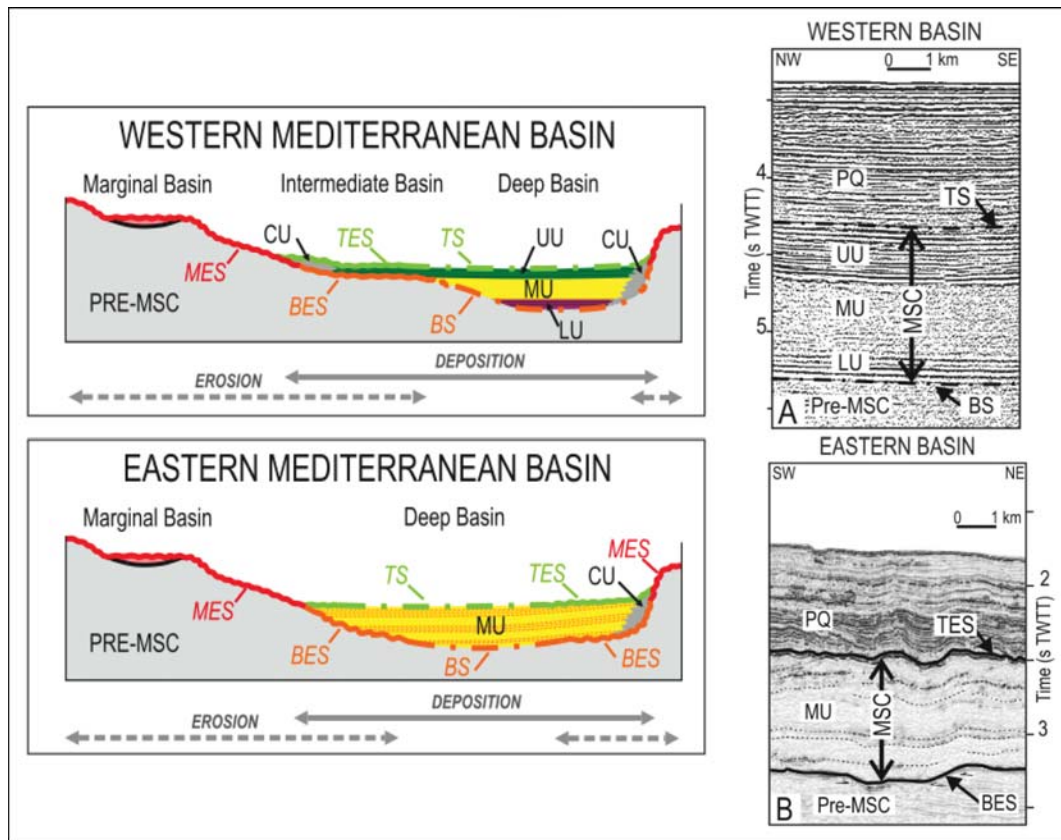


FIGURE 3.3 – Coupe schématique illustrant l’organisation des marqueurs de la crise de salinité messinienne et profils sismiques associés des bassins profonds de la Méditerranée occidentale (Golfe du Lion en A) et orientale (Bassin Levantin B) montrant la succession des dépôts messiniens. [Lofi et al., 2011].

imagée sur la sismique dans le bassin oriental.

Dans le bassin profond de la Méditerranée occidentale, 3 unités sismiques (la trilogie messinienne) sont en effet distinguées [Montadert et al., 1970]. Cette trilogie, observée au-dessus des plaines abyssales et en *onlap* latéral sur les marges (fig. 3.3) est interprétée comme un remplissage progressif des plaines abyssales. Ces 3 unités ont été nommées respectivement Evaporites inférieures, Sel et Evaporites supérieures. Pour éviter la confusion de ces termes avec les unités affleurantes à terre (voir [Lofi et al., 2011], les nomenclatures suivantes sont adoptées (fig. 3.3) : *Lower Unit* à la base (LU, constituée au moins en partie de turbidites), the *Mobile Unit* (MU, halite avec des déformations plastiques) et *Upper Unit* au sommet (UU, maerls et évaporites, interprétés comme une unité déposée avec les oscillations de bas niveau marin).

Les produits de l'érosion de la marge (l'unité CU de la fig. 3.3) n'ont été imagés que tardivement en aval des principales vallées messiniennes [Lofi et al., 2005], [Sage et al., 2005], [Maillard et al., 2006] et une discussion existe d'ailleurs toujours quant à l'ampleur de ces dépôts [Lofi et al., 2005], [Lofi and Berné, 2008], [Bache, 2008], [Bache et al., 2012b].

Plusieurs surfaces d'érosion associées aux unités messiniennes ont été décrites dans les bassins profonds et intermédiaires (e.g. [Escutia and Maldonado, 1992], [Guennoc et al., 2000], [Maillard et al., 2006]). Ces surfaces se rassemblant en haut de pente, une nouvelle classification a été suggérée afin d'éliminer toute ambiguïté. Celle-ci se base sur leur position dans le bassin et sur leur relation stratigraphique avec les unités d'évaporites. Il s'agit de la MES, BES et TES (illustrées sur la fig. 3.3) correspondant respectivement à la *Messinian Erosion Surface*, *Bottom Erosion Surface* et à la *Top Erosion Surface*. La MES, seulement visible sur le plateau et la pente, montre une forte rugosité et un réseau dentritique en *Badland*, [Savoie and Piper, 1991] [Gorini et al., 1994], [Guennoc et al., 2000], [Lofi et al., 2003], [Lofi et al., 2005]. C'est pourquoi elle est considérée comme subaérienne, cette hypothèse supportant l'idée d'une chute importante du niveau marin pendant la crise. La BES constitue la discontinuité de base des dépôts messiniens sur la pente. On la prolonge parfois dans le bassin avec une surface conforme alors appelé la *Bottom Surface* (BS). Enfin, la TES constitue le toit des dépôts messiniens, au toit de UU. Si l'évènement messinien est scellé par une surface conforme, on l'appellera plutôt *Top Surface* (TS).

3.1.3 Modèles de dépôt des évaporites

Les études sur différents bassins messiniens (à terre et/ou en mer) amènent à de nombreuses observations. L'enjeu et la difficulté est d'établir un modèle consensuel à l'échelle de la Méditerranée permettant d'intégrer et d'expliquer l'ensemble de ces données.

En préambule, on peut rappeler que les évaporites (ou roches salines) se forment dans des conditions arides (climat chaud ou climat très froid), avec des apports d'eau devant être inférieurs à l'évaporation (flux d'eau cependant indispensables pour des apports constants en ions), et ce, dans un système plus ou moins isolé [Cojan and Renard, 1999]. Les évaporites peuvent se former dans des environnements très variables :

- continentaux ; il s'agit de lacs de régions arides temporaires (sebkas) ou non ou de bassins partiellement ou totalement confinés. Les apports d'eau se font alors par précipitations atmosphériques et eaux souterraines.
- marin sub-aériens ; à proximité de la mer, et situés entre les niveaux de marées basses et ceux de tempête (sebkas ponctuellement inondées ou marais peu profond ou asséchés), les dépôts sont mêlés de sédiments terrigènes, ainsi qu'à du sable.
- de bassins peu profonds ; il s'agit de lagunes (marais salants par exemple) ou de bassins de rift fermés ou isolés par des seuils.
- ou de bassins profonds dans des zones à forte subsidence ; les dépôts se font alors en lamines, alternant matières organiques et carbonates.

Les minéraux primaires sont formés directement par précipitation d'ions de la saumure après évaporation : ce sont les sulfates (gypse, anhydrite et bassanite) et les chlorures (halite, sylvine et potasse). Des minéraux secondaires peuvent apparaître, remaniant les évaporites initiales par diagenèse précoce ou tardive. Le gypse se transforme ainsi en anhydrite par perte d'eau et apport de chaleur, et inversement, l'anhydrite en gypse par hydratation. Les carbonates reprécipitent en sulfates et vice-versa, et les sulfates peuvent générer la silice. La séquence évaporitique marine classique, par ordre de précipitation des sels lors de l'évaporation, est constituée de : calcite (50% d'évaporation), dolomite, gypse (80%), halite (90%), sels de magnésium et sels de potassium (95%). Les évaporites peuvent également sédimentées en tant que roches détritiques après érosion et transport.

La configuration des bassins pré-évaporites a longtemps été débattue. Devait-on considérer un bassin profond (le *deep basin-shallow water* proposé par [Hsü, 1973]), ou un bassin peu profond (le *shallow basin-shallow water* proposé par [Nesteroff, 1973]) ? Un quasi-consensus, obtenu après le leg 42A DSDP (1978), privilégie aujourd'hui les grandes lignes du modèle de *deep basin-shallow water* de [Hsü, 1973]. Ce scénario implique le dépôt des évaporites dans un bassin relativement profond à faible épaisseur d'eau. L'ampleur de l'incision des canyons à terre, impliquant une forte chute du niveau marin, a constitué d'emblée un argument déterminant en faveur de ce modèle [Barr and Walker, 1973], [Chumakov, 1973], [Clauzon, 1973], [Ryan, 1973]. Cependant, il manquait à cet argument une exacte définition chrono-stratigraphique. Aussi est-ce sur ce point qu'ont porté les réserves et les objections au *dessicated*

deep-basin model. Le temps de creusement des canyons excédant la durée de la crise de salinité messinienne d'après [Rouchy et al., 1980], [Rouchy and Monty, 1981], une part considérable de l'incision est, selon ces auteurs, imputée à la tectonique avec une surrection très nettement antérieure à l'abaissement du niveau marin dans le bassin méditerranéen. En étudiant la succession stratigraphique de plusieurs coupes du canyon du Rhône, [Clauzon, 1982] réfute ces deux objections et apporte un argument décisif en faveur du *desiccated deep-basin model* de [Hsü, 1973]. Il démontre en effet que le creusement subaérien du canyon du Rhône est synchrone du dépôt des évaporites dans le bassin pélagique, et que ce creusement a été exclusivement tributaire de l'eustatisme endoréïque méditerranéen. La profondeur d'incision de ce canyon permettant d'apprécier l'amplitude de l'oscillation du niveau de base méditerranée estimée, au minimum, à 1600m [Clauzon, 1982]. Compte tenu du réajustement isostatique (lié à l'assèchement du bassin) et de la profondeur intrinsèque de la lagune évaporitique, la paléobathymétrie de la Méditerranée occidentale, avant la crise de salinité messinienne serait nécessairement égale ou supérieure à 2500m [Clauzon, 1982].

Si l'on admet aujourd'hui un bassin méditerranéen profond au début de la crise messinienne, des débats persistent toujours concernant la chronologie et la distribution des principaux stades évaporitiques, la paléogéographie de certains bassins, l'importance et le timing des phases de chute du niveau marin et phases d'érosion associées, la profondeur de dépôt des évaporites et le réennoïement post-crise. C'est pourquoi de nouveaux scénarios ont été proposés, questionnant les éléments de base des modèles précédents [Butler et al., 1995], [Clauzon et al., 1996], [Krijgsman et al., 1999a], [Riding et al., 1998]. Ces modèles peuvent toutefois être subdivisés en deux grands types car ils posent une question majeure : les évaporites des bassins profonds et marginaux sont-elles synchrones ou diachrones (fig. 3.4) ?

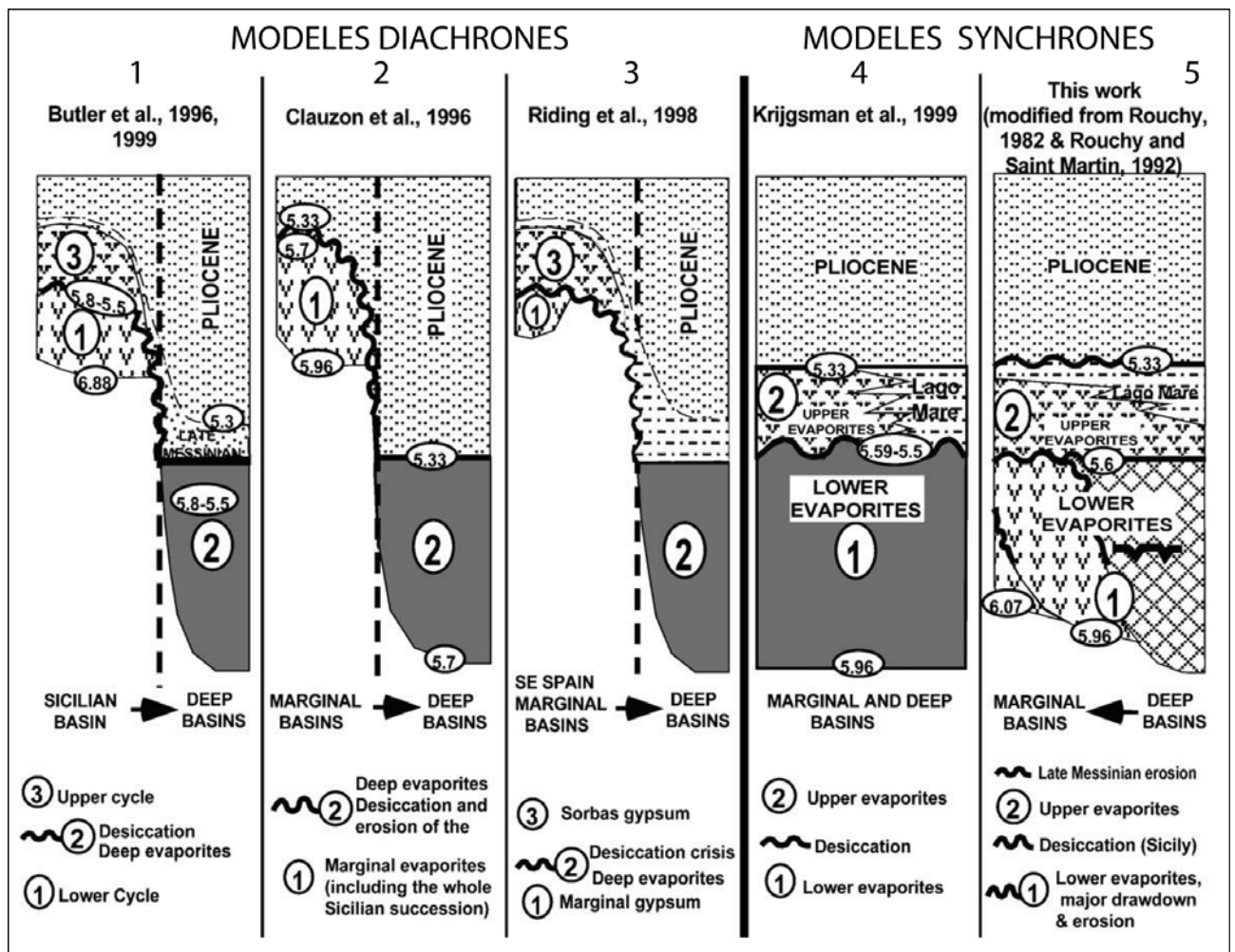


FIGURE 3.4 – Modèles diachrones et synchrones des évaporites profondes et marginales. [Rouchy and Caruso, 2006].

Ces modèles impliquent également des environnements de dépôts et des scénarios de chute du niveau marin qui divergent les uns des autres (fig. 3.5).

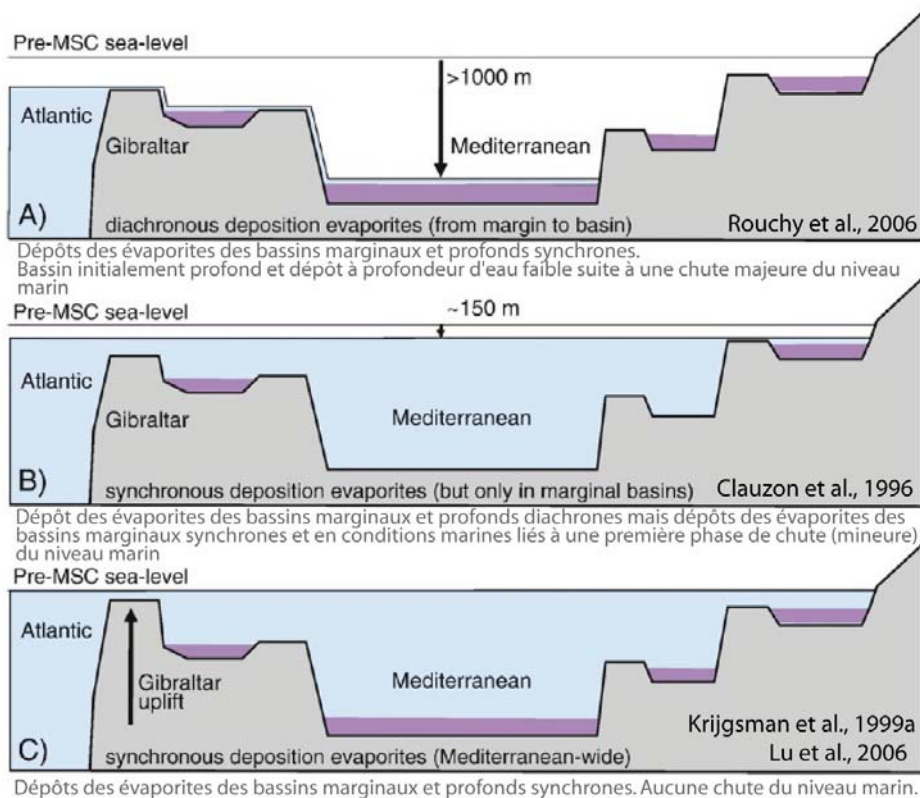


FIGURE 3.5 – Les différents scénarios pour les environnements de dépôts des Evaporites Inférieures liées à la crise de salinité messinienne. A) eau très peu profonde et chute majeure (>1000m) du niveau marin [Hsü, 1973], [Rouchy and Caruso, 2006]. B) eau peu profonde après une baisse mineure (environ 150m) du niveau marin, avec un dépôt d'évaporites seulement dans les bassins marginaux [Clauzon et al., 1996], [Clauzon and Rubino, 2001], [Roveri and Manzi, 2006]. C) aucune baisse notable du niveau marin, mais un soulèvement dans la région de Gibraltar, restreignant les échanges entre eaux méditerranéennes et Atlantiques, avec un niveau marin similaire pour ces deux bassins [Krijgsman et al., 1999a], [Lu and Meyers, 2006]. [Krijgsman and Meijer, 2008].

3.1.3.1 Diachronisme

[Butler et al., 1999], [Clauzon et al., 1996] et [Riding et al., 1998] postulent le diachronisme complet des étapes évaporitiques. Les évaporites se déposent d'abord dans les bassins marginaux, assimilées à des dépôts peu profonds de bassins perchés, puis dans les bassins profonds (1, 2, 3 de la fig. 3.4). Dans les scénarios 1 et 3 [Butler et al., 1995], [Butler et al., 1999], [Riding et al., 1998], un troisième épisode de dépôt d'évaporites a lieu dans les bassins marginaux avant le réennoisement total début Pliocène. Les modèles en faveur du diachronisme divergent les uns des autres par la datation de la dessiccation du bassin profond à partir de laquelle les évaporites profondes sont censées se déposer : entre 5.8 et 5.5 Ma pour [Butler et al., 1999] et entre 5.7 et 5.33 Ma d'après [Clauzon et al., 1996].

Le modèle de [Butler et al., 1995] est basé sur l'étude du bassin central Sicilien assimilé à un complexe de sous-bassins peu profonds (>200m de profondeur d'eau) correspondant à des synclinaux situés face à la chaîne du Maghreb. La tectonique synsédimentaire est considérée comme le facteur majeur contrôlant la distribution des évaporites. Les évaporites des bassins méditerranéens profonds (dépôts 2 de la fig. 3.4) sont considérées comme complètement différentes et résultantes d'un événement diachrone qui post-date le premier cycle évaporitique (dépôt 1 de la fig. 3.4). Le bassin sicilien aurait été complètement asséché pendant le dépôt des évaporites profondes entre 5.8 Ma et 5.5 Ma, ce dernier étant corrélé avec la disconformité (lacune accompagnée ou non de ravinement entre des couches concordantes) séparant les évaporites inférieures et supérieures en Sicile. Le premier dépôt évaporitique perché débute dès 6.88 Ma, avec un diachronisme d'environ 800ka d'après la position du bassin sicilien [Butler et al., 1999], bien que d'autres auteurs considèrent cette valeur largement exagérée [Caruso, 1999], [Krijgsman et al., 1999a]. En considérant un 3ème épisode évaporitique dans les bassins perchés après 5.5 Ma, le modèle de [Butler et al., 1999] implique que le dépôt d'évaporites profondes s'achève vers 5.5 Ma, bien avant le réennoisement pliocène.

Le modèle de [Clauzon et al., 1996] (2 de la fig. 3.4 et partie B de la fig. 3.5) est basé sur la géométrie des bassins et la morphologie des fleuves. Contrairement au précédent modèle, les évaporites profondes postdatent la succession entière des évaporites des bassins marginaux puisqu'il n'y a pas de 3ème épisode évaporitique. Le bassin sicilien est alors exposé et soumis à l'érosion aérienne. D'après [Clauzon and Rubino, 2001], le niveau marin s'est abaissé en 2 phases séparées par une remontée eustatique. La première (5.8 Ma) affecte seulement les marges périphériques méditerranéennes, avec une amplitude modérée (inférieure à 150m). Cette première chute minimise une accumulation d'évaporites inférieures (gypse). La seconde phase (5.6 Ma) correspond à une chute drastique du niveau marin, excédant 1500m et affectant cette fois la totalité du bassin méditerranéen. Des canyons sont alors profondément incisés le long des marges (paléo-Nil, paléo-Rhone, paléo-Ebre etc.), tandis que d'épaisses séries évaporitiques (plus de 2km d'après les données sismiques) s'accumulent au niveau des plaines bathyales. Les parties centrales des dépressions les plus profondes sont caractérisées par la fréquence de halite [Chumakov, 1982]. Entre ces 2 phases évaporitiques, des dépôts saumâtres (faciès de Lago-Mare) incluent de nombreux stromatolithes, ainsi que des dépôts peu profonds et des dépôts de lagons présentant des faunes de type pontienne vivant en eaux saumâtres et des intervalles continentaux [Popov et al., 2006]. La crise messinienne s'effectuerait alors, selon ce schéma, en trois temps :

- 1- une période de confinement partiel entraînant une régression limitée
- 2- une période de quasi-assèchement (avec des apports cycliques d'eau de mer)
- 3- la transgression pliocène.

Le modèle de [Riding et al., 1998] (3 de la fig. 3.4), basé sur l'étude du bassin de Sorbas, implique 3 étapes évaporitiques, comme celui de [Butler et al., 1999] : la première correspond au dépôt de gypse dans la plupart des bassins marginaux ; la deuxième est marquée par l'assèchement des bassins marginaux simultanément au dépôt d'évaporites dans les zones les plus profondes et de l'érosion des marges ; la troisième étape coïncide avec la restauration des conditions marines fin-Messinien pendant laquelle le gypse se dépose dans les petits bassins perchés comme c'est le cas pour le bassin de Sorbas. Ces conditions de *Lago-Mare* fin messinien seraient limitées à l'échelle de quelques bassins marginaux, plutôt que dues à une dilution généralisée d'eau douce.

3.1.3.2 Synchronisme

Les modèles synchrones (4,5 de la fig. 3.4) conservent 2 étapes de dépôt, c'est-à-dire les évaporites inférieures et supérieures, affectant successivement la Méditerranée entière, mais chacun de ces dépôts est synchrone à l'échelle de la Méditerranée, en affectant simultanément (ou presque) à la fois les bassins marginaux et profonds. Des analyses cyclo-, bio- et magnétostratigraphiques détaillées des séquences pré-évaporitiques montrent en effet une transition vers des conditions évaporitiques à 5.96 +/- 0.02Ma, synchrones entre l'Est et l'Ouest Méditerranée d'après [Krijgsman et al., 2002] et [Krijgsman and Meijer, 2008]. Ce second groupe de scénarios [Krijgsman et al., 1999b], [Rouchy and Caruso, 2006] impliquent aussi une restauration brutale des conditions marines au début du Pliocène. La position des événements érosifs majeurs diffère selon les scénarios. La succession des stades évaporitiques de [Krijgsman et al., 1999b] et [Rouchy and Caruso, 2006] s'accorde également avec le modèle classique de [Hsü, 1973],

[Hsü et al., 1978].

Dans le modèle de [Krijgsman et al., 1999a] (4 de la fig. 3.4 et partie C de la fig. 3.5), les dépôts évaporitiques se font à des profondeurs d'eau différentes : les évaporites inférieures se forment en eaux profondes et les évaporites supérieures dans un environnement continental assimilé au *Lago-Mare*. Le niveau marin était toujours haut à la base des évaporites inférieures et extrêmement bas à leur sommet, ce qui coïncide avec un épisode bref de dessiccation/érosion simultanément à la disconformité qui sépare en Sicile les évaporites inférieures et supérieures. [Lu and Meyers, 2006] et [Benson et al., 1991] ont proposé un modèle similaire mais impliquant un dépôt marin à la fois des évaporites inférieures et supérieures (partie C de la fig. 3.5). Les évaporites supérieures précipiteraient à partir de saumures marines mêlées avec des eaux continentales [Lu et al., 2001], [Lu et al., 2002], dans un bassin profond sous une faible tranche d'eau [Benson et al., 1991]. D'après ces auteurs, la chute du niveau marin et l'érosion pendant la crise de salinité affecteraient donc les zones marginales tandis que des conditions marines persisteraient au centre des bassins. D'après [Krijgsman et al., 1999a], la lacune intra-Messinienne ne dure pas plus de 90 ka, entre 5.59Ma et 5.5Ma, contrairement au 0.3 Ma du modèle de [Butler et al., 1999]. La mise en place de la crise de salinité, exactement synchrone partout en Méditerranée, se ferait durant le même cycle de précession à 5.96Ma.

Dans le modèle de [Rouchy and Caruso, 2006] (5 de la fig. 3.4 et partie A de la fig. 3.5), les évaporites inférieures des bassins profonds et de Sicile se déposent pendant une chute majeure du niveau marin, simultanément à une érosion majeure des marges. Ce dépôt évaporitique commence avec un léger diachronisme entre les bassins marginaux et les bassins profonds qui serait lié aux variations du niveau marin relatif et à l'augmentation de l'évaporation dans des bassins de profondeurs différentes séparés par les seuils (modèle a) de la fig. 3.7).

La disconformité entre évaporites inférieures et supérieures enregistrées en Sicile marquerait un épisode important d'assèchement et d'érosion [Butler et al., 1995], [Krijgsman et al., 1999b] [Krijgsman et al., 1999a]. Elle témoignerait non pas d'un épisode d'assèchement court et isolé mais du stade final de la chute majeure du niveau marin et du remplissage du bassin par accretion de sel. D'après [Rouchy and Caruso, 2006], la Méditerranée subit une évaporation intense pendant le dépôt des évaporites inférieures, mais il ne s'agit pas d'un assèchement complet d'après ces auteurs. Les évaporites inférieures se forment dans des conditions marines à partir de saumures résiduelles dont la profondeur ne peut pas être précisément estimée (dizaines à centaines de mètres), et avec l'éventualité d'épisodes brefs d'assèchement complet dans les bassins les plus profonds.

Dans ce modèle, des conditions beaucoup plus éphémères prévaleraient durant le dépôt des évaporites supérieures. Celui-ci serait marqué par une augmentation de la contribution en eau douce, liée à une dilution fin Messinien (le *Lago-Mare*), juste avant la restauration brutale des conditions marines au début du Zancléen. Ce modèle de dépôt des évaporites adopte donc l'hypothèse du *deep basin-shallow water* même si des saumures marines persistent au fond des bassins pendant la crise.

La fig. 3.6 illustre la différence essentielle de chronologie entre les modèles diachrones et synchrones. Celui (A) de [Clauzon et al., 1996] implique une duplication complète des événements sédimentaires et hydrologiques (évaporites inférieures, évaporites supérieures, *Lago-Mare*) d'abord dans les bassins marginaux (grisé), puis dans les bassins profonds (blanc). Dans le second modèle (B), d'après [Hsü, 1973], [Krijgsman et al., 1999b], [Krijgsman et al., 1999a], [Rouchy and Martin, 1992], [Rouchy and Caruso, 2006], il s'agirait d'une simple séquence d'événements affectant successivement la Méditerranée entière.

La différence lithologique des évaporites entre bassins marginaux (gypse) et bassins profonds (dolomite et marnes anoxiques) ont amené [Roveri et al., 2008] à proposer un modèle (b de la fig. 3.7) dans lequel le gypse ne précipiterait que dans les bassins marginaux impliquant des conditions environnementales alors différentes de celles des bassins profonds. Le modèle de [de Lange and Krijgsman, 2010] unifie bassins marginaux et profonds en suggérant un dépôt initial de gypse dans ces deux environnements, mais une préservation seulement dans les bassins marginaux. L'absence de gypse dans les bassins profonds (comparativement aux bassins marginaux) serait reliée à la diminution des sulfates *via* la dégradation de matières organiques en conditions marines, entraînant une reprécipitation de gypse en dolomite.

3.1.4 Modèles de dépôt de la halite

Des questions persistent quant au dépôt de la halite : ce dépôt s'est-il réalisé en eau profonde? ou bien dans un bassin asséché? c'est-à-dire avant ou après une chute du niveau marin? En combien de temps? Et quelles sont les relations chronostratigraphiques du sel avec les unités détritiques?

Sachant que des flux d'eaux marines sont nécessaires et ont dû persister pendant les dépôts évaporitiques (gypse ou sel) [Krijgsman and Meijer, 2008], des connections de la Méditerranée à l'océan mondial devaient exister. Où se situaient-elles?

D'après des modélisations 3D flexurales, les dépôts de halite (MU) (et d'évaporites inférieures LU) seraient

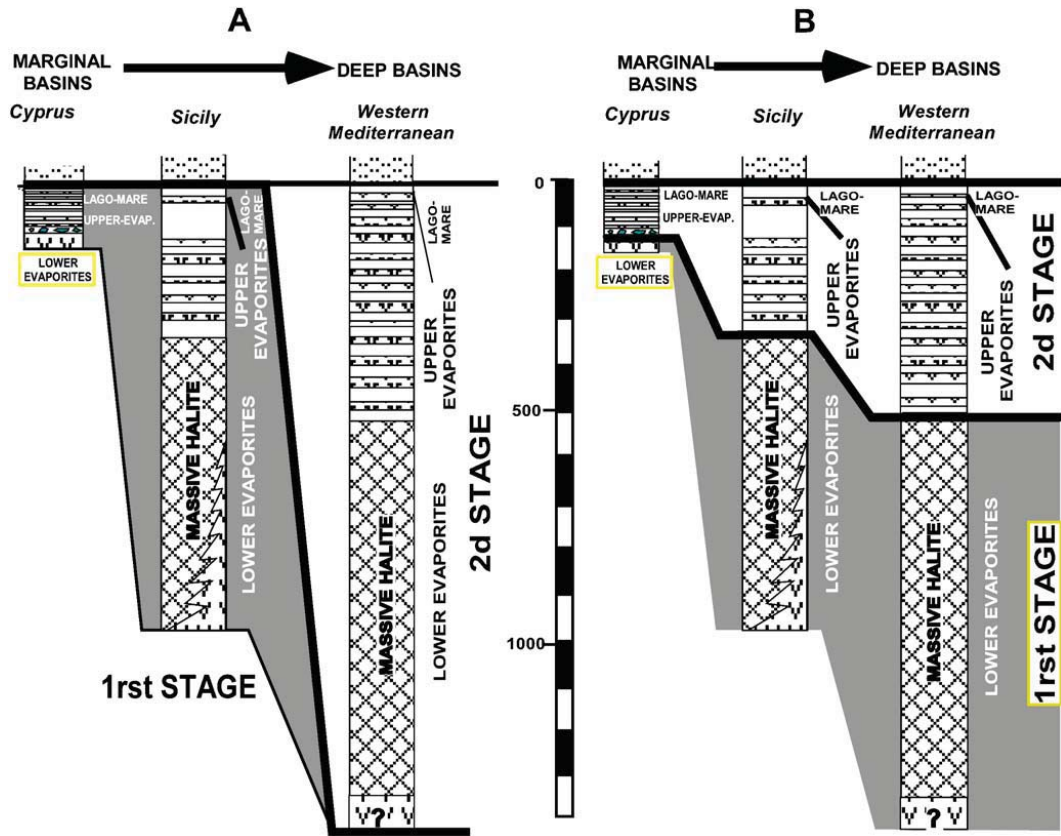


FIGURE 3.6 – Comparaison de la chronologie des événements selon les 2 modèles : diachrones (A) et synchrones (B). [Rouchy and Caruso, 2006].

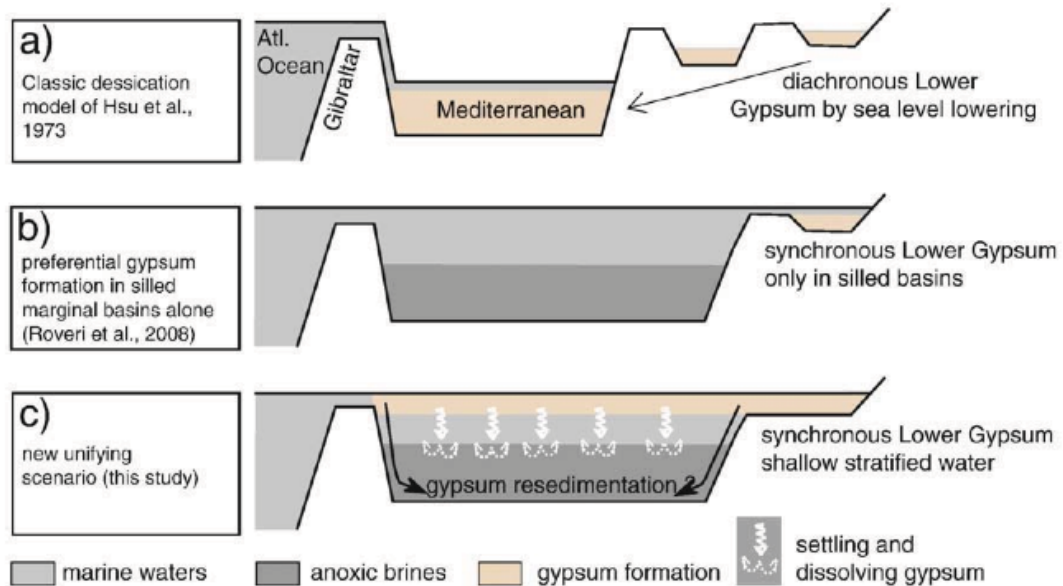


FIGURE 3.7 – Illustration schématique du scénario de dépôts des évaporites inférieures. a) modèle classique de dessiccation [Hsü, 1973] qui suggère la formation des évaporites dans un bassin profond en eau peu profonde, avec un éventuel diachronisme des conditions évaporitiques entre les bassins ([Rouchy and Caruso, 2006]. b) scénario avec formation préférentielle de gypse dans les bassins marginaux uniquement [Roveri et al., 2008], [CIESM, 2008]. c) nouveau scénario de précipitation de gypse en eau profonde à la fois dans les bassins marginaux et profonds, avec préservation de ces dépôts uniquement dans les bassins marginaux tandis que le gypse reprécipite dans le bassin profond. [de Lange and Krijgsman, 2010].

antérieurs à la chute du niveau marin [Govers, 2011]. Le niveau marin en Méditerranée aurait probablement fluctué autour du niveau marin global avant 5.6 Ma, permettant des entrées d'eaux atlantiques et donc le dépôt du sel et des évaporites. C'est ce dépôt précoce qui aurait, par son poids, entraîné un soulèvement des bordures du bassin par réajustement isostatique, isolant ainsi la Méditerranée et engendré l'assèchement. Cette hypothèse serait en accord avec [Ryan, 2011], considérant l'érosion des marges et les dépôts détritiques associés postérieurs au sel.

L'étude stratigraphique de la marge provençale de [Obone-Zue-Obame et al., 2011] précise que le dépôt de l'unité détritique (CU) serait postérieur au dépôt basal de MU, mais contemporain à son toit. Ils rejoignent en cela le scénario d'une précipitation précoce de MU dans le bassin, débutant pendant la baisse du niveau marin, et s'achevant à un bas niveau marin pendant la MSC [Blanc, 2000], [Martin, 2001], [Sage et al., 2005], [Ryan, 2009]. Ce scénario est en revanche en contradiction avec celui de [Bache et al., 2012b] (cf section suivante) montrant un important dépôt détritique précoce antérieur au sel.

On remarque également que la distribution du sel semble étroitement liée à la nature des structures sous-jacentes : il se situe en effet dans les domaines où le socle est profond (> 6 km) ; les limites des diapirs semblent également corrélées à la limite de la croûte océanique (cf section 2.1). Ces observations restent aujourd'hui inexplicables.

3.1.5 Fin de crise

La crise de salinité messinienne s'achève à la transition Miocène/Pliocène (5.96 Ma) par le réennoiment de la Méditerranée. Cet épisode a été historiquement considéré comme un événement ultra-rapide du fait du manque d'indices de transgression et de la progradation des séries pliocènes directement sur la surface fluviatile messinienne (fig. 3.8). Ses causes, sa datation et sa durée sont cependant encore mal connues.

3.1.5.1 Causes



FIGURE 3.8 – Du désert au déluge en Méditerranée, promenade devant le rocher de Gibraltar il y a 5.33 Ma. Dessin de Guy Billout [McKenzie, 1999].

De nombreuses études suggèrent que le réennoiment à travers le détroit de Gibraltar du bassin méditerranéen asséché est le fait soit de la tectonique, soit de l'eustatisme, soit d'une combinaison des deux [Weijermars, 1988], [Kastens, 1992], [Hodell et al., 1994], mais sans preuve indiscutable. Des corrélations de données de $\delta^{18}O$ de forage profond en Atlantique Nord avec la cyclostratigraphie méditerranéenne indiquent que le niveau marin maximum de l'océan mondial se situait 170 000 ans avant la transition Miocène/Pliocène à 5.33 Ma [Hodell et al., 2001]. Cela tend à chercher les facteurs dominants mettant fin à la crise dans des changements tectoniques ou climatiques locaux plutôt que glacio-eustatiques. Récemment, [Govers, 2011] apporte une nouvelle hypothèse en imputant la fin de crise à une subsidence induite par l'approfondissement du slab au niveau de Gibraltar et permettant le réennoiment pliocène.

Outre l'eustatisme et la tectonique, un 3ème facteur est invoqué pour expliquer la fin de crise : l'érosion au niveau du détroit de Gibraltar entre Atlantique et Méditerranée [Loget et al., 2005], [Garcia-Castellanos et al., 2009]. Ces auteurs considèrent toutefois un mécanisme érosif différent : le premier invoque une érosion régressive engendrant

un ré-ennoisement relativement lent, le second une érosion et un réennoisement catastrophique, de manière quasi-instantanée.

Dans l'hypothèse de [Loget et al., 2005], les entrées d'eaux atlantiques sont facilitées par la gouttière préexistante pendant des remontées épisodiques du niveau marin. Cette incision agirait comme une porte d'entrée permanente des flux atlantiques en Méditerranée, en grignotant progressivement le seuil de Gibraltar (fig. 3.9).

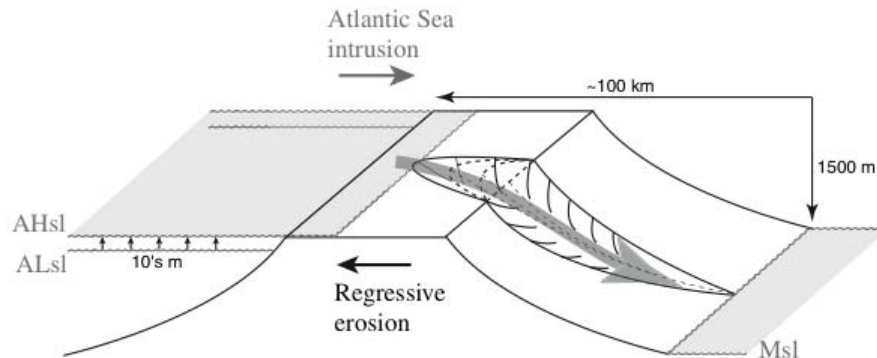


FIGURE 3.9 – Scénario de réennoisement de la Méditerranée *via* un flux Atlantique circulant à travers une gouttière créée par érosion régressive pendant la crise. AHsl : Haut niveau Marin Atlantique, ALsl : Bas niveau marin Atlantique, Msl : Niveau marin en Méditerranée. [Loget et al., 2005].

Des modélisations hydrologiques [Blanc, 2002] et des modèles d'incisions fluviales [Garcia-Castellanos et al., 2009] indiquent un réennoisement catastrophique de la Méditerranée (de 10-11 ans pour les premiers à 2 ans pour les seconds). Bien que le remplissage débute avec une faible décharge et puisse durer quelques milliers d'années, 90 % du flux d'eau atlantique seraient transférés en Méditerranée en seulement quelques mois à 2 ans, impliquant une remontée du niveau marin atteignant 10m/jour dans le bassin [Garcia-Castellanos et al., 2009] (fig. 3.10). Ce flux catastrophique implique que les importantes incisions (250m) observées de part et d'autre du détroit de Gibraltar soient le résultat du réennoisement, et non pas ceux de l'érosion fluviale régressive (fig. 3.9) pendant l'épisode d'assèchement de la Méditerranée supposée par [Loget et al., 2005]. Une fois l'incision creusée, le réennoisement s'effectue alors selon le principe des vases communicants : en Méditerranée occidentale d'abord, jusqu'à ce que son niveau atteigne la profondeur du seuil de Sicile, en Méditerranée orientale ensuite jusqu'à ce que son niveau atteigne celui du bassin Ouest, et enfin conjointement dans les 2 bassins (fig. 3.10).

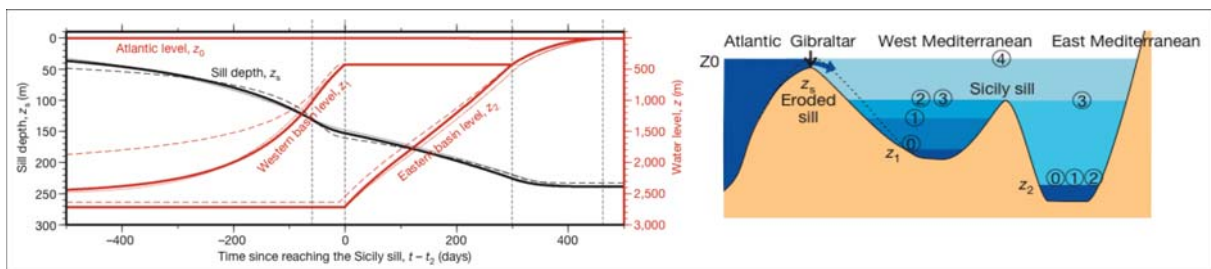


FIGURE 3.10 – Scénario de réennoisement des bassins de Méditerranée. Courbes du niveau marin en Méditerranée et de la profondeur du seuil de Sicile (Gauche). Illustration schématisée du remplissage (Droite) avec (0) niveau marin avant réennoisement, (1) période d'incision maximale du seuil, (2) le niveau marin de la Méditerranée occidentale atteint le seuil de Sicile, (3) le niveau marin de la Méditerranée orientale atteint le seuil de Sicile, (4) l'ensemble de la Méditerranée est rempli. [Garcia-Castellanos et al., 2009].

3.1.5.2 Datation de la remontée du niveau marin

La remontée du niveau marin en Méditerranée n'est pas non plus contrainte en terme de datation. La présence de foraminifères planctoniques dans les dépôts du Messinien terminal (sommet de la Formation Di Tetto et Formation à Colombacci) de l'avant-fosse apenninique (Italie, région Adriatique) est sujette à discussion depuis les années 1970. Le haut de la Zone à Nannofossiles calcaires NN11 est défini par la disparition de *Discoaster quinqueramus* [Berggren et al., 1995a], estimée à environ 5.537Ma par [Backman and Raffi, 1997], et précisément

recalculée à 5.58Ma par [Lourens, 2004], bien que ces espèces soient rares, voire absentes en Méditerranée [Rio et al., 1984]. L'intervalle d'observation pour *Ceratolithus acutus* en Atlantique Equatorial estimé à 5.372-5.046Ma [Backman and Raffi, 1997] est recalculé à 5.35-5.04 par [Lourens, 2004]. Il précède la disparition de *Triquetrorhabdulus rugosus* [Berggren et al., 1995a], [Berggren et al., 1995b] située à 5.28Ma par [Lourens, 2004]. En Méditerranée, la première occurrence de *C. acutus* a été retardée jusqu'au début du Pliocène [Cita, 1973], [Castradori et al., 1998] à cause de l'isolation du bassin pendant la crise de salinité messinienne, d'où la zone non distincte ('Non-distinctive Zone') de [Iaccarino and Salvatorini, 1982]. De plus, comme en d'autres sites méditerranéens ou atlantiques [Backman and Raffi, 1997], [Castradori et al., 1998], ces deux évènements ne coïncident pas : l'extinction de *T. rugosus* survient plus tôt que l'apparition de *C. acutus*. La présence de *C. acutus* dans les sédiments méditerranéens signifierait donc l'appartenance du dépôt au Zancléen basal. L'intervalle étudié dans la coupe de Maccarone, enregistrant à la fois *T. rugosus* et *C. acutus* appartiendrait, quant à lui, à la Zone MNN12 de [Rio et al., 1990] c'est-à-dire au Zancléen inférieur (fig. 3.1).

Ma	Polarity	Epochs	Stages	Planktonic Foraminifer Zones		Calcareous Nannofossil Zones	
				Mediterranean Sea	Global time scale	Mediterranean Sea	Global time scale
3		PLIOCÈNE	Piacenzian	MPI5	PL4-PL5		
	MPI4			PL3	MNN16	NN16	
4			Zanclean	MPI3	PL2	MNN14-15	NN13-15
	MPI2				MNN13		
5				MPH1	PL1	MNN12	NN12
6		Messinian	Non Distinctive Zone		Non Distinctive Zone		
	MM13		M13b-14				
7							
8		Tortonian	MM12		MNN11	NN11	

TABLE 3.1 – Bio et Chronostratigraphie du Miocène Supérieur et du Pliocène Inférieur de Méditerranée selon la charte établie par le programme 'EEDEN' coordonnée par Iaccarino et Steininger (inédit) comparée à la charte globale de [Lourens, 2004]. [Popescu et al., 2007].

L'étude palynologique de la coupe de Maccarone avait révélé une soudaine et forte augmentation des pollens à ballonnets traduisant un milieu plus distal dans sa moitié supérieure. Cette transgression, qui a d'abord été attribuée à l'activité tectonique, est établie selon [Popescu et al., 2007] comme étant la transgression marine du Zancléen après la découverte de *Ceratolithus acutus*, le marqueur chez les nannofossiles du Zancléen basal en Méditerranée. La présence conjointe de kystes de dinoflagellés marins et de foraminifères planctoniques appuieraient ce résultat. Les dépôts qui étaient attribués au Lago-Mare reflèteraient par ailleurs l'invasion d'organismes paratéthysiens à la suite d'échanges d'eaux de surface lors de connexions à haut niveau marin entre la Mer Egée et le bassin Dacique (Paratéthys orientale) [Popescu et al., 2007]. Le réennoiment de la Méditerranée par les eaux atlantiques serait donc intervenu bien avant la base « officielle » de l'étage Zancléen placée à 5.332Ma. Les arguments en faveur d'une telle révision ne sont pas isolés, mais sont aussi suggérés au Maroc [Corneé et al., 2006], en Calabre [Cavazza and DeCelles, 1998], en Sicile [Londeix et al., 2007], dans le Golfe du Lion [Bache et al., 2012b], ainsi qu'au Nord-Est de la Mer Egée [Clauzon et al., 2008].

L'étude du Miocène Terminal de la plate-forme carbonatée du SE espagnole suggère également une restauration des conditions marines dans les bassins marginaux de la Méditerranée occidentale avant 5.33 Ma [Bourillot et al., 2010]. Celle-ci serait liée à une déglaciation et une remontée du niveau marin d'environ 70m autour de 5.6 Ma. Elle initialiserait ainsi une première étape de fin de crise (fig. 3.11).

[Bache et al., 2012b] identifient récemment dans le Golfe du Lion, entre les premiers indices de dépôt de halite et la surface d'érosion fluviatile messinienne une surface d'abrasion marine, témoin de la transgression de la ligne de rivage ravinée par l'action des vagues. La limite entre cette abrasion marine et la surface fluviatile messinienne représenterait la ligne de rivage juste avant une accélération suffisante de la transgression pour fossiliser la surface d'érosion fluviatile messinienne. La remontée du niveau marin d'après ces auteurs s'effectuerait en 2 étapes : une première transgression, de 500 m au plus, lente, s'achève à 5.46 Ma (son début n'est pas contraint) ; la seconde trans-

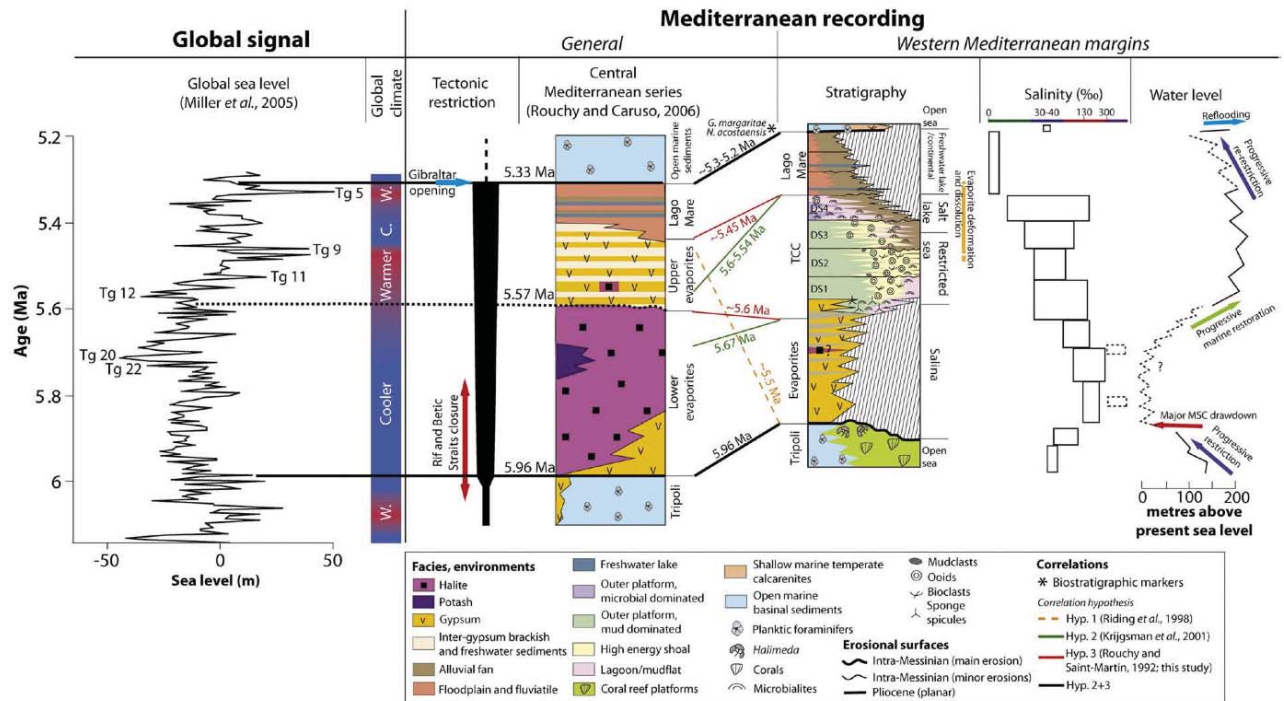


FIGURE 3.11 – Corrélation de l'enregistrement des variations du niveau marin en Méditerranée occidentale (déduite de la stratigraphie de la plate-forme carbonatée messinienne du SE de l'Espagne) avec le signal eustatique global. [Bourrillot et al., 2010].

gression, de 600 à 900 m d'amplitude, ultra rapide, est quasiment instantanée à 5.46 Ma (fig. 3.12). Si la remontée biphasée du niveau marin en Méditerranée de [Bache et al., 2012b] est bien en accord avec les travaux de [Bourrillot et al., 2010], leurs conclusions quant à l'âge de ces phases en revanche divergent.

3.1.6 Astrochronologie

3.1.6.1 Dépôts avant évaporites

Magnétostratigraphie et biostratigraphie sur les marls pré-évaporites ont fourni les premières datations de la mise en place des évaporites dans les bassins marginaux [Gautier et al., 1994], [Sierro et al., 1999], [Krijgsman et al., 1999b]. Cependant ces techniques ne peuvent dater les séquences intra-messinienne, étant donné que ces successions sont confinées à un seul chron magnétique inverse C3r [Gautier et al., 1994] et que les âges des foraminifères planctoniques ne sont pas suffisamment précis. La construction d'une échelle astronomique pour le Messinien [Hilgen et al., 1995], [Krijgsman et al., 1999b], [Krijgsman et al., 2001] a donc été une étape majeure dans la compréhension des environnements et processus de dépôts menant à la crise. Elle a en effet permis des corrélations à haute résolution entre différents sous-bassins méditerranéens [Caruso, 1999], [Hilgen and Krijgsman, 1999], [Krijgsman et al., 1999a], [Krijgsman et al., 2001], [Krijgsman et al., 2004], [Sprovieri et al., 1996] et entre Méditerranée et océan mondial [Hodell et al., 2001], [Vidal et al., 2002].

Les corrélations cyclostratigraphiques entre les coupes messiniennes pré-évaporites (fig. 3.13) sont plutôt simples et ont été confirmées par la biostratigraphie haute résolution des foraminifères planctoniques [Krijgsman et al., 1999b]. La calibration astronomique montre généralement une excellente correspondance entre les tendances des cycles sédimentaires et la courbe astronomique [Hilgen and Krijgsman, 1999], [Sierro et al., 2001]. Il est ainsi établi qu'aucun cycle sédimentaire ne manque et qu'aucune autre corrélation ne peut être envisagée. La calibration du Messinien pré-évaporite indique un âge de 7,25Ma pour la base du Messinien et de 5.96Ma pour la mise en place des évaporites et donc pour le début de la crise de salinité. Ces âges sont maintenant communément acceptés.

La calibration des évaporites elles-mêmes est plus problématique, même si celles-ci sont également arrangées d'une manière cyclique.

3.1.6.2 Évaporites inférieures

Les alternances pré-évaporites de maerl et sapropel sont remplacées par des cycles de gypse et maerl des unités de Gypse inférieur (Lower Gypsum Unit), indiquant également une relation à la précession contrôlée par les oscillations climatiques en Méditerranée. Les nombres de cycles d'évaporite (gypse) dans le gypse inférieur d'Espagne (17) et

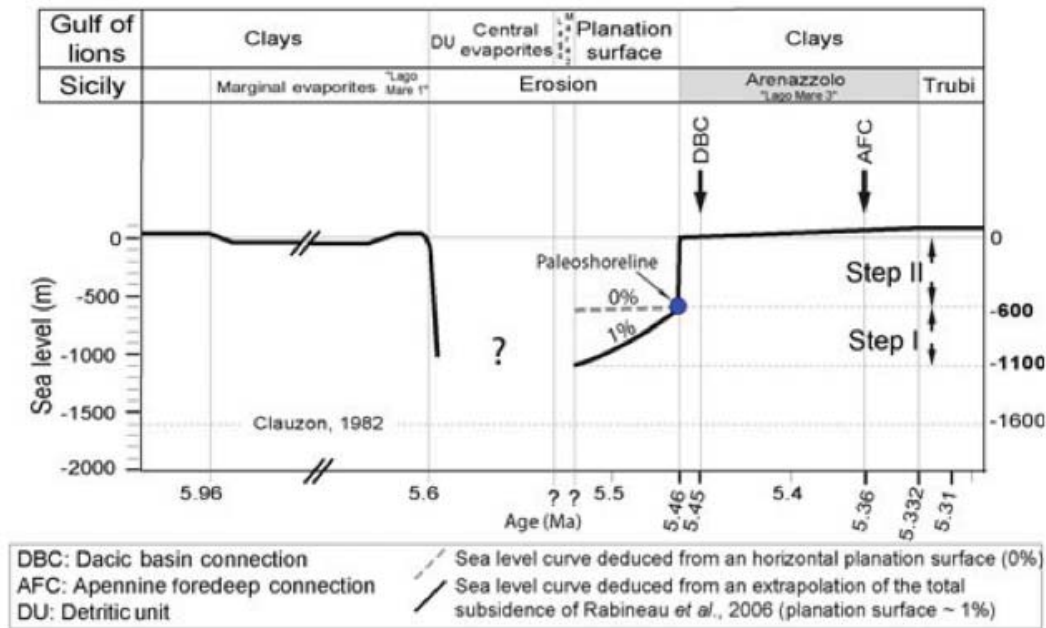


FIGURE 3.12 – Variations du niveau marin en Méditerranée entre 6 Ma et 5.30 Ma [Bache et al., 2012b].

d'Italie (16) sont en accord (e.g. [Krijgsman et al., 2001] et impliquent une durée totale d'environ 350-370ka pour cette unité.

Tenter une calibration des cycles post-évaporites inférieures avec les courbes d'insolation conduit à un petite 'lacune Messinienne' entre 5.59 et 5.50Ma, pendant laquelle l'assèchement de la Méditerranée, le dépôt de halite et le rebond isostatique associé (basculément tectonique et érosion) doivent s'être produits.

3.1.6.3 Évaporites supérieures

Les évaporites supérieures et leurs équivalents latéraux montrent aussi une cyclicité, comprenant en général 7 à 8 cycles sédimentaires [Decima and Wezel, 1971], [Vai, 1997], [Fortuin and Krijgsman, 2003], [Roveri et al., 2008]. Ce nombre est en accord avec le nombre de pics de précession, suggérant que les évaporites supérieures des bassins marginaux se sont déposées approximativement en 175ka [Roveri et al., 2008].

3.1.6.4 Corrélation avec les isotopes de l'Oxygène

La mise en place des évaporites à 5.96Ma coïncident avec la montée glacio-eustatique du niveau marin succédant au stade TG32. Elle peut donc être reliée aux cycles de 400ka de l'excentricité à l'échelle régionale [Krijgsman et al., 2004], [Laan et al., 2005], [Hilgen et al., 2007].

La calibration astronomique (fig. 3.14) suggère que la base des évaporites supérieures est intimement liée à la première étape de déglaciation entre 5.55 et 5.52 Ma [Laan et al., 2006]. Il serait alors possible de corréliser le hiatus (*Messinian Gap*) entre évaporites inférieures et supérieures observé dans les bassins marginaux avec les 2 pics glaciaires TG12-14 [Hilgen et al., 2007]. La durée exacte des dépôts de halite en Méditerranée profonde n'est pas datée, mais la similarité stratigraphique avec la séquence sicilienne suggère que ce dépôt s'est effectué pendant cette lacune (voir aussi [Roveri et al., 2008]). La durée de dépôt de l'unité de halite est alors approximativement estimée à moins de 90 ka.

Comme on l'a vu précédemment, la limite Miocène/Pliocène ne correspond à aucune remontée glacio-eustatique du niveau marin [Hodell et al., 2001]. Les enregistrements des isotopes benthiques de la coupe de Loulja (Région de Bou Regreg) calibrée avec la précession confirment que cette limite (comme elle est officiellement définie en Méditerranée) ne coïncide avec aucune déglaciation [Laan et al., 2006], [Hilgen et al., 2007] (fig. 3.14).

Le contexte messinien de la Méditerranée étant posé, nous revenons dans les deux sections suivantes à notre bassin d'étude, avec un état des lieux de la stratigraphie messinienne d'abord, puis plio-pléistocène ensuite. Nous détaillerons les principaux éléments issus des différentes études stratigraphiques du bassin Liguro-Provençal (synthétisées sur la fig. 3.15) intéressant notre échelle de temps et résolution de travail.

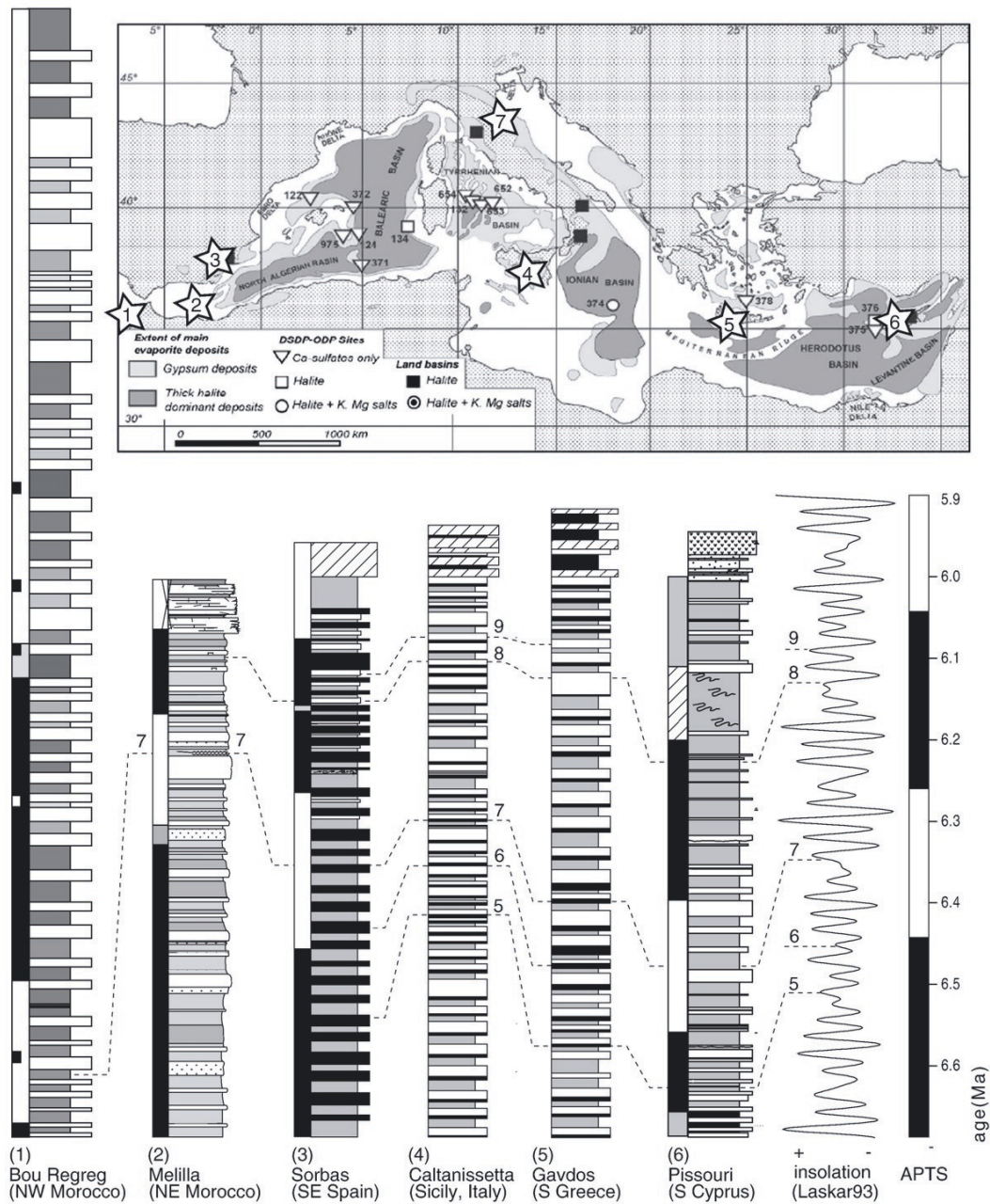


FIGURE 3.13 – Corrélations cyclostratigraphiques des sections pré-éaporitiques de l'Atlantique et de la Méditerranée sur un transect Ouest-Est, confirmées par des données biostratigraphiques. La carte montre la localisation des sections clé utilisées pour la construction de l'échelle astrochronologique messinienne : 1) Bou Regreg [Krijgsman et al., 2004], 2) Melilla [Assen et al., 2006], 3) Sorbas [Krijgsman et al., 1999a], 4) Sicile [Krijgsman et al., 1999a], 5) Gavdos [Krijgsman et al., 1999a], 6) Chypre [Krijgsman et al., 2002], 7) Nord-Apennins [Manzi et al., 2007], confirmée par des données biostratigraphiques (les nombres correspondent aux niveaux biostratigraphiques : 5 = dernière apparition (LO) *G. conomiozea* group, 6 = première apparition commune (FCO) *Turborotalia multiloba*, 7 = changement d'enroulement senestre/dextre *Neogloboquadrina acostaensis*, 8 = premier influx senestre *Neogloboquadrinids* (90%), 9 = second influx senestre *Neogloboquadrinids* (40%). La carte montre également la distribution et l'extension des évaporites messiniennes en Méditerranée avec la localisation des sites DSDP-ODP. [Krijgsman and Meijer, 2008] modifié de [Rouchy and Caruso, 2006].

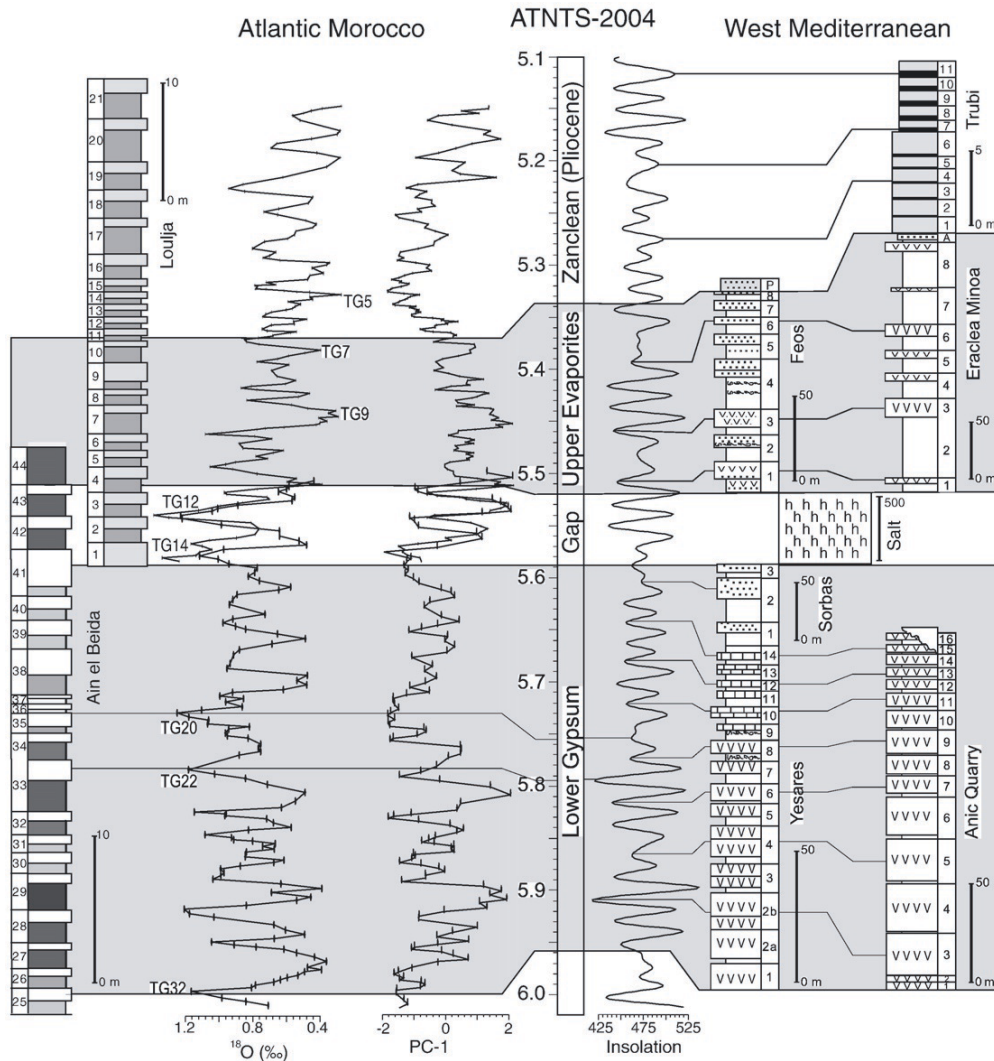


FIGURE 3.14 – Astronomical tuning des sections messiniennes clé sur la marge atlantique du Maroc et en Méditerranée [Krijgsman and Meijer, 2008] modifié d'après [Hilgen et al., 2007]. Les enregistrements géochimiques et ceux des isotopes de l'Oxygène benthique de Ain el Beida [Laan et al., 2005] et de Loulja [Laan et al., 2006] de la région marocaine de Bou Regreg montrent la corrélation astronomique des cycles glaciaires et interglaciaires. Les sections de Yesares, Sorbas et Feos sont issues des bassins de Sorbas et du Nijar du SE de l'Espagne [Krijgsman et al., 2001], [Fortuin and Krijgsman, 2003], Anic Quarry se situe dans les Apennins du Nord [Vai and Lucchi, 1976] et Eraclea Minoa en Sicile [Lourens et al., 1996], [Hilgen et al., 2007]. Les intervalles d'évaporites inférieures et supérieures sont indiqués en grisé. Le dépôt de la halite profonde correspond au « Gap messinien » sur les marges, probablement relié aux 2 pics glaciaires TG12 et TG14 de l'intervalle glaciaire messinien [Laan et al., 2005]. [Krijgsman and Meijer, 2008].

Lorem ipsum dolor sit amet, consectetur adipiscing elit. Ut purus elit, vestibulum ut, placerat ac, adipiscing vitae, felis. Curabitur dictum gravida mauris. Nam arcu libero, nonummy eget, consectetuer id, vulputate a, magna. Donec vehicula augue eu neque. Pellentesque habitant morbi tristique senectus et netus et malesuada fames ac turpis egestas. Mauris ut leo. Cras viverra metus rhoncus sem. Nulla et lectus vestibulum urna fringilla ultrices. Phasellus eu tellus sit amet tortor gravida placerat. Integer sapien est, iaculis in, pretium quis, viverra ac, nunc. Praesent eget sem vel leo ultrices bibendum. Aenean faucibus. Morbi dolor nulla, malesuada eu, pulvinar at, mollis ac, nulla. Curabitur auctor semper nulla. Donec varius orci eget risus. Duis nibh mi, congue eu, accumsan eleifend, sagittis quis, diam. Duis eget orci sit amet orci dignissim rutrum.

3.2 Focus sur la stratigraphie messinienne du Bassin Liguro-Provençal

Une différence essentielle apparaît entre les interprétations de [Bache, 2008] et [Lofi and Berné, 2008] (fig. 3.16). Il s'agit de la position de la BES (*Basal Erosional Surface*) c'est-à-dire la base du Messinien. D'après [Bache, 2008], elle est située au-dessous d'un important dépôt détritique (l'unité M dont la sous-unité M0 correspondrait aux produits de l'érosion messinienne) dans une position nettement plus profonde que celle considérée par [Lofi and Berné, 2008]. Pour éviter toute confusion, elle est dénommée *Basal Surface of Messinian Regression* ou surface M. Ceci implique que le volume de sédiments détritiques (issu de l'érosion aérienne messinienne) accumulé sur la pente s'avère bien plus important que celui précédemment estimé. [Lofi, 2002] avait évalué un volume maximal de sédiments accumulés au sein des éventails détritiques au large du Languedoc Roussillon à 1387 km^3 et un volume de sédiments érodé par le système fluvial correspondant à 3080 km^3 . Le même volume de sédiment miocène érodé (en excluant là aussi le système rhodanien) est quantifié par [Bache, 2008] à 4000 km^3 , et celui de l'unité M (système rhodanien inclus) à 4500 km^3 dont 3000 km^3 pour les unités M0 et M1 à faciès chaotique. L'ordre de grandeur du volume de l'unité M s'avère donc bien en adéquation avec le volume érodé en amont. C'est pourquoi, dans notre étude, nous avons repris l'interprétation de [Bache, 2008] pour la position de la discontinuité de base de l'événement messinien.

Au niveau du domaine intermédiaire, [Lofi and Berné, 2008] repère des surfaces d'érosions et corps sismiques (C2, C3 sur la fig. 3.16) interprétés comme des canyons sous-marins pré-messinien. La position plus profonde de la discontinuité de base de l'événement messinien de [Bache, 2008] implique alors de considérer ces surfaces érosives et canyons comme messiniens.

Trois domaines stratigraphiques différents ont été mis en évidence dans le bassin Liguro-Provençal (fig. 3.17) : le domaine érodé, le domaine intermédiaire et le domaine à évaporites (domaine profond).

3.2.1 Le domaine érodé sur le plateau

Celui-ci est caractérisé par la succession de 2 surfaces d'érosion majeures :

- une surface rugueuse liée à une érosion aérienne, la MES (bleu foncé sur la fig. 3.19). Très chaotique et discontinue, elle incise profondément les séries miocènes, dessinant des vallées jusqu'à 15 km de largeur et 600 m de profondeur (fig. 3.18). De cette érosion aérienne résulte une série détritique marine précoce **M0** dans le domaine intermédiaire (pente).

- une surface lisse (turquoise sur la fig. 3.19) interprétée comme une abrasion marine due aux vagues et liée à la transgression de la ligne de rivage ([Bache, 2008] vers la fin de la crise messinienne (juste avant 5.46 Ma). Vers le bassin, la surface rugueuse passe brusquement à cette surface plane et conforme avec les séries miocènes sous-jacentes. Cette érosion est présente à la fois dans le domaine érodé (au sommet des sédiments miocènes) et dans le domaine intermédiaire (troncature de réflecteurs au sommet de l'unité M).

La transition entre ces 2 surfaces d'érosion (limite rugueux/lisse) s'établit à la même profondeur (1.6 std) dans la partie centrale du Golfe, et à une profondeur moindre (1.4 std) vers la Provence à l'Est et les Pyrénées à l'Ouest (fig. 3.19).

3.2.2 Le domaine intermédiaire au niveau de la pente

L'unité M dans le domaine intermédiaire est subdivisée en sous-unités M0, M1 et M2.

- Le terme inférieur, M0, est caractérisé par des clinofformes inclinés vers le bassin et tronqués dans leur partie amont par la surface d'érosion lisse. Cette sous-unité peut atteindre une épaisseur de 0.8 std dans sa partie amont, son épaisseur diminuant fortement vers le bassin ; sa limite supérieure devient alors très difficile à suivre, M0 étant confondue avec le terme sus-jacent M1. L'essentiel de cette sous-unité reste localisé à l'embouchure directe du Rhône messinien, même si côté languedocien, il n'est pas exclu que la sédimentation, entièrement chaotique et difficilement subdivisible en sous-unités, soit en partie assimilée à M0. Cette sous-unité se prolonge dans le bassin profond sous les premières évaporites (sa partie distale a été appelée Ma). Elle s'avère être la plus importante en volume : jusqu'à 1000 m d'épaisseur au débouché des fleuves messiniens, de l'ordre de 800 m sous les évaporites. Des sédiments détritiques provenant d'une 1ère phase d'érosion du plateau continental et du haut de pente sont donc intercalés dans le bassin profond, avant la précipitation des premières évaporites Mb.

- Le terme M1 repose en discordance sur le terme M0. Comme ce dernier, il est caractérisé par des clinofformes inclinés vers le bassin et tronqués dans leur partie amont par la surface lisse. Présent sur l'ensemble de la marge, au débouché des fleuves pyrénéo-languedociens et rhodaniens, on y décrit 2 faciès sismiques sont décrits vers le bassin, en aval des clinofformes : un faciès chaotique situé essentiellement au débouché direct des fleuves messiniens à l'Ouest et un faciès caractérisé par des réflecteurs plus ou moins continus, essentiellement à l'Est du Golfe du Lion. Cette différence de faciès semble être due à la connexion directe ou non avec les fleuves messiniens. Des reliefs de socle protègent en effet le côté Est (faciès lité) des arrivées directes des produits du Rhône et du Languedoc tandis

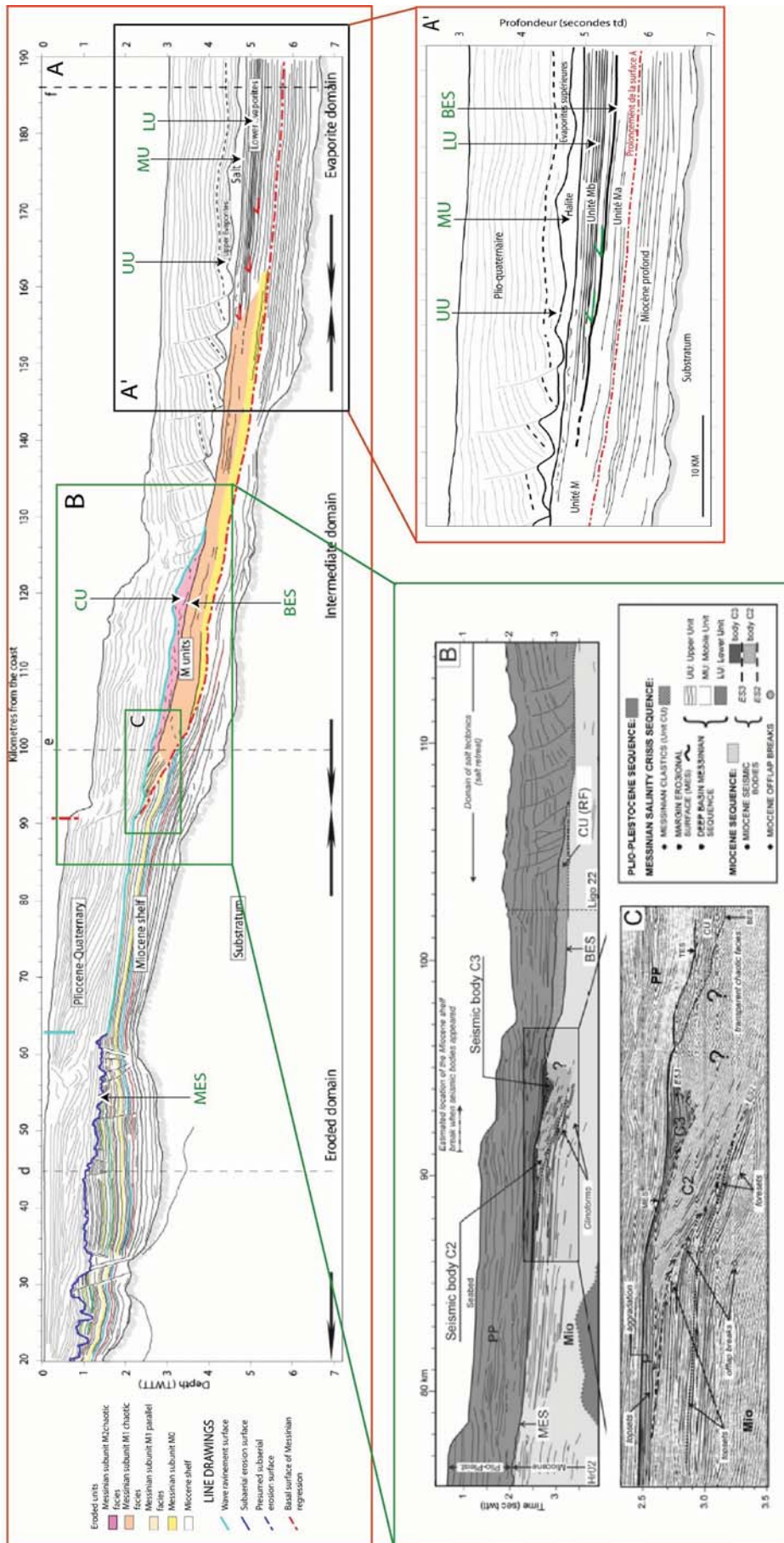


FIGURE 3.16 – Comparaison des travaux de [Lofi and Berné, 2008] (nomenclature et figures encadrées en vert) et de [Bache, 2008] (figures encadrées en rouge)

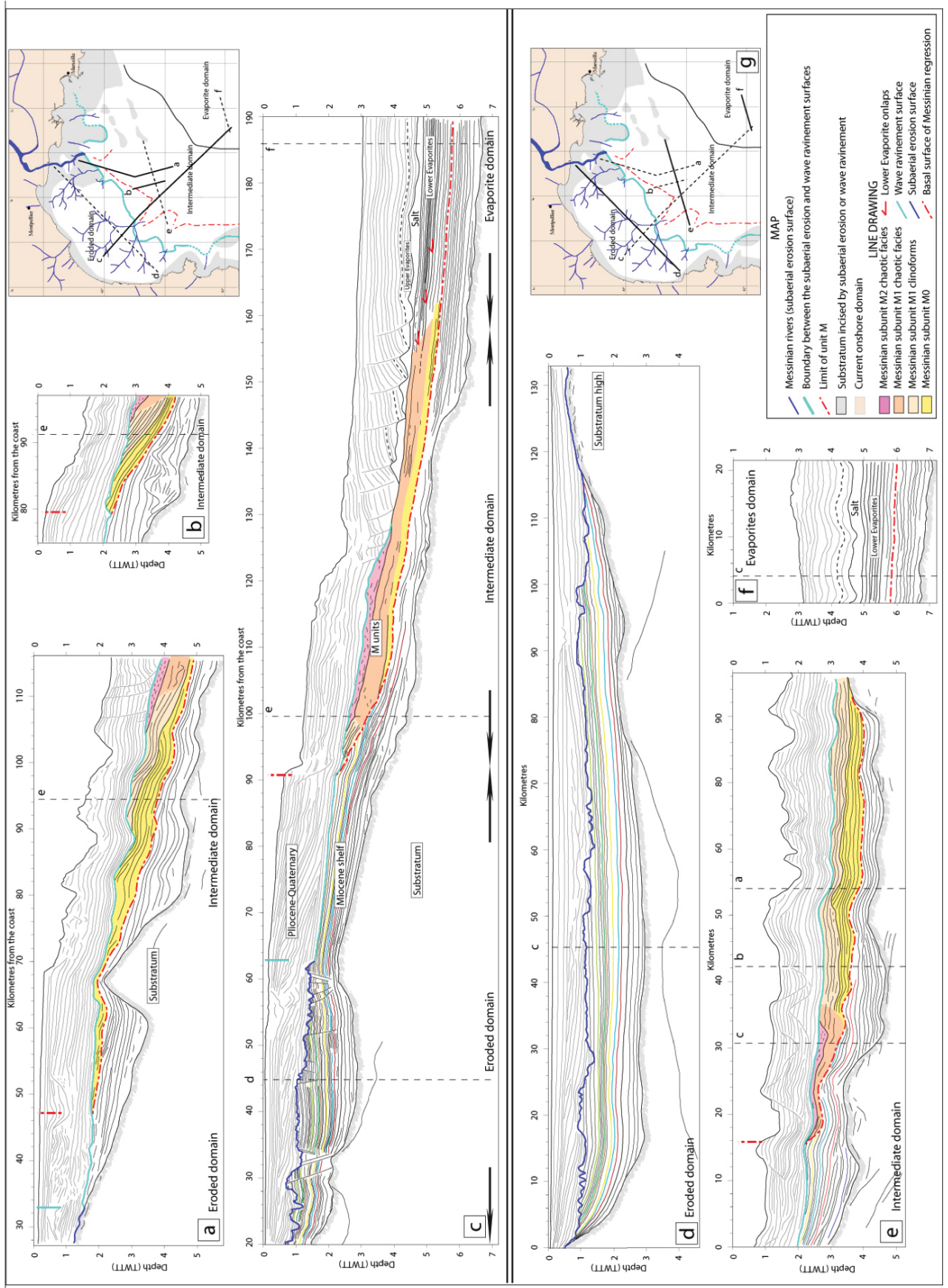


FIGURE 3.17 – *Line Drawings* situés dans le Golfe du Lion. Trois domaines différents sont mis en évidence : le domaine érodé, le domaine intermédiaire et le domaine à évaporites (domaine profond). [Bache, 2008]

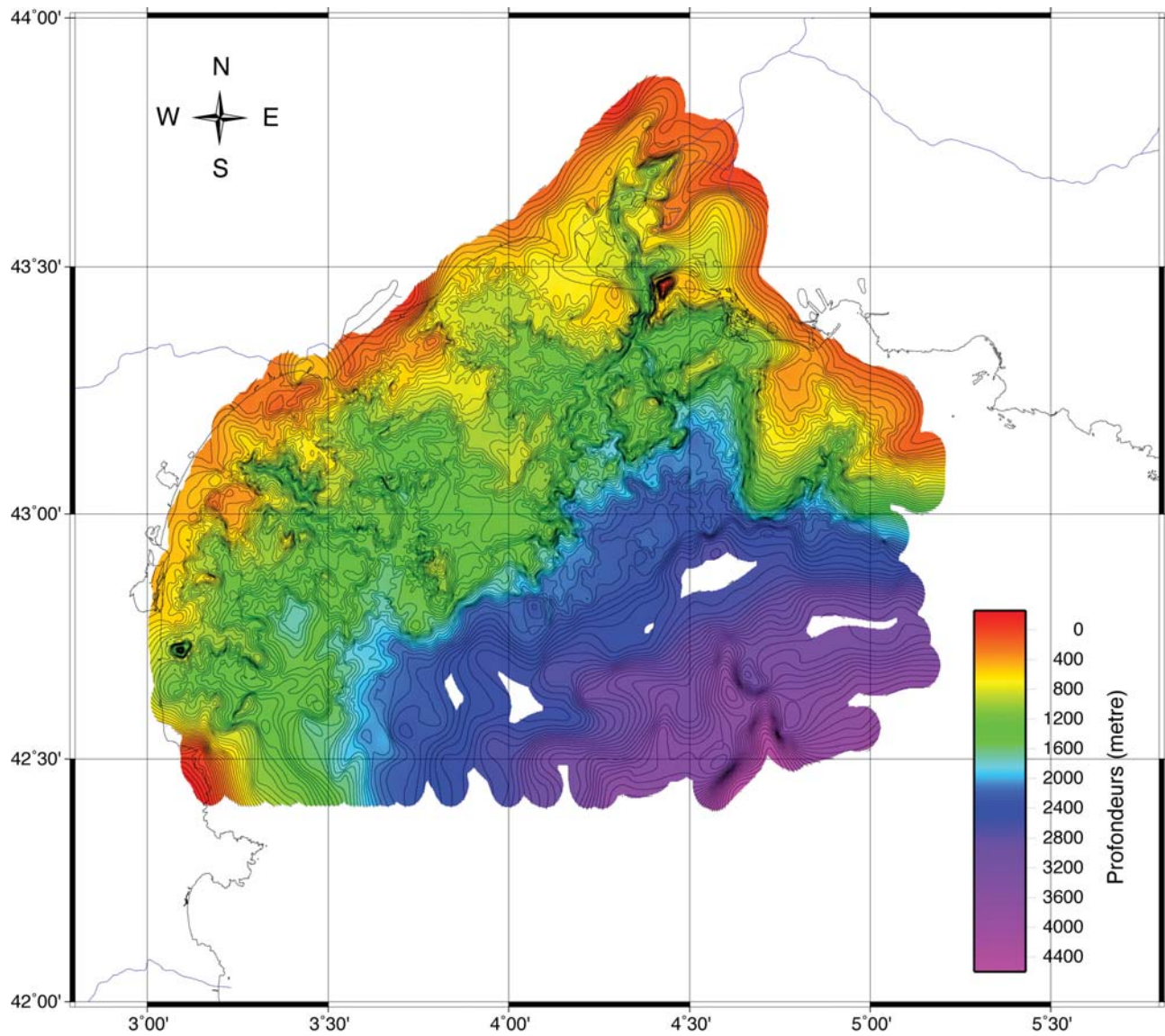


FIGURE 3.18 – Carte morpho-bathymétrique de la MES d’après les données transmises par P. Guennoc. Isocontours tous les 50 m. Projection Mercator.

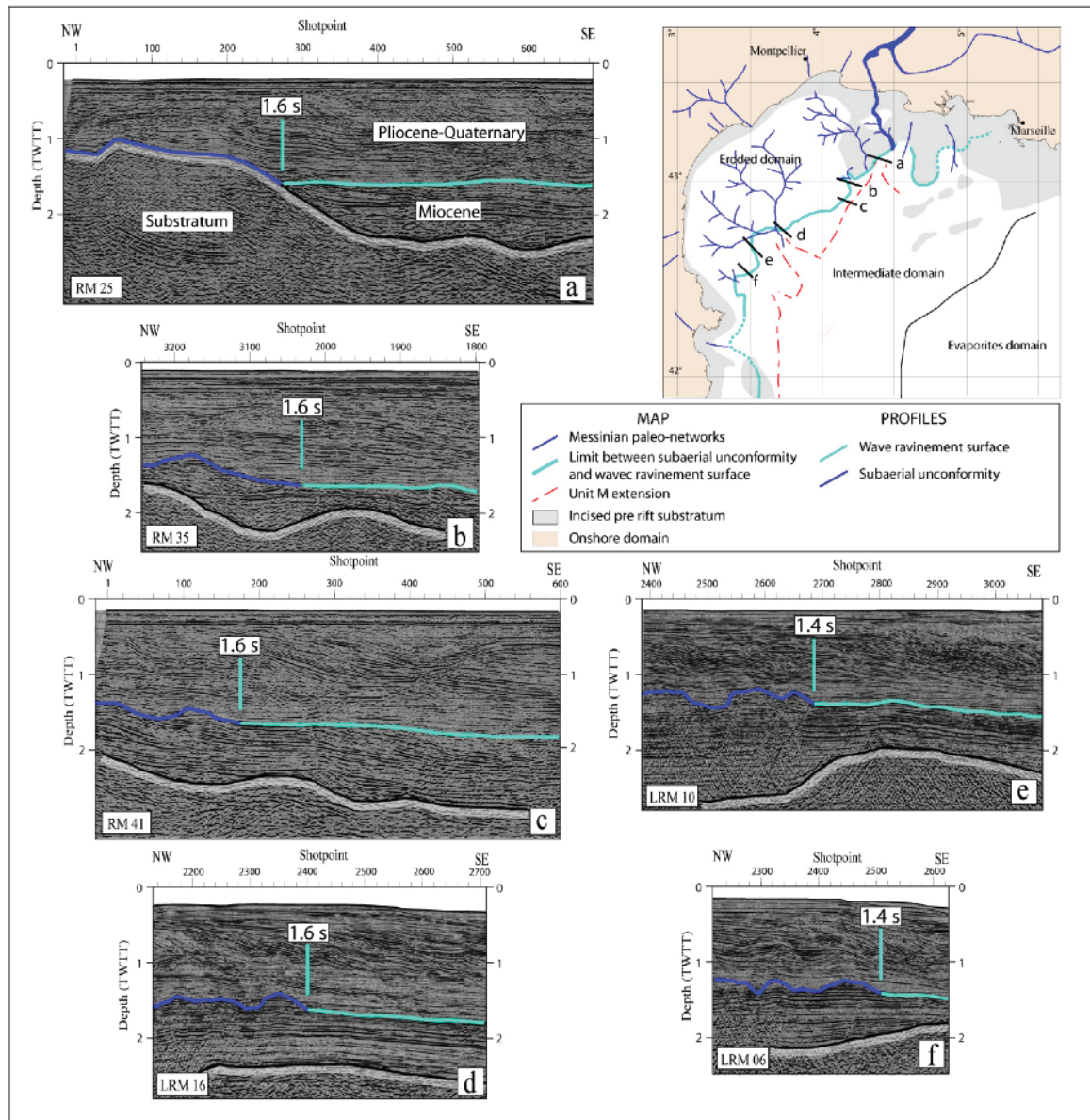


FIGURE 3.19 – Détails de la transition de la surface d'érosion aérienne rugueuse à la surface d'abrasion marine lisse. La position de cette transition représente la ligne de rivage juste avant 5.46 Ma. [Bache, 2008] et [Bache et al., 2012b].

que le faciès chaotique se situe à l'embouchure directe des fleuves messiniens. Ce dernier faciès pourrait donc être le résultat d'un hydrodynamisme plus intense dans la zone occidentale et d'instabilités gravitaires associées.

- Le terme M2 est caractérisé par un faciès sismique chaotique, se distinguant des unités sous-jacentes M0 et M1 par sa forte amplitude. Cette unité est identifiée à l'embouchure directe du réseau messinien languedocien, mais est tronquée par la surface lisse dans sa partie amont : une connexion directe avec le Rhône ne peut donc qu'être supposée.

3.2.3 Transition du domaine érodé au domaine intermédiaire

La surface d'érosion la plus marquée (surface M sur la pente et dans le bassin), située à la base de l'unité M, est une surface de discontinuité fortement inclinée vers le bassin. Elle est érosive sur les sédiments miocènes et l'ensemble est aplani par la surface d'érosion lisse. La surface M est présumée de nature sous-marine, aucune phase évaporitique traduisant une chute drastique du niveau marin n'étant présente à ce stade. Il est donc probable que la dernière régression messinienne (de plus grande ampleur) soit à l'origine de cette surface, les anciennes érosions ayant été effacées par cette dernière.

Le remplissage de l'unité M est également incliné de telle sorte que la surface d'érosion lisse tronque l'ensemble. On passe ainsi d'un domaine érodé caractérisé par une surface d'érosion unique rugueuse ou lisse à un domaine intermédiaire où les sédiments miocènes et pliocènes sont séparés par une unité sédimentaire, l'unité M. Le passage du domaine érodé au domaine intermédiaire (pente) correspond à la transition d'un environnement fluvial vers un environnement marin. Positionner exactement cette transition est difficile car la surface lisse qui scelle l'événement messinien érode la trace de l'érosion fluviale.

3.2.4 Le domaine à évaporites dans le bassin profond

L'unité M surmonte les dépôts profonds de la plate-forme miocène, premier faciès observé reposant directement sur le socle.

Dans le bassin profond, l'unité M est subdivisée verticalement, de bas en haut, en sous-unités Ma, Mb.

- L'unité Ma, présente un faciès sismique chaotique avec des réflecteurs plus ou moins continus et de moyenne amplitude. Elle prolonge les sédiments détritiques précoces de l'unité M dans le bassin en passage latéral de faciès. Il pourrait s'agir de turbidites. Son épaisseur est estimée à 800 m (selon une vitesse de 5000 m/s).
- L'unité Mb, restreinte au bassin profond, est représentée par des réflecteurs continus et de forte amplitude se terminant en *onlap* sur l'unité M. Cette disposition contraste avec celles de Ma sous-jacente et avec celle de la halite sus-jacente. Ceci témoigne d'un changement de régime sédimentaire depuis un épisode détritique précoce (Ma) jusqu'à un épisode de précipitation de halite, suggérant une origine évaporitique. Mb pourrait donc correspondre aux évaporites inférieures. La partie supérieure de cette unité a déjà été interprétée comme évaporites inférieures par analogie avec la trilogie évaporitique de Sicile [Montadert et al., 1970]. Son épaisseur est estimée à 1500 m (selon une vitesse de 4700 m/s).

Surplombant l'unité M dans le bassin profond, s'ajoutent environ 1000 m de halite et 300 m d'évaporites supérieures.

- Le sel massif, caractérisé par son faciès sismique transparent (faciès le plus représentatif du Messinien dans le bassin), dessine des dômes d'épaisseurs très variables formés par fluage (vitesse sismique d'environ 4500 m/s).
- Les évaporites supérieures présentent un faciès lité de forte amplitude. Elles sont décrites par forage comme une intercalation de lits d'anhydrites et d'argiles [Hsü et al., 1978], [Ryan, 1973] dont l'épaisseur varie de 200 à 500m (avec une vitesse comprise entre 3700 et 4100 m/s). L'ensemble est déformé par le fluage de sel sous-jacent.

3.2.5 Transition du domaine intermédiaire au domaine profond

Dans le domaine intermédiaire, 2 repères majeurs sont à considérer :

- la surface d'érosion M, base de l'unité M correspondant au sommet de la plate-forme miocène (avant la crise messinienne)
- la surface lisse, correspondant à la base des dépôts pliocènes.

Dans le bassin, le toit de la plate-forme miocène peut être estimé en suivant la surface M d'une part et les sédiments qui l'encadrent d'autre part. Vers l'aval, la surface M prend en effet la forme d'un réflecteur de forte amplitude qu'il est possible de suivre jusqu'au bassin profond. Cette étape, délicate par le fait de passer d'une surface de discontinuité à un réflecteur conforme, est toutefois contrainte par les séries qui encadrent la surface M et le réflecteur conforme. La base de l'unité M dans le domaine intermédiaire (base de M0) correspond ainsi vers le bassin à la base de la sous-unité Ma. L'équivalent dans le bassin profond de l'unité M (M0, M1 et M2) correspond donc aux termes Ma, Mb,

à la halite et aux évaporites supérieures.

Une majeure partie de la sous-unité M1, qu'elle soit chaotique ou litée, correspond à la sous-unité Ma du bassin. Ce passage est continu, sans transition brutale de faciès sismique.

La sous-unité Mb, sus-jacente à Ma dans le bassin, se dépose vers le domaine intermédiaire en *onlap* sur la sous-unité M1. En plus d'être discontinue, cette transition M1/Mb peut être caractérisée par une surface érosive puisqu'elle tronque les réflecteurs de Ma dans la partie Est. Une grande partie de M1 se dépose donc avant Mb.

En résumé, **une grande partie (inférieure) de M1 se dépose avant Mb (interprété comme les évaporites inférieures), une plus petite partie (supérieure) se déposerait en même temps que Mb.**

La base de la sous-unité M2 (sus-jacente à M1) correspond à la base de la halite (sus-jacente à Mb). L'extension de M2 vers le bassin est la plupart du temps limitée par les premières failles listriques. Ces failles s'enracinent à la base de la halite, marquant ainsi le timing de dépôt du sel massif. **M2 correspondrait ainsi à l'équivalent** dans le domaine intermédiaire de la **halite** du domaine profond.

Les évaporites supérieures peuvent, comme la halite, être suivies depuis le domaine profond jusqu'aux failles listriques. Elles semblent se déposer en *onlap* sur la surface lisse située au sommet de M2 de la même façon que les évaporites inférieures se déposent en *onlap* sur la discontinuité intra M1. La perturbation engendrée par la tectonique salifère rend cependant l'observation difficile.

Pour résumer l'ensemble des unités et repères messiniens précédemment détaillés, la figure 3.20 illustre l'architecture sédimentaire messinienne au travers d'une coupe perpendiculaire à la marge.

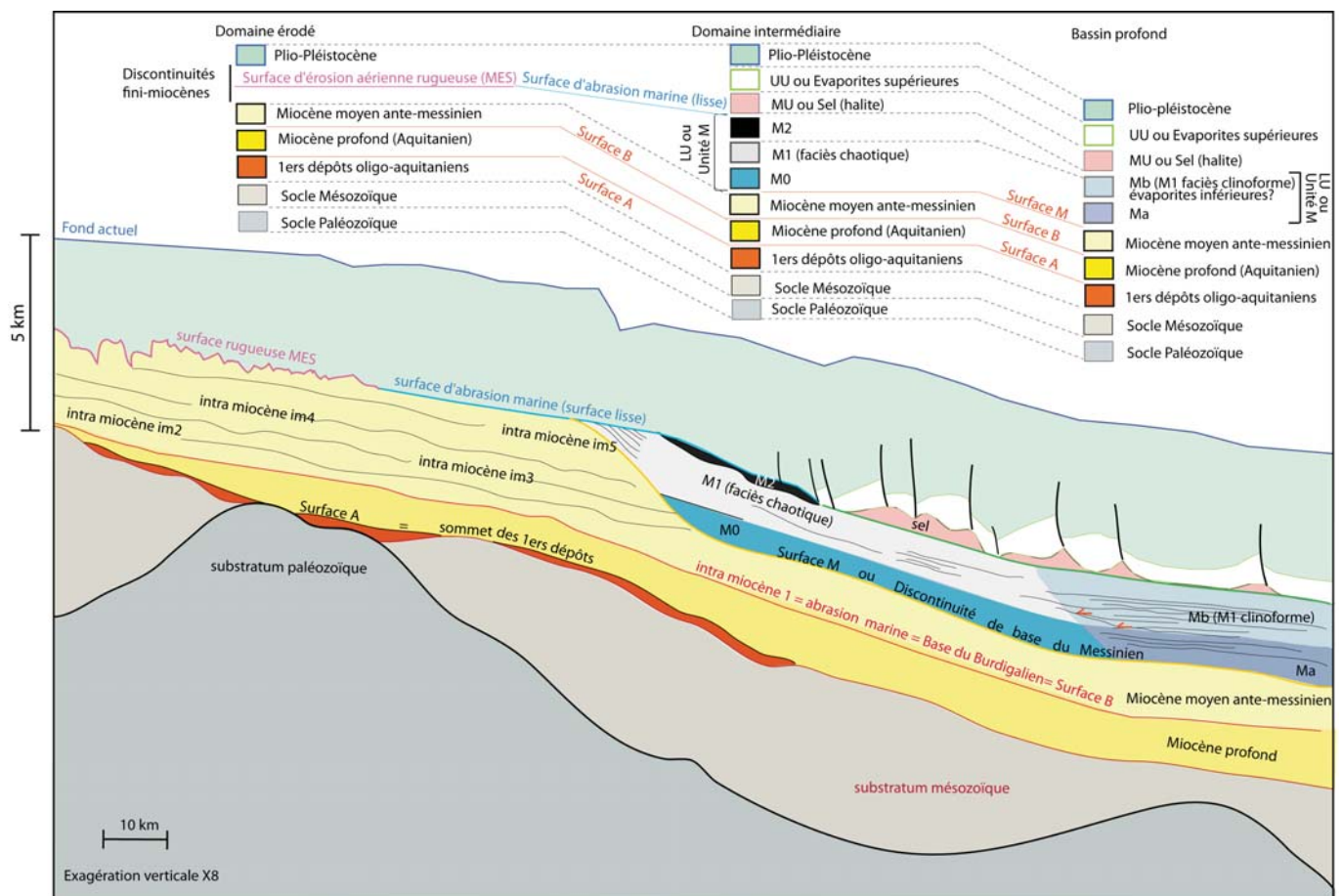


FIGURE 3.20 – Modèle géologique 2D de notre bassin avec une attention particulière sur l'architecture sédimentaire messinienne d'après les observations de [Bache, 2008]. Ce schéma se base sur le profil Ligo20 perpendiculaire à la marge. 3 domaines sont individualisés : le domaine érodé sur la plate-forme, le domaine intermédiaire au niveau de la pente et le bassin profond. Se reporter au texte pour le détail des unités.

3.2.6 Synthèse chronostratigraphique de l'événement messinien

La fig. 3.21 représente, en carte et en coupe, la chronologie des événements messiniens d'après [Bache, 2008].

Après l'édification d'une plate-forme miocène, les faits de se déroulent en 3 temps :

1- un épisode *ante* évaporitique (A et B1 sur fig. 3.21).

La marge miocène avant l'événement messinien est reconstituée ici (A) avec la mer miocène ennoyant une partie de la vallée du Rhône (le trait de côte miocène dans la vallée du Rhône est tiré de [Besson, 2005]). L'épaisse plate-forme se terminait en *onlap* sur les bords du bassin, où le substratum était en position plus haute.

La chute du niveau marin en Méditerranée entraîne une érosion subaérienne sur la plate-forme (B1). En aval, une surface d'érosion sous marine se forme par laquelle transitent les premières turbidites. La **crise d'érosion** messinienne dépose M0 et Ma pendant un épisode *ante* exondation de la plate forme avant 6 ou 5.6Ma (contemporain des premières évaporites décrites dans les bassins périphériques de Méditerranée).

2- un épisode évaporitique (B2 et C sur fig. 3.21).

La chute du niveau marin continue (B2). Les fleuves messiniens charrient de grandes quantités de sédiments issus de la plate-forme miocène vers le domaine intermédiaire. Des figures d'érosion et de remplissage en milieu sous-marin persistent sous la forme de chenaux. Ce transfert sédimentaire entraîne une subsidence dans le bassin et un réajustement supplémentaire de la plate-forme déchargée par l'érosion. Dans le bassin, une alimentation en eaux marines chargées en sels additionnée à une évaporation du bassin entraîne la précipitation d'évaporites qui vont alors *onlaper* l'unité M et combler l'espace disponible créé par la subsidence. Lorsque le substratum est abrupt comme en Provence ou sur la marge Catalane, les séries détritiques sont réduites et les séries évaporitiques du bassin *onlapent* directement le substratum. Un réajustement isostatique du bassin et de la plate-forme miocène pourrait être la cause de la fracturation que l'on observe au sein des séries miocènes sur la plate-forme. La **crise de salinité** messinienne dépose alors l'unité M1 à faciès chaotique (la plate-forme étant toujours soumise à l'érosion) ainsi que l'unité M1 à faciès cliniforme (considérée comme les évaporites inférieures).

Le niveau marin est à son plus bas niveau (C), c'est le paroxysme de la crise. Le sel précipite alors, simultanément au dépôt de M2.

3- la transgression de la ligne de rivage à la fin du Messinien (D et E sur fig. 3.21).

Le dépôt des évaporites supérieures seraient à mettre en relation avec un changement des conditions de salinité dans le bassin au début de la transgression. La crise s'achèverait par le réennoiment du bassin en 2 phases [Bache et al., 2012b]. Une première transgression (surface lisse), accompagnée d'érosion, a été suffisamment lente, pour laisser le temps aux vagues de raviner les anciens reliefs aériens en amont en les ennoyant. Les entailles fluviales ont ainsi été effacées. Cette remontée lente contraste avec une seconde remontée, suffisamment rapide pour laisser pratiquement intacts les reliefs aériens. La limite entre cette abrasion marine et la surface fluviale messinienne (rugueuse) représente la ligne de rivage juste avant une accélération suffisante de la transgression (vers 5.46 Ma) pour fossiliser la surface d'érosion fluviale autour de 5.3 Ma (fig. 3.19).

3.3 Focus sur la stratigraphie plio-pléistocène du Bassin Liguro Provençal

Le remplissage plio-pléistocène du Golfe du Lion et du bassin provençal succède à :

- (i) la surrection tortono-messinienne des massifs bordiers [Clauzon, 1987a],[Camus, 2001], [Clauzon and Rubino, 2001], [Séranne et al., 2002], accompagnée par une phase extensive enregistrée dans les dépôts miocènes de plate-forme [Mauffret et al., 2001], [Gorini et al., 2005].
- (ii) la crise de salinité messinienne [Hsü et al., 1973] résultant notamment en une incision fluviale profonde à terre et sur le plateau miocène émergé [Clauzon, 1973], [Genesseeux and Lefebvre, 1980], [Barber, 1981], [Guennoc et al., 2000], [Lofi, 2002], [Lofi et al., 2003], ainsi qu'au dépôt d'épaisses séries évaporitiques au niveau de la plaine abyssale [Montadert et al., 1970], [DosReis, 2001], [Lofi, 2002].

Ces deux événements influenceront la sédimentation plio-pléistocène. La surrection des massifs bordiers, augmentant les reliefs, viendra en effet alimenter les flux terrigènes ; le fluage du sel déposé au Messinien, quant à lui, viendra perturber l'empilement sédimentaire.

La stratigraphie plio-pléistocène est aussi et surtout dépendante des variations climatiques et eustatiques avec notamment :

- (iii) une période pliocène caractérisée par les plus hauts niveaux marins depuis 10Ma [Hardenbol et al., 1998] et,
- (iv) la mise en place des glaciations dans l'hémisphère Nord.

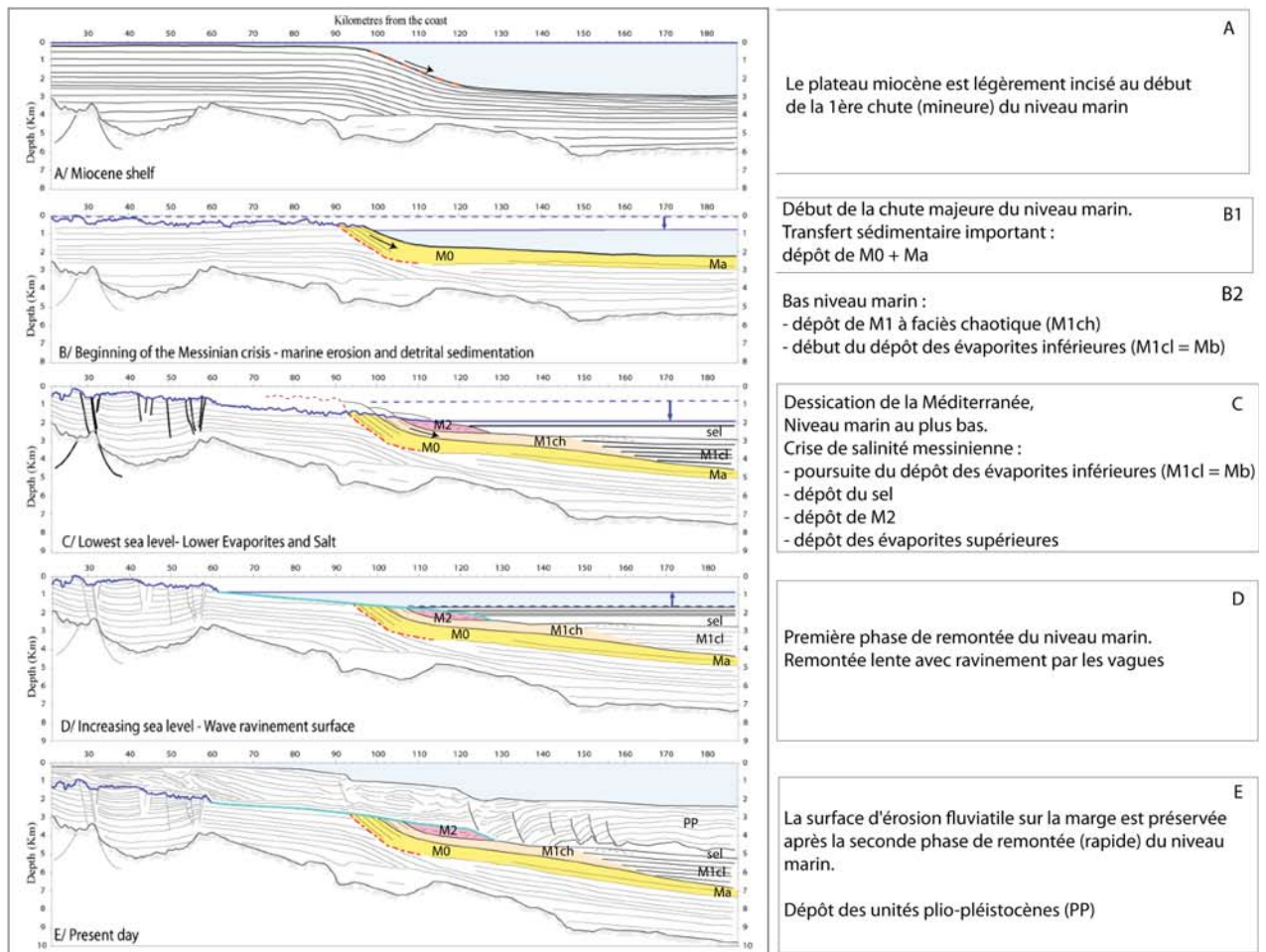
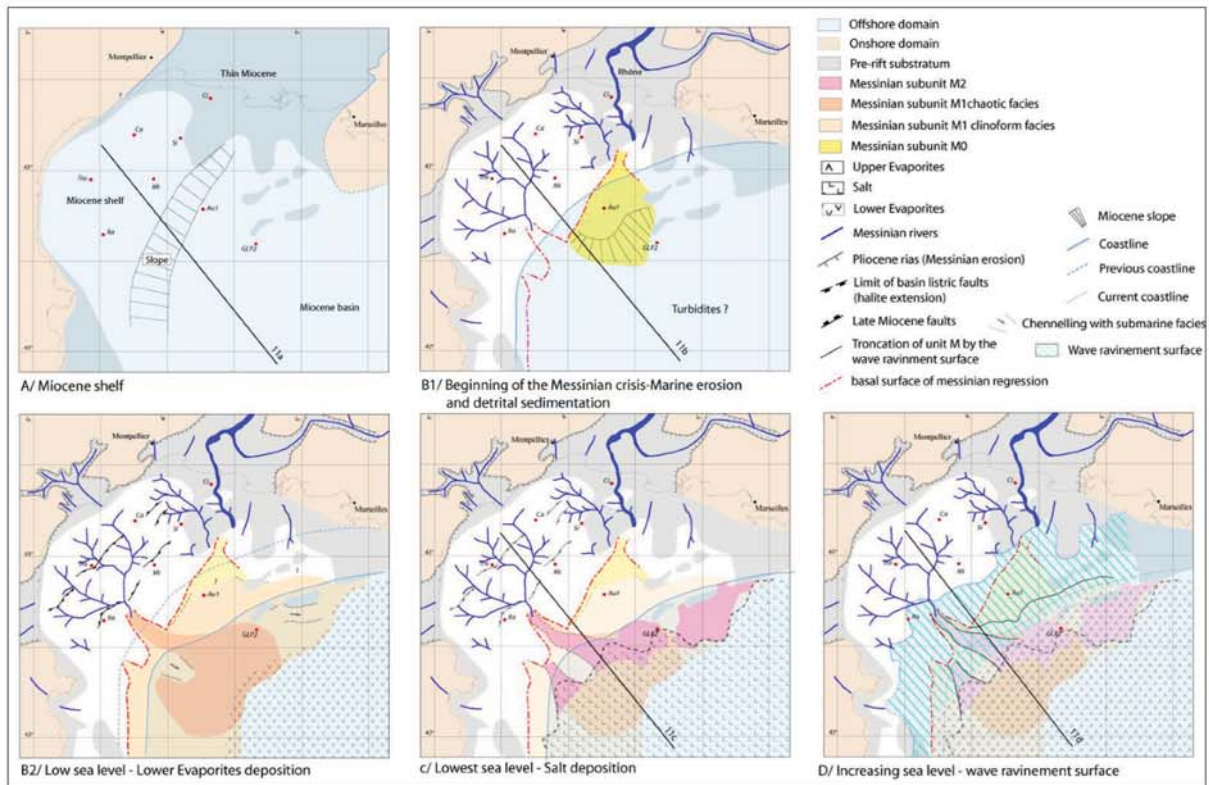


FIGURE 3.21 – Synthèse paléogéographique (A) et en coupe (B) des unités messiniennes replacées dans une évolution chronologique. [Bache, 2008].

3.3.1 Plate-forme

3.3.1.1 Echelle du Plio-Pléistocène

La stratigraphie plio-pléistocène de la plate-forme fait l'objet d'interprétations différentes selon 3 modèles de dépôt [Rabineau, 2001], [Lofi et al., 2003] et [Duvail et al., 2005] présentés sur la fig. 3.22.

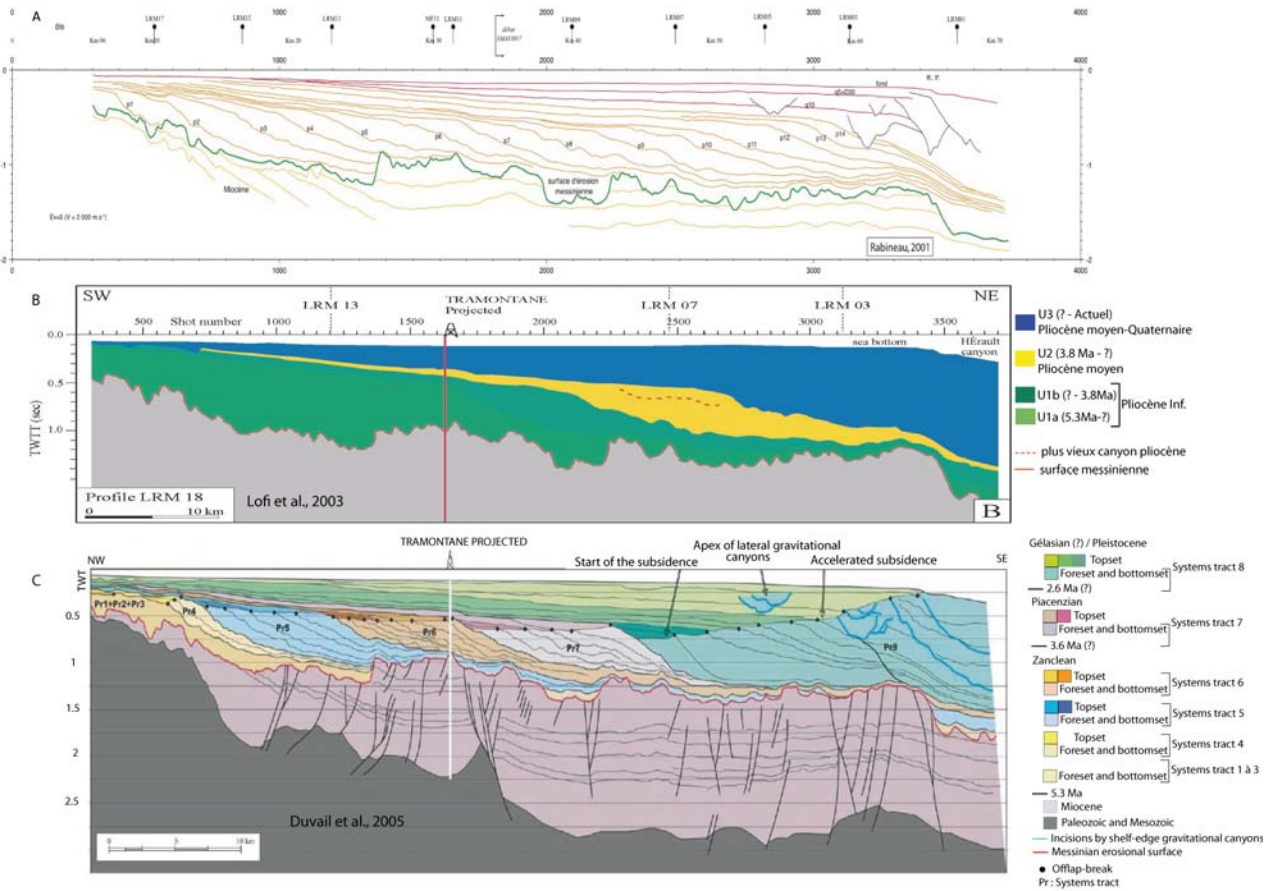


FIGURE 3.22 – Comparaison de l'Interprétation du profil LRM18 situé au centre de la plate-forme et perpendiculaire à la marge d'après [Rabineau, 2001], [Lofi et al., 2003] et [Duvail et al., 2005].

3.3.1.1.1 Interprétation de [Rabineau, 2001]

[Rabineau, 2001] distingue trois périodes qui marquent le style de sédimentation à l'échelle du Plio-Quaternaire (fig. 3.22) :

- De grands prismes pliocènes (p1 à P14) atteignant 500 m d'épaisseur, progradent sur la MES depuis la côte jusqu'au rebord actuel de plate-forme. La pente de ces grands prismes, élevée, est de l'ordre de 7%. L'horizon p14 correspond au dernier prisme aisément reconnaissable. A ce stade, les prismes sur la plate-forme représentent les 2/3 de la sédimentation totale plio-pléistocène alors qu'ils ne représentent que 1/3 des dépôts sur la pente.

- L'apparition des canyons s'effectue entre les horizons p11 et p12. Après le réflecteur p14, les canyons sont bien développés et aisément reconnaissables de par leurs grandes tailles.

- Après la surface q10 (rouge sur la fig. 3.22), des prismes de bas niveau glaciaire nommés PII par [Rabineau, 2001], [Rabineau et al., 2005] (cf fig. 3.24) apparaissent, bien exprimés et préservés. Au-dessous du réflecteur q10, aucun prisme PII n'est observable en bordure de plate-forme. La disparition de PII de part et d'autre de q10 peut être mis en relation avec le Stade Isotopique 22, période où les cycles glacioeustatiques sont de moindre ampleur et de plus courte durée (50 m au lieu de 100 m, 41 ka au lieu de 100 ka), c'est-à-dire à plus de 0.9 Ma.

L'interprétation des séquences de dépôts à très haute résolution, et l'utilisation des modélisations stratigraphiques sur les derniers 500 000 ans sur la plate-forme ont conduit à dater la surface q5 (ou D30) à 450 000 ans (Stade isotopique 12) [Rabineau, 2001]. Celle-ci se suit aisément dans toute la partie occidentale du Golfe du Lion (profil transverse LRM11). En extrapolant les datations de la partie supérieure de la coupe à partir des épaisseurs sédimentaires, la surface q10 serait estimée entre 0,9 et 1,3 Ma. La fourchette de temps dépend de la zone où l'on réalise l'interpolation. En continuant l'extrapolation, la surface p14 serait datée entre 1,3 et 1,8 Ma et la surface p11 serait datée à 2,7 Ma.

C'est au niveau de cette surface qu'apparaît le premier canyon bien individualisé (entre p11 et p12), coïncidant avec l'installation des glaciations de l'hémisphère Nord.

3.3.1.1.2 Interprétations de [Lofi et al., 2003]

A partir de l'étude conjointe de profils sismiques (Elf Aquitaine) et de données de forages (notamment bisotratigraphiques), l'évolution de la marge post-messinienne est caractérisée d'après [Lofi et al., 2003] par 3 unités (ou phases) majeures repérées sur la fig. 3.22 :

- une première phase, l'unité U1, qui, après le remplissage début Pliocène des rias, voit les prismes sédimentaires migrer rapidement vers la mer (> 20km/Ma soit une progradation du plateau d'au moins 35 km en 1,5 Ma), et remplir la topographie messinienne. Les faciès fournis par les données de puits, de moins en moins profonds, confirment la progradation de la marge. Datée de 5.3 à 3.8 Ma, U1 se mettrait en place pendant une chute globale du niveau marin. Sans considérer la compaction sédimentaire, la hauteur des clinofformes (mesurés entre *offlap-break* et *bottomset*) varie de 300 à 600m. Le toit de U1 est interprété comme une discontinuité érosive importante formée pendant une chute relative du niveau marin correspondant aux cycles régressifs TB3.4/TB3.5 de [Haq et al., 1987].
- la deuxième phase, U2, consisterait en un intervalle transitionnel (milieu à fin Pliocène) avec une chute prononcée du niveau marin correspondant probablement à la fin du Pliocène inférieur. Le rebord de plateau migre d'environ 10km vers la mer; la hauteur des clinofformes varie de 650 à 850m; les dépôts sont affectés par de larges slumps. Le toit de U2, daté Pliocène Moyen (3.6-2.6 Ma) à Supérieur (2.6-1.8 Ma) au sens ancien, constituerait la surface à partir de laquelle les incisions sous-marines se développent largement.
- la troisième phase enfin, l'unité U3, se caractériserait par le développement de canyons sous-marins en bordure du rebord de plateau, résultant peut-être de l'augmentation des glaciations (et des apports sédimentaires des Alpes et Pyrénées) ainsi que des changements du niveau marin associés. Tandis que la hauteur des plus vieux clinofformes n'est que de 300m, les plus jeunes atteignent une hauteur de 800 à 2000 m. Les *foresets* deviennent plus pentés de 5° à 8° (exceptée la pente actuelle autour de 2°). Le taux de progradation du plateau diminue en parallèle de l'augmentation de la hauteur des clinofformes. La plupart de ces sédiments fini-pliocènes et quaternaires seraient, depuis, directement transférés vers le bassin profond.

Durant U2-U3, la marge continue à prograder mais la vitesse de progradation diminue (moins de 10km/Ma). La position du shelf-break avance de seulement 26km pendant ces deux phases (à comparer au 35km pendant U1). Cela irait dans le sens d'une baisse des apports sédimentaires. Mais, à l'inverse, la hauteur des clinofformes augmente considérablement de 600 à 2000m, ceci nécessitant d'importants matériels sédimentaires. Pendant cette même période, les incisions des canyons sous-marins apparaissent et augmentent de taille, réduisant la progradation en augmentant l'érosion de la pente et en favorisant le transfert des sédiments des estuaires au bassin pendant les bas niveaux marins. La diminution de la vitesse de progradation n'impliquerait donc pas nécessairement un apport sédimentaire moindre [Lofi et al., 2003].

3.3.1.1.3 Interprétations de [Duvail et al., 2005]

Via une étude corrélatrice entre formations terrestres (32 puits dans le bassin du Roussillon) et leurs extensions sur le plateau continental, [Duvail et al., 2005] considère une équivalence entre les 2 domaines en terme d'empilement sédimentaire, de géométrie, et de biostratigraphie (fig. 3.22). La sédimentation post-messinienne se caractérise alors par la succession de 8 prismes sédimentaires d'ordre similaire représentés par 8 cortèges de dépôts progradants (ou du moins dont la composante progradante domine). Les prismes 1 à 6 de la fig. 3.22 seraient déposés pendant le Zancéen et le toit de Pr6 est daté à 3.6 Ma d'après les données biostratigraphiques; cette surface serait corrélée avec le toit du remplissage pliocène estimé à 3.8Ma [Clauzon, 1990], et également associée à la chute eustatique majeure marquant la transition entre les cycles TB3.5 et TB 3.6 [Hardenbol et al., 1998]; le prisme 7, déposé au Piacenzien, serait marqué à son toit par la chute du niveau marin à la limite Piacenzien-Gélasien, c'est-à-dire à 2.6Ma.

En considérant la position des *offlap-breaks* représentant la position de la ligne de rivage (0m), la comparaison des positions spatiales de ces *offlap-breaks* sur plusieurs profils sismiques conduit [Duvail et al., 2005], [Duvail, 2008] à une augmentation de la subsidence à partir de 2.6Ma.

3.3.1.1.4 Synthèse comparative de ces travaux

Si l'on effectue une synthèse comparative des travaux mentionnés ci-dessus (fig. 3.23), nous observons des similitudes et des divergences. Les similitudes sont :

- une surface pointée à l'identique (p7 de [Rabineau, 2001], toit de U1a de [Lofi et al., 2003] et pr6 de [Duvail et al., 2005]). Ces surfaces sont respectivement datées autour de 3.6-3.8 Ma [Rabineau, 2001], intra-Pliocène inférieur au sens ancien du terme [Lofi et al., 2003] et 3.6 Ma par [Duvail et al., 2005].
- l'horizon p9 de [Rabineau, 2001] correspondrait au toit de U1 (et U1b ou base de U2) estimé à 3.8Ma par [Lofi et al., 2003],

- et p11 de [Rabineau, 2001] au toit de U2 de [Lofi et al., 2003].

Mais nous observons également des divergences :

La chronostratigraphie précise de la surface p11 et du toit de U2 pose question : estimée par [Rabineau, 2001] autour de 2.7 Ma, [Lofi et al., 2003] ne la date que grossièrement sur les intervalles Piacensien, Gélasien (soit entre 3.6-1.8 Ma). Elle juge toutefois ce réflecteur plus ancien que 2.7 Ma vue la faible quantité de sédiments alors accumulés depuis en comparaison à celle déposée au Zacléen sur 1.7 Ma (5.3-3.8 Ma).

La surface pr7 estimée à 2.6 Ma par [Duvail et al., 2005], est quant à elle, pointée très différemment : même si la position de son *topset* est similaire, son *foreset* est largement plus penté.

Si l'on compare les terminaisons des réflecteurs dans la partie amont du profil, les *topsets* des premiers prismes de [Duvail et al., 2005] sont pointés plus profondément par rapport à [Rabineau, 2001]. Par ailleurs, le *topset* du prisme p3 de [Rabineau, 2001] se biseaute sur celui de p2 (rond bleu), tandis que les prismes interprétés par [Duvail et al., 2005] montrent tous une géométrie en *offlap*.

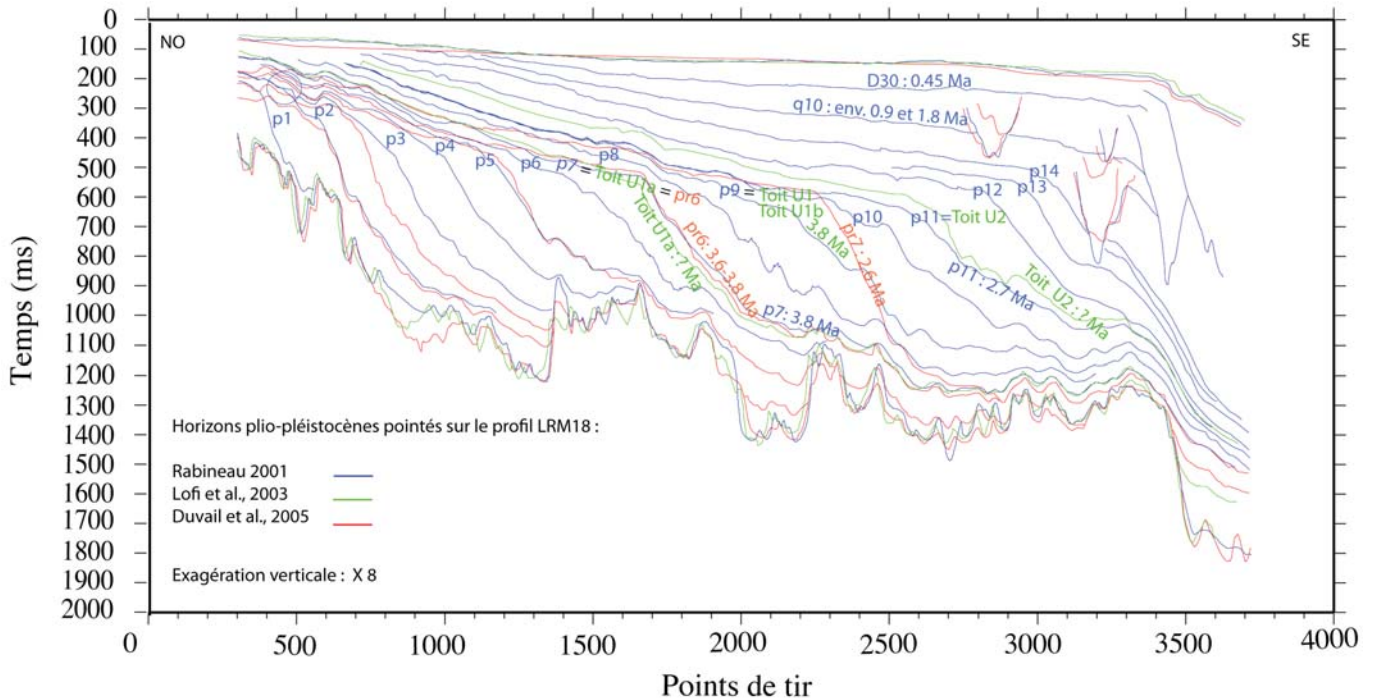


FIGURE 3.23 – Superposition des horizons pointés par [Rabineau, 2001], [Lofi et al., 2003] et [Duvail et al., 2005] pour le profil LRM18, avec les datations respectives estimées. NB : le pointé de [Lofi et al., 2003], digitalisé à partir de son *line drawing*, était décalé (distorsion supposée liée au scan). Il a été recalé par rapport au fond.

La subsidence et la mise en place des canyons sont également différemment appréciées selon ces auteurs :

- Tandis que [Rabineau, 2001] estime la subsidence constante sur tout l'intervalle plio-pleistocène, [Duvail et al., 2005] considère qu'elle augmente à partir de 2.6Ma (cf section subsidence). Nous étudierons ces hypothèses dans le chapitre 7.
- Quant à l'apparition des canyons, elle se ferait dès 3.8 Ma selon [Lofi et al., 2003], plus tardivement, autour de 2.6Ma, d'après [Rabineau, 2001]. Mais le toit de U2 (correspondant au 2.6 Ma de [Rabineau, 2001] représenterait bien d'après [Lofi et al., 2003] la surface à partir de laquelle le nombre et la taille des incisions des canyons sous-marins augmentent considérablement. L'évolution des canyons sera détaillée dans le chapitre 5.

3.3.1.2 Les derniers 500 000 ans

La sismique THR (Très Haute-Résolution) montre une structure sédimentaire constituée (principalement) par des prismes progradants superposés qui s'étendent vers le large et se biseautent vers le continent [?], [Tesson et al., 1990a], [Torres, 1995], [Rabineau, 2001].

Un couple de prisme (PI peu pentu et PII très pentu) constitue le motif élémentaire de construction [Rabineau et al., 2005]. Ce motif est chapeauté par une surface de discontinuité majeure (fig. 3.24). Les prismes PI (cliniformes à faible pente <1°) correspondent (d'après les carottages) à des dépôts silto-argileux d'environnement pro-deltaïque avec des niveaux plus grossiers (sableux à base érosive) qui correspondent à des crues exceptionnelles et/ou à des

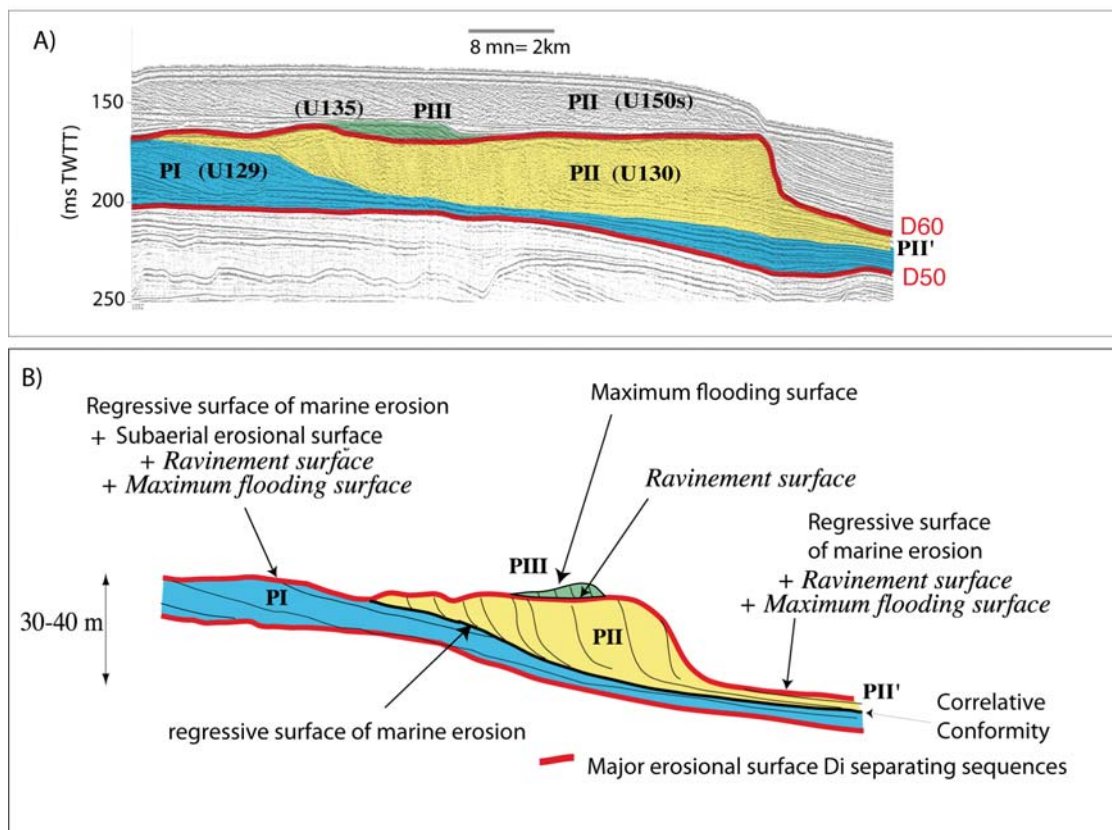


FIGURE 3.24 – Schéma de mise en place du motif élémentaire PI-PII proposé par [Rabineau et al., 2005].

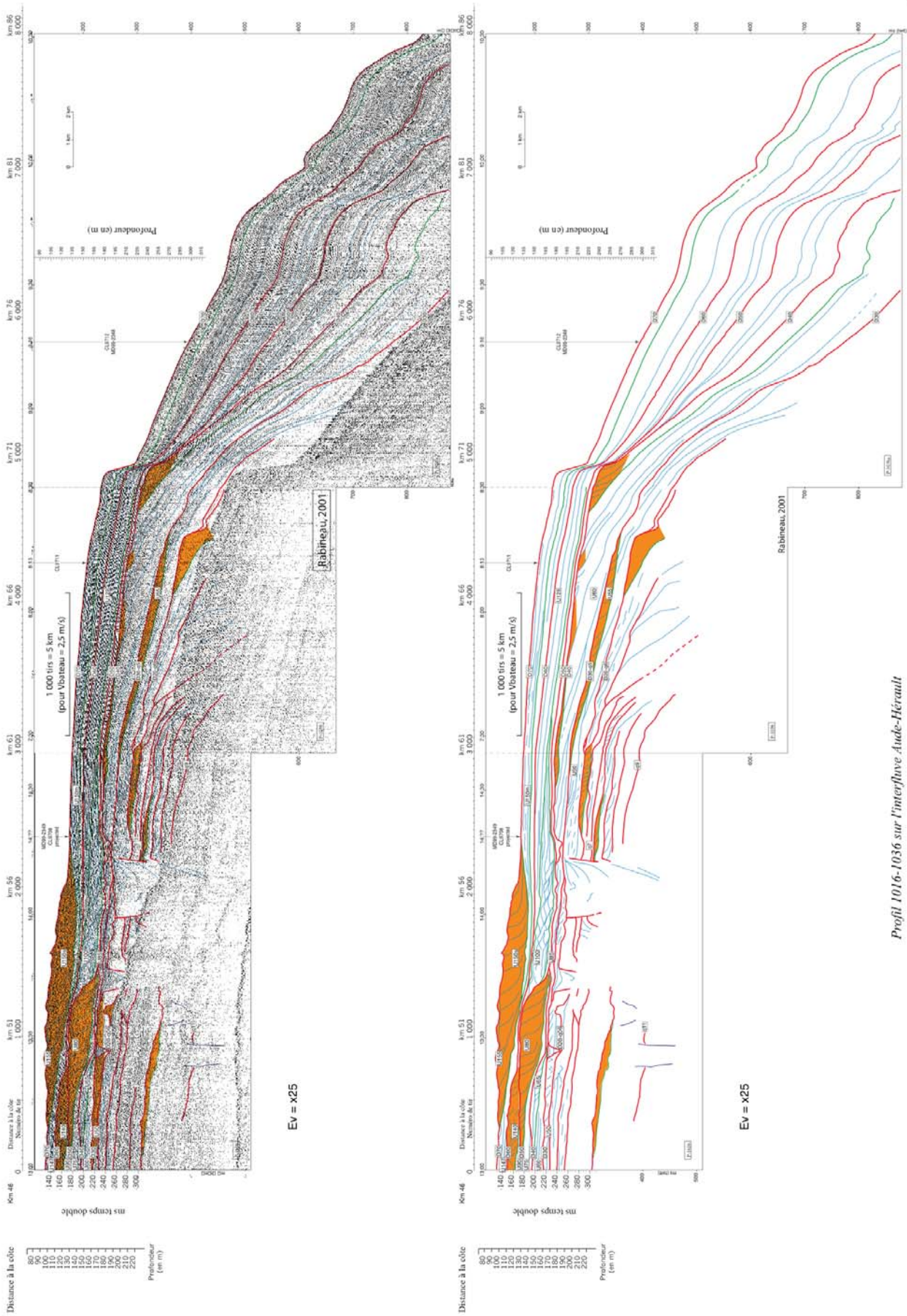
dépôts de tempêtes. Le dépôt des argiles indique un milieu situé sous la limite d'action des vagues (30-50m). Les prismes PII (cliniformes à forte pente $>2^\circ$) correspondent (d'après les carottages) à des dépôts sableux bien triés (fin-moyen) avec une abondante faune marine. Ces prismes enregistrent une progradation du littoral [Rabineau et al., 2006] et le dernier arrêt avant l'épisode transgressif [Bassetti et al., 2006]. La fin de la progradation du dernier épisode est enregistrée par une marche dans la bathymétrie actuelle qui laisse imaginer un littoral continu dominé par les houles. L'empilement de ces prismes représentent ainsi la succession des paléoplages.

Les discontinuités majeures, identifiées (de la plus récente à la plus ancienne) en D70, D60, D55, D50, D40, D30 [Rabineau, 2001], [Rabineau et al., 2005] et [Baztan, 2004] correspondent à des troncatures d'érosion (de rugosité variable) évoluant vers le large (au niveau des interfluves) en des surfaces concordantes. Elles ont enregistré (a) un épisode régressif qui a placé l'ensemble en condition aérienne (abrasion dominante) et (b) l'épisode transgressif suivant, où l'action érosive de vagues retravaille la surface continentale à mesure que le niveau marin monte, la surface reprenant progressivement son caractère marin. Ces discontinuités témoignent d'un aller-retour du niveau marin et donc d'une érosion de l'ensemble de la plate-forme (fig. 3.25).

Les corrélations des carottes et des discontinuités et des analyses de nannofossiles [Baztan, 2004], ainsi que le forage Promess [Bassetti et al., 2008], [Sierro et al., 2009] confirmeront que ces séquences principales sont liées aux cycles de 100 ka, comme proposée par [Rabineau, 2001]. D55 serait associé à un cycle de variation du niveau marin relatif d'amplitude et de durée moindre. La figure suivante illustre le cadre chrono-stratigraphique de ces observations (fig. 3.26). On peut noter que les bas niveaux marins depuis 350 000 ans (au LGM ou dernier maximum glaciaire, à D60 et à D50) se situent autour de -100 m par rapport au niveau marin actuel d'après [Rabineau et al., 2006]. Le niveau marin relatif estimé au LGM remet donc en cause les -120 m généralement admis. Les bas niveaux marins au niveau des discontinuités D40 et D30 se situent, quant à eux, autour de -160 m. D30 correspondrait donc, à l'inverse, à un niveau marin relatif beaucoup plus bas (-160m) que celui indiqué par les courbes du niveau marin (-100m). Le changement des amplitudes du niveau marin autour de 320 000 ans imagé ici ne serait-il pas imputable à la cyclicité à 400 000 ans des paramètres orbitaux ?

3.3.2 Pente et bassin profond

L'empilement plio-pléistocène sur la pente et dans le bassin est affecté par la tectonique salifère induite par la migration du sel messinien. Ces glissements gravitaires individualisent 3 provinces tecto-sédimentaires [DosReis, 2001],



Profil 1016-1036 sur l'interfluve Aude-Hérault

FIGURE 3.25 – Profil sismique sur l'interfluve Aude-Hérault montrant l'empilement des prismes et les discontinuités majeures. [Rabineau, 2001].

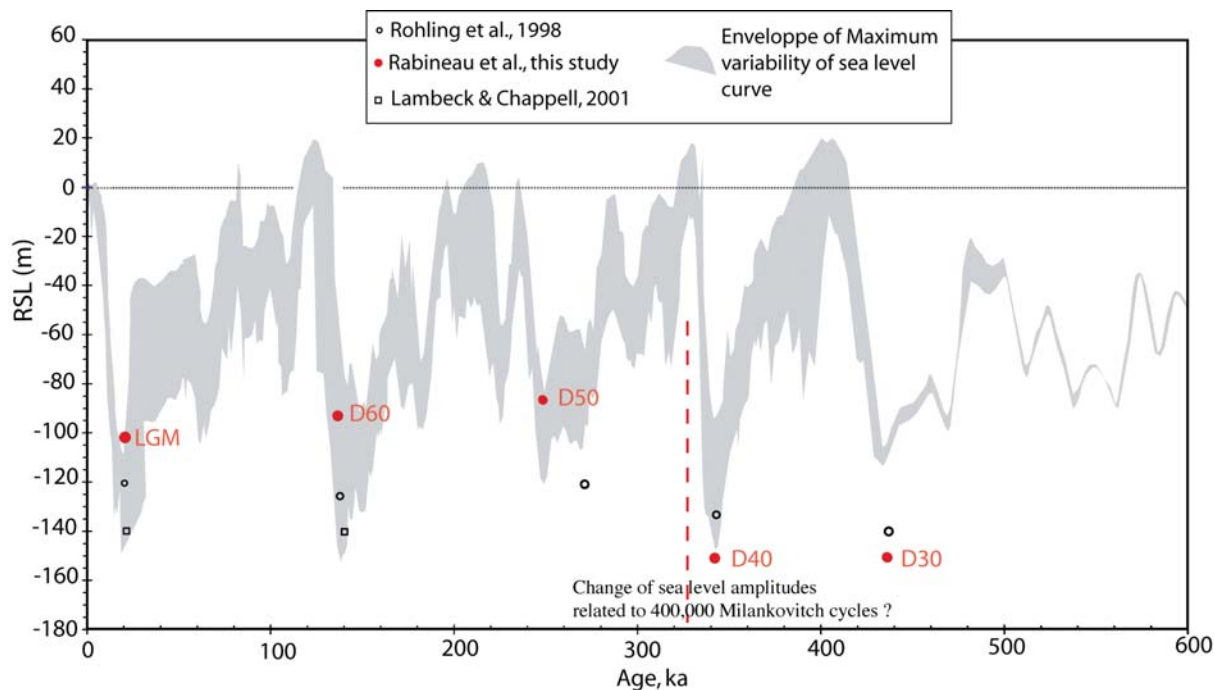


FIGURE 3.26 – Discontinuités majeures (points rouges) des derniers 500 000 ans replacées dans un cadre chronostratigraphique. La partie grisé correspond à l'enveloppe de variabilité maximale des courbes du niveau marin issues d'enregistrements isotopiques. [Rabineau et al., 2006].

[DosReis et al., 2005] : la province des failles listriques, la province du sel tabulaire et la province des dômes salifères (fig. 3.27). Les failles normales listriques et leurs rollovers associés constituent les traits structuraux majeurs de la déformation plio-pléistocène. Elles suivent des directions structurales générales ENE-WSW, parallèles ou subparallèles à la direction du rebord du plateau continental. Cependant, différents secteurs le long de cette province ont eu leur propre évolution au cours du Plio-Pléistocène en fonction d'une combinaison de paramètres (volume des apports, évolution spatio-temporelle des aires de dépôts, répartition de la masse de sel et topographie résiduelle héritée de la structuration profonde et des processus sédimentaires post-rift. Ainsi 4 domaines structuraux (fig. 3.27) ont été délimités à l'intérieur du domaine des failles listriques : le domaine Sud-Provençal, celui des grabens rhodaniens, le domaine du sous-bassin pyrénéo-languedocien, et, le domaine du sous-bassin de La Fonera. On observe notamment une fracturation accompagnée soit d'une translation de blocs, soit d'une subsidence de blocs (croix sur la fig. 3.27) dans le domaine du sous-bassin pyrénéo-languedocien et dans celui des Grabens Rhodaniens. Ce phénomène de subsidence, à l'échelle du dépôt centre, est responsable de la création d'espace autochtone d'accommodation sédimentaire en pied de talus, et donc de la rétention proximale des apports détritiques. A l'échelle locale, le jeu des failles listriques engendre des reliefs bathymétriques capables de s'imposer en capturant et détournant les systèmes des chenaux-levées, déterminant ainsi la localisation et la configuration de dépôt-centres. Les modalités d'interaction tectonique-sédimentation ont donc une emprise sur l'architecture des édifices détritiques de la marge (fig. 3.28). Les dépôt-centres confinés et allongés des rides de Marseille/Planier et du Grand Rhône (fig. 3.28) sont une signature directe de la tectonique salifère [DosReis et al., 2004], de même que les édifices pyrénéo-languedociens et de La Fonera (fig. 3.28), où la déformation salifère est à l'origine de leur dépôt-centre en pied de marge. Dans le cas de l'éventail du Rhône, cette tectonique est un facteur de contrôle sur l'organisation interne de l'appareil sédimentaire. Les accidents extensifs entraînent le détournement des systèmes de chenaux-levées des domaines morfo-structuraux d'éventail moyen et inférieur, modifiant les aires de dépôt des assises quaternaires de l'édifice. L'empreinte de ces structures sur son organisation interne diminue au fur et à mesure que le taux des apports s'accroît vers le Quaternaire terminal.

3.3.3 Scénarios proposés pour la mise en place de l'ensemble des dépôts plio-pléistocènes

[Baztan, 2004] distinguent 3 étapes majeures, illustrées sur la fig. 3.29.

- Entre 5.33 Ma et 2.6-2.7 Ma, les dépôts témoignent d'un empilement et d'une progradation de prismes (en bleu) construisant un plateau et une pente continentale très restreints (en comparaison à l'actuel), avec la surface d'érosion messinienne en continuation du glacis. Aucune voie privilégiée de transferts de sédiment vers le bassin profond n'est présente : de grands sigmoïdes se développent sans laisser de traces de canyons sous-marins. Plateau, pente et glacis se construisent de façon graduelle. Aucune érosion majeure ne découpe la marge. Celle-

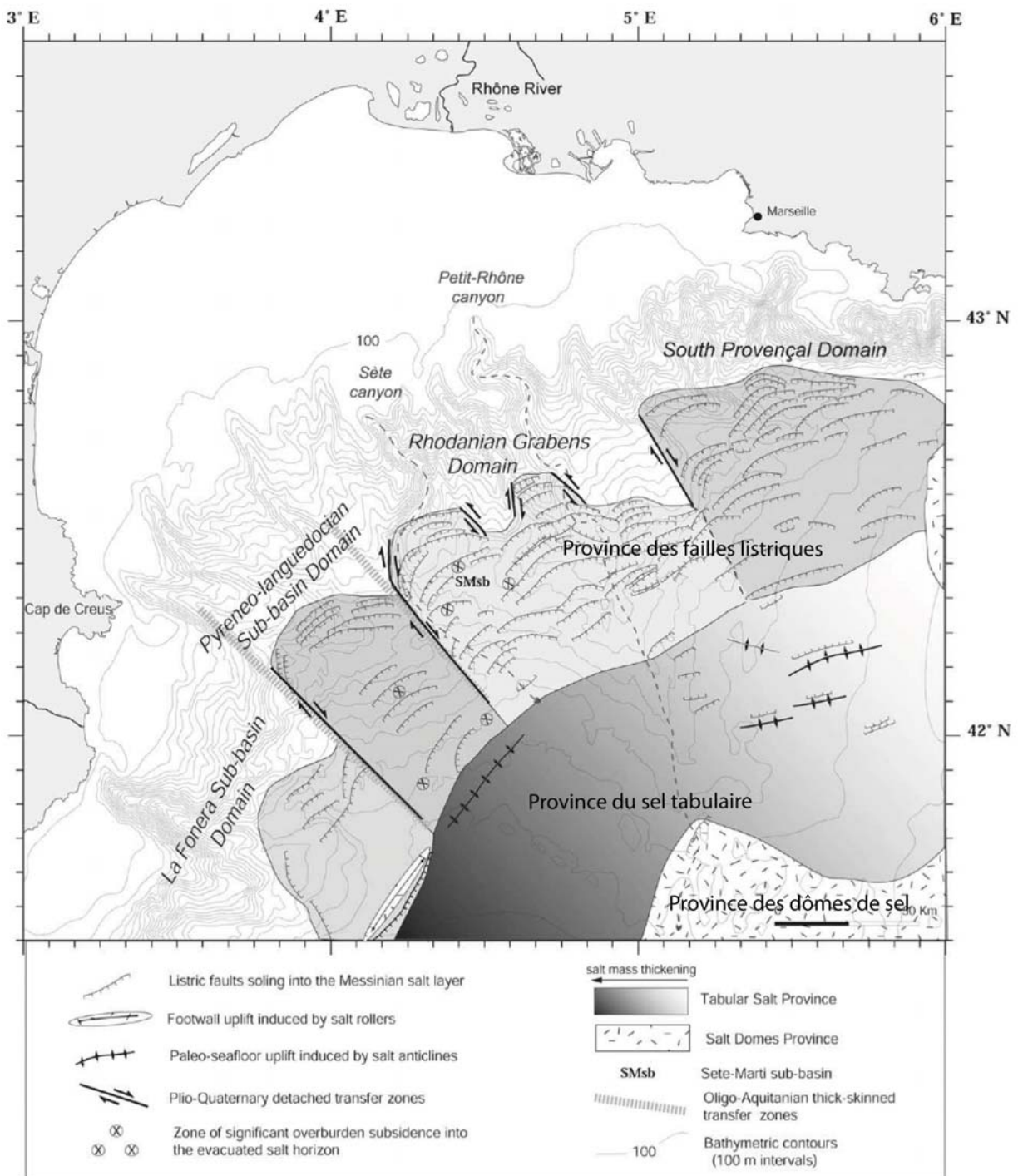


FIGURE 3.27 – Provinces tectono-sédimentaires plioquaternaires du Golfe du Lion résultantes de la tectonique salifère. [DosReis et al., 2005].

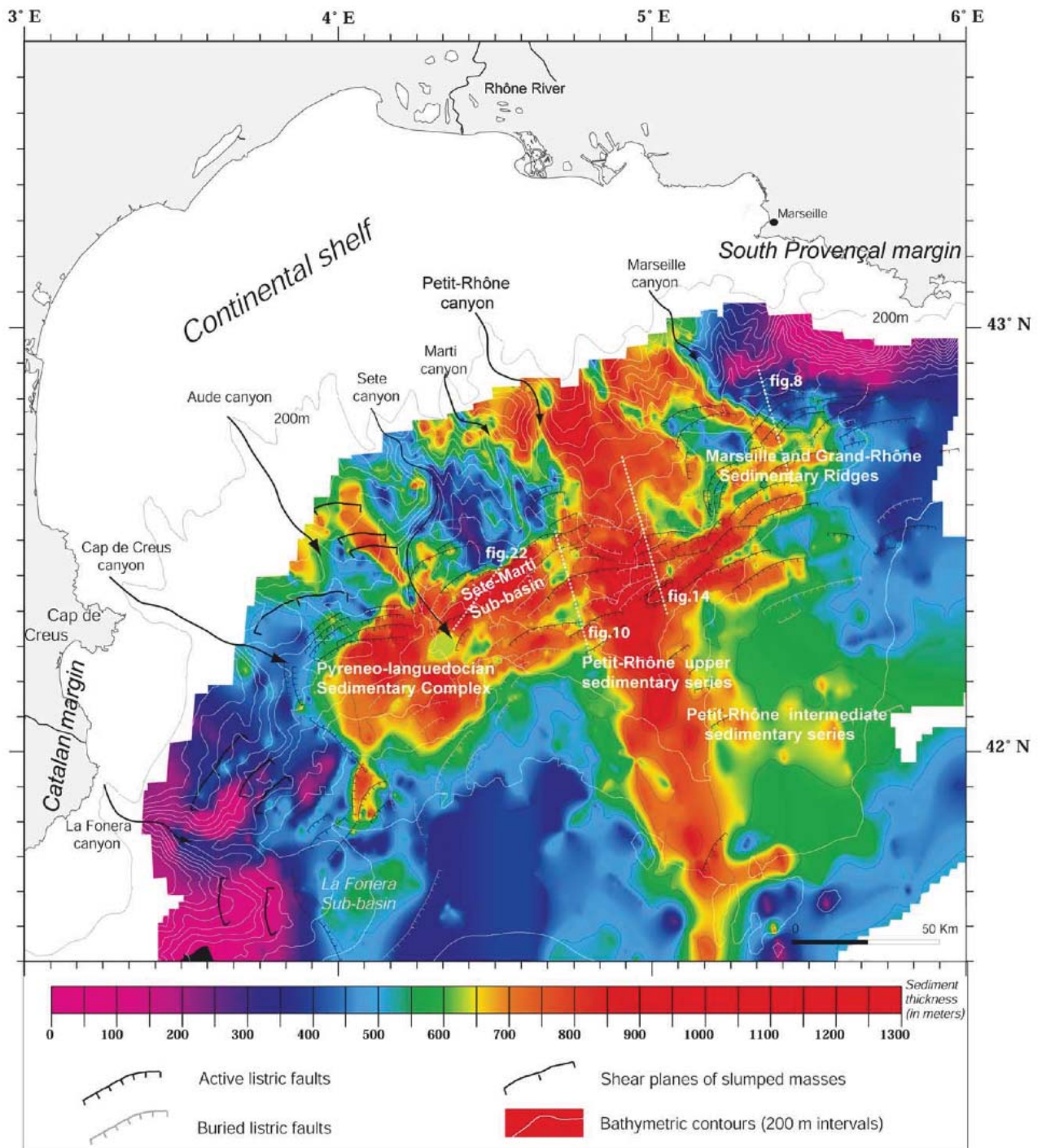


FIGURE 3.28 – Structures salifères du Golfe du Lion superposées aux isopaques du Quaternaire, illustrant 2 principaux axes de dépôt. Les dépôts orientés NNO-SSE correspondent aux séries supérieures du Petit-Rhône, essentiellement contrôlées par des facteurs environnementaux. Le dépôt d'axe SO-NE, quant à lui, aligné avec les structures extensives, est sous contrôle de la tectonique salifère. [DosReis et al., 2005].

ci est caractérisée par deux pentes : la pente des grands sigmoïdes et la pente continentale *sensu stricto*. Vers la fin de cette étape, des systèmes légèrement chenalisés se mettent en place sur la pente sans que l'on observe d'éléments érosifs comparables aux canyons actuels. A la fin de cette période, les sédiments qui remplissent le glacis de l'époque (la pente actuelle) témoignent aussi des conditions de sédimentation ; ils correspondent à des séries de réflecteurs subhorizontaux sans aucune trace d'érosion majeure.

- La deuxième étape débute autour du réflecteur D0 daté à 2.6-2.7 Ma (P11 de [Rabineau, 2001]). L'amplitude des cycles du niveau marin augmente significativement (amplitudes d'environ 50m avec une périodicité de 40 000ans), conditionnant l'augmentation de la sédimentation. De grands glissements apparaissent en bordure de plate-forme jusqu'en bas de pente continentale, découpant l'ensemble sédimentaire parallèlement à la marge. Les canyons sous-marins apparaissent alors, découpant perpendiculairement la pente. Ils introduisent, pour la première fois au Plio-Pléistocène, des voies de transfert privilégiées pour les sédiments provenant du continent. Ce sont des éléments érosifs qui se développent depuis la bordure de plate-forme jusqu'au glacis continental de l'époque. Cette dynamique se poursuit pendant environ 1.7 Ma, jusqu'à 1 Ma environ.
- Vers 0.9-1 Ma (Stade Isotopique 22), autour du réflecteur D1 (q10 de [Rabineau, 2001]), l'amplitude des oscillations du niveau marin augmente drastiquement (plus de 100m) et les premiers cycles glacio-eustatiques de 100 000 ans sont enregistrés. L'amplitude de ces cycles conditionne une nouvelle augmentation du taux de sédimentation se traduisant par une augmentation de la vitesse de progradation et de l'épaisseur des séquences. L'amplitude accrue des cycles glacio-eustatiques induisent des migrations de la ligne de rivage plus amples. Ceci amène à une efficacité accrue des processus érosifs. A partir de ce moment et jusqu'à nos jours, la construction de l'ensemble prograde jusqu'à aboutir à la physiographie actuelle : un plateau de plus de 70 km, une pente continentale entaillée par de nombreux canyons, et un glacis qui exprime, d'une part, la perte d'efficacité des processus érosifs générant les canyons, et, d'autre part, les directions structurales générées par la tectonique salifère.

Au sein de la structuration plio-pléistocène de la marge, se mettent en place différents édifices sédimentaires ((A) de la fig. 3.30). On peut distinguer 4 types d'appareils sédimentaires :

- les systèmes turbiditiques (en gris) : PLR (Ride Pyrénéo-Languedocienne), PRF (Eventail sous-marin du Petit Rhône), VF (Eventail de Valence), des rides de Marseille/planier, du Grand Rhône et de Cassidaigne, ainsi que la mégaturbidite du bassin profond.
- les lobes sableux (en blanc) : SL (lobe de Sète), LFL (Lobe de La Fonera) et VL (Lobe de Valence),
- les glissements en masse (MTD) (*debris flow*) : EMD (Eastern Mass Deposit) et WMD (Western Mass Deposit),
- ainsi que le Néofan du Rhône.

L'essentiel des sédiments, issu du Sud de la France, est apporté dans le Golfe du Lion *via* le Rhône et les autres fleuves alpins ainsi que par les fleuves pyrénéens. Le système turbiditique principal est le delta sous-marin du Petit Rhône (PRF), dont l'extension se prolonge jusqu'au Nord du bassin baléarique. Ses principaux lobes, orientés NO-SE, sont indiqués (1, 2, 3) dans un ordre d'âge décroissant, indiquant une migration progressive vers le Sud. Les chenaux abandonnés du dernier lobe (3) du PRF (en pointillés), orientés NS ou NNO-SSE, à l'inverse, ont progressivement migré vers l'Est (RC-n à RC-1), le dernier (RC) faisant même un coude pour prendre une direction Ouest-Est dans sa partie distale. [Droz et al., 2006] synthétisant les travaux antérieurs proposent une chronologie d'évolution sédimentaire du bassin depuis le Pliocène ((B) de la fig. 3.30). L'éventail du Petit Rhône se serait mis en place dès le Pliocène mais sans datation précise. Divisé en 3 complexes ((C) de la fig. 3.30), le dépôt du premier, basal, s'achève autour de 1.6Ma. Le complexe intermédiaire se met alors en place, suivi d'un événement de MTD, avant que le complexe supérieur ne lui succède autour de 200 000 ans - 500 000 ans. Le dépôt de ce complexe supérieur (jusqu'à 20 000 ans) est supposé contemporain de la mise en place de la ride pyrénéo-Languedocienne. Les MTD (Est et Ouest) succèdent à ces derniers dépôts. C'est ensuite que le système de chenaux/levée du Néofan devient actif entre 20 000 ans et 15 000 ans, simultanément de la mégaturbidite du bassin profond.

Les lobes sableux commencent à se mettre en place il y a 15 000 ans (Lobe de Sète), mais ces dépôts s'effectuent essentiellement à l'Holocène (Lobe de la Fonera et de Valence).

On peut noter que les différents lobes (1 à 3) et chenaux (RC) du PRF ne sont datés que relativement les uns par rapports aux autres. La mise en place des rides Marseille/Planier, Cassidaigne et du Petit Rhône n'est pas non plus contrainte.

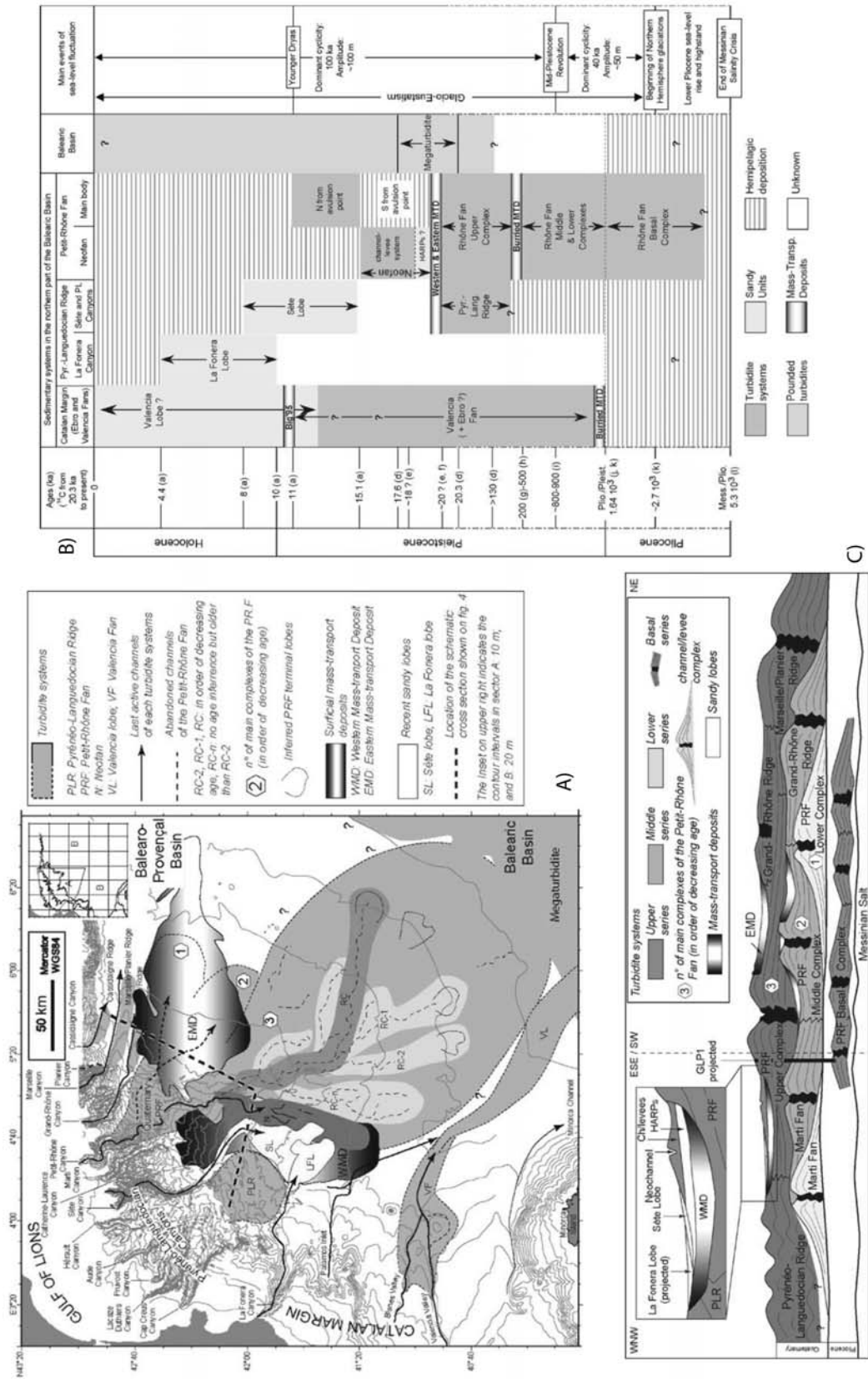


FIGURE 3.30 – Carte (A) et synthèse des âges connus (B) par carottages et corrélations stratigraphiques pour les principaux édifices sédimentaires du bassin Provençal et Nord-Baléares. [Droz et al., 2006]. L’extension de ces édifices est issue des travaux de [Droz and Bellaiche, 1985], [DosReis, 2001], [DosReis et al., 2005] pour les systèmes turbiditiques du Golfe de Lion, d’après [Droz et al., 2001], [Droz et al., 2003], [Droz et al., 2004], [Bonnell et al., 2005] pour le Néofan et les lobes sableux récents de Sète et de La Fonera et d’après [Palanques et al., 1995] pour le delta de Valence. Les âges sont attribués à : a. [Bonnell et al., 2005], b. [Lastras et al., 2002], [Lastras et al., 2004], c. [Méar, 1984], d. [Hoogakker et al., 2004], e. [Droz et al., 2006], f. [Méar, 1984], g. [Bellaiche et al., 1989], h. e.g. [VanEysinga and Haq, 1987], [Kukla and Cilek, 1996], i. e.g. [Ruddiman et al., 1986], [Paillard, 2001], j. GLP1 in [Droz, 1991] et [DosReis et al., 2005], k. e.g. [Conchon, 1992], l. e.g. [Gautier et al., 1994], [Krijgsman et al., 1999b]. C) Coupe schématique (le long des pointillés en (A) montrant l’architecture sédimentaire plio-pléistocène des systèmes turbiditiques et des dépôts glissés.

Chapitre 4

Données et Méthodes

4.1 Données

Les données que nous utilisons dans cette étude sont principalement les données de sismique réflexion, de forage et de sismique réfraction. Les données de sismique réflexion de résolution pétrolière nous donnent une vision globale des géométries à l'échelle de la marge. Les forages nous renseignent sur la nature des sédiments forés, l'environnement de dépôt et l'âge des séries. Les ESP (Expanding Spread Profiles) et OBS nous donnent des indications de vitesse des ondes sismiques dans les sédiments et la croûte (fig. 4.1).

4.1.1 Sismique Réflexion

La première synthèse des données industrielles a été réalisée par [Gorini, 1993], mise en forme, rassemblée et complétée par [Bache, 2008] avec l'aide de Jean-Loup Rubino et de Jacqueline Camy-Peyret (TOTAL, Pau). Je bénéficie ainsi d'une base de données incluant les principales campagnes de sismique industrielle réalisées depuis les années 1980. A ces campagnes s'ajoutent les profils ECORS et la sismique acquise par IFREMER lors de la dernière campagne SARDINIA (2006). Grâce à l'aimable autorisation de Serge Berné, j'ai également pu disposer des données multitraces de la campagne Marion et des données de sismique rapide de CALMAR, acquises par l'Ifremer respectivement en 2000 et 1997 (et ajoutées à notre base de données).

Ces données sismiques peuvent être classées en trois grands ensembles, en fonction de leur pénétration :

- Le premier ensemble comprend la sismique ECORS [Voogd et al., 1991] et la sismique de SARDINIA [Olivet et al., 2004], [Gailler et al., 2009] (cette campagne couplant réflexion et réfraction). Ces profils ont la plus grande pénétration et nous permettent de réaliser des observations jusque dans la croûte. Le passage d'une croûte épaisse à une croûte amincie n'est observable que sur ce type de sismique.
- Le second ensemble comprend la sismique industrielle réalisée depuis 1980 (LIGO, GL, MF, LRM, RM, SW, MDT, MAP, MEDS) et la sismique réflexion SARDINIA. Cette sismique ne pénètre pas autant dans la croûte que le groupe précédent. Des observations précises peuvent néanmoins être réalisées à la base de la croûte et sur toute la colonne sédimentaire.
- Le troisième ensemble comprend la sismique de plus haute résolution (HR 80 et 81, MARION et CALMAR). Elle permet des observations plus détaillées mais avec une pénétration plus faible que les autres sismiques disponibles.

4.1.2 Forages

L'interprétation des données sismiques s'est appuyée sur les données de 9 forages réalisés entre 1969 et 1985 dans le Golfe du Lion. Sept d'entre eux sont localisés sur la plate-forme. Les deux autres, Autan et GLP2, sont implantés respectivement sur la pente et le glaciais. Nous disposons pour certains d'entre eux des données de diagraphie et des rapports de sondage. [Cravatte et al., 1974] ont réalisé une étude de stratigraphie et de sédimentologie pour les forages Autan 1, Mistral, Tramontane et Sirocco. Une analyse micropaléontologique nous permet également d'avoir des indications sur les environnements de dépôt des séries forées.

4.1.3 Sismique réfraction

Les travaux de [Pascal et al., 1993] et [LeDouaran et al., 1984] sur les ESP (Expanding Spread Profiles) et de [Gailler et al., 2009] et [Moulin et al, Soumis] à partir des OBS (SARDINIA) nous fournit des indications de vitesse dans les sédiments et la croûte. Ces études nous permettront d'estimer l'épaisseur des séries du bassin profond.

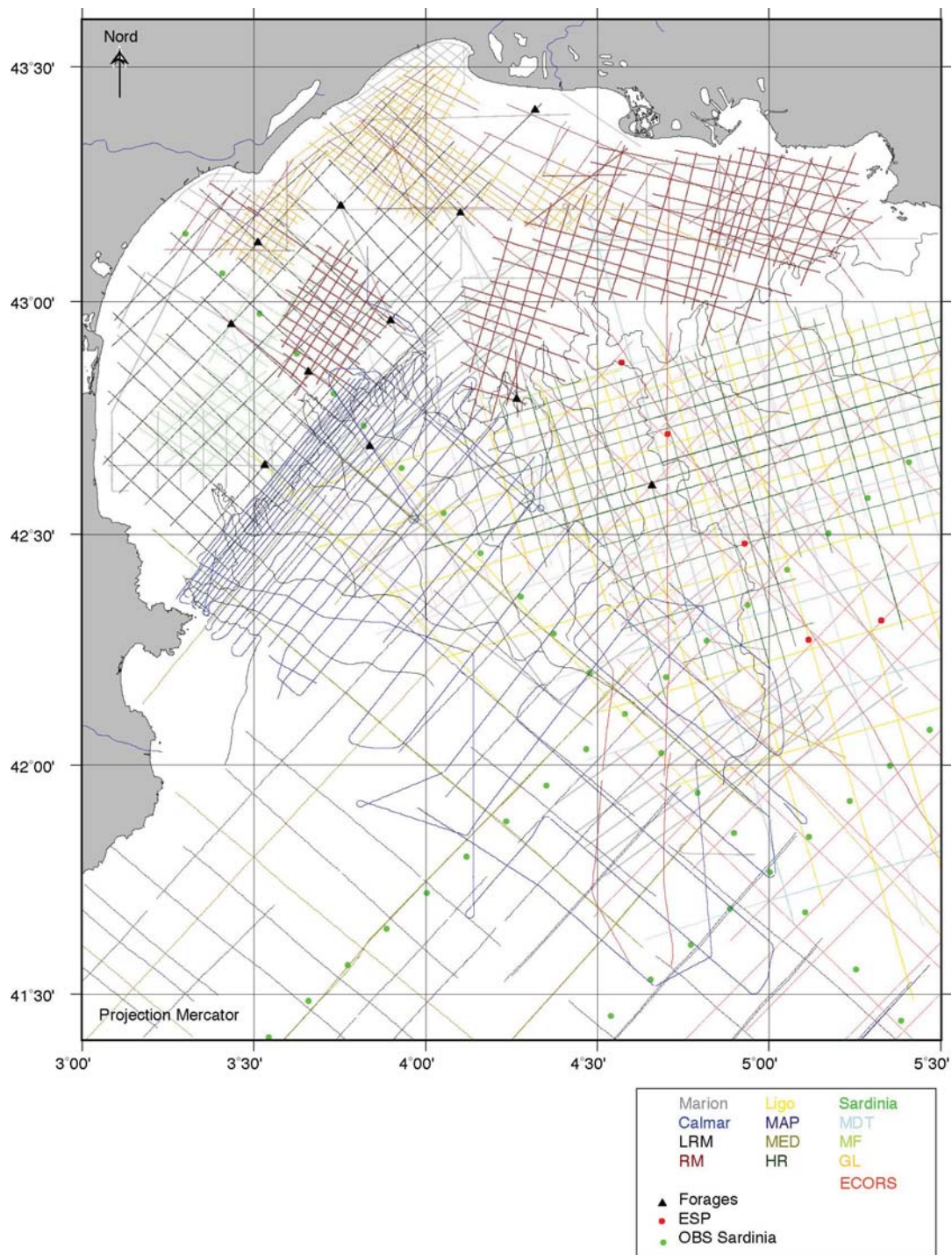


FIGURE 4.1 – Plan de position des données de sismique, forages, OBS et ESP utilisées dans cette étude.

4.2 Méthodes

Le travail envisagé pour répondre aux problématiques posées se résume en 3 phases :

- dans un premier temps, nous devons quantifier les flux sédimentaires à partir des cartes découlant de l'interprétation des profils sismiques,
- puis estimer la subsidence pour chaque intervalle stratigraphique, d'après nos données sismiques,
- enfin, introduire ces paramètres dans un modèle stratigraphique afin de tester ces hypothèses.

4.2.1 Quantification des flux sédimentaires

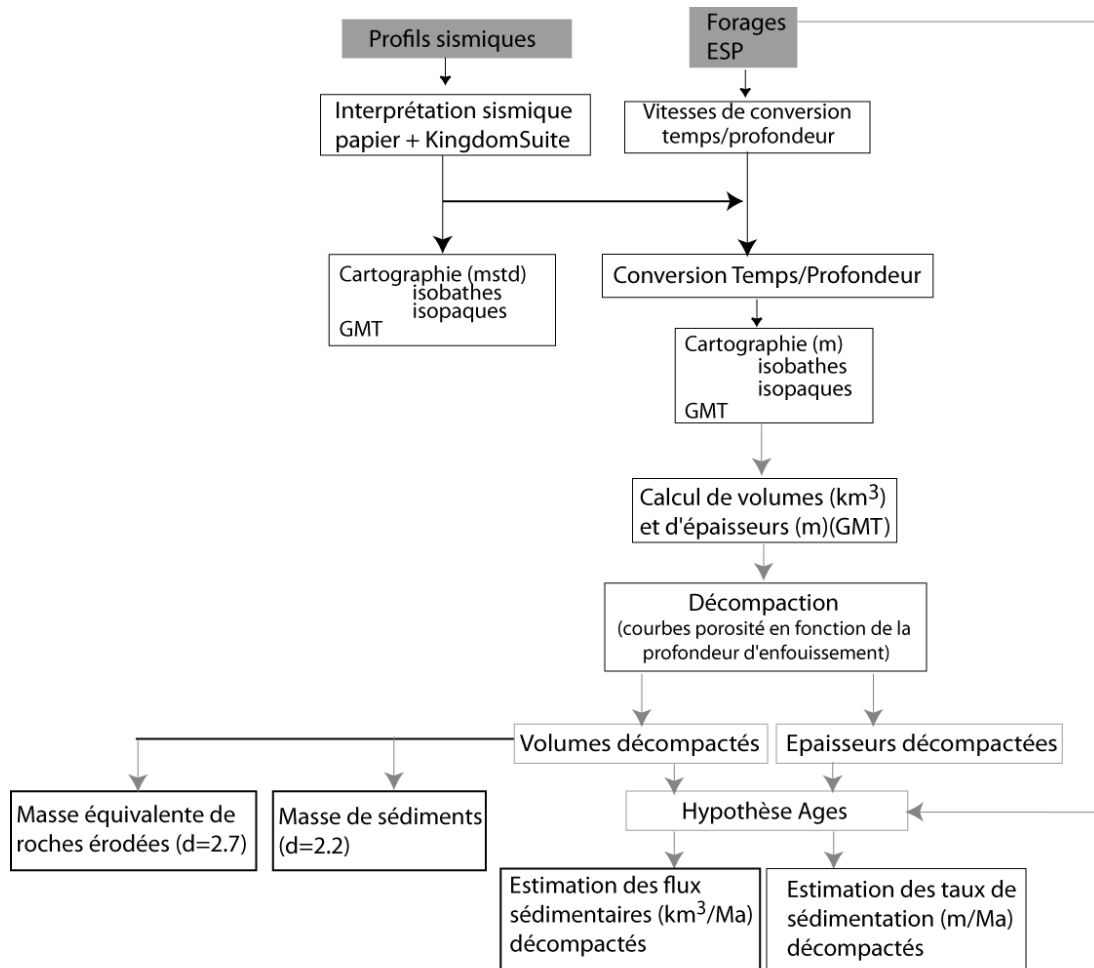


FIGURE 4.2 – Etapes de travail à réaliser en vue de quantifier les flux sédimentaires

Quantifier les flux sédimentaires nécessite (fig. 4.2) :

1. de définir les surfaces stratigraphiques remarquables sur nos données sismiques ; cette étape se base sur les concepts de la stratigraphie sismique [Mitchum and Vail, 1977], [Vail et al., 1977] (l'interprétation se faisant sur profils papier).
2. de cartographier ces repères stratigraphiques en 3D (latitude, longitude, profondeur) à l'échelle du bassin ; pour cela, nos interprétations sont reportées et intégrées dans Kingdom Suite (KS). Ce logiciel nous offre la possibilité, après avoir pointé numériquement tous nos profils, d'en extraire les horizons géoréférencés. L'export des données de Kingdom Suite (ED50 projeté en UTM31) implique une transformation de géodésie : déprojection et changement de datum en WGS84 via MapViewer. Cette étape, un peu fastidieuse, nous est indispensable pour une corrélation avec les données existantes (et numérisables) dans la littérature et pour une mise en commun dans un système de géodésie universelle. Ces résultats sont alors réintroduits, reprojétés et cartographiés sous GMT (*Generic Mapping Tool*).
3. de calculer les épaisseurs et volumes sédimentaires déposées sur chaque intervalle stratigraphique. L'estimation des flux sédimentaires et taux de sédimentation implique :
 - la transformation des profondeurs temps/profondeur : une loi de vitesse devra être construite à partir des données de puits, d'ESP et de réfraction à notre disposition

- la décompaction de nos unités sédimentaires. On utilisera pour cela des courbes de perte de porosité en fonction de la profondeur d'enfouissement (cf. chapitre 6).

4.2.1.1 Stratigraphie sismique et séquentielle

Les concepts de la stratigraphie sismique et séquentielle [Mitchum and Vail, 1977], [Vail et al., 1977] utilisés ici ont déjà fait l'objet de nombreux ouvrages et synthèses. On pourra se référer par exemple à [Rabineau, 2001] pour une synthèse précise et complète.

4.2.1.2 Cartographie

A partir des horizons récupérés de KS, et transformés en WGS84, nous avons cartographié toutes nos surfaces grâce à GMT [Wessel and Smith, 1995]. Dans un premier temps, nous avons travaillé en ms temps double. Une grille interpolée a été obtenue pour chacune des surfaces, permettant le tracé des cartes isobathes (mstd). Nous avons volontairement choisi des paramètres d'interpolation minimum et limité l'extrapolation, d'où les "trous" visibles au sein de certaines cartes.

Chacune de ces grilles ayant été construite avec le même pas et les mêmes limites géographiques, GMT nous a permis d'effectuer toutes les opérations mathématiques souhaitées. Les épaisseurs sédimentaires entre 2 horizons ont ainsi été calculées par soustraction des 2 grilles interpolées correspondantes, puis les cartes isopaques (mstd) tracées.

4.2.1.3 Analyse des vitesses (forages et ESP) et transformation Temps/Profondeurs

Les intervalles et courbes de vitesses des ESP dans le bassin ainsi que les données de *sonic* des forages ont été conjointement analysées afin de déterminer des vitesses judicieuses pour chacun de nos intervalles stratigraphiques. Il s'est avéré que les vitesses estimées variaient fortement dans l'espace entre la plate-forme, la pente et le bassin au sein d'un même intervalle stratigraphique. Ces domaines structuraux étant définis par leur profondeur, nous avons défini des vitesses moyennes fonction de la profondeur de l'intervalle. L'interpolation de ces vitesses avec un pas régulier et relativement restreint (tous les 100mstd) nous a permis d'éviter les transitions abruptes de vitesses. Des scripts nous ont ainsi permis de construire une grille de vitesses x, y, v pour chaque intervalle stratigraphique et dont chaque noeud correspondait au noeud de nos grilles isobathes (mstd) et isopaques (mstd).

Les multiplications, sous GMT, des grilles d'isopaques (mstd) avec les grilles de vitesses correspondantes nous ont donné les grilles isopaques (m). Les grilles isobathes (m) de chacune de nos surfaces ont ensuite été obtenues en additionnant la grille isobathe (m) de la surface sus-jacente et la grille isopaque (m) qui l'en sépare. On a commencé à partir du fond, et l'on a successivement calculé les profondeurs des surfaces les plus jeunes vers les plus anciennes. Cette méthode a l'avantage de moyenniser les vitesses sur des intervalles réduits en tenant compte de l'épaisseur des sédiments de chaque tranche au-dessus.

En revanche, en raisonnant de proche en proche, l'extension des grilles isobathes est dépendante de l'extension des grilles sus-jacentes calculées précédemment. Cette méthode a donc le désavantage, de réduire l'extension de nos grilles isobathes (m) au fur et à mesure de nos conversions vers les couches profondes, et ce, même si l'extension de ces dernières est plus grande que celle des couches plus jeunes.

Le pointé du toit du Messinien concernant une zone beaucoup plus large que celle de P11 (et des autres surfaces sus-jacentes), nous avons directement converti la grille à partir d'une vitesse moyenne calculée sur l'intervalle Plio-Pléistocène, ne tenant pas compte des épaisseurs des différentes couches au-dessus. Nous avons en parallèle utilisé la première méthode, car même si la grille convertie en profondeurs ne montre qu'une zone réduite du pointé original, elle nous sert de comparaison et de guide pour ajuster la vitesse moyenne sur l'intervalle Plio-Pléistocène. Une fois cette conversion ajustée, les grilles sous-jacentes, d'extension moindre que la grille du toit du Messinien, ont alors pu être réalisées de proche en proche sans perdre en extension.

La conversion Temps/profondeur de nos grilles isobathes adoptée ici est réalisée grâce à des scripts sous GMT. Ce sont chacun des noeuds (géoréférencés) de nos grilles qui seront convertis. Pour cela, on construit un tableau à 8 colonnes pour chaque unité sédimentaire, en raisonnant avec les 2 discontinuités qui l'encadrent. Un exemple est donné ci-dessous en considérant la conversion du Toit du Messinien.

Les 8 colonnes du tableau se présentent comme suit (tab. 4.1) :

Les colonnes 1, 2, 3, 4, 5, 6 sont connues :

- les valeurs des colonnes 1, 2, 3, 4 sont issues de la construction (interpolation) de nos cartes en mstd ;
- les valeurs de la colonne 5 sont, elles, issues de la conversion temps/prof précédente (la première c'est le fond avec $v = 1500\text{m/s}$) ;
- les valeurs de la colonne 6 (Vitesse m/s dans l'unité) sont définies d'après l'analyse des données de forages et ESP, et

1	2	3	4	5	6	7	8
Longitude	Latitude	Profondeur (mstd)	Epaisseur (mstd)	Profondeur (m) de la discontinuité sus-jacente	Vitesse (m/s) dans l'unité	Epaisseur (m) de l'unité	Profondeur (m) de la discontinuité
X	Y	Z mstd	E mstd	Z si-m	$V = f(Z)$	E_m	Z_m

TABLE 4.1 – Construction d'un tableau à 8 colonnes pour la conversion temps/profondeur de nos discontinuités stratigraphiques.

fonction de la profondeur de la discontinuité au noeud considéré.

On détermine alors les valeurs des colonnes 7 (\$7) et 8 (\$8) :

- l'épaisseurs (m) dans l'unité : \$7 = \$6 X \$4 (tenant compte du temps double)
- la profondeurs (m) de la surface : \$8 = \$5 + \$7

A noter que pour la conversion de la MES (Surface d'érosion messinienne) sur le plateau, on a appliqué la loi de vitesse définie par [Lofi, 2002].

Les noeuds de chacune de nos grilles (isobathes et isopaques) étant maintenant en profondeurs métriques, GMT nous permet de reconstruire les cartes de profondeurs (m) de nos discontinuités ainsi que les cartes d'épaisseurs (m) de nos unités stratigraphiques.

NB : Pour plus de précisions, les scripts GMT sont joints en annexe.

4.2.1.4 Calcul des volumes sédimentaires

GMT possède une fonction *grdvolume* qui, à partir de n'importe quelle grille x,y,z , permet d'estimer l'aire (m^2), le volume sédimentaire (m^3) et le rapport Volume/Aire (m) correspondant à une hauteur moyenne maximale. Cette commande a été appliquée sur chacune des grilles isopaques (en profondeurs métriques) calculées.

Ces volumes (initiaux ou compactés) ont ensuite été décompactés afin d'obtenir une estimation des flux et taux de sédimentation décompactés avec les âges attribués à chacune de nos unités.

Les volumes décompactés ont également été transposés en masse :

- en appliquant une densité de 2.2, on obtient la masse équivalente de sédiment déposés dans notre bassin,
- en appliquant une densité de 2.7, on obtient la masse équivalente de roches érodées.

En introduisant nos hypothèses d'âges, les taux de roches érodées équivalentes ont pu être calculés sur chacun de nos intervalles stratigraphiques. Il ne s'agit pas à proprement parler de taux d'érosion puisque l'aire du bassin versant, difficilement quantifiable, n'est pas pris en compte. Ces taux ne sont donc pas directement comparables à des taux d'érosion "vrais" mesurés (à l'instar des taux d'érosion alpins recensés au chapitre 2).

Nos masses de sédiments sont en revanche directement comparables aux données de [?] dans les océans mondiaux.

4.2.2 Quantification des mouvements verticaux

4.2.2.1 Construction du Modèle Géologique

L'étape indispensable avant toute modélisation est la construction d'un modèle géologique. Il s'agit du modèle de remplissage du bassin, contraint au maximum par nos données. Une fois nos surfaces repères pointées sur la sismique et nos flux quantifiés, il nous faut estimer la subsidence.

4.2.2.2 Estimation de la subsidence

Les cartographies en isobathes (profondeurs métriques) ayant été réalisées, nous avons pu construire des *lines-drawings* synthétiques régionaux grâce à GMT (commande *grdtrack*). A partir de nos cartes, nous pouvons retracer n'importe quelle coupe verticale le long de profils fictifs. Les profondeurs de chacun de nos horizons ont ainsi été extraites à partir de chacune de nos cartes isobathes sur un même trait de coupe judicieusement choisi. Les coordonnées (x,y) des fichiers obtenus (x,y,z) sont ensuite transformés en distance par rapport au premier point du profil fictif (d,z) et positionné sur une coupe verticale. L'opération étant réitérée au niveau de 10 traits de coupe régionaux, nous obtenons 10 coupes verticales synthétiques (fig. 4.3).

Avec la pente moyenne des réflecteurs sismiques

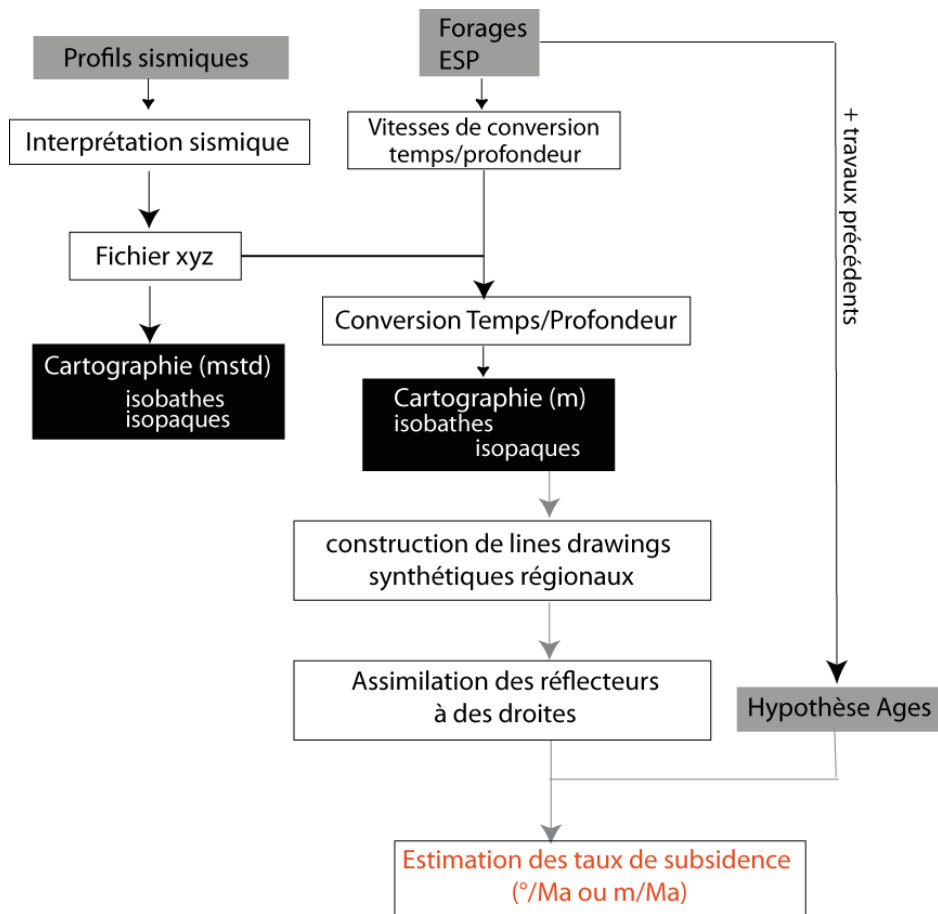


FIGURE 4.3 – Etapes de travail à réaliser en vue de quantifier la subsidence

Suivant [Rabineau, 2001], [Rabineau et al., 2005], la subsidence peut être appréhendée par l'estimation de l'angle de basculement de nos surfaces repères par rapport à la pente du fond (que l'on considère représentative d'une pente de dépôt classique). Pour cela, nous devons assimiler chacune de nos surfaces-repères de la plate-forme (pointées sur la sismique) à des droites en 2D (ou à des plans moyens en 3D). L'angle de basculement entre la surface repère la plus jeune et aujourd'hui peut être estimé. Par différence de proche en proche, des intervalles de temps du plus récent au plus ancien, les angles de basculement successifs peuvent être déduits.

Estimations des angles de basculement avec Sonarscope

Sonarscope est un logiciel développé par J.M. Augustin et initialement dédié aux données de sondeurs, fournissant également de puissants outils statistiques. En détournant le logiciel, nous pouvons tenter de simplifier la morphologie de nos surfaces stratigraphiques en les assimilant à des plans inclinés. On obtient une valeur de pente pour chacune de nos surfaces. Sonarscope offrant la possibilité de travailler sur des régions d'intérêt particulier au sein d'une grille, les directions majeures de pente et valeurs de pente de n'importe quel objet sont facilement quantifiables. Par soustraction, les angles et taux de basculement entre ces plans inclinés peuvent alors être calculés.

4.2.3 Incertitudes et marges d'erreur

Il est difficile d'estimer une incertitude finale sur les quantifications de flux sédimentaires et de subsidence. On peut toutefois lister et/ou quantifier les diverses sources d'erreurs suivantes :

- la résolution verticale du pointé issue de la résolution sismique est d'environ 50 m,
- l'incertitude concernant les vitesses sismiques est de quelques centaines de m/s,
- notre conversion temps/profondeur est effectuée en 3 dimensions d'après les données de forages et d'ESP. Nous avons adopté des vitesses spécifiques pour chacune de nos unités stratigraphiques. Ces vitesses varient également selon les domaines morphologiques (plate-forme, pente, bassin). Sur la pente en particulier, les vitesses adoptées sont graduelles avec des incertitudes estimées à quelques centaines de m/s moyennées sur des distances d'environ 5 km.
- les incertitudes concernant nos estimations d'âges sont variables :
 - quelques Ma pour le début de la sédimentation post-rift (23 Ma),
 - P7 et PXX en revanche manque d'indices biostratigraphiques. Leur incertitude d'âge est estimée à 0.5 Ma,
 - quasi-nulle pour la MES puisque la datation de cet horizon est issue de différentes approches stratigraphiques (astrochronologie, biostratigraphie etc),
 - l'incertitude sur l'estimation d'âge pour P11 (2.6 Ma) est inhérente à l'approche biostratigraphique,
 - 0.2 Ma pour Q10 estimé entre 0.8 et 1.2 Ma,
 - quasi-nulle pour Q5 puisque cet horizon a été datés par le forage Promess.

En raisonnant sur les volumes décompactés, les lois moyennes de décompaction adoptées (approche simplifiée tenant compte d'une lithologie moyenne répartie en pourcentage de fraction sableuse, argileuse et carbonatée) introduisent des biais supplémentaires étant données :

- l'imprécision des lithologies dont on dispose (informations précises sur les puits de la plate-forme, aucune dans bassin),
- et l'imprécision des courbes de perte de porosité en fonction de la profondeur d'enfouissement adoptées.

Enfin, en raisonnant sur les masses de sédiments, le choix de densités moyennes du sédiment (2.2 g/cm³) et de la roche en place (2.7g/cm³) amène à une incertitude supplémentaire si l'on veut comparer ces masses aux valeurs absolues mesurées à terre. Nous nous affranchirons de cette incertitude en nous contentant de discuter l'évolution relative de ces masses à celles estimées par [?].

On peut également noter que nous estimons ici des flux sédimentaires détritiques (terrigenes ou silico-clastiques). La fraction carbonatée dissoute n'a pas été prise en compte. De ce point de vue, les volumes érodés de roches équivalents aux volumes sédimentaires mesurés dans notre bassin sont donc minimisés.

4.2.4 Test du Modèle géologique et Reconstitutions des paléogéographies de dépôts *via* les modélisations stratigraphiques : DIONISOS

4.2.4.1 Test du Modèle géologique

La fig. 4.4 illustre la méthodologie employée pour tester notre modèle géologique. A droite, la tentative de hiérarchisation des facteurs influençant la sédimentation [Rabineau, 2001] montre 3 facteurs clé : les apports sédimentaires, la subsidence et l'eustatisme. Les apports sédimentaires et la subsidence étant quantifiés, les variations du niveau marin seront issues de la littérature, notamment d'après les travaux de [Haq et al., 1988]. Ces paramètres

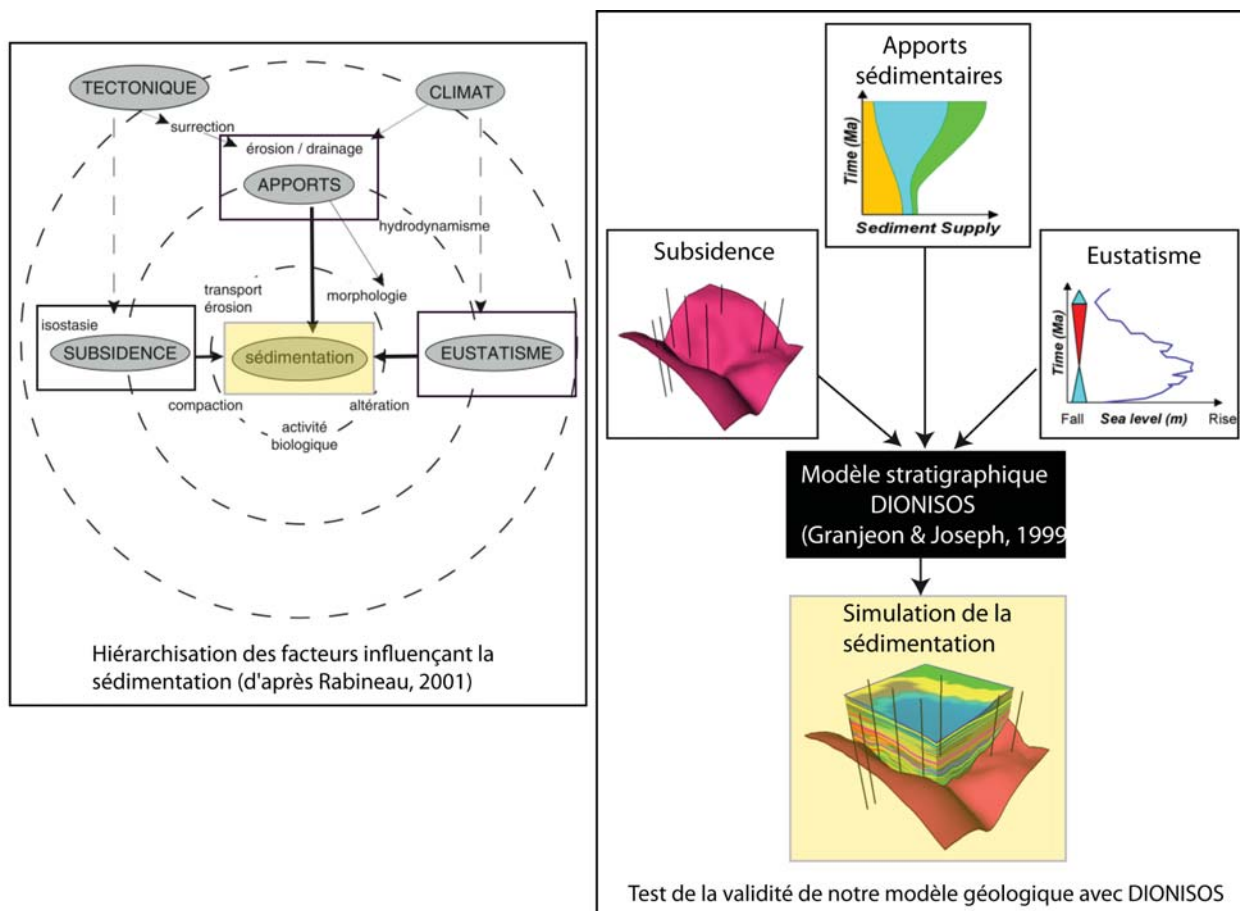


FIGURE 4.4 – Schéma illustrant la méthodologie employée pour tester notre modèle géologique avec le modèle stratigraphique DIONISOS

seront introduits dans notre modèle stratigraphique DIONISOS, permettant la simulation de la sédimentation.

4.2.4.2 Le Modèle DIONISOS

Nos modélisations s'appuieront sur DIONISOS (*Diffusion Oriented Normal and Inverse Simulation Of Sedimentation*). Il s'agit d'un modèle numérique stratigraphique 3D multilithologique, développé par l'IFP, et simulant le remplissage d'un bassin (transport et dépôt) à des échelles de temps et d'espace macroscopiques (centaines de milliers à dizaines de millions d'années, et dizaines à centaines de km) [Granjeon and Joseph, 1999].

Le modèle DIONISOS fournit, en tout point de la zone simulée, les géométries et paléobathymétries de dépôt, ainsi que la teneur lithologique moyenne (rapport sable-argile-carbonate) du matériel déposé. Il permet de reconstruire la géométrie moyenne des unités sédimentaires et de prédire l'évolution des faciès à l'intérieur de ces unités. Par comparaison entre les géométries simulées et les données réellement observées, il permet de tester la validité des hypothèses (subsidence, flux, variations du niveau marin etc...) en entrée du modèle.

Dans Dionisos, la simulation stratigraphique est classiquement effectuée en trois étapes indépendantes, permettant de répondre successivement aux 3 questions majeures suivantes :

- Combien d'espace disponible est créé dans le bassin pour piéger les sédiments ?
- Quel volume de sédiments sont introduits ou produits dans le bassin ?
- Comment ces sédiments se répartissent-ils dans l'espace créé ?

Dans un premier temps, l'espace disponible pour les sédiments (ou accommodation) est calculé en tenant compte du régime de subsidence du bassin, des variations de l'eustatisme, de la compaction des sédiments préalablement déposés... Dans un second temps, une certaine quantité de sédiments est introduite aux frontières du bassin simulé (apport silicoclastique des fleuves) ou est produite au sein de ce bassin (production carbonatée marine ou précipitation de sels ou d'évaporites). Dans une troisième et dernière étape, le modèle calcule la répartition des sédiments au sein du bassin selon un (ou plusieurs) mode(s) de transport préalablement défini(s). Une des premières difficultés réside donc dans la quantification des paramètres d'entrée (facteurs clés) du modèle, en l'occurrence ici :

1. l'accommodation.

On l'établit par la quantification de (a) la tectonique c'est-à-dire la subsidence et/ou *uplift*, (b) l'eustatisme, (c) la compaction, (d) la flexure, (e) les taux d'érosion.

On peut définir l'accommodation de deux manières distinctes ; son origine physique la définit comme étant le résultat de la combinaison des mouvements eustatiques et tectoniques, mais elle peut aussi être appréhendée à partir de l'enregistrement sédimentaire comme étant la somme de l'épaisseur cumulée des sédiments (espace effectivement rempli) et de la paléo-bathymétrie (espace non rempli par les sédiments) [Granjeon and Joseph, 1999] (fig.4.5).

L'épaisseur du remplissage sédimentaire sera connue ; les variations eustatiques seront contraintes par la litté-

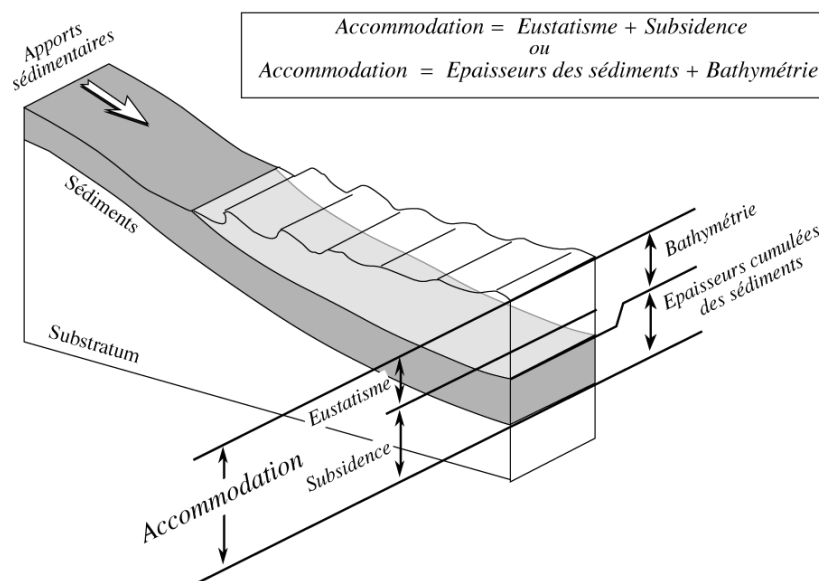


FIGURE 4.5 – La double définition de l'accommodation [Granjeon, 1996].

rature ; une loi de compaction et des taux d'érosion moyens géologiquement cohérents seront adoptés. La subsidence préalablement estimée fera alors l'objet de tests en essayant de préciser l'ampleur des réajustements isostatiques liés à l'événement messinien.

2. les flux sédimentaires

Les flux sédimentaires précédemment évalués pourront aussi faire l'objet de tests en vue de préciser les apports relatifs des sources pyrénéo-languedociennes et rhodaniennes.

3. le type de transport

4 types de transports sédimentaires peuvent être modélisés : un transport à long terme de faible énergie, un transport à court terme de forte énergie, un transport par destabilisation de pente, enfin un transport par les courants littoraux. Nous privilégierons les transports de faible énergie caractérisant la sédimentation fluviale, en intégrant les destabilisations et glissements en masse éventuels observés sur nos données sismiques.

Des équations empiriques de transport sédimentaire sont utilisées pour simuler l'évolution du dépôt de chaque classe granulométrique à travers le bassin. Cette décharge sédimentaire est assumée être dictée par une équation de diffusion à partir du flux d'eau (*water-driven*) et/ou à partir d'un flux purement gravitaire (*gravity-driven*) ; cette diffusion est proportionnelle à deux paramètres principaux : la pente du bassin et le flux d'eau s'écoulant à la surface du fond. La pente du sol caractérise l'énergie motrice de l'écoulement de l'eau, issue de la transformation de son énergie potentielle (ou gravitaire) en énergie cinétique. Le flux d'eau caractérise la capacité de transport de l'eau et permet de différencier les zones de transport privilégié au sein d'un même environnement (par exemple les ceintures fluviales en milieu continental). Le flux de sédiments est relié à ces deux paramètres principaux par le biais du coefficient de diffusion qui caractérise l'efficacité moyenne du transport pour un environnement donné et dépend de la dynamique impliquée (fluviale, tidale ou de vagues) (fig. 4.6).

Les quantités de sédiments déposés ou érodés en chaque point du bassin sont alors calculées en couplant cette

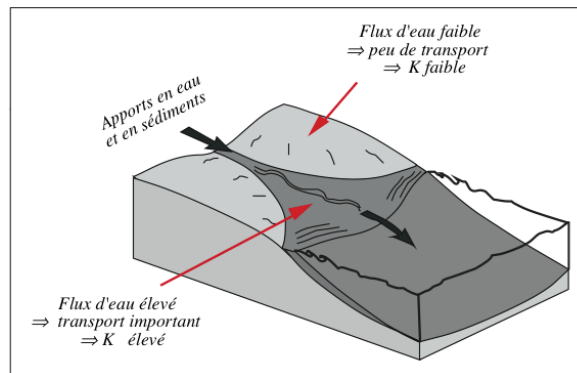


FIGURE 4.6 – Le principe du flux d'eau et du coefficient de diffusion associé utilisé dans le modèle Dionisos [Granjeon, 1996]

loi de transport au principe de conservation de la masse. En 3 dimensions et pour chaque lithologie, le flux sédimentaire est ainsi défini par :

$$\vec{Q}_{s,i} = -c_i (k_{gravity} + k_{water} q_w) \vec{\nabla} h$$

$$\text{où : } \vec{\nabla} h = \begin{bmatrix} \frac{dh}{dx} \\ \frac{dh}{dy} \end{bmatrix}$$

Avec :

$Q_{s,i}$: le flux pour la lithologie i (m^2/s),

c_i : la concentration de la lithologie i (sans dimension),

$k_{gravity}$: le coefficient de diffusion gravitaire (*gravity-driven*) (m^2/s),

k_{water} : le coefficient de diffusion de l'eau (*water-driven*) (m^2/s),

q_w : le flux d'eau relatif (sans dimension)

h : élévation (m).

Finalement, il est à noter que :

- Le modèle ne considère pas le chemin de chaque grain, mais représente une moyenne de l'ensemble de processus sédimentaires différents (mouvements par reptation des grains sédimentaires, glissements rapides de terrains, transport par les rivières en suspension et saltation. . .) dans le but de simuler l'évolution à long-terme des géométries.
- L'équation empirique de transport dépend directement de la pente, si bien que les sédiments sont virtuellement transportés sur le fond du bassin (en tant que charge de fond).

La succession de ces trois étapes de calcul permet d'obtenir progressivement une reconstitution de l'histoire du remplissage sédimentaire du bassin. En fonction de l'adéquation de ces simulations avec la réalité géologique, on valide ou non les hypothèses de départ. Le modèle permet ainsi une meilleure compréhension de la réponse stratigraphique du système sédimentaire à des variations au cours du temps de l'eustatisme, de la subsidence, des apports sédimentaires et des paramètres physiques régissant le transport des sédiments dans le bassin.

Chapitre 5

Résultats : Architectures messiniennes et plio-pléistocène à l'échelle du bassin

5.1 Stratigraphie sismique : lien plate-forme-bassin

L'objectif de notre travail est, dans ce chapitre, d'établir les processus de mise en place des dépôts et la chronologie relative de ces événements, et ce, à l'échelle du bassin liguro-provençal, en connectant plate-forme et bassin.

Des discontinuités majeures ont déjà été identifiées, de manière éparse et par différents auteurs. Ces interprétations se corrélaient-elles à l'échelle du bassin ?

Dans un premier temps, nous nous sommes attachés à l'étude de la plate-forme à partir des profils LRM et des résultats de [Rabineau, 2001] et [Baztan, 2004]. Parmi les surfaces stratigraphiques précédemment citées D60, D50, D40, D30 (Q5), D20, D1(Q10), D0 (P11), nos données nous ont permis la cartographie régionale des 3 surfaces D30, D1 et D0. Les autres ont été cartées plus localement, le plus souvent à titre de repère.

Sur la plate-forme orientale, la faible résolution des profils (80GL, 84RM, Ecors) a souvent rendu difficile le pointé de nos surfaces.

Nous avons alors tenté de prolonger ces repères depuis la plate-forme jusqu'au bassin profond. Deux difficultés majeures se sont présentées :

- la présence des canyons entaillant la pente, et,
- la tectonique salifère dans le bassin perturbant largement le suivi linéaire de nos surfaces.

Sur la pente, nous avons d'abord travaillé à la résolution la plus élevée dont nous disposions (campagne Multitrace Marion, HR) pour les repères les plus récents, Q5 et Q10. P11, P7 n'étaient pas toujours visibles sur ces types de sismique. Les sismiques plus basses résolutions nous ont permis d'étendre la couverture de Q5 et Q10 en l'absence de profils plus haute résolution. La sismique pétrolière plus basses fréquences était tout indiquée en revanche pour le pointé et le suivi des surfaces les plus anciennes.

Nous avons essayé de nous affranchir au maximum de la tectonique salifère et de la présence des canyons en étudiant des profils régionaux clés les moins perturbés (80Ligo20, 80Ligo01, 80Ligo05, 80Ligo10 notamment) situés en bas de pente avant la limite amont des glissements de sel. Ces profils nous ont été particulièrement utiles pour le pointé des surfaces antérieures à Q10. La liaison plate-forme - pente pour ces dernières surfaces s'est opérée dans un second temps, en utilisant notamment les couples de profils Marion10-80Ligo 20 et Marion12-80Ligo22 avec des résolutions différentes mais imageant les mêmes structures.

Nous avons cherché, d'une manière générale, à recréer une vision continue de la plate-forme au bassin. Nous avons pour cela reconstruit plusieurs transects en joignant successivement un ensemble de profils sismiques, tout en jonglant avec leur résolution parfois très variable.

Pour les séries plus anciennes (Substratum, Miocène, Messinien), nous avons utilisé le pointé de [Bache, 2008] en le modifiant éventuellement localement et/ou en le complétant.

5.1.1 Plate-forme

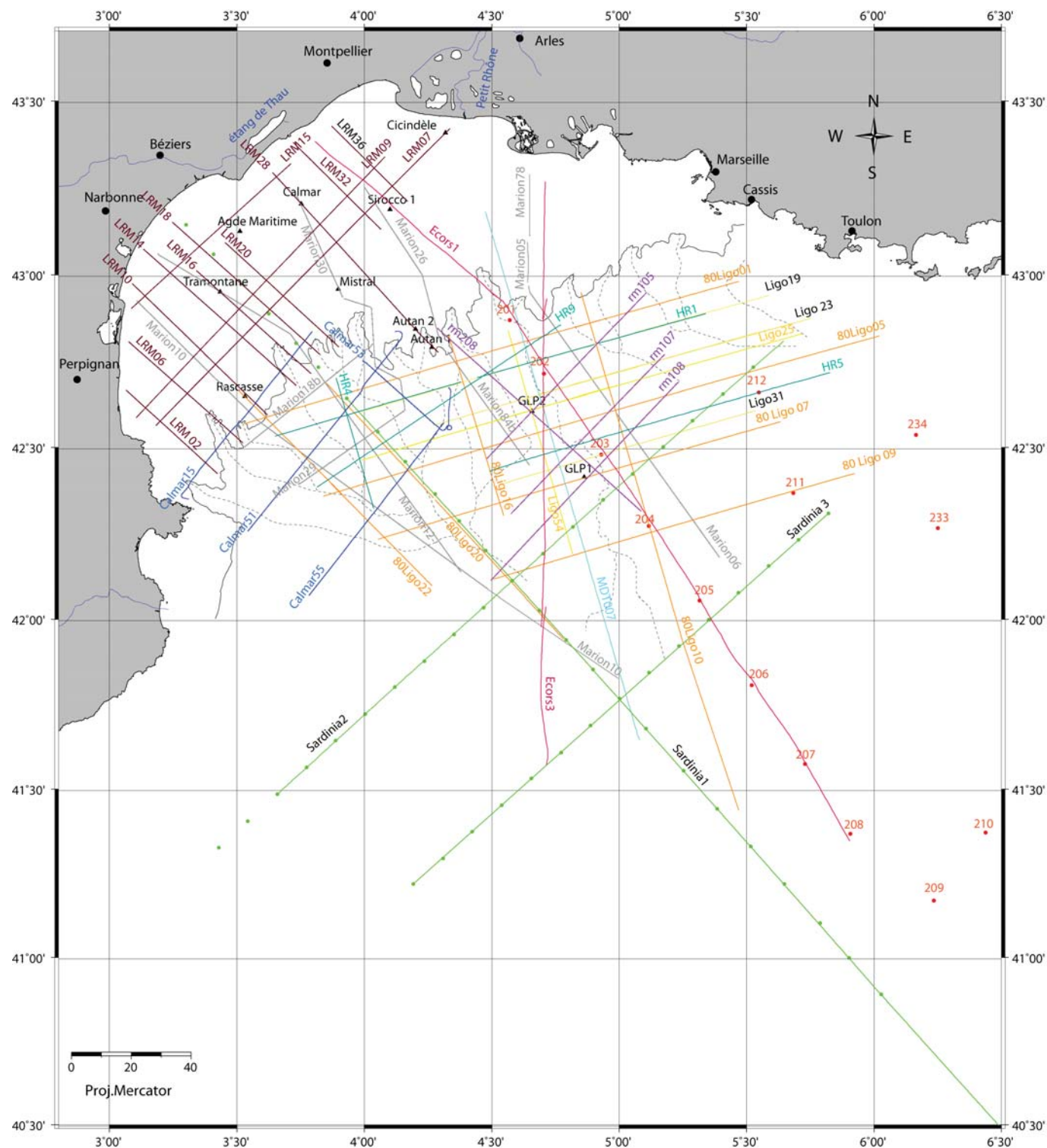


FIGURE 5.1 – Plan de position des différents profils et Line-Drawings présentés dans ce manuscrit.

Lorem ipsum dolor sit amet, consectetur adipiscing elit. Ut purus elit, vestibulum ut, placerat ac, adipiscing vitae, felis. Curabitur dictum gravida mauris. Nam arcu libero, nonummy eget, consectetuer id, vulputate a, magna. Donec vehicula augue eu neque. Pellentesque habitant morbi tristique senectus et netus et malesuada fames ac turpis egestas. Mauris ut leo. Cras viverra metus rhoncus sem. Nulla et lectus vestibulum urna fringilla ultrices. Phasellus eu tellus sit amet tortor gravida placerat. Integer sapien est, iaculis in, pretium quis, viverra ac, nunc. Praesent eget sem vel leo ultrices bibendum. Aenean faucibus. Morbi dolor nulla, malesuada eu, pulvinar at, mollis ac, nulla. Curabitur auctor semper nulla. Donec varius orci eget risus. Duis nibh mi, congue eu, accumsan eleifend, sagittis quis, diam. Duis eget orci sit amet orci dignissim rutrum.

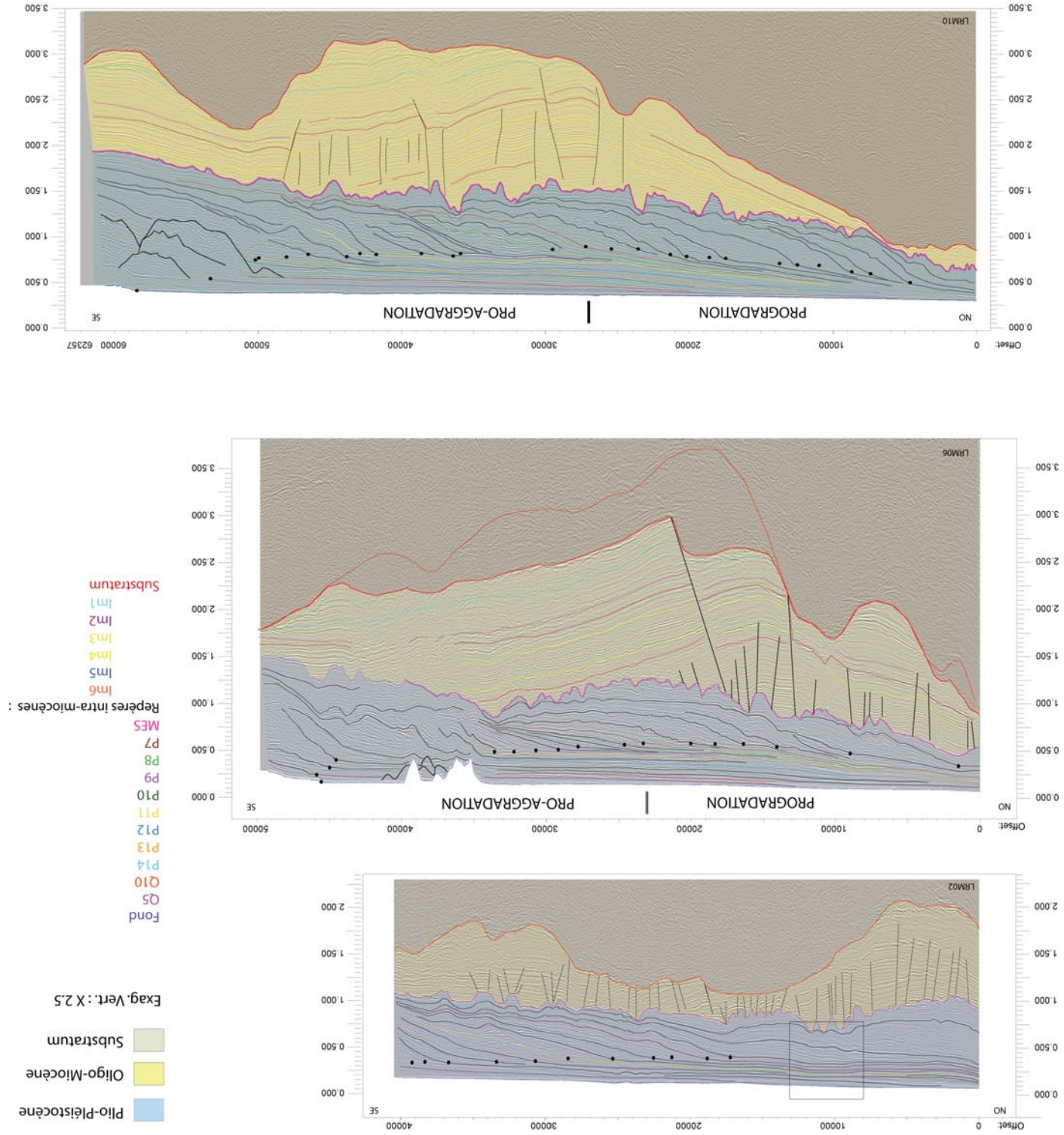


FIGURE 5.2 – Line-Drawing des profils LRM 02, 06, 10 perpendiculaires à la marge du Golfe du Lion. Positions sur la fig.5.1.

Lorem ipsum dolor sit amet, consectetur adipiscing elit. Ut purus elit, vestibulum ut, placerat ac, adipiscing vitae, felis. Curabitur dictum gravida mauris. Nam arcu libero, nonummy eget, consectetuer id, vulputate a, magna. Donec vehicula augue eu neque. Pellentesque habitant morbi tristique senectus et netus et malesuada fames ac turpis egestas. Mauris ut leo. Cras viverra metus rhoncus sem. Nulla et lectus vestibulum urna fringilla ultrices. Phasellus eu tellus sit amet tortor gravida placerat. Integer sapien est, iaculis in, pretium quis, viverra ac, nunc. Praesent eget sem vel leo ultrices bibendum. Aenean faucibus. Morbi dolor nulla, malesuada eu, pulvinar at, mollis ac, nulla. Curabitur auctor semper nulla. Donec varius orci eget risus. Duis nibh mi, congue eu, accumsan eleifend, sagittis quis, diam. Duis eget orci sit amet orci dignissim rutrum.

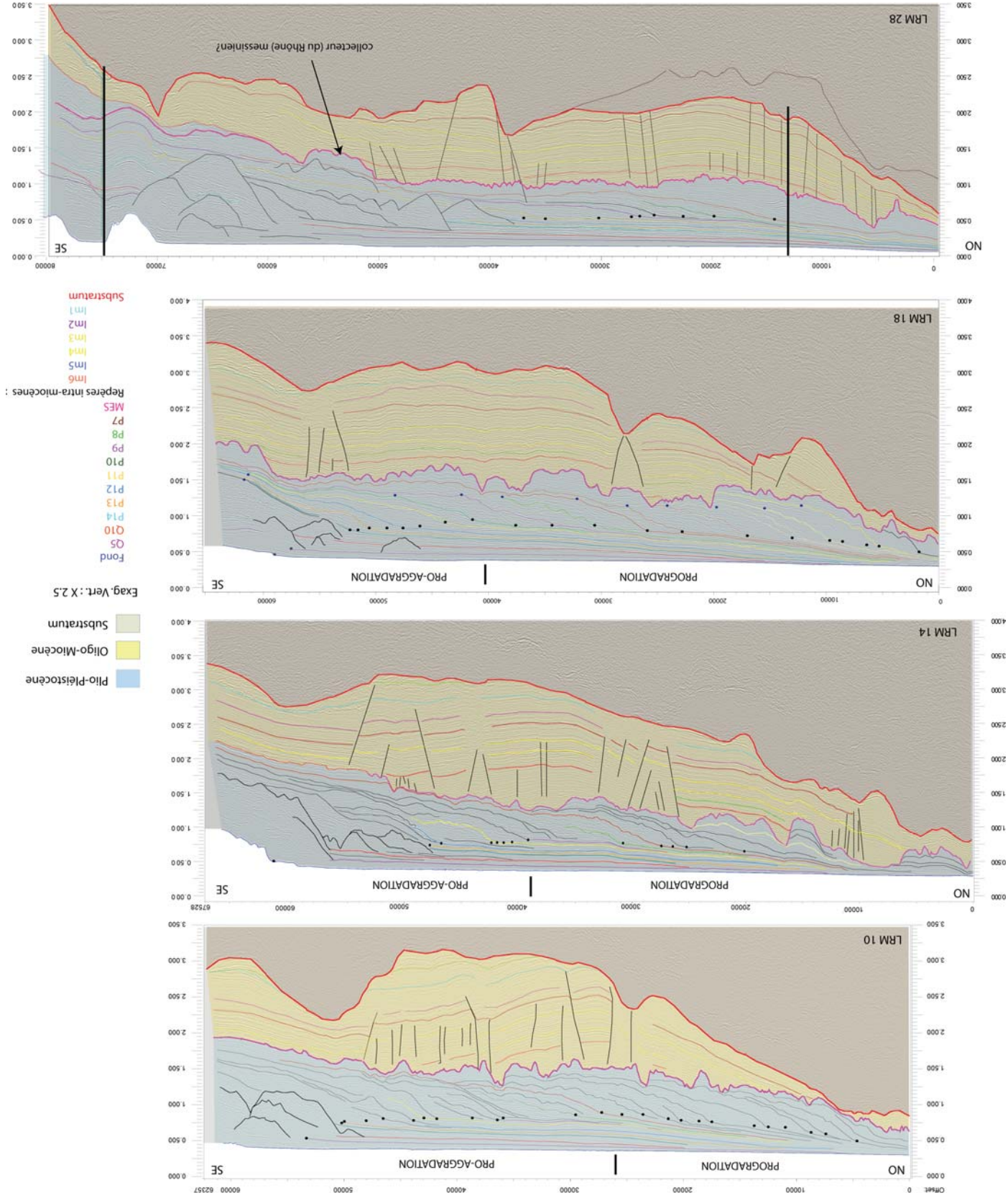


FIGURE 5.3 – Line-Drawing des profils LRM 10, 14, 18 et 28 perpendiculaires à la marge du Golfe du Lion. Positions sur la fig. 5.1.

Lorem ipsum dolor sit amet, consectetur adipiscing elit. Ut purus elit, vestibulum ut, placerat ac, adipiscing vitae, felis. Curabitur dictum gravida mauris. Nam arcu libero, nonummy eget, consectetuer id, vulputate a, magna. Donec vehicula augue eu neque. Pellentesque habitant morbi tristique senectus et netus et malesuada fames ac turpis egestas. Mauris ut leo. Cras viverra metus rhoncus sem. Nulla et lectus vestibulum urna fringilla ultrices. Phasellus eu tellus sit amet tortor gravida placerat. Integer sapien est, iaculis in, pretium quis, viverra ac, nunc. Praesent eget sem vel leo ultrices bibendum. Aenean faucibus. Morbi dolor nulla, malesuada eu, pulvinar at, mollis ac, nulla. Curabitur auctor semper nulla. Donec varius orci eget risus. Duis nibh mi, congue eu, accumsan eleifend, sagittis quis, diam. Duis eget orci sit amet orci dignissim rutrum.

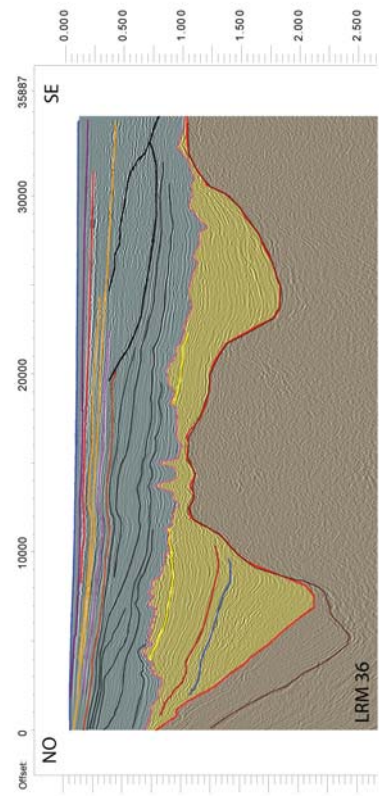
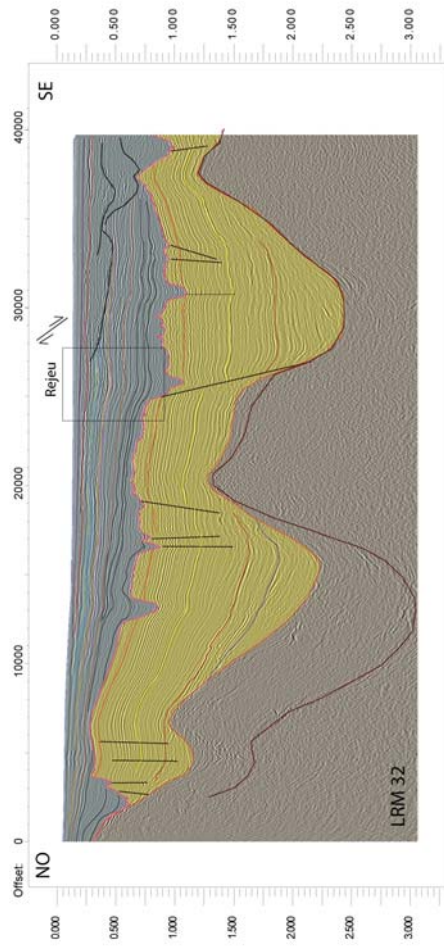
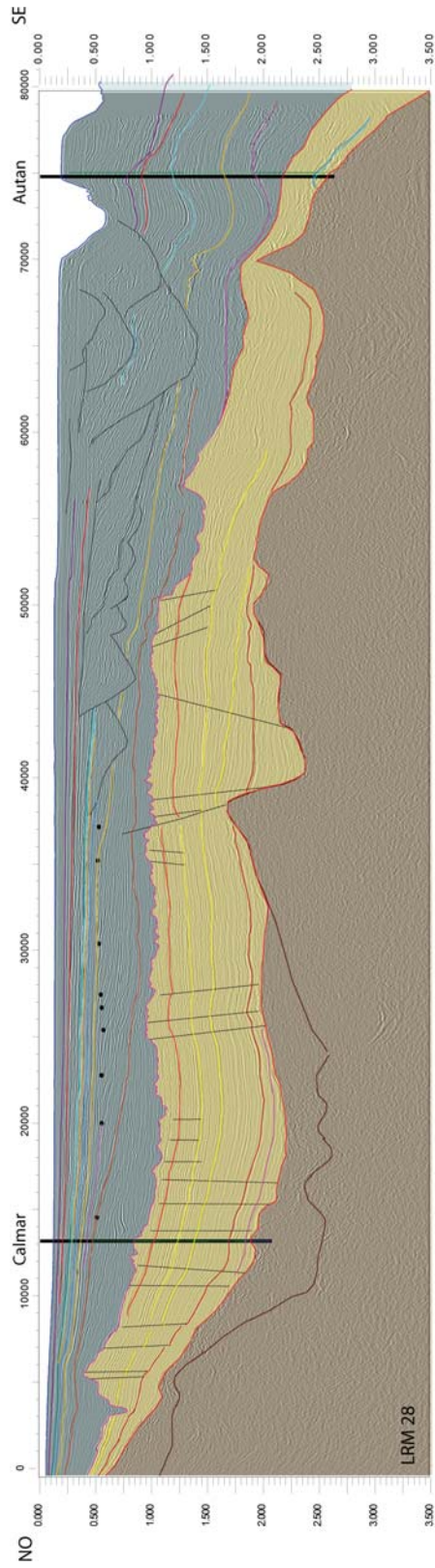


FIGURE 5.4 – Line-Drawing des profils LRM 28, 32 et 36 perpendiculaires à la marge du Golfe du Lion. Positions sur la fig. 5.1.

Lorem ipsum dolor sit amet, consectetur adipiscing elit. Ut purus elit, vestibulum ut, placerat ac, adipiscing vitae, felis. Curabitur dictum gravida mauris. Nam arcu libero, nonummy eget, consectetuer id, vulputate a, magna. Donec vehicula augue eu neque. Pellentesque habitant morbi tristique senectus et netus et malesuada fames ac turpis egestas. Mauris ut leo. Cras viverra metus rhoncus sem. Nulla et lectus vestibulum urna fringilla ultrices. Phasellus eu tellus sit amet tortor gravida placerat. Integer sapien est, iaculis in, pretium quis, viverra ac, nunc. Praesent eget sem vel leo ultrices bibendum. Aenean faucibus. Morbi dolor nulla, malesuada eu, pulvinar at, mollis ac, nulla. Curabitur auctor semper nulla. Donec varius orci eget risus. Duis nibh mi, congue eu, accumsan eleifend, sagittis quis, diam. Duis eget orci sit amet orci dignissim rutrum.

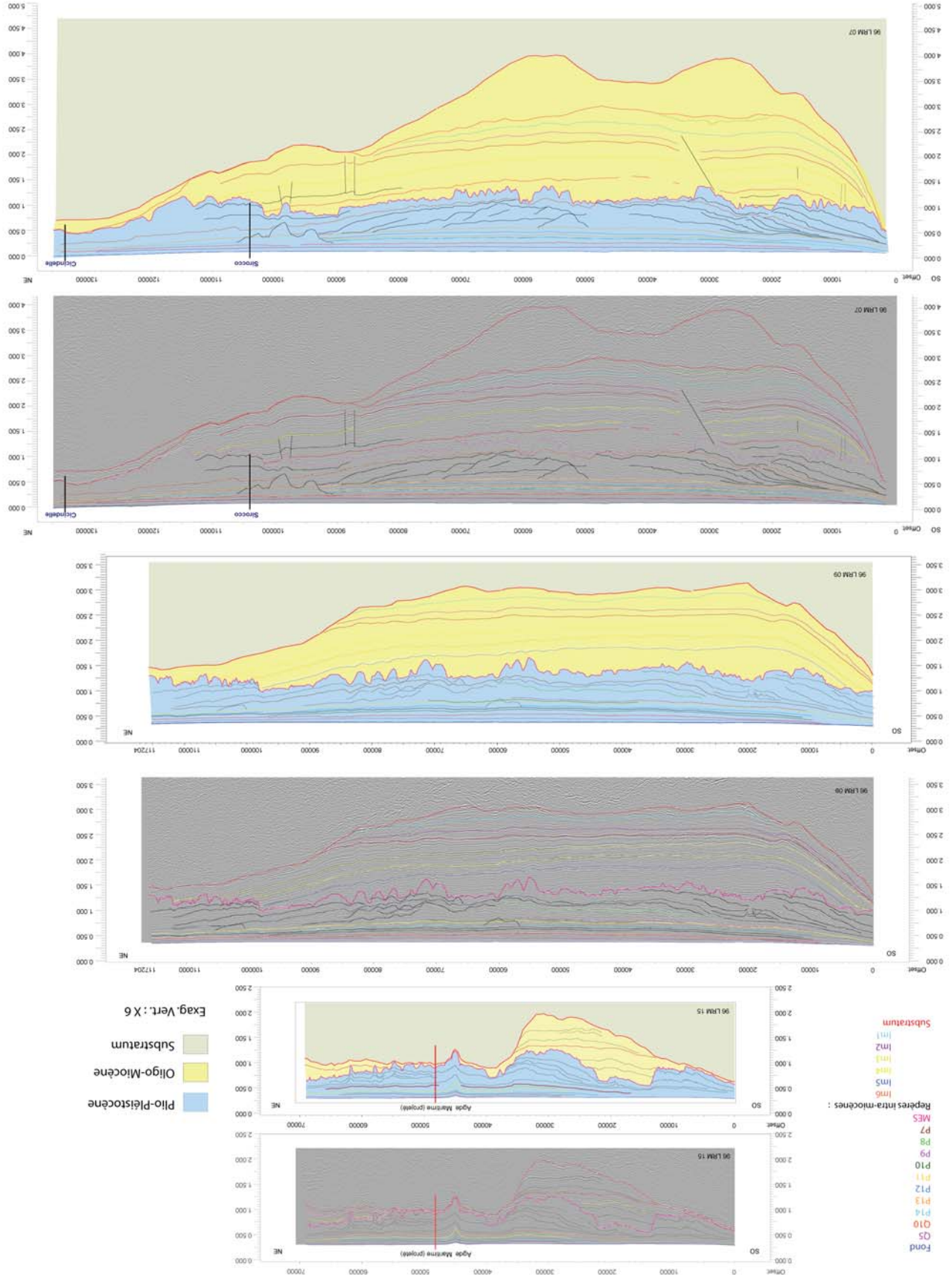


FIGURE 5.5 – Line-Drawing des profils LRM 07, 09 et 15 parallèles à la marge du Golfe du Lion. Positions sur la fig. 5.1.

Les données sismiques perpendiculaires à la marge montrent un complexe de cliniformes plio-pléistocènes progradants (bleus) reconstruisant progressivement la plate-forme (fig. 5.2, 5.3, 5.4 et 5.9) au dessus de la surface d'érosion messinienne (rose). Par analogie à la *Shoreline Trajectory* de [Helland-Hansen and Martinsen, 1996], nous avons relié les positions des *offlap-break* repérés sur ces profils, traçant ainsi la *Shelf Break Trajectory* (fig. 5.9). Au premier ordre, celle-ci dessine une courbe, montrant une tendance essentiellement progradante sur la plate-forme interne jusqu'à P11 (discontinuité jaune), puis pro-aggradante sur la plate-forme externe (profils LRM 06, LRM 10, LRM 14 et LRM18 sur la fig. 5.8).

Sur le profil LRM02, la *Shelf Break Trajectory* est même linéaire et ascendante vers le rebord de plateau, significative d'une tendance pro-aggradante sur la totalité de l'intervalle.

Les réflecteurs successifs sur le profil LRM32, quant à eux, dessinent une géométrie de rampe sans cliniforme visible, ne permettant donc pas de repérer d' *offlap-break*. Ils sont inclinés vers le large, et se superposent avec des épaisseurs croissantes vers l'aval, correspondant à un basculement relativement régulier de la plate-forme.

Les grands traits de la *Shelf Break Trajectory* ont ainsi pu être cartés sur la plate-forme languedocienne (fig. 5.6) à partir des différents points de mesure indiqués par des points blancs.

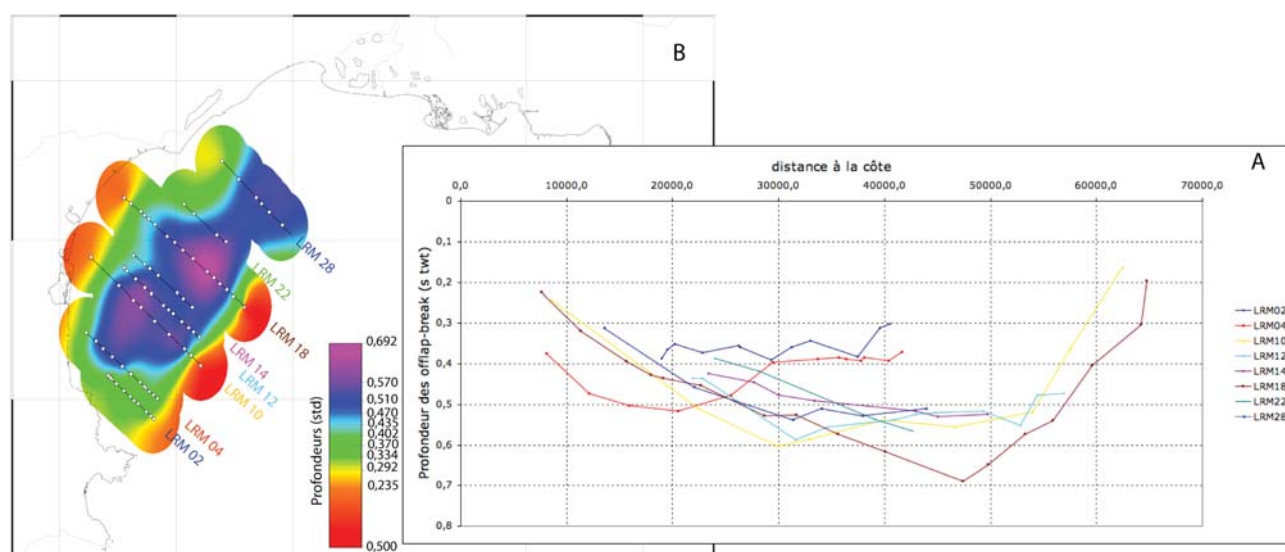


FIGURE 5.6 – A) Coupes verticales de la *shelf-break Trajectory* le long des profils LRM. B) Carte de la profondeur (std) de la *shelf-break Trajectory* sur la plate-forme occidentale du Golfe du Lion après interpolation. Les ronds blancs indiquent les points réels d'échantillonnage.

La profondeur de ces *offlap-breaks* a été analysée en détail (en incluant le facteur temps) sur 3 profils de la plate-forme perpendiculaires à la marge : 96LRM10, 96LRM18 et 96LRM28 (fig. 5.7). Au cours de la phase progradante des prismes, la profondeur des *offlap-break* des prismes P01 à P07 augmente progressivement sur ces 3 profils. Après P11 (2.6 Ma), au cours de la phase pro-aggradante, la profondeur des *offlap-break* diminue également sur l'ensemble des profils. En revanche, la transition d'une tendance progradante à pro-aggradante ne s'effectue pas de manière simultanée selon les profils : elle apparaît dès 3.8 Ma sur LRM10, entre 3.8 Ma et 2.6 Ma sur LRM18, et à 2.6 Ma sur LRM28. Cette désynchronisation peut être liée à l'inégale topographie de la surface d'érosion messinienne sous-jacente et/ou à une différence de flux sédimentaire, entraînant une géométrie des *topset* des prismes variables dans l'espace.

A un ordre inférieur, la *Shelf Break Trajectory* dessine également de petites oscillations (notamment visibles sur le profil LRM10 sur la fig. 5.9), en liaison probable avec les variations eustatiques.

De petites déformations (légères flexures) affectent les horizons plio-pléistocènes en amont de la plate-forme (encadrées en noir sur les fig. 5.8 et 5.9) :

- au km 5 du profil LRM18,
- au km 6 du profil LRM28,
- au km 25 du profil LRM32,
- au km 12 du profil LRM36

Situées à l'aplomb d'une faille miocène, ces déformations n'affectent pas les réflecteurs les plus récents (Q10, Q5). Elles indiquent donc un rejeu de la faille sous-jacente durant le Pliocène et le début du Pléistocène.

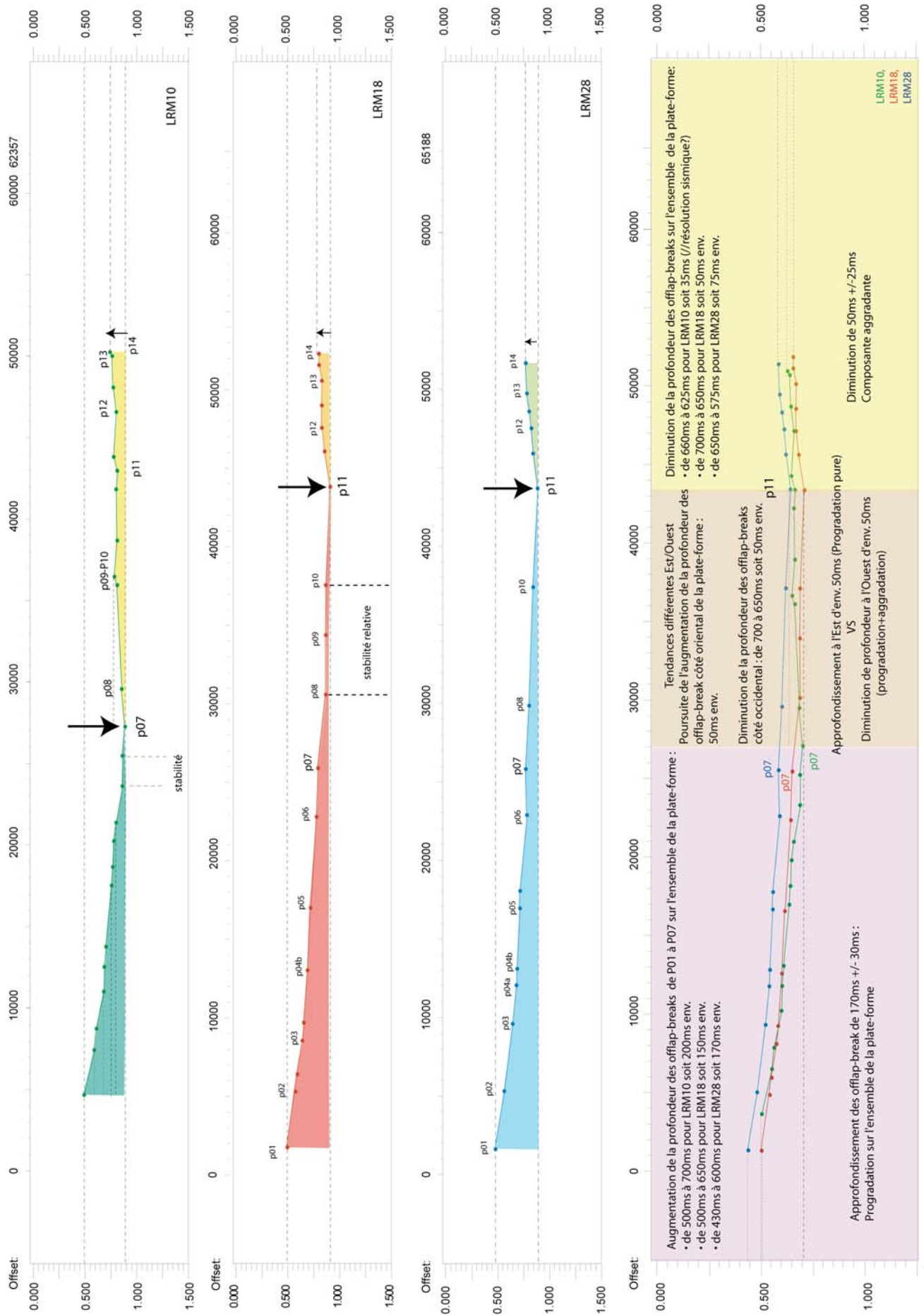


FIGURE 5.7 – Comparaison de l'évolution des profondeurs (mstd) des *offlap-break* sur les profils LRM10, LRM18 et LRM28.

Sur le profil le plus oriental de cette série (LRM 36), des cliniformes apparaissent au sein d'un remplissage précoce, limité à son toit par P7. Ce dépôt montre d'ailleurs des épaisseurs beaucoup plus importantes (500 mstd) comparées aux autres profils suggérant une source rhodanienne particulièrement active au Pliocène.

Les profils parallèles à la marge LRM07 et LRM09, orientés SO-NE (fig. 5.5) montrent un remplissage sédimentaire avec des épaisseurs de sédiments plus importantes sur les bords pour les séries pliocènes les plus anciennes. Ces séries montrent, sur chacun des flancs de la marge, une première série de réflecteurs internes (noir) se terminant en *downlap* sur la MES, donnant au plateau une forme en cuvette. L'orientation de ces réflecteurs indiquent clairement deux sources distinctes de sédiments (l'une côte rhodanien, l'autre côté pyrénéen) qui viennent ensuite combler simultanément le centre de la cuvette entre P7 et P11. Le profil LRM15 plus en amont montre une topographie messinienne plus accidentée. Les sédiments déposés avant P7 montrent des épaisseurs particulièrement fortes comparées aux profils LRM 09 et 07. Au Pliocène, les fleuves pyrénéens participent donc de manière active à l'alimentation de la plate-forme (beaucoup plus qu'aujourd'hui). L'érosion des Pyrénées, importante à l'époque, peut alors être reliée à l'exhumation du massif [Mauffret et al., 2001]. Une surrection des séries miocènes est d'ailleurs visible sur la plate-forme interne des profils LRM02 et LRM06 (fig. 5.8).

On peut également noter une large dépression dans la morphologie de la MES sur le profil LRM15 (fig. 5.5), à l'Ouest du forage Agde Maritime. La série plio-quadernaire sus-jacente montre une géométrie en V des réflecteurs et un faciès plus transparent contrastant avec les réflexions de part et d'autre de cette structure. D'après [Lofi et al., 2012] (*en préparation*), il s'agirait d'une doline : une structure circulaire carbonatée géante (environ 2 km de largeur et 800 m d'épaisseur ici) issue de phases de collapse (affaissement) / dissolution de calcaire durant le PlioQuaternaire.

Après P11, la cuvette étant remplie, les réflecteurs subparallèles sont fortement aplanis, les plus récents (Q5, Q10) montrant une géométrie quasiment rectiligne du flanc NO au flanc SE du plateau.

Les séries miocènes de la plate-forme, quant à elles, suivent la morphologie du substratum ; elles sont faillées et parfois fortement décalées mais n'apparaissent pas basculées de manière constante comme les séries plio-pléistocènes (fig. 5.8). Elles sont en effet plus ou moins inclinées selon les profils. Au centre de la plate-forme (LRM18, LRM28), les réflecteurs (repères intra-miocènes sur les figures) sont même horizontaux à sub-horizontaux, et si, vers le littoral pyrénéen, leur pente est abrupte, ils conservent leur parallélisme sur la totalité du plateau.

Même si l'on considère une subsidence miocène nulle, les séries miocènes devraient être basculées par la subsidence plio-pléistocène qu'elles subissent. Or, il est probable qu'un rebond isostatique lié à l'assèchement du bassin et au dépôt de sel messinien se soit exercé sur la marge. On peut supposer que la subsidence plio-pléistocène a compensé les effets de ce rebond sur les séries déposées avant et pendant le Messinien. Les séries plio-pléistocènes, quant à elles, n'étant pas encore déposées au moment du rebond isostatique, ne subissent que la subsidence plio-pléistocène. Leur basculement fournirait alors un ordre de grandeur de ce réajustement isostatique.

On peut également se demander si les bombements observés dans la topographie de la MES sont hérités de la topographie préexistante du substratum (lors du rifting) ou bien si ces bombements sont acquis au Messinien par des réajustements isostatiques, affectant alors également le substratum.

Lorem ipsum dolor sit amet, consectetur adipiscing elit. Ut purus elit, vestibulum ut, placerat ac, adipiscing vitae, felis. Curabitur dictum gravida mauris. Nam arcu libero, nonummy eget, consectetuer id, vulputate a, magna. Donec vehicula augue eu neque. Pellentesque habitant morbi tristique senectus et netus et malesuada fames ac turpis egestas. Mauris ut leo. Cras viverra metus rhoncus sem. Nulla et lectus vestibulum urna fringilla ultrices. Phasellus eu tellus sit amet tortor gravida placerat. Integer sapien est, iaculis in, pretium quis, viverra ac, nunc. Praesent eget sem vel leo ultrices bibendum. Aenean faucibus. Morbi dolor nulla, malesuada eu, pulvinar at, mollis ac, nulla. Curabitur auctor semper nulla. Donec varius orci eget risus. Duis nibh mi, congue eu, accumsan eleifend, sagittis quis, diam. Duis eget orci sit amet orci dignissim rutrum.

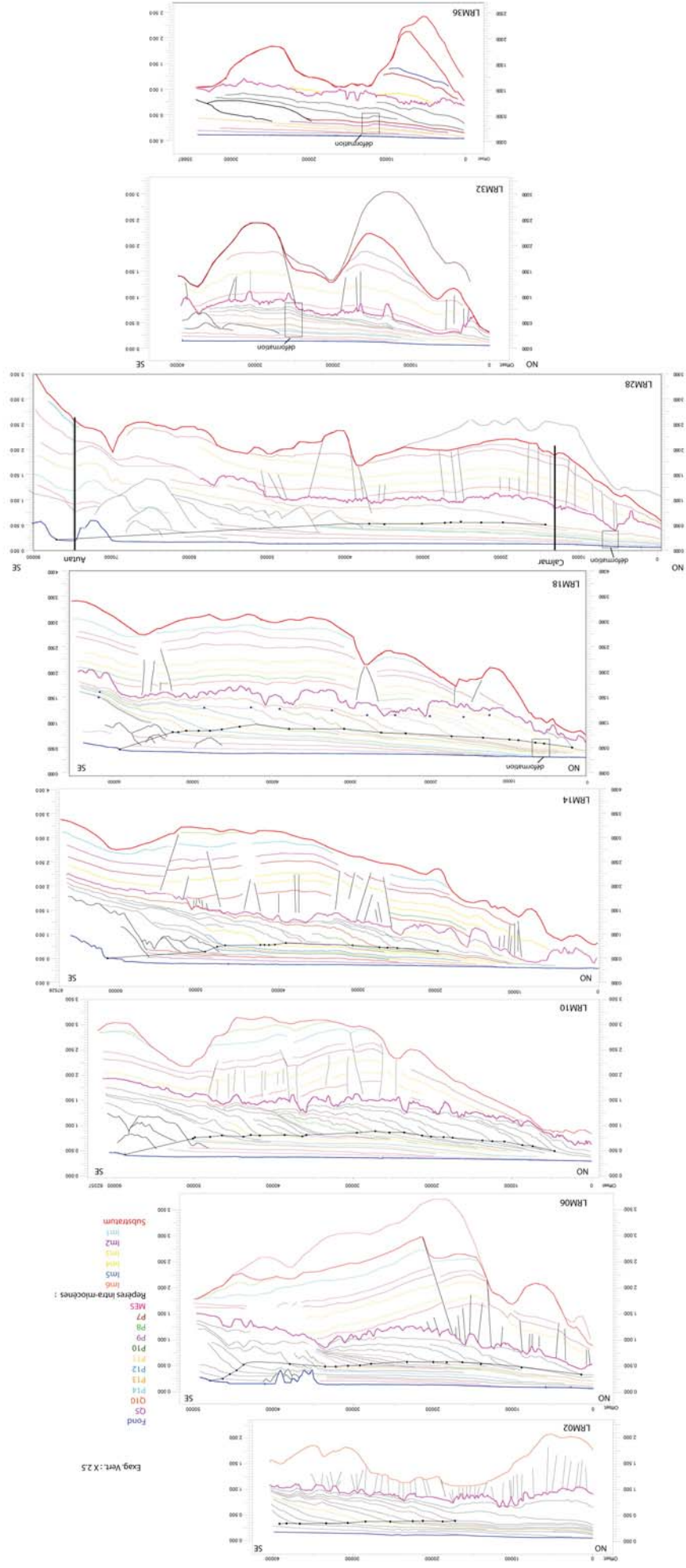


FIGURE 5.8 – Evolution du remplissage sédimentaire miocène et plio-pléistocène sur le plateau à travers des *Line-Drawing* perpendiculaires à la marge.

Lorem ipsum dolor sit amet, consectetur adipiscing elit. Ut purus elit, vestibulum ut, placerat ac, adipiscing vitae, felis. Curabitur dictum gravida mauris. Nam arcu libero, nonummy eget, consectetuer id, vulputate a, magna. Donec vehicula augue eu neque. Pellentesque habitant morbi tristique senectus et netus et malesuada fames ac turpis egestas. Mauris ut leo. Cras viverra metus rhoncus sem. Nulla et lectus vestibulum urna fringilla ultrices. Phasellus eu tellus sit amet tortor gravida placerat. Integer sapien est, iaculis in, pretium quis, viverra ac, nunc. Praesent eget sem vel leo ultrices bibendum. Aenean faucibus. Morbi dolor nulla, malesuada eu, pulvinar at, mollis ac, nulla. Curabitur auctor semper nulla. Donec varius orci eget risus. Duis nibh mi, congue eu, accumsan eleifend, sagittis quis, diam. Duis eget orci sit amet orci dignissim rutrum.

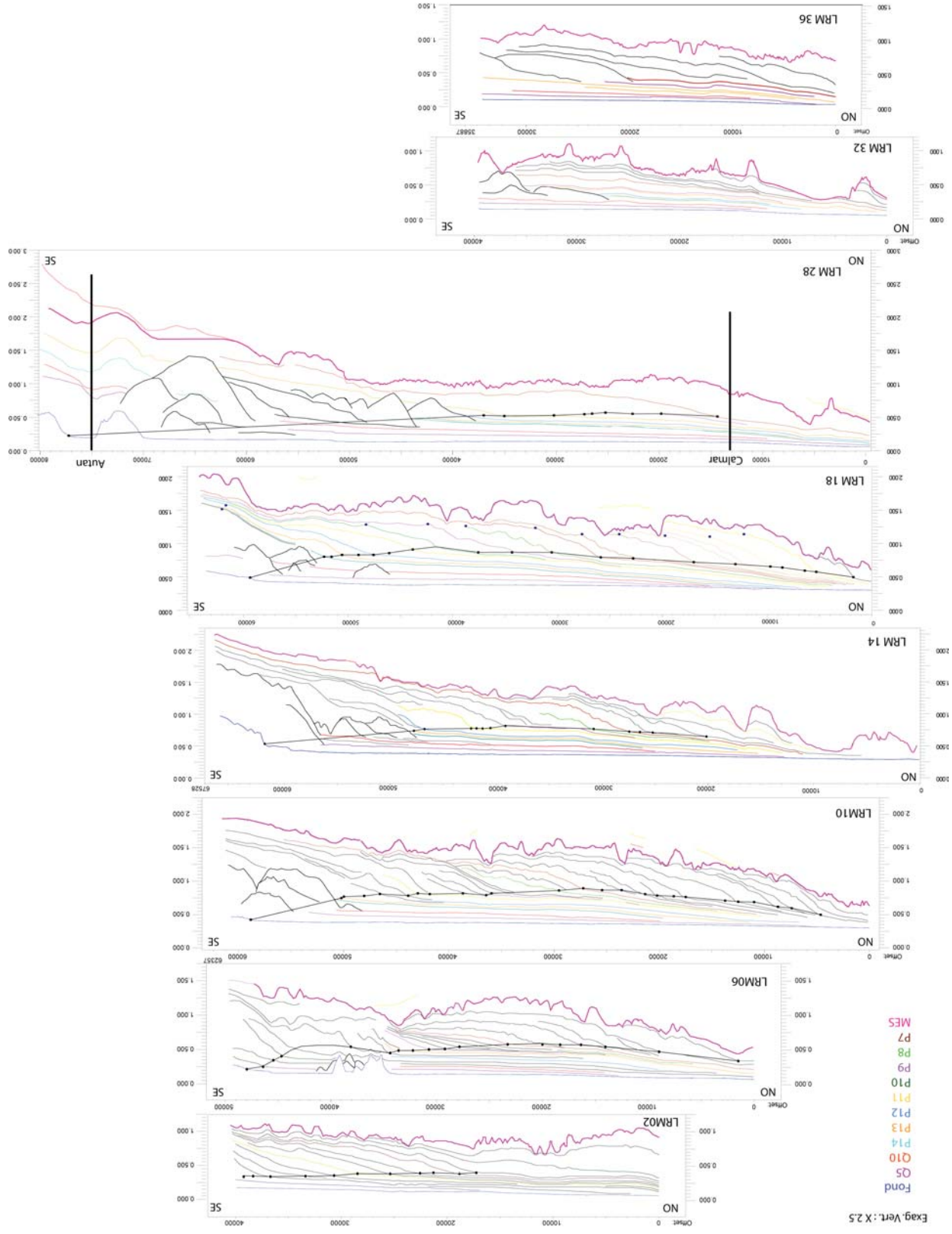


FIGURE 5.9 – Evolution du remplissage sédimentaire miocène et plio-pléistocène sur le plateau à travers des *Line-Drawing* perpendiculaires à la marge.

5.1.2 Pente et bassin

5.1.2.1 Unités messiniennes

La fig. 5.10 montrent l'architecture générale des unités messiniennes, les fig. 5.11, 5.12, 5.13, les unités individuelles. Au-dessus de l'intervalle oligo-miocène pré-messinien, on y distingue l'unité M - incluant M0, M1 et Ma- (orange), Mb (rouge), M2 (grise), les résidus d'abrasion supposés (jaune), le sel ou MU (blanc) et l'unité UU (rose).

Marqueurs sismiques	Faciès sismiques	Localisation géographique et Relations géométriques avec les marqueurs adjacents				Nature connue ou supposée	Interprétations
		Plate-forme	Pente sup. à moyenne	Pente inférieure	Bassin		
Surface d'abrasion (turquoise)	Discordance de ravinement, plane	-	· passage latéral avec la MES · conforme avec les séries miocènes sous-jacentes	· continuité avec le toit de M2	-	-	Surface d'abrasion marine (ravinée par les vagues)
M3	Chaotique et Transparent	-	· au-dessus de M2 · extension limitée en aval par failles listriques · passage latéral avec sel et évaporites supérieures	-	-	détritique	Résidus d'abrasion
M2	Chaotique plus ou moins transparent	-	· base M2 érosive · sous les dépôts plio-pléistocènes	· toit de M2 dans le prolongement de la surface d'abrasion · passage latéral avec la base du sel ? Ou sous le sel ?	· passage latéral ? Ou au-dessus de la partie terminale des évaporites inférieures ? · Au-dessus des produits détritiques	détritique	Produits tardifs de l'érosion messinienne
UU	Réflecteurs continus, subcontinus, forte amplitude	-	-	· sous les dépôts plio-pléistocènes · au-dessus du sel · en biseau sur le toit de M2	· sous les dépôts plio-pléistocènes · au-dessus du sel	évaporites	Évaporites supérieures
MU	Transparent	-	-	· Au-dessus de M0, M1 · en biseau sur la surface d'abrasion ou sur le toit de M2	· sous les évaporites supérieures · au-dessus de Mb	Halite	Sel
LU /Unité Mb	Lités, réflecteurs continus, basse fréquence	-	-	· base érosive	· base Mb conforme?	détritique + évaporitique	Évaporites inférieures
Unités M0, M1, Ma	chaotique	-	-	· M0 sous M1 · M0 et M1 sous M2 · M1 en passage latéral avec Mb dans bassin	· Ma sous Mb	détritique	Produits précoces de l'érosion messiniennes
Surface d'érosion Messinienne (rose)	Discordance de ravinement, rugueuse	sous les dépôts plio-pléistocènes	· sous les dépôts plio-pléistocènes	-	-	-	Surface d'érosion fluviale liée à la chute du niveau marin

TABLE 5.1 – Synthèse des marqueurs sismiques messiniens et de leurs relations stratigraphiques.

Reprenant la nomenclature et la position de base de l'évènement messinien de [Bache, 2008], nous avons tenté de préciser les relations des unités messiniennes entre elles (fig. 5.1). La résolution des profils ne nous permettant pas d'apporter beaucoup d'éclairage par rapport aux études antérieures, nous faisons toutefois quelques observations. Le pointé et la cartographie de ces unités messiniennes nous permettront ultérieurement de quantifier les volumes sédimentaires (notamment détritiques) impliqués d'après cette interprétation par rapport à ceux issus de l'interprétation de [Lofi et al., 2011].

Nous avons pointé une nouvelle unité, M3, notamment visible sur les profils 80 Ligo05, Ligo 25, Ligo 23 (fig. 5.11 et fig. 5.22). Elle présente un faciès à la fois chaotique, avec des réflexions internes plus ou moins litées et transparent. Son faciès toutefois moins chaotique et plus transparent la différencie de l'unité M2 qu'elle surplombe généralement en *downlap*. Son toit se dessine :

- souvent dans la prolongation de la surface d'abrasion lisse ([Bache et al., 2009], [Bache et al., 2012b]) en amont et vient latéralement mourir en aval sur le toit de M2

- ou bien en connections latérales avec la surface d'abrasion de chaque côté (Ligo03C), ou avec la surface d'abrasion seulement en amont (Ligo 05A) et le sel en aval (Ligo46, Ligo20A), parfois bordé de chaque côté par la halite (Ligo05, Ligo29).

Son extension est limitée, et son épaisseur d'environ 50 à 100 mstd. Cette unité, présente en amont des failles listriques surmonte les autres unités messiniennes, notamment M2, et, est elle-même sous-jacente aux premiers dépôts pliocènes. Elle constitue donc une unité fini-messinienne/début Pliocène, postérieure à M2 et à la mise en place du sel. Cette unité semble contemporaine à l'unité UU. Elle se prolonge d'ailleurs en amont par la surface d'abrasion marine. Son faciès transparent pourrait correspondre aux sables azoïques repérés sur GLP2. C'est pourquoi nous suggérons que cette unité constitue les résidus d'abrasion issu de la transgression marine zancléenne mettant fin à la crise de salinité messinienne. Le développement de tels dépôts transgressifs ont d'ailleurs été décrits dans le canyon du Nil en *Backstepp* (cf [CIESM, 2008]) ou plus récemment mis en évidence par [?] à la périphérie de la Calabre où ils

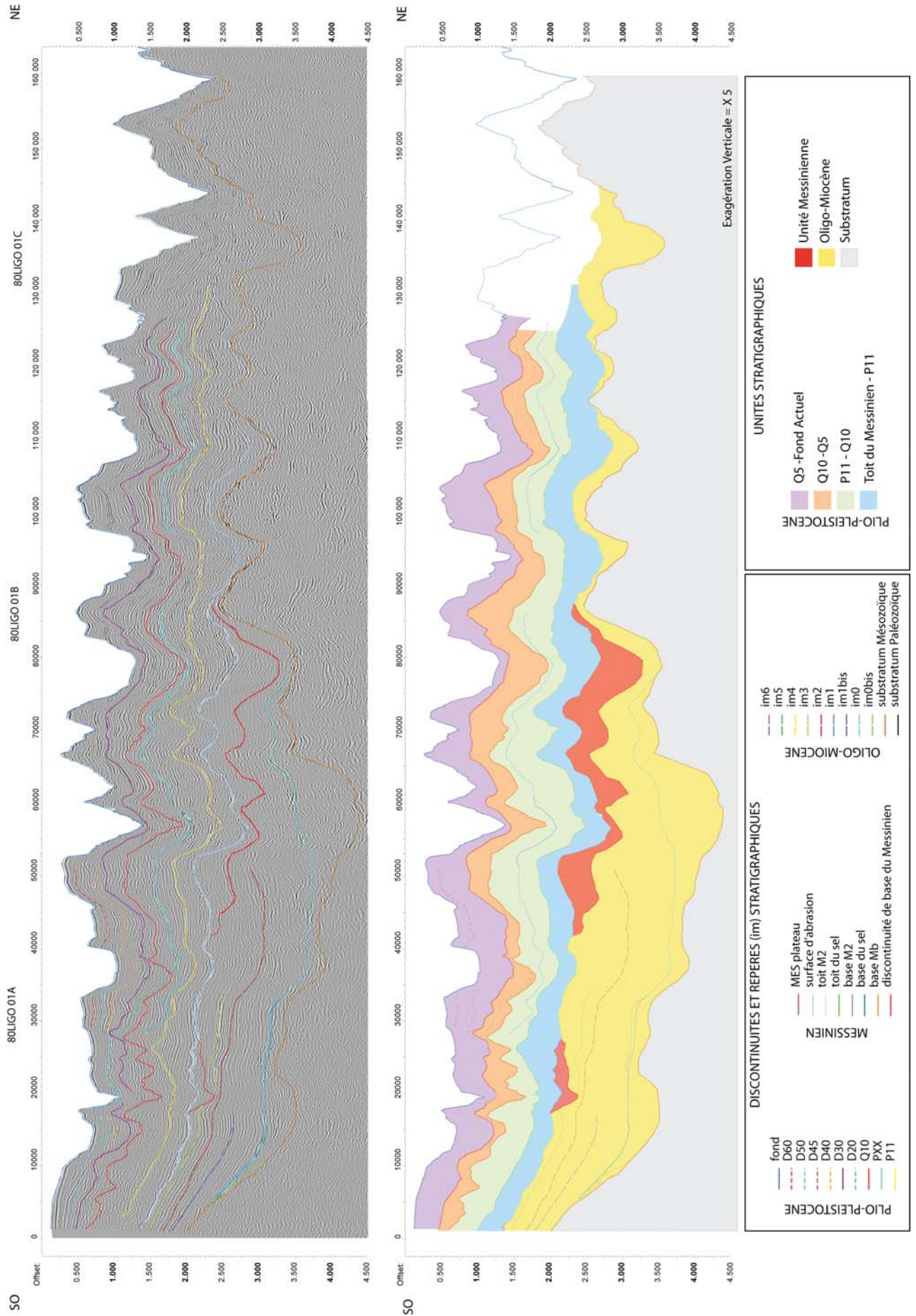


FIGURE 5.10 – Line-Drawing du profil 80LIGO 01. Position sur la fig. 5.1.

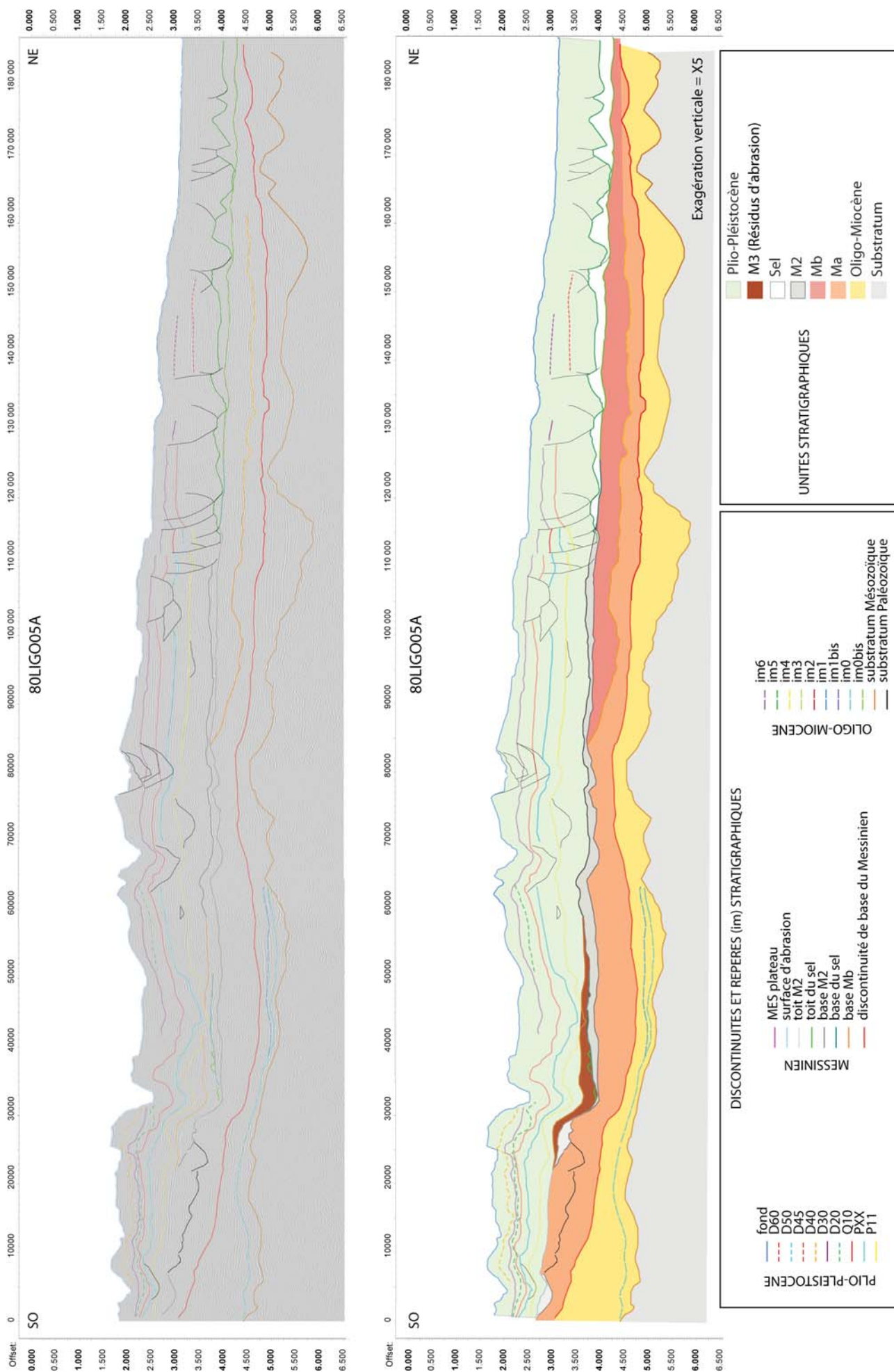


FIGURE 5.11 – Line-Drawing du profil 80LIGO 05. Position sur la fig. 5.1.

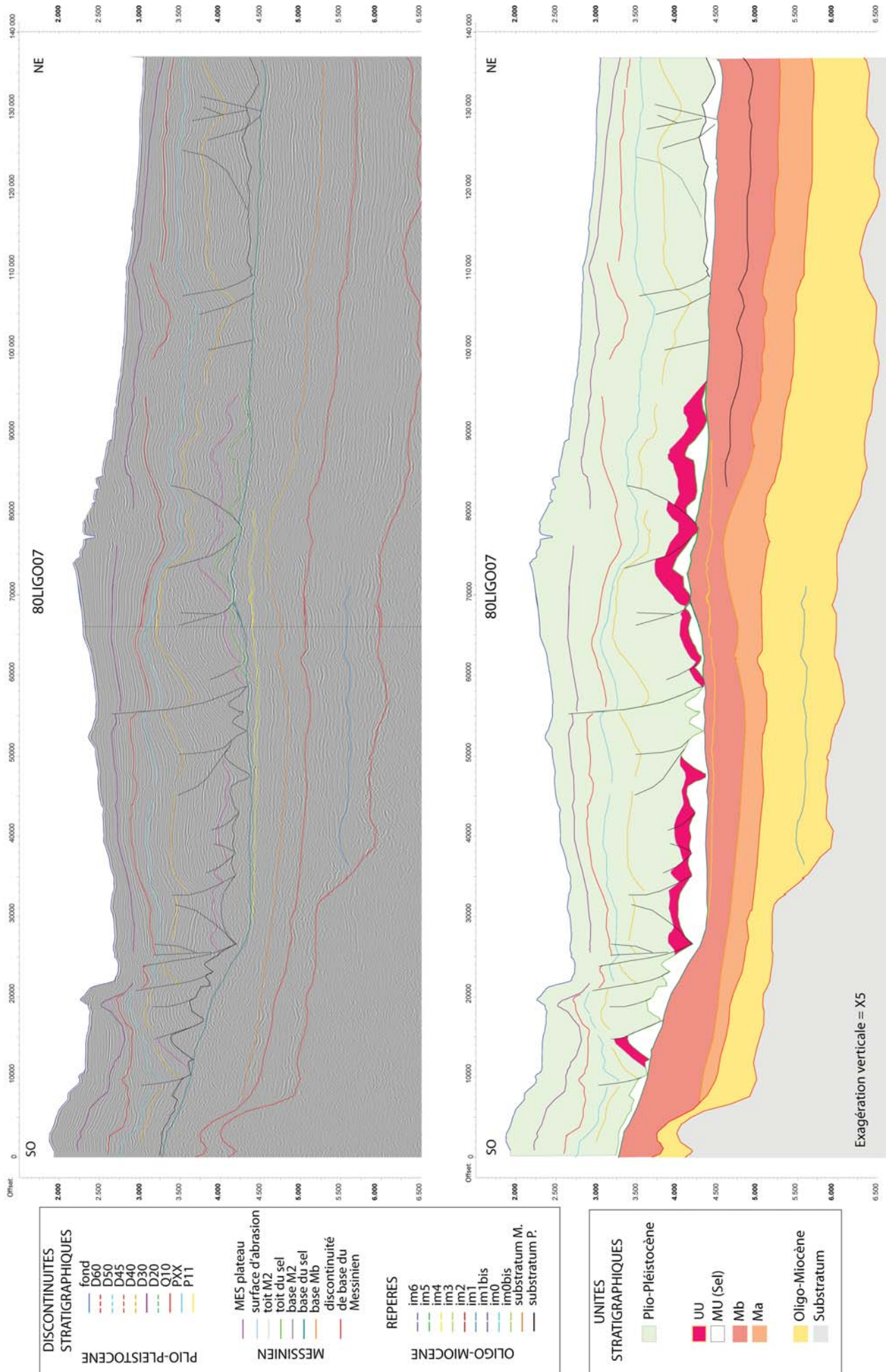


FIGURE 5.12 – Line-Drawing du profil 80LIGO 07. Position sur la fig. 5.1.

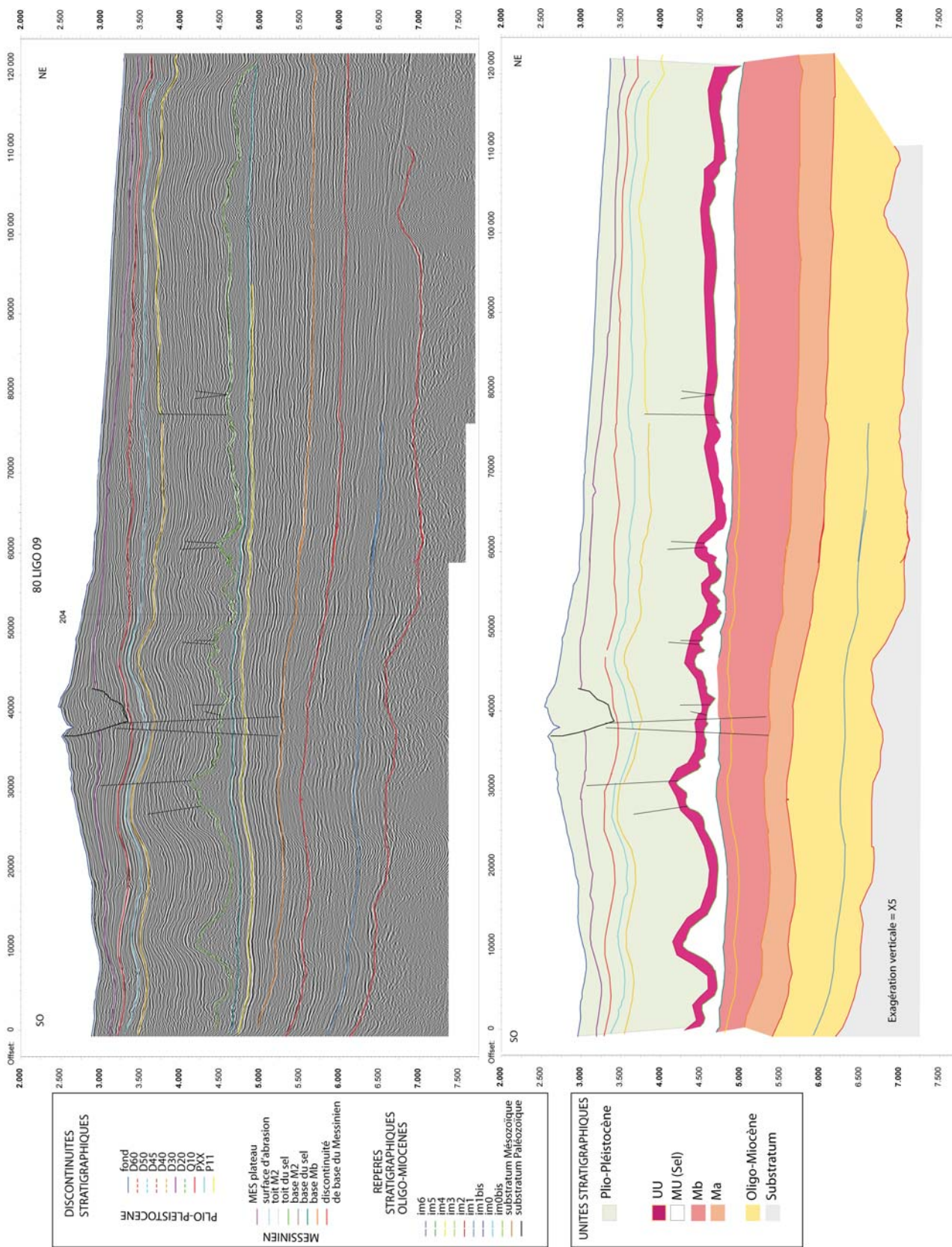


FIGURE 5.13 – Line-Drawing du profil 80LIGO 09. Position sur la fig. 5.1.

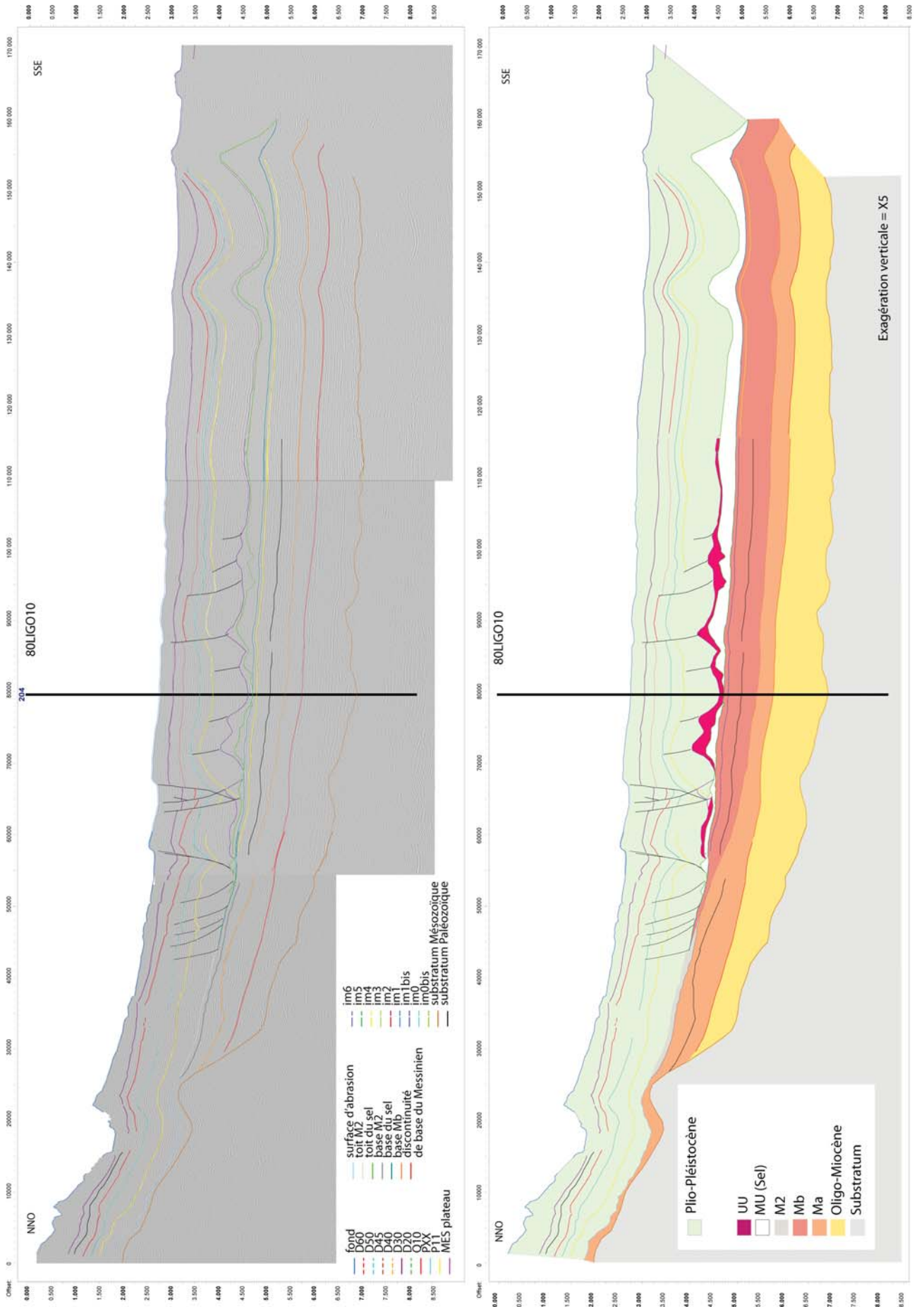


FIGURE 5.14 – Line-Drawing du profil 80LIG010. Position sur la fig. 5.1.

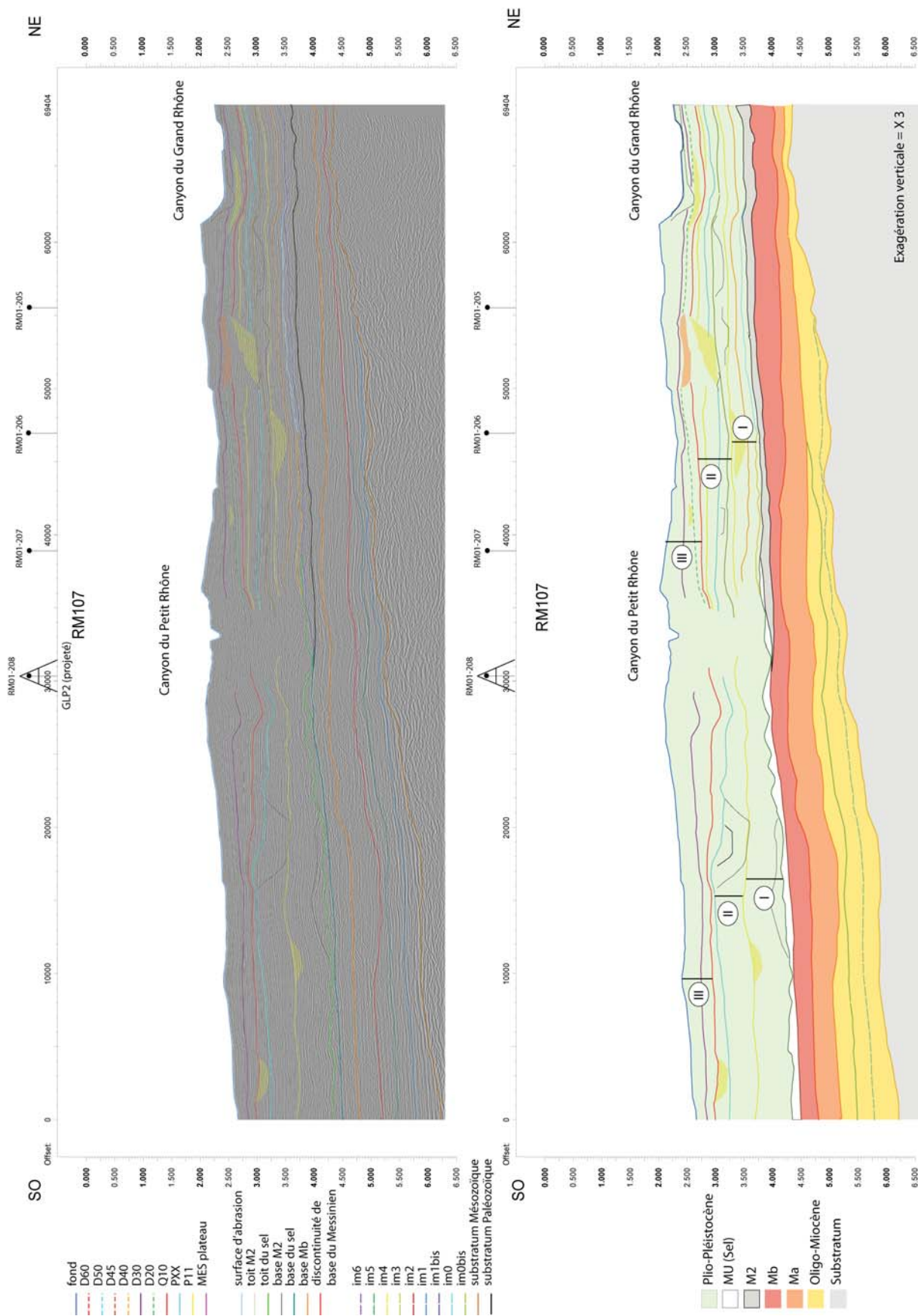


FIGURE 5.15 – Line-Drawing du profil rm107. Les cercles numérotés de I à III correspondent respectivement aux séries inférieures, intermédiaires et supérieures du *deep sea fan* du Petit Rhône interprétées par L. Droz. Position sur la fig. 5.1.

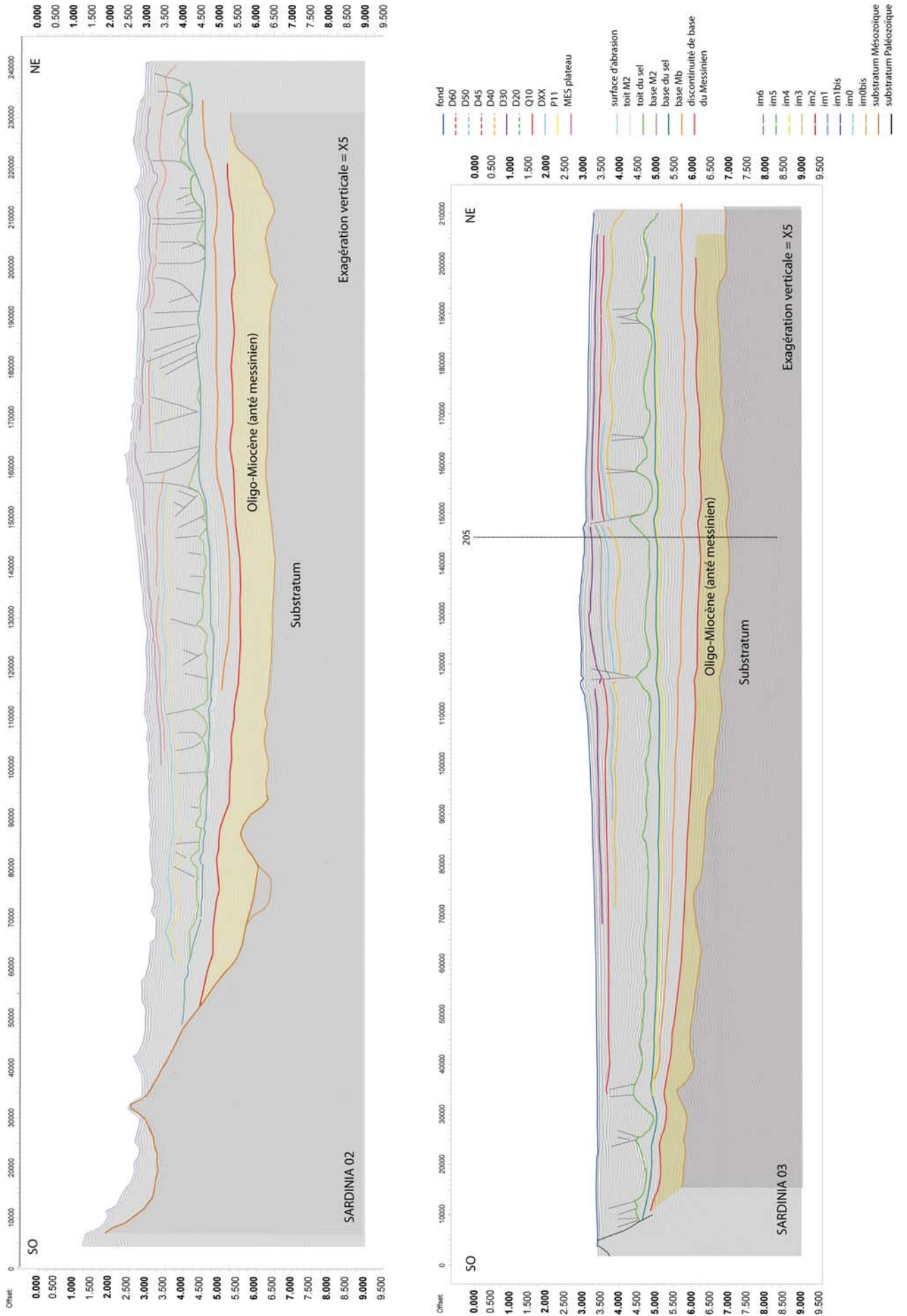


FIGURE 5.16 – Line-Drawing des profils Sardinia02 et Sardinia 03 parallèles à la marge. Position sur la fig. 5.1.

ont été fortement soulevés.

- Nous avons remarqué (et carté) un réflecteur X de forte impédance acoustique situé 100 mstd dessous la base du sel dans le bassin (jaune sur la fig. 5.14). Ce réflecteur, apparaît conforme au sein des lamines de l'unité Mb (interprétée comme les évaporites inférieures).

Des différences de faciès apparaissent également au sein de cette unité Mb : sur la fig. 5.14, nous avons pointé un réflecteur noir délimitant une série inférieure avec un faciès régulièrement lité, tandis que la série sus-jacente montre un faciès plus transparent. Ces observations ne seraient pas incompatibles avec une succession d'épisodes turbiditiques (ou deltaïques) alternant avec des épisodes évaporitiques.

5.1.2.2 Unités plio-pléistocènes

Des profils clé nous ont permis la prolongation des surfaces de la plate-forme au bassin. Il s'agit, d'Ouest en Est, des profils Marion10, Marion12, Marion30, Marion 26/Marion84b, et Marion78/Marion05a/Marion06a/Marion06b, perpendiculaires à la marge (fig. 5.1). Les profils Marion (notamment Marion29 sur la fig. 5.17), Calmar (fig. 5.18) et HR perpendiculaires à la pente de la marge du Roussillon puis les profils 80Ligo et Ligo nous ont alors permis une extension latérale sur la pente. Les profils plus régionaux (et de résolution plus faible), tels que MDT07, 80 Ligo10 (fig. 5.14) et Sardinia (fig. 5.16) ont enfin prolongé notre pointé dans le bassin.

Rappelons que les variations de niveau marin sont directement reliées aux variations climatiques (glacio-eustatiques) pour cette période de temps. Trois périodes majeures, quant aux variations du niveau marin, sont observées au cours du Plio-Pléistocène (cf Chapitre 2) :

- de 5.33 à 2.6 Ma, après un haut niveau marin début Pliocène, les variations du niveau marin sont irrégulières et de faibles amplitudes (moins de 40m) ;
- de 2.6 Ma à 1 Ma, l'amplitude des variations augmente (60-80m) et une cyclicité de 40 000 ans apparaît (un cycle est défini ici par 2 bas niveaux marins successifs), conséquence de la mise en place des glaciers dans l'Hémisphère Nord.
- de 1 Ma à l'actuel, l'augmentation de l'amplitude des cycles se poursuit (100-140m) et une cyclicité de 100 000 ans apparaît.

Les études détaillées du Quaternaire Supérieur sur les derniers 500 000 ans (cf Chapitre 3) ont montré que chaque cycle est généralement caractérisé par :

- un haut niveau marin, pendant lequel le sable issu des rivières est piégé sur la plate-forme interne et l'embouchure de la rivière est déconnectée du système turbiditique ;
- une chute du niveau marin, durant laquelle le plateau est érodé et les sédiments massivement déposés sur la pente et dans le bassin profond ;
- un bas niveau marin, au cours duquel l'embouchure de la rivière atteint le rebord de plate-forme et nourrit directement la pente et le bassin profond.

Les caractéristiques principales des marqueurs et unités sismiques plio-pléistocènes repérées sont résumés dans le tab. 5.2 avec nos estimations chrono-stratigraphiques.

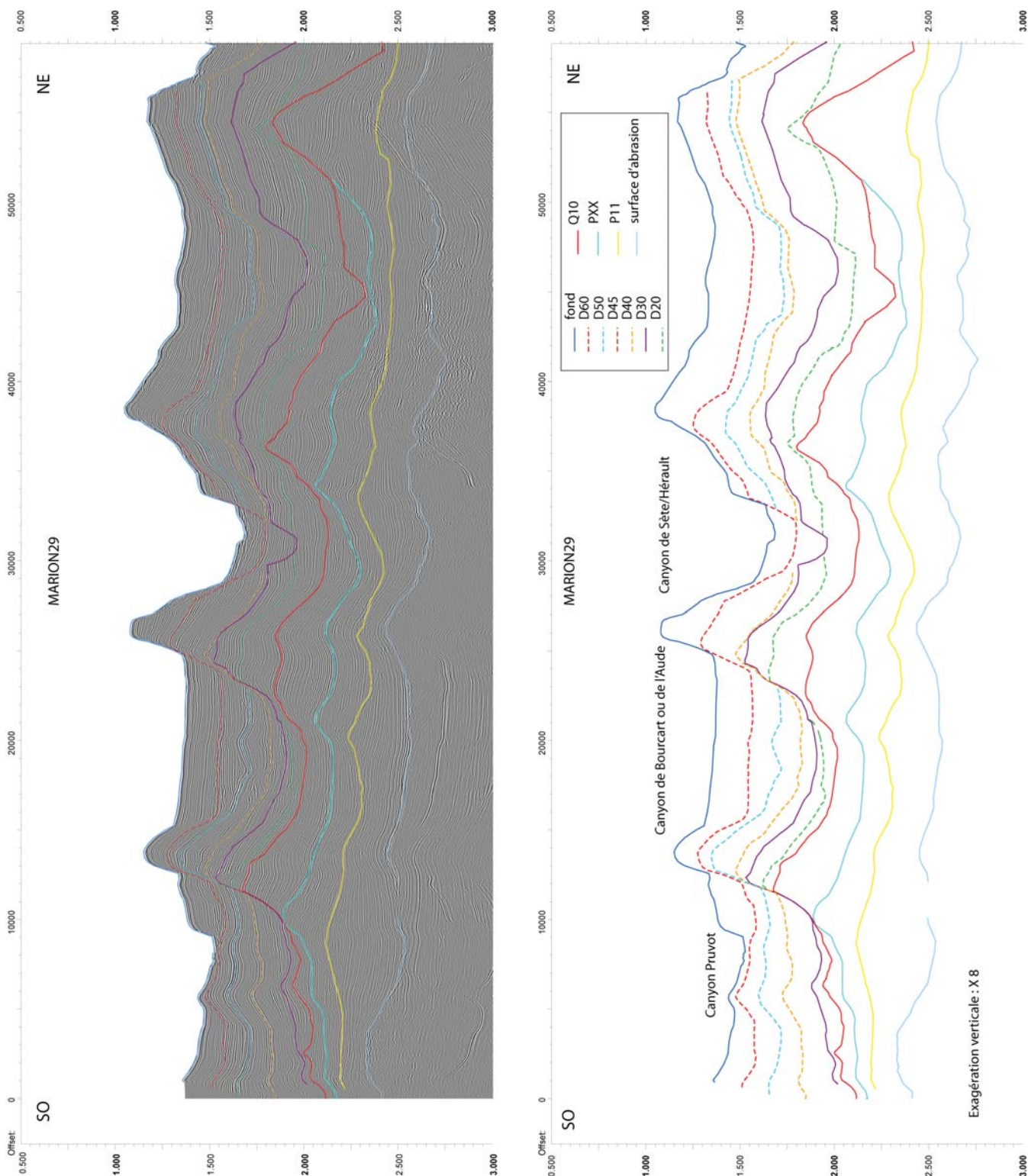


FIGURE 5.17 – Line-Drawing du profil Marion29 sur la pente du Roussillon. Position sur la fig. 5.1.

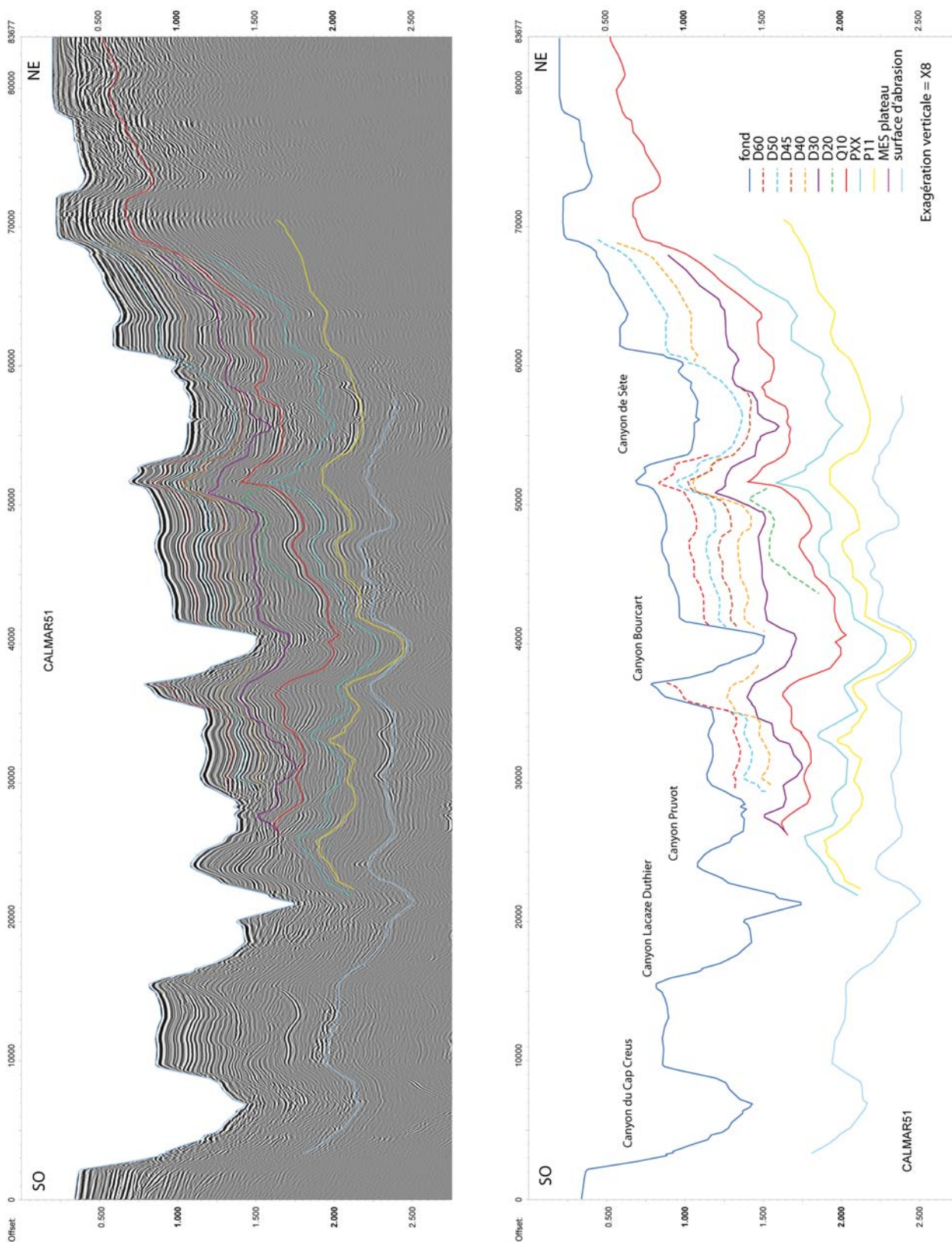


FIGURE 5.18 – Line-Drawing du profil Calmar51 sur la pente du Roussillon. Position sur la fig. 5.1.

Discontinuités sismiques	Unités sismiques	Faciès sismiques	Localisation géographique et Relations géométriques avec les marqueurs adjacents		Datations connues / supposées	Interprétations	Niveau Marin p/r Actuel d'après Rabineau/2006
			Plate-forme	Pente sup. à moyenne			
Fond actuel	-	-	-	-	0 Ma	-	0 m
D70 - IGM	-	-	Discontinuité érosive	-	10 000 ans	bas niveau marin au Stade Isotopique 2	- 100 m
D60	D60-Fond	faciès lités réguliers	Discontinuité érosive	-	[0.14-0.01 Ma]	bas niveau marin au Stade Isotopique 6	- 95 m
-	D50-D60	faciès lités réguliers	-	-	140 000 ans	bas niveau marin au Stade Isotopique 8	- 90 m
D50	-	faciès lités réguliers	Discontinuité érosive	-	[0.25-0.14 Ma]	bas niveau marin au Stade Isotopique 8	- 90 m
-	D40-D50	faciès lités réguliers	-	-	250 000 ans	bas niveau marin au Stade Isotopique 10	- 160 m
D40	-	faciès lités réguliers	Discontinuité érosive	-	[0.34-0.25 Ma]	bas niveau marin au Stade Isotopique 10	- 160 m
-	D30-D40	faciès lités réguliers	-	-	340 000 ans	bas niveau marin au Stade Isotopique 12	- 160 m
D30 / Q5	-	Discontinuité érosive de forte amplitude	-	-	[0.45-0.34 Ma]	bas niveau marin au Stade Isotopique 12	- 160 m
-	Q10-Q5	faciès lités réguliers	Prismes pro-aggradants	aggradation verticale surfaces d'érosion internes	450 000 ans	bas niveau marin au Stade Isotopique 12	- 160 m
Q10	-	faciès lités réguliers	Discontinuité érosive de forte amplitude	-	[0.9-0.45 Ma]	bas niveau marin au Stade Isotopique 12	- 160 m
-	PXX-Q10	faciès lités réguliers	Prismes pro-aggradants	aggradation verticale surfaces d'érosion internes	0.9 Ma	bas niveau marin	?
PXX	-	-	Discontinuité érosive de forte amplitude	-	[1.8-0.9 Ma]	bas niveau marin	?
-	P11-PXX	faciès lités réguliers	Prismes pro-aggradants	aggradation verticale surfaces d'érosion internes	1.6 - 1.8 Ma	bas niveau marin	?
P11	-	faciès lités réguliers	Discontinuité érosive de forte amplitude	-	[2.60-1.60 Ma]	bas niveau marin	?
-	P07-P11	faciès lités réguliers	Prismes progradants	aggradation verticale	2.6 Ma	bas niveau marin	?
P07	-	faciès lités réguliers	Discontinuité érosive de forte amplitude	-	[3.8-2.6 Ma]	chute du niveau marin Pia 1 de Haq2008	?
-	Toit Messinien-P07	faciès lités réguliers	Prismes progradants	aggradation verticale	3.8-3.2 Ma	chute du niveau marin Pia 1 de Haq2008	?
Surface d'abrasion (turquoise)	-	Discordance de ravinement, plane	-	aggradation verticale	[5.33-3.8 Ma]	Surface d'abrasion marine (ravivée par les vagues)	?
Surface d'érosion Messinienne (rose)	-	Discordance de ravinement, rugueuse	sous les dépôts plio-pléistocènes	aggradation verticale	entre 5.96 Ma et 5.5 Ma	Surface d'érosion fluviale liée à la chute du niveau marin	?

TABLE 5.2 – Synthèse des marqueurs et unités sismiques plio-pléistocènes

Les réflecteurs plio-pléistocènes présentent généralement une bonne continuité depuis la plate-forme jusque dans le bassin, bien que l'amplitude des réflexions puisse varier latéralement.

Sur la pente et dans le bassin, l'empilement sédimentaire le plus basal est constitué par une succession verticale d'unités caractérisées par des faciès lités réguliers exempts de trace de chenalisation. Les unités supérieures passent progressivement à des corps chenalisés dont l'épaisseur et le degré d'organisation augmentent vers le sommet de la série. Les unités pléistocènes sont particulièrement marquées par un ensemble de corps lenticulaires à faciès lités ou transparents (systèmes chenaux-levées).

Sur la pente, les dépôts pliocènes (unité limitée à son toit par P11) sont très peu épais, la surface P11 érodant parfois jusqu'au toit du Messinien (fig. 5.18) ou jusqu'au toit des résidus d'abrasion (fig. 5.11). Le paléocanyon

Bourcart semble d'ailleurs être particulièrement érosif à la fin du Pliocène. Les dépôts pléistocènes, à l'inverse, et notamment l'unité D30-Fond (Q5-Fond) sont particulièrement épais, permettant d'individualiser les surfaces plus récentes : D30 à la base (violet), D40 (pointillés jaunes), D50 (pointillés bleu ciel) et D60 (pointillés rouges) et D70 correspondant aux bas niveaux marins entre les stades isotopiques 12, 10, 8, 6 et 2. Notons que D40 nous apparaît être la surface la plus érosive sur cet intervalle (fig. 5.17, 5.18).

Une surface D20 (pointillés verts) est ponctuellement identifiée (selon la résolution de nos profils) entre les discontinuités Q10 et Q5 (fig. 5.17), apparaissant parfois très érosive.

Globalement, la sédimentation dans le bassin est dominée par des processus profonds. Le développement des canyons, constituant les voies de transit sédimentaires, sont responsables de l'accumulation de corps turbiditiques par un réseaux de canyons/vallées sous-marines montrant des processus de creusement-dépôts. Les apports en provenance du canyon du Petit-Rhône s'organisent ainsi sous forme d'un éventail sous-marin. L'unité inférieure du Plio-Pléistocène (antérieure à P11) montre un système turbiditique de faible énergie (faible taux d'érosion et faible énergie de transport). La série intermédiaire (P11-Q10) indique un système turbiditique plus actif, de plus forte énergie et plus érosif. La série supérieure (au dessus de Q10) correspond au taux d'érosion les plus importants et aux plus forts remplissages.

L'enregistrement sédimentaire montre des dépôts ponctuels caractérisés par une surface érosive à leur base, un faciès acoustique chaotique sans aucune structure visible et un dépôt divergent par rapport à la direction du système turbiditique (jaune et rouge sur la fig. 5.15). Ils sont interprétés comme des dépôts de Masses Transportées (MTD). La MTD mentionnée par [Droz et al., 2006] surmontant le complexe intermédiaire du *deep-sea fan* du Petit Rhône est repérée en rouge.

Le système turbiditique le mieux préservé correspond au paléo-Rhône. La fig. 5.16 montre l'architecture générale des dépôts de part et d'autre du *Deep Sea Fan* avec un épaissement des séries sédimentaires au niveau du chenal principal. Les unités plio-pléistocènes repérées dans le bassin (vert clair sur la fig. 5.15) permettent les corrélations suivantes avec les complexes successifs du *deep sea fan* du Petit Rhône décrits par [DosReis, 2001], [Droz et al., 2006] :

- notre unité depuis le toit du Messinien jusqu'à P11 (horizon jaune) correspond à la série inférieure I,
- les unités comprises entre P11 et Q10 (surface rouge) c'est-à-dire les unités P11-PXX et PXX-Q10 se corrèlent à la série intermédiaire II,
- enfin, les unités sus-jacentes à Q10, c'est-à-dire Q10-Q5 et Q5-Fond correspondent à la série supérieure III.

5.1.3 Vision intégrée Plate-forme-Pente-Bassin

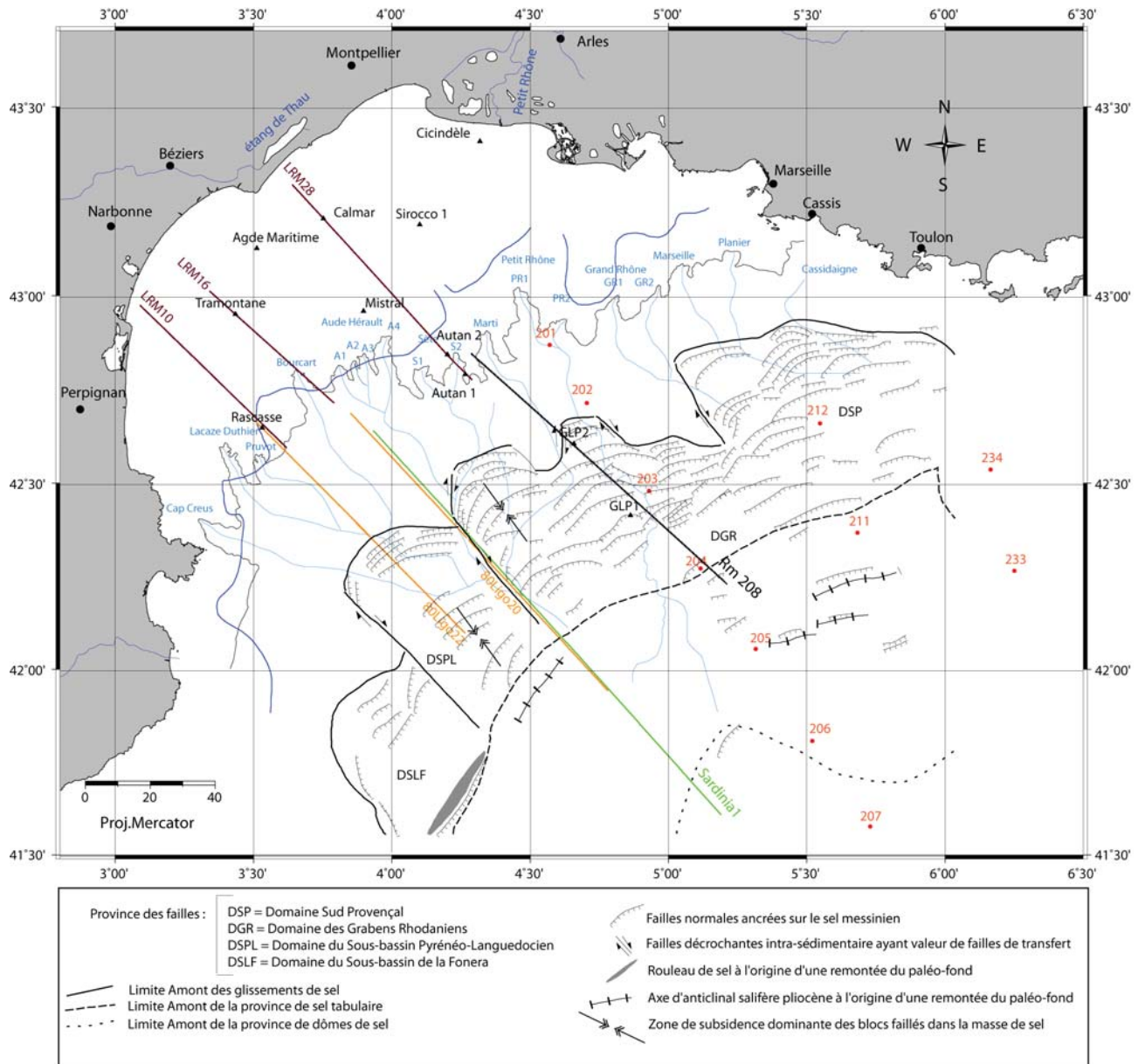


FIGURE 5.19 – Plan de position des profils de la fig. 5.20 perpendiculaires à la marge. Les éléments de tectonique salifère de [DosReis, 2001] sont indiqués. La limite entre la surface d'érosion messinienne rugueuse et la surface d'abrasion lisse de [Bache, 2008] est tracée en bleu foncé. Le rebord de plateau et les talwegs des canyons actuels sont repérés en bleu clair.

Lorem ipsum dolor sit amet, consectetur adipiscing elit. Ut purus elit, vestibulum ut, placerat ac, adipiscing vitae, felis. Curabitur dictum gravida mauris. Nam arcu libero, nonummy eget, consectetuer id, vulputate a, magna. Donec vehicula augue eu neque. Pellentesque habitant morbi tristique senectus et netus et malesuada fames ac turpis egestas. Mauris ut leo. Cras viverra metus rhoncus sem. Nulla et lectus vestibulum urna fringilla ultrices. Phasellus eu tellus sit amet tortor gravida placerat. Integer sapien est, iaculis in, pretium quis, viverra ac, nunc. Praesent eget sem vel leo ultrices bibendum. Aenean faucibus. Morbi dolor nulla, malesuada eu, pulvinar at, mollis ac, nulla. Curabitur auctor semper nulla. Donec varius orci eget risus. Duis nibh mi, congue eu, accumsan eleifend, sagittis quis, diam. Duis eget orci sit amet orci dignissim rutrum.

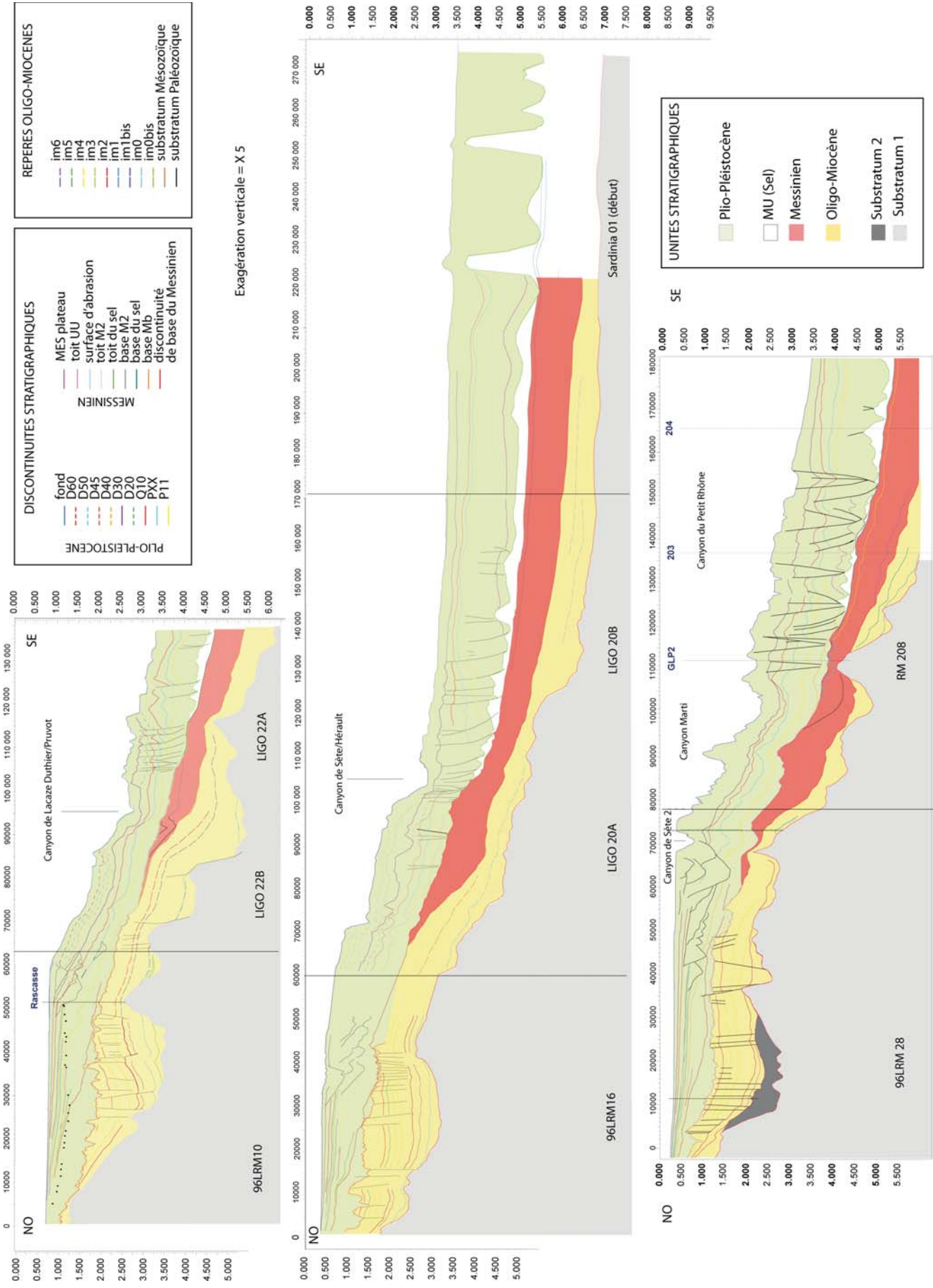


FIGURE 5.20 – Evolution du remplissage du bassin sur 3 transects perpendiculaires à la marge. Position des profils sur la fig. 5.19.

La fig. 5.20 permet de visualiser le remplissage sédimentaire de la marge sur le substratum à travers 3 transects régionaux perpendiculaires à la marge. Il s'agit d'assemblages de profils, les traits verticaux noirs indiquant les limites de profils et les changements éventuels de direction (fig. 5.19). De haut en bas, les 2 premiers profils intéressent la marge du Roussillon, le 3ème est en position centrale de la marge.

L'épaisseur de sédiments Oligo-Miocène (jaune) incluant les dépôts messiniens (rouge dans l'hypothèse de [Bache, 2008]) avec le sel (blanc) et les évaporites supérieures (rose) semble approximativement égal à l'épaisseur plio-pléistocène. Les dépôts détritiques messiniens montreraient alors une épaisseur équivalente à celle de LU (ou évaporites inférieures, au-dessus de la base Mb en orange).

Tandis que le Miocène est très fracturé sur la plate-forme, la tectonique Plio-Pleistocène se réduit aux failles listriques sur la pente. La forte densité de ces failles en pied de pente perturbe fortement les dépôts, notamment les plus basaux. Les unités pliocènes, fortement condensées, y présentent de faibles épaisseurs, la discontinuité P11 se terminant parfois en *downlap* sur les dépôts messiniens (Ligo22A, Ligo20A, RM208). La densité des failles listriques diminuant vers le bassin, ces unités épaississent progressivement dans le domaine profond.

Les réflecteurs plio-pléistocènes sur le plateau montrent une inclinaison caractéristique d'un basculement régulier. Dans le bassin en revanche (Ligo20B, Sardinia01 et la partie terminale du profil RM208), ces réflecteurs sont parallèles à subparallèles, suggérant un affaissement vertical, et donc une dynamique de subsidence très différente de la plate-forme (cf chapitre 7).

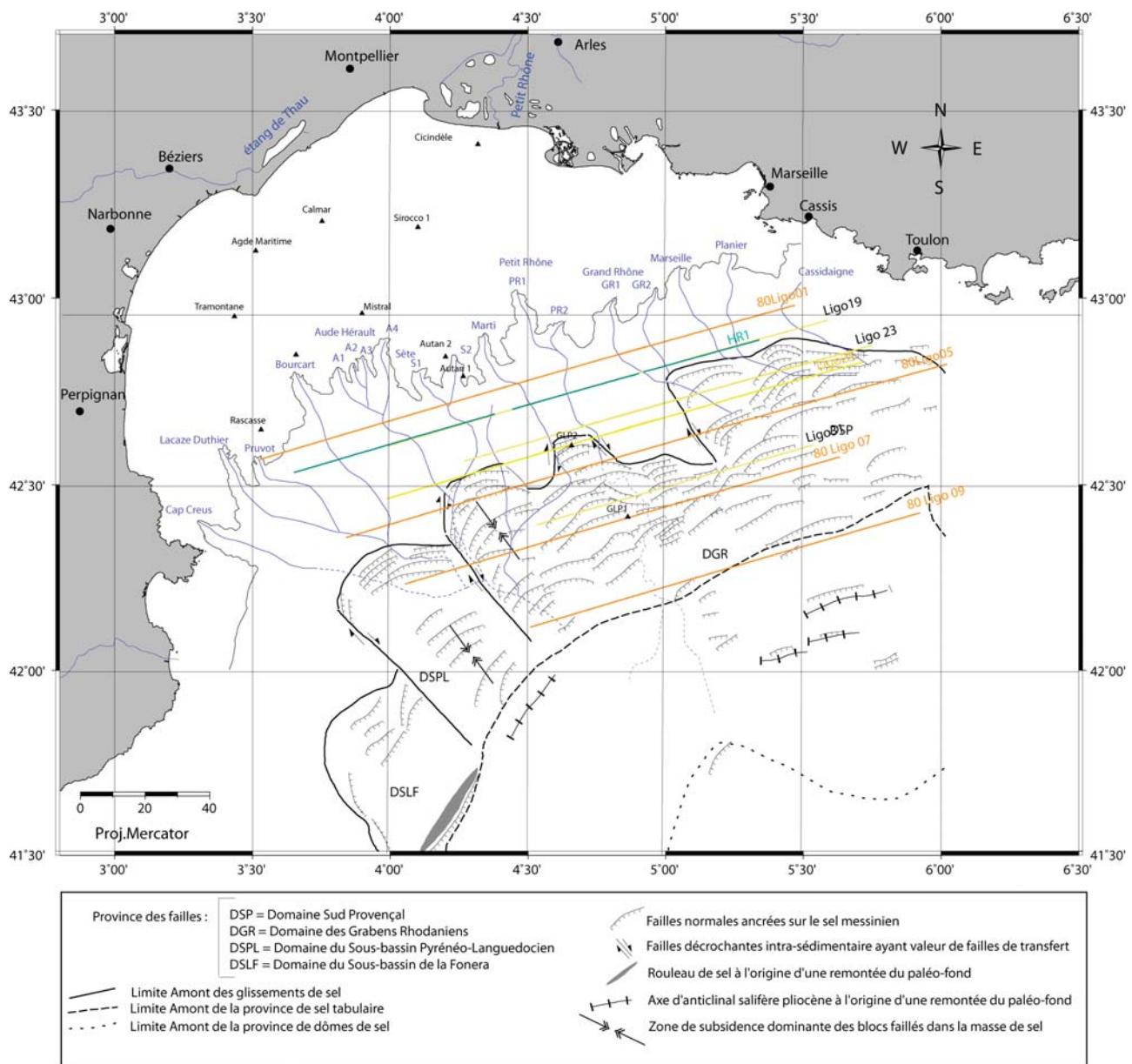


FIGURE 5.21 – Plan de position des profils de la fig. 5.22 parallèles à la marge

Lorem ipsum dolor sit amet, consectetur adipiscing elit. Ut purus elit, vestibulum ut, placerat ac, adipiscing vitae, felis. Curabitur dictum gravida mauris. Nam arcu libero, nonummy eget, consectetuer id, vulputate a, magna. Donec vehicula augue eu neque. Pellentesque habitant morbi tristique senectus et netus et malesuada fames ac turpis egestas. Mauris ut leo. Cras viverra metus rhoncus sem. Nulla et lectus vestibulum urna fringilla ultrices. Phasellus eu tellus sit amet tortor gravida placerat. Integer sapien est, iaculis in, pretium quis, viverra ac, nunc. Praesent eget sem vel leo ultrices bibendum. Aenean faucibus. Morbi dolor nulla, malesuada eu, pulvinar at, mollis ac, nulla. Curabitur auctor semper nulla. Donec varius orci eget risus. Duis nibh mi, congue eu, accumsan eleifend, sagittis quis, diam. Duis eget orci sit amet orci dignissim rutrum.

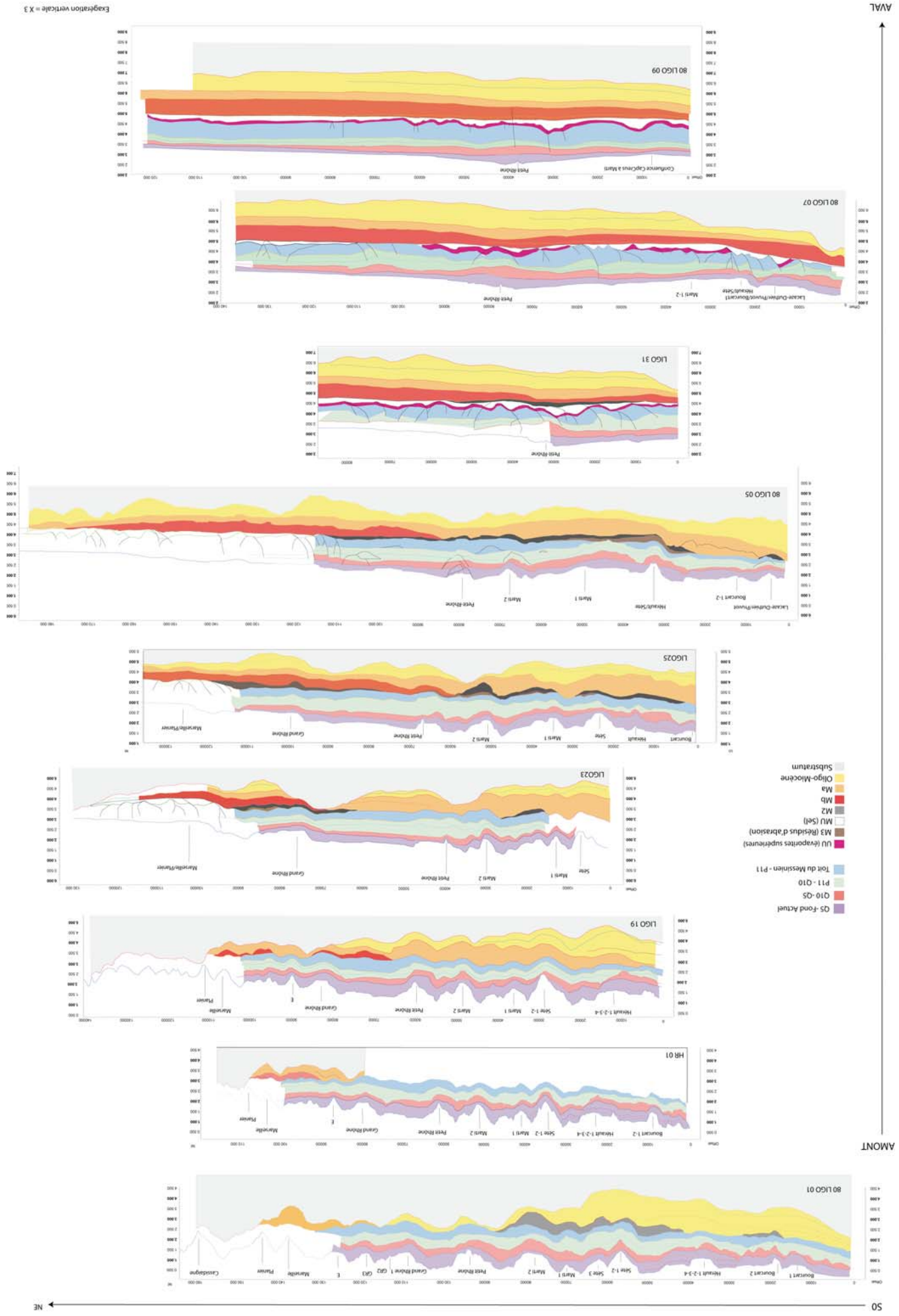


FIGURE 5.22 – Evolution du remplissage Messinien et plio-pléistocène du bassin entre l'Amont et l'Aval. Position des profils sur la fig. 5.21. Les éléments de tectonique salifère de [Dostets, 2001] sont indiqués. Le rebord de plateau et les talwegs des canyons actuels sont repérés en bleu clair.

La fig. 5.22 offre une vision globale du remplissage sédimentaire d'amont en aval selon une direction SO-NE, parallèle à la pente (cf fig. 5.21).

En haut de pente (80Ligo01), le remplissage miocène (jaune) est beaucoup plus important sur la partie occidentale de la marge, atteignant 1500 mstd d'épaisseur, tandis que la marge rhodanienne est le lieu de dépôt de la seule unité mio-messinienne Ma (orange) dans une dépression du substratum. Plus en aval l'unité Ma se dépose sur l'intégralité de la marge (M0 et M1 alors incluses dans Ma côté Roussillon). L'épaisseur de cette unité est particulièrement grande à mi-pente, 800 mstd environ (Ligo19, Ligo23 et Ligo25) pour s'atténuer progressivement vers le bassin, environ 400mstd (80Ligo09). Tandis que l'épaisseur des dépôts miocènes est inversement proportionnelle à l'épaisseur de Ma : plus Ma est épaisse, plus les dépôts miocènes sont réduits. Etant donnée la base discordante et la répartition de Ma, une érosion de la marge miocène paraît effectivement être à l'origine de ce dépôt. Cette érosion (et le dépôt de Ma associé) serait alors maximale sur la pente (jusqu'à Ligo05).

Sur la marge rhodanienne, le dépôt de l'unité Mb (rouge) semble s'effectuer au détriment de Ma, l'épaisseur Ma+Mb correspondant bien à l'épaisseur de Ma seule côté occidental (Ligo23, Ligo19). D'amont en aval, l'extension de Mb grandit vers le SO jusqu'à la position de l'actuel débouché des talwegs Lacaze-Duthier/Pruvot/Bourcart. Cette répartition, restreinte en amont, face au Rhône, puis progressivement étalée vers l'aval suggère un dépôt turbiditique ou deltaïque mêlant le matériel détritique du Rhône à la précipitation d'évaporites. A l'inverse, la répartition de Ma, dans l'hypothèse d'une unité détritique messinienne suppose une source rhodanienne et pyrénéo-languedocienne.

En amont (80 Ligo01), la marge occidentale est le lieu de dépôt privilégié de l'unité détritique messinienne M2 (noire), au débouché des fleuves pyrénéo-languedociens. On peut noter une forte accumulation (> 500 mstd) face aux canyons les plus orientaux (Sète et Marti), plus légère face au système Bourcart. Légèrement plus en aval (Ligo19), l'unité M2 apparaît à l'Est alimentée par le Rhône. Ces dépôts simultanés mais issus de sources différentes se rejoignent à mi-pente actuelle (Ligo05) en un dépôt quasiment continu d'Est en Ouest avec des épaisseurs relativement faibles (150 mstd). En Bas de pente, M2 n'apparaît plus. M2 peut être contemporaine de Mb mais elle post-date également cette unité en la surmontant parfois (Ligo23), juste avant le dépôt de halite (Ligo31).

Quant au remplissage plio-pléistocène, on observe que les séries s'empilent verticalement, affectées par une érosion importante des canyons sur la pente (80 Ligo01 à 80 Ligo05), et par la tectonique salifère dans le bassin (Ligo31, Ligo07). A noter que l'unité P11-Q10 apparaît plus épaisse à mi-pente actuelle (Ligo23 et Ligo25) au niveau des talwegs actuels des canyons Marti et Petit Rhône : l'alimentation du *deep sea fan* du Rhône est alors particulièrement active.

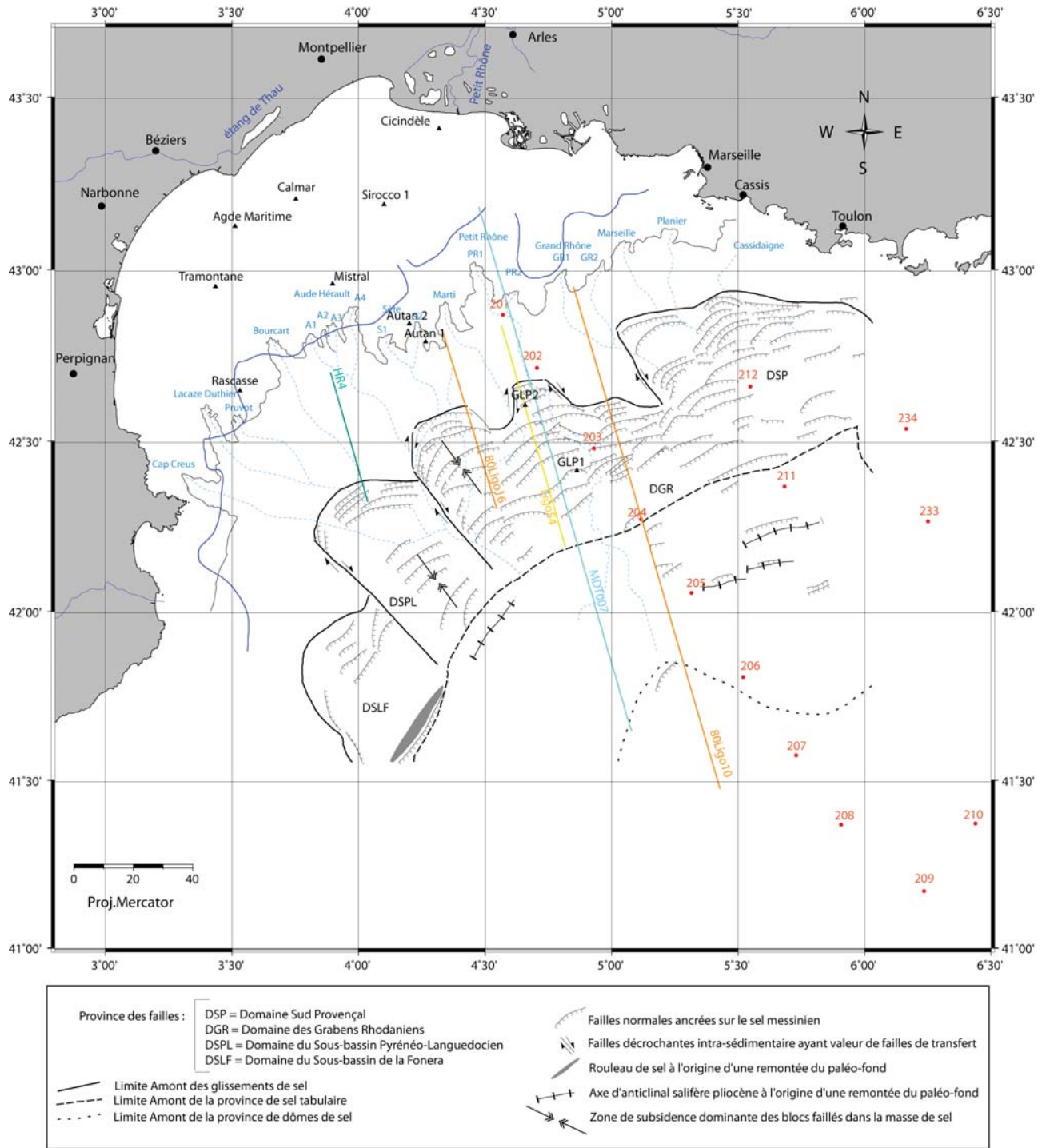


FIGURE 5.23 – Plan de position des profils de la fig. 5.24 parallèles à la marge. Les éléments de tectonique salifère de [DosReis, 2001] sont indiqués. La limite entre la surface d'érosion messinienne rugueuse et la surface d'abrasion lisse de [Bache, 2008] est tracée en bleu foncé. Le rebord de plateau et les talwegs des canyons actuels sont repérés en bleu clair.

Lorem ipsum dolor sit amet, consectetur adipiscing elit. Ut purus elit, vestibulum ut, placerat ac, adipiscing vitae, felis. Curabitur dictum gravida mauris. Nam arcu libero, nonummy eget, consectetuer id, vulputate a, magna. Donec vehicula augue eu neque. Pellentesque habitant morbi tristique senectus et netus et malesuada fames ac turpis egestas. Mauris ut leo. Cras viverra metus rhoncus sem. Nulla et lectus vestibulum urna fringilla ultrices. Phasellus eu tellus sit amet tortor gravida placerat. Integer sapien est, iaculis in, pretium quis, viverra ac, nunc. Praesent eget sem vel leo ultrices bibendum. Aenean faucibus. Morbi dolor nulla, malesuada eu, pulvinar at, mollis ac, nulla. Curabitur auctor semper nulla. Donec varius orci eget risus. Duis nibh mi, congue eu, accumsan eleifend, sagittis quis, diam. Duis eget orci sit amet orci dignissim rutrum.

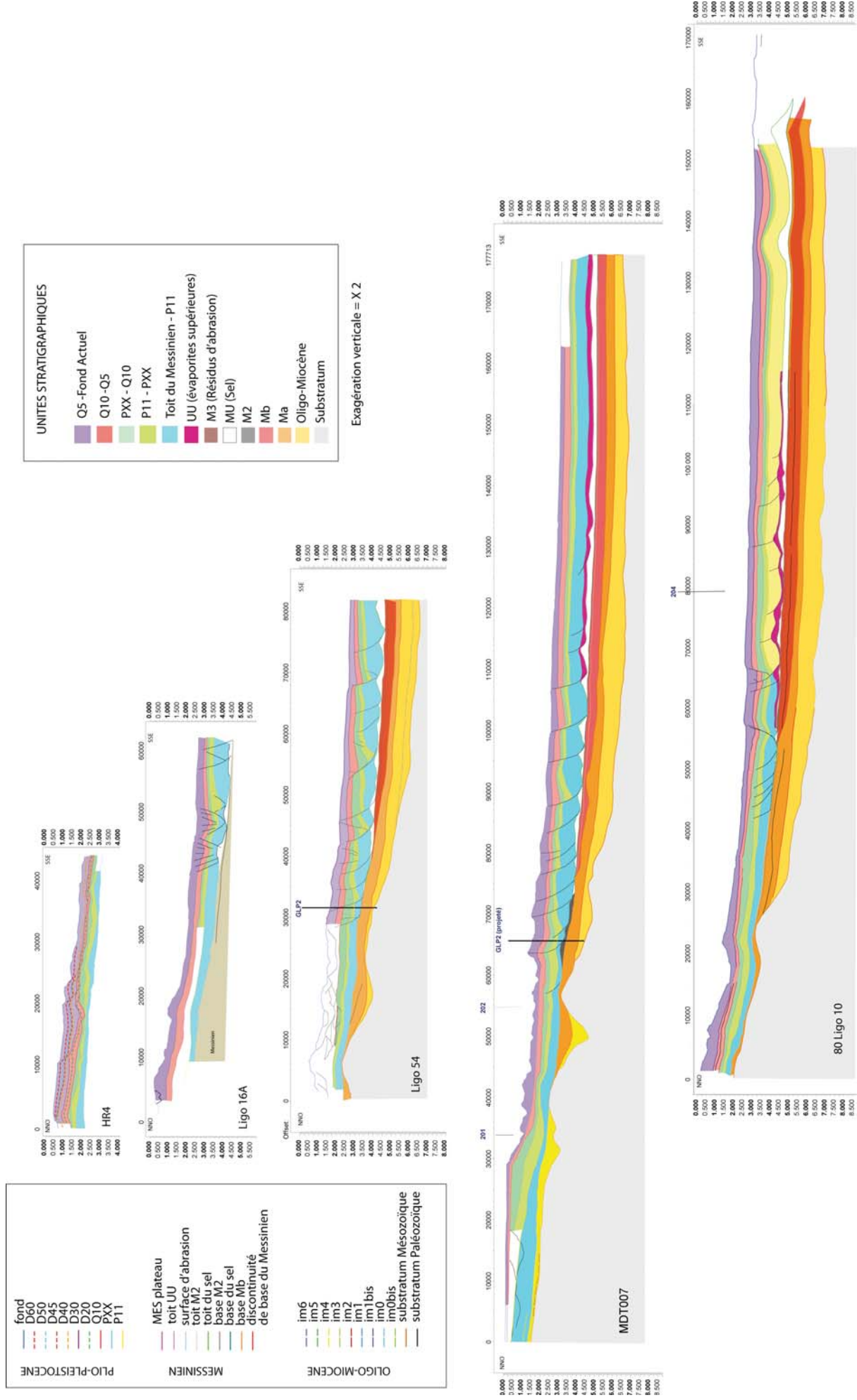


FIGURE 5.24 – Evolution Ouest-Est du remplissage Messinien et plio-pléistocène du bassin. Les profils sont orientés NNO-SSE et se superposent selon une évolution d'Ouest en Est. Position des profils sur la fig. 5.23.

La fig. 5.24 montre le remplissage sur la pente et le bassin sur des profils orientés parallèlement à la pente. Les profils s'alignent de haut en bas selon une évolution Ouest-Est : le profil HR4 se situe à l'interfluve Bourcart/Aude-Hérault, Ligo16A suit le tracé du canyon Catherine Laurence, Ligo54, MDT007 et 80Ligo10 encadrent celui du Petit Rhône (cf fig. 5.23). Les sinuosités du canyon actuel du Petit Rhône sont d'ailleurs particulièrement visibles sur MDT007.

On voit clairement l'amincissement de l'unité pliocène (Toit de Messinien-P11) en pied de pente par le jeu des failles listriques, puis son épaissement dans le bassin (cf fig. 5.20). La tectonique salifère influence également l'ensemble de la sédimentation PlioPleistocène sur la pente et dans le bassin. L'unité Q5-Fond subit une tendance inverse avec un dépôt maximal sur la pente, s'amincissant dans le bassin. Ces profils ne montrent pas de changement notable dans la dynamique de remplissage entre l'Ouest et l'Est.

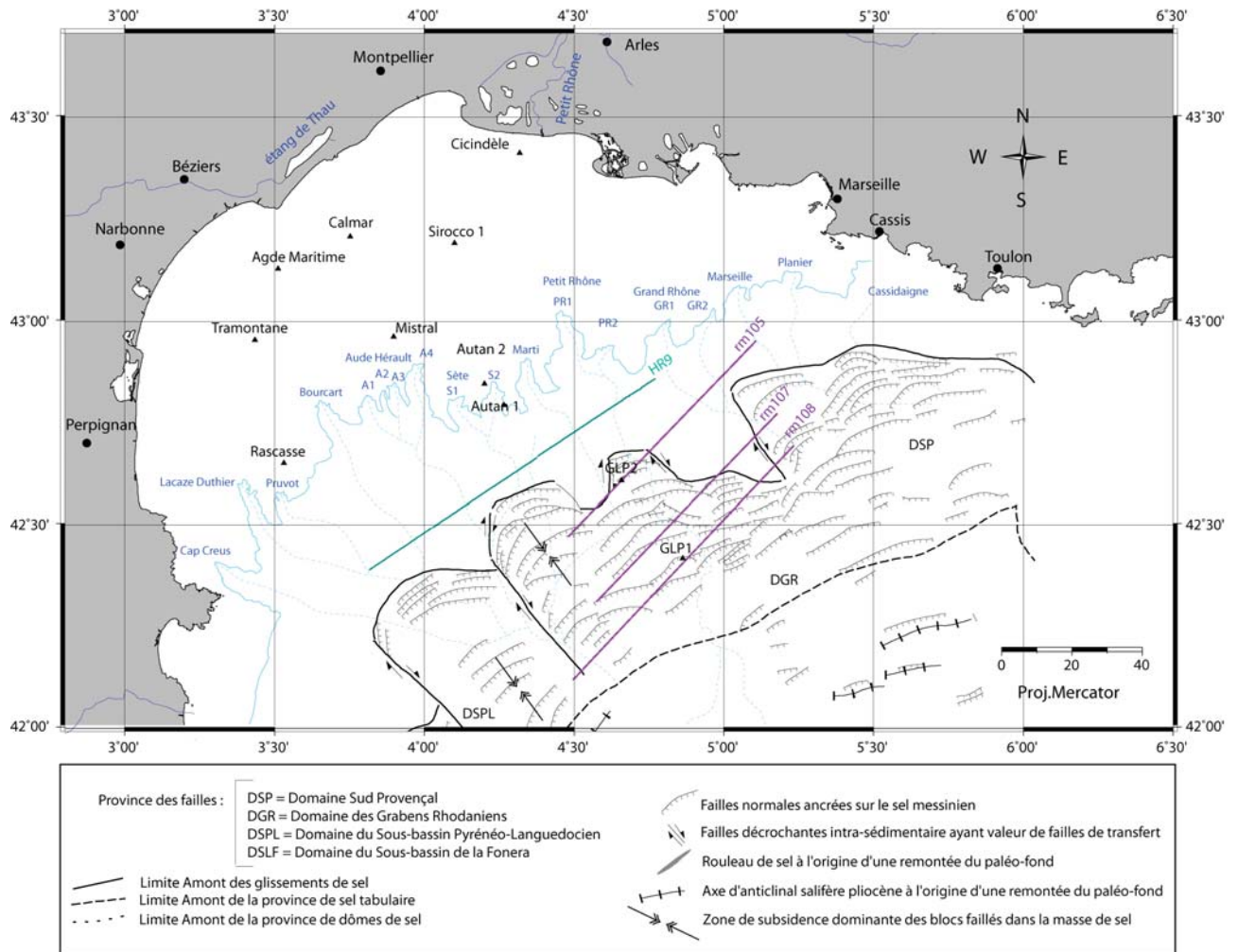


FIGURE 5.25 – Plan de position des profils de la fig. 5.26 parallèles à la marge. Les éléments de tectonique salifère de [DosReis, 2001] sont indiqués. Le rebord de plateau et les talwegs des canyons actuels sont repérés en bleu clair.

Lorem ipsum dolor sit amet, consectetur adipiscing elit. Ut purus elit, vestibulum ut, placerat ac, adipiscing vitae, felis. Curabitur dictum gravida mauris. Nam arcu libero, nonummy eget, consectetuer id, vulputate a, magna. Donec vehicula augue eu neque. Pellentesque habitant morbi tristique senectus et netus et malesuada fames ac turpis egestas. Mauris ut leo. Cras viverra metus rhoncus sem. Nulla et lectus vestibulum urna fringilla ultrices. Phasellus eu tellus sit amet tortor gravida placerat. Integer sapien est, iaculis in, pretium quis, viverra ac, nunc. Praesent eget sem vel leo ultrices bibendum. Aenean faucibus. Morbi dolor nulla, malesuada eu, pulvinar at, mollis ac, nulla. Curabitur auctor semper nulla. Donec varius orci eget risus. Duis nibh mi, congue eu, accumsan eleifend, sagittis quis, diam. Duis eget orci sit amet orci dignissim rutrum.

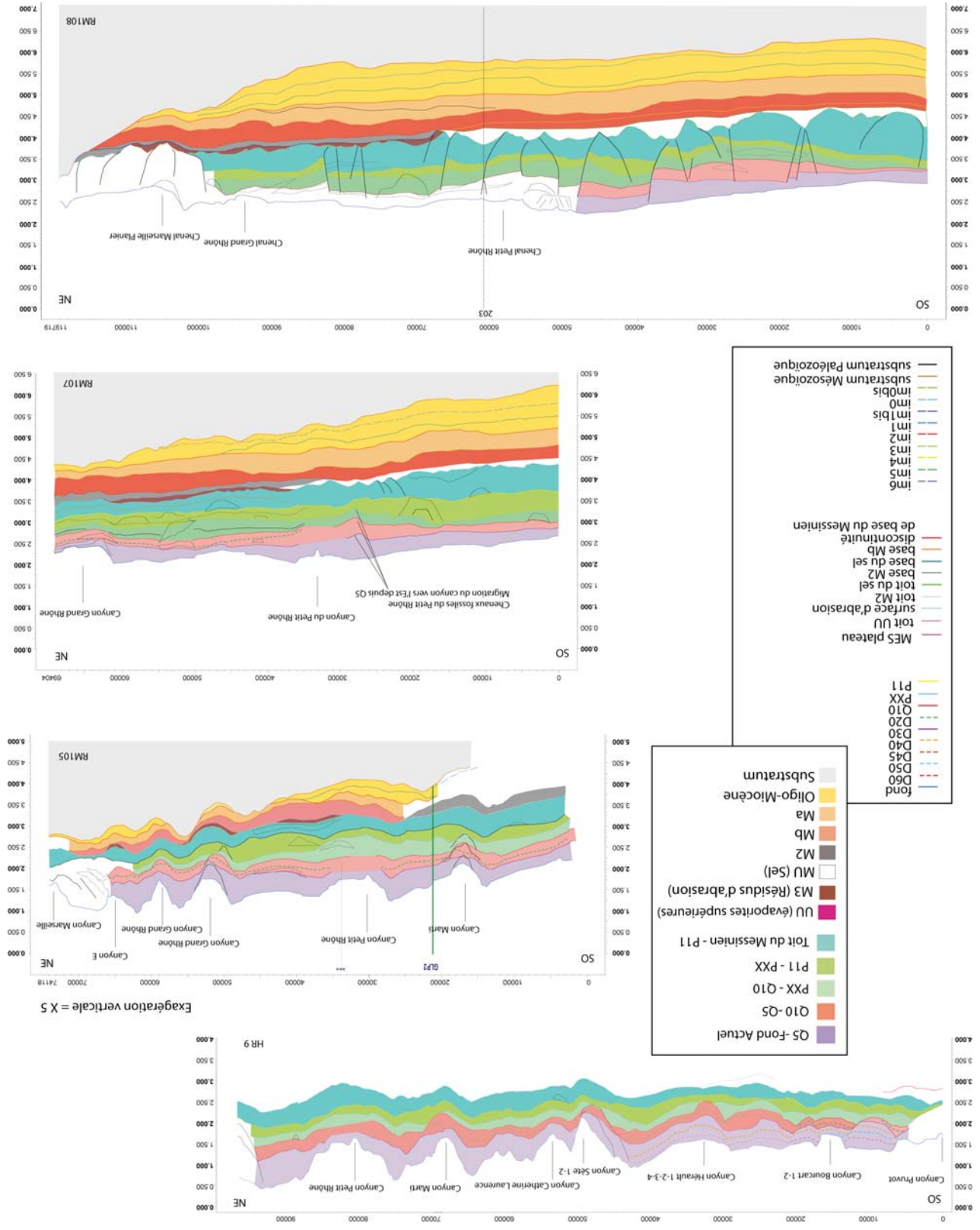


FIGURE 5.26 – Evolution Nord-Sud du remplissage Messinien et plio-pléistocène du bassin. Les profils sont orientés NNO-SSE et se superposent selon une évolution d'Ouest en Est. Position des profils sur la fig. 5.25.

La distribution de l'ensemble des séries plio-pléistocènes est fortement contrôlée par le front de la tectonique salifère (fig. 5.26) : au Sud de ce front, les séries sont affectées par les failles listriques, au Nord, les séries sont préservées. Les failles listriques sont parfois visibles jusqu'en surface (RM108).

Les canyons influencent également fortement la sédimentation de pente de l'ensemble du Plio-Pléistocène (fig. 5.26). Ils entaillent toutes les séries plio-pléistocènes (même si c'est dans une moindre mesure pour la série inférieure pliocène (unité Toit du Messinien-P11)). Leur influence diminue progressivement vers le bassin tandis que la tectonique salifère reste active et prépondérante au sein de la province des failles listriques (fig. 5.25).

A mi-pente (RM105, RM107), on observe une inclinaison générale des réflecteurs vers le Sud-Ouest s'accompagnant d'un épaississement des unités sédimentaires pliocènes. Plus en amont (HR9), cette inclinaison n'est pas visible et semble s'atténuer vers le pied de pente (RM108).

La première unité pliocène au-dessus du Messinien s'épaissit en bas de pente. A l'inverse les derniers dépôts fin Pléistocène (Q5-Fond) sont d'épaisseurs maximum en haut de pente (HR9 et RM107), permettant d'identifier des surfaces plus récentes (D60, D50, D40).

5.2 Corrélations avec les données de forages sur la plate-forme et la pente

5.2.1 Estimations chronostratigraphiques de nos horizons

Au préalable, nous devons préciser la nomenclature (ancienne) des informations de forage établies par [Cravatte et al., 1974]. Le toit du Pliocène inférieur correspond à l'extinction de *Globorotalia Punctulata* i.e. environ 3.6 Ma. Le toit du Pliocène moyen est estimé à 2.6 Ma et le toit du Pliocène Supérieur à 1.8 Ma.

Les surfaces D60, D50, D40 et D30 (équivalente à Q5) et D20 sont respectivement estimées aux bas niveaux marins des Stades Isotopiques 6 (env. 135 000 ans), 8 (250 000 ans), 10 (350 000 ans) et 12 (450 000 ans) et 16 (600 000 ans) [Rabineau, 2001]. D'après les épaisseurs sédimentaires extrapolées sur le plateau, le même auteur propose les âges suivants : 0.9 Ma pour Q10, 2.6 Ma pour P11, 3.7 Ma pour P7.

La position stratigraphique de notre discontinuité P11 à 2.6 Ma s'avère cohérente avec la discontinuité D0 de [Baztan, 2004]. La datation de cette surface se situe en dessous de l'âge attribué sur Autan par [Cravatte et al., 1974] correspondant à la limite Pliocène Moyen/Pliocène Supérieur mais correspond bien à l'apparition de *Neoglobobulidrina Atlantica* repérée sur le forage Autan (D de la fig. 5.27) et estimée à 2.6 Ma. *Neoglobobulidrina Atlantica* est en effet une espèce de foraminifère planctonique qui, lorsqu'elle est de grande taille a un premier court intervalle d'existence autour de 11 Ma. Mais la même espèce, de plus petite taille, refait une brève ré-apparition de 2.72 Ma à 2.41Ma et, à ce titre, est donc utilisée pour détecter en milieu marin la base du Gélasien (2.588 Ma) et par conséquent le Quaternaire [Sic et al., 1992], [Lourens et al., 2004b]. Les datations de [Cravatte et al., 1974] sont donc à considérer avec précaution.

En dessous, le toit du Pliocène Inférieur à 3.8 Ma s'accorde également avec la prolongation et l'âge estimé de notre surface P7.

Nous avons également pointé une surface PXX (bleu turquoise sur les *line drawings*) particulièrement érosive sur la pente et dans le bassin. Ce pointé, comparé aux travaux de [Dosefs, 2001] sur les profils Calmar67 et 80Ligo10 (fig. 5.14) se juxtapose parfaitement à une surface estimée à 1.6-1.8 Ma par l'auteur. Cette datation s'avère cohérente avec les estimations chronostratigraphiques de nos surfaces qui l'encadrent : P11 à 2.6 Ma et Q10 à 0.9 Ma. Effectivement situé entre 2.6 Ma et 1.8Ma d'après Autan, ce forage indique cependant un âge 1.8Ma au-dessus de notre discontinuité.

La discontinuité Q10, quant à elle, s'avère bien postérieure à 1.8 Ma d'après Autan, mais ce forage n'amène pas plus d'indications.

>Lorem ipsum dolor sit amet, consectetur adipiscing elit. Ut purus elit, vestibulum ut, placerat ac, adipiscing vitae, felis. Curabitur dictum gravida mauris. Nam arcu libero, nonummy eget, consectetuer id, vulputate a, magna. Donec vehicula augue eu neque. Pellentesque habitant morbi tristique senectus et netus et malesuada fames ac turpis egestas. Mauris ut leo. Cras viverra metus rhoncus sem. Nulla et lectus vestibulum urna fringilla ultrices. Phasellus eu tellus sit amet tortor gravida placerat. Integer sapien est, iaculis in, pretium quis, viverra ac, nunc. Praesent eget sem vel leo ultrices bibendum. Aenean faucibus. Morbi dolor nulla, malesuada eu, pulvinar at, mollis ac, nulla. Curabitur auctor semper nulla. Donec varius orci eget risus. Duis nibh mi, congue eu, accumsan eleifend, sagittis quis, diam. Duis eget orci sit amet orci dignissim rutrum.

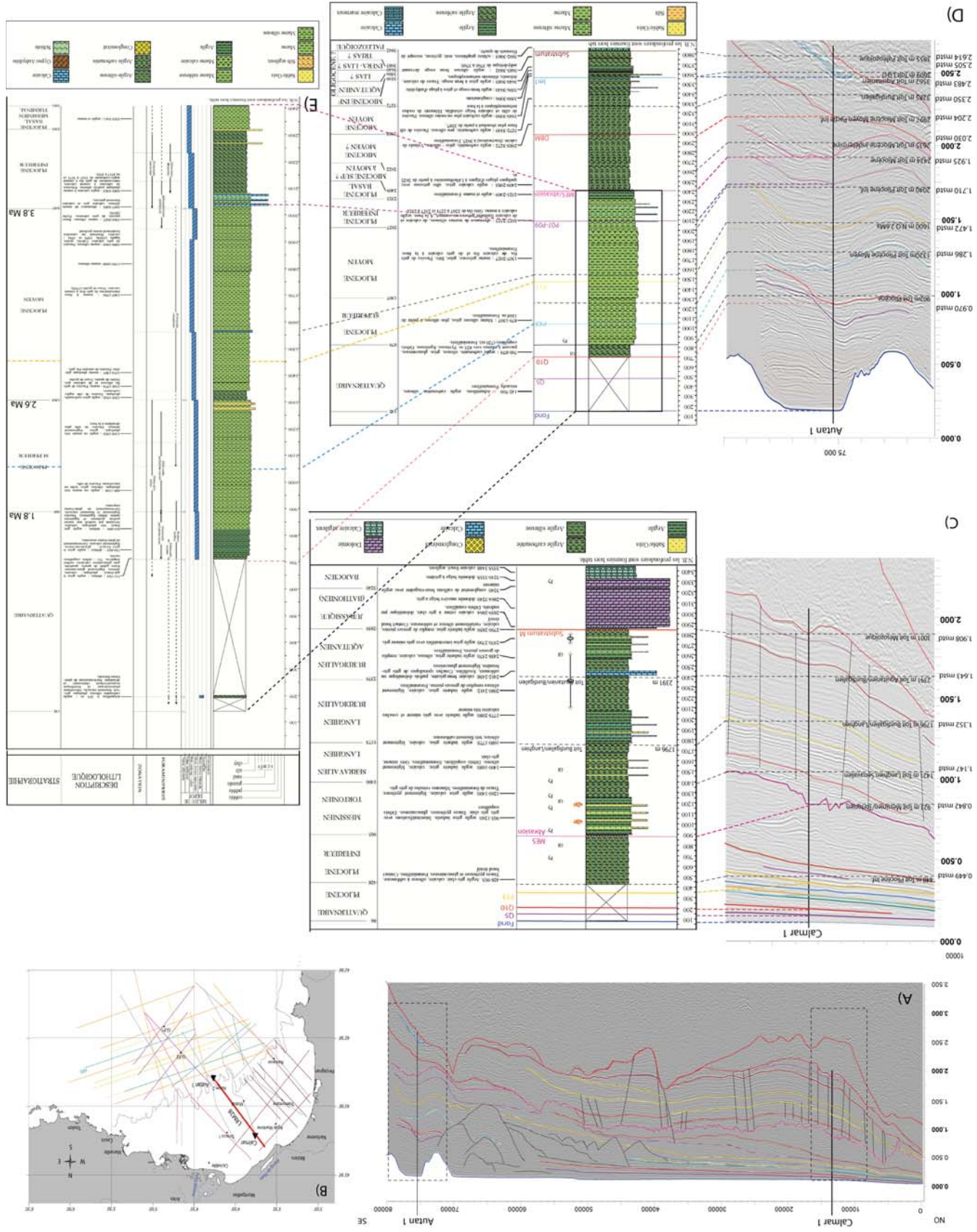


FIGURE 5.27 – Corrélation de nos horizons pointés sur le profil LRM28 avec les logs stratigraphiques des forages Calmar et Autan. Les logs ont été redessinés par J. Lofi d'après les estimations chronostratigraphiques de [Cravatte et al., 1974]. L'apparition de *Neoglobo-Quadrina Atlantica* (N.Q.) est estimée à 2.6 Ma d'après J.P. Suc.

L'unité M3, positionnée au-dessus de la surface d'abrasion (bleue sur la fig. 5.29), indique une unité postérieure (ou contemporaine) à la remontée du niveau marin. Au niveau du forage, elle surplombe une unité évaporitique. Latéralement, de part et d'autre de GLP2, elle semble surmonter directement soit l'unité M2 (détritique) soit l'unité LU.

Un zoom sur le forage GLP2 (fig. 5.29), implanté sur la pente, permet de préciser la nature de l'unité M3, pointée sur le profil Ligo 25 (fig. 5.28). Il s'agit d'un corps évaporitique hétérogène (266 m d'épaisseur au niveau du forage) foré entre 3485 m et 3703 m de profondeur. A son toit, cette unité est constituée d'alternance de sable et d'argile (52 m d'épaisseur). En dessous, entre 3437 m et 3703 m de profondeur, l'unité est constituée d'alternances de halite, d'argile et d'anhydrite. De plus, les argiles au sein de ce corps évaporitiques sont caractérisées par 80% de foraminifères planctoniques (à 3508.70 m) [Brun et al., 1984], témoignant d'incursions marines répétées dans le bassin. Cela s'avère cohérent avec un dépôt dans un contexte de remontée du niveau marin (cf [Bache et al., 2012a] (*soumis*) - cf Annexes -Volume II), le sable constituant le résidu de l'abrasion marine par les vagues.

5.2.2 Lithologies

La plate-forme plio-pléistocène (au-dessus de la MES en rose sur la fig. 5.30) est essentiellement constituée de marnes et d'argiles silteuses avec des lits de sable/grès intercalés ponctuellement. Le forage Canet montre une lithologie plus grossière composée de sable et d'argile sableuse car située sur le littoral sous 4 m d'eau. Des lumachelles (sédiments contenant un grand nombre d'organismes fossiles indiqués en bleu turquoise avec vaguelettes) apparaissent au sommet des forages Mistral, Tramontane et Rascasse, mais à des niveaux stratigraphiques variables.

Sur l'intervalle messinien des lits de sels (gypse et anhydrite) alternent sur la pente (GLP2) avec des passées d'argile calcaire. La partie terminale de l'intervalle montre de l'argile grise plus ou moins silto-sableuse avec des passées métriques à plurimétriques de sables et de grès peu consolidés, cette fraction plus grossière pouvant être liée à l'unité M3 interprétée comme les résidus d'abrasion.

Sous le sel, une épaisse série (500m) d'argile calcaire grise silto-gréseuse surmonte la DBM (Discontinuité de base du Messinien au sens de [Bache et al., 2009]) sur Autan. Cette série pourrait correspondre aux dépôts détritiques (unité M0, M1, Ma) et aux évaporites inférieures (unité Mb). En dessous de cette discontinuité, l'argile silteuse (400m) prédomine. Sur GLP2, on ne distingue pas ces 2 intervalles mais une unique couche d'argile calcaire grise silteuse, de 800 m d'épaisseur, qui correspondrait alors à l'unité M c'est-à-dire aux unités M0, M1, Ma (interprétées comme les dépôts détritiques précoces) et à l'unité LU ou Mb (interprétée comme les évaporites inférieures).

5.2.3 Environnements de dépôt

Nous avons fait une synthèse des environnements de dépôts déduits des données de forage d'après [Cravatte et al., 1974] (fig. 5.31).

La MES (rose) se situe au niveau d'un changement abrupt d'environnement sur Tramontane et Autan correspondant à la transgression zancéléenne du niveau marin. Tramontane passe d'un milieu saumâtre à un milieu de plate-forme moyenne. Lors de l'érosion fluviale, Mistral, lui, se situe dans un milieu saumâtre à aérien. L'épisode de remontée du niveau marin réennoit Mistral jusqu'à le positionner dans un contexte de plate-forme externe, talus supérieur. Ce forage semble d'ailleurs enregistrer la plus forte amplitude de remontée du niveau marin. Rascasse subit un changement d'environnement saumâtre à plate-forme moyenne, externe, et Autan, en position plus distale évolue d'un milieu de plate-forme littorale au Messinien vers un milieu de plate-forme externe/talus supérieur (NB : sur Sirocco, l'intervalle antérieur à la MES est lacunaire; les données de ce forage se distinguent d'ailleurs des autres, peut-être à cause de sa position particulière, sur un horst de socle).

D'après ces environnements de dépôt, on pourrait croire à une remontée minime du niveau marin sur la plate-forme (entre 100 et 200 m). Cependant la MES ayant érodé sur une hauteur importante, les intervalles indiquant un environnement aérien juste avant la transgression zancéléenne, n'ayant pas été préservés, n'apparaissent sur aucun des forages.

Les dépôts messiniens étant absents de la plate-forme, les environnements de dépôt au messinien ne sont visibles que sur Autan. Celui-ci montre une tendance régressive au-dessus de notre DBM (Discontinuité de Base du Messinien) pouvant correspondre à la chute du niveau marin (sur la plate-forme) pendant la crise. Une légère tendance transgressive apparaît ensuite avant la transgression zancéléenne au niveau de la MES. Il pourrait s'agir de la première remontée lente du niveau marin suggérée par [Bache, 2008], [Bache et al., 2012b].

Si tel est le cas, la stratigraphie oligo-miocène antérieure à l'évènement messinien montre une tendance d'abord transgressive puis régressive (indiquées sur la fig. 5.31), tendances que l'on retrouve bien sur l'ensemble des forages (excepté Sirocco par manque de données).

Cette cohérence entre les forages, que l'on ne retrouve pas si l'on considère l'intervalle au-dessus de la DBM comme antérieur au Messinien, privilégie l'hypothèse de [Bache et al., 2009]. La MFS (*Maximum Flooding Surface*) indiquée sur la fig. 5.31 pourrait alors correspondre à la surface d'inondation maximum avant la chute tortonienne Tor1 du

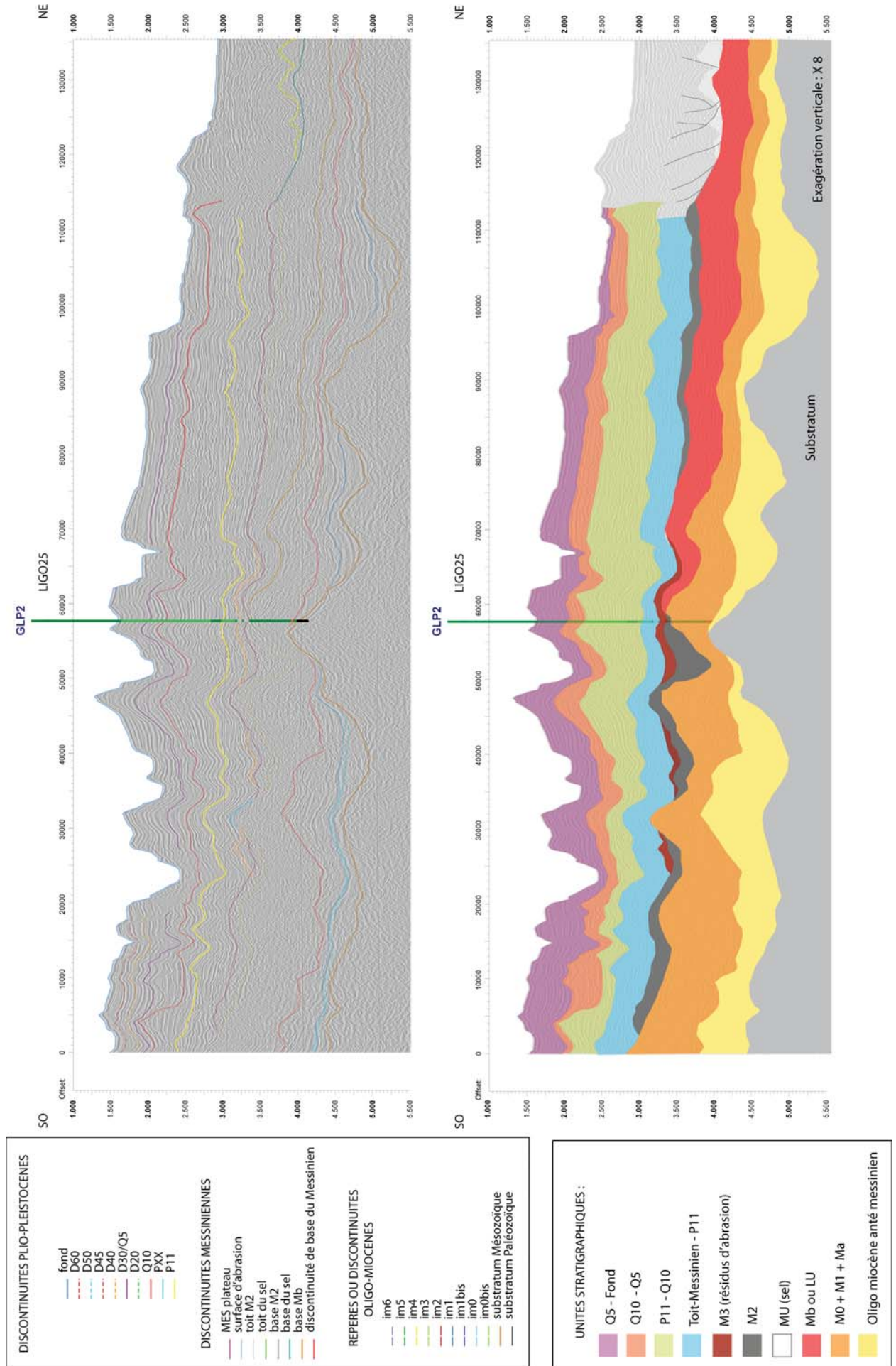


FIGURE 5.28 – Line-Drawing du Profil Ligo25 avec implantation du forage GLP2. Position du profil et du forage sur la fig. 5.1.

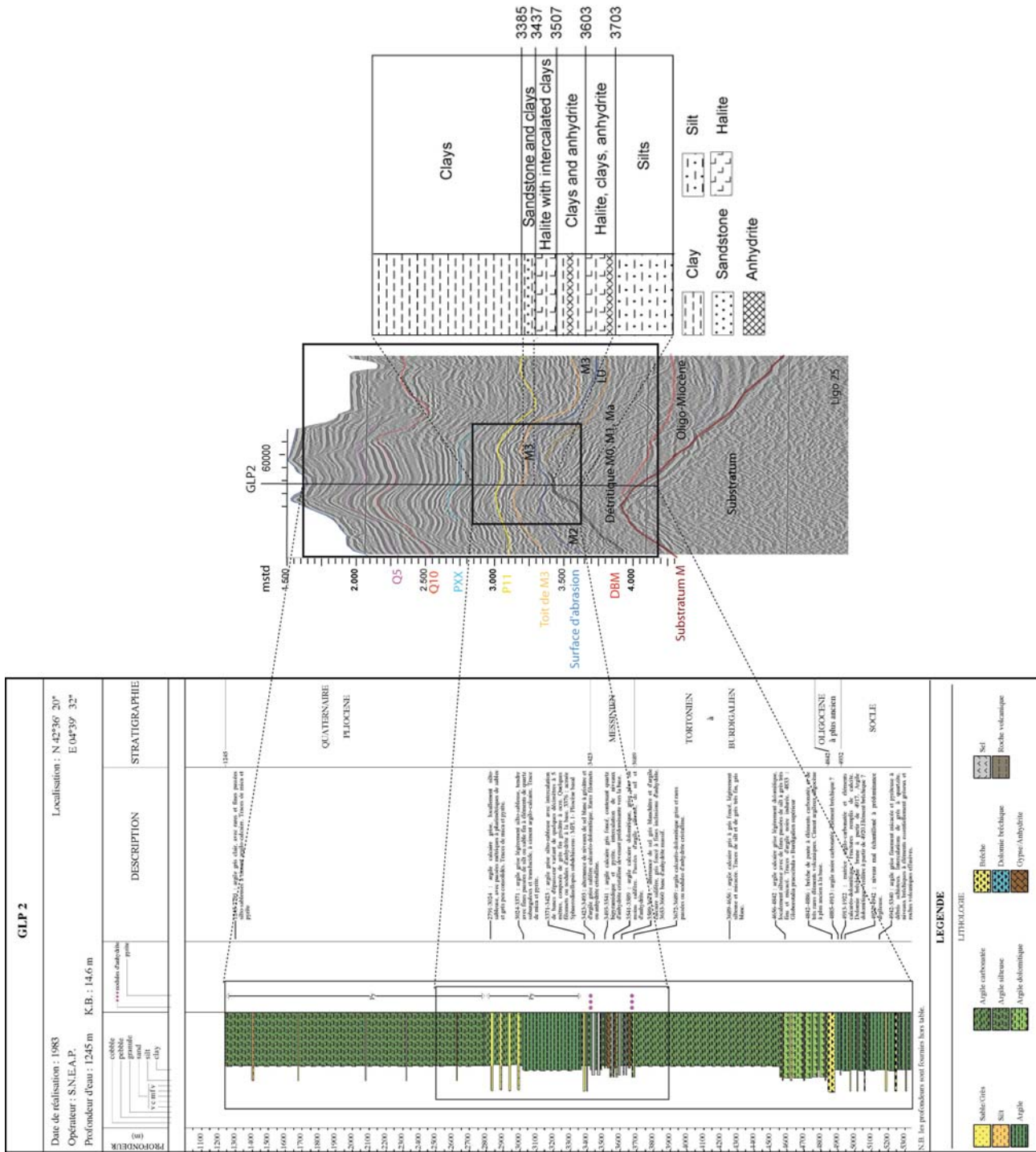


FIGURE 5.29 – Corrélation de l'unité M3 avec les indications de forage de GLP2. Le log stratigraphique à gauche a été redessiné par J. Lofi.

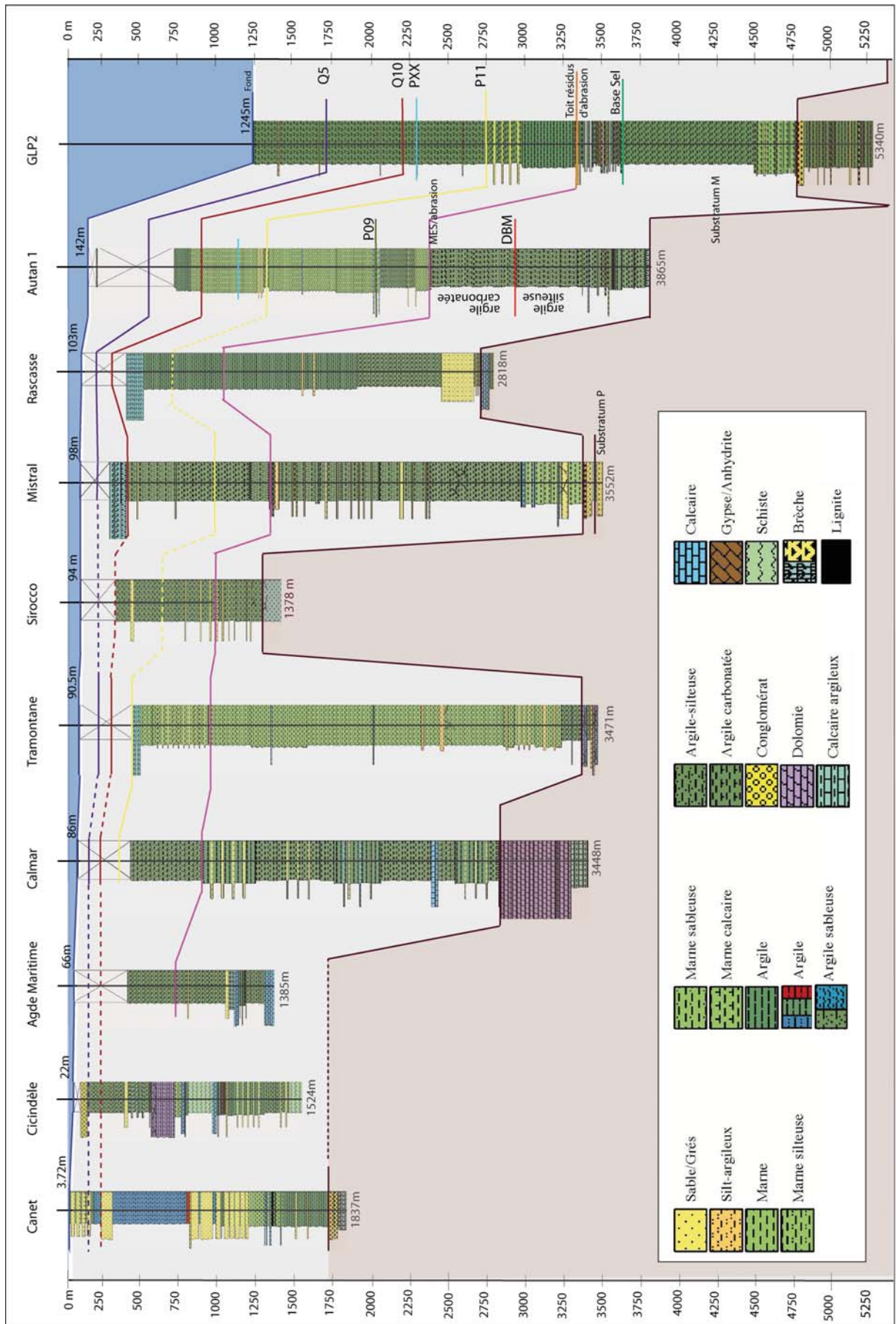


FIGURE 5.30 – Corrélation de nos horizons avec les lithologies indiquées par les forages du Golfe du Lion

niveau marin de [Haq and Schutter, 2008], datée vers 12 Ma (et repérée sur la fig. 2.13).

Si ces corrélations sont valides et la base du Messinien effectivement située au niveau de la DBM, les données paléontologiques sur lesquelles se basent ces environnements sont prélevées sur les dépôts détritiques précoces liés au démantèlement de la marge miocène et qui ont donc été remaniés. C'est pourquoi, sur cet intervalle, Autan indique du (ponctuel) Serravalien, Langhien... apparemment en contradiction avec un intervalle messinien. Ces dépôts pourraient effectivement correspondre à des âges miocènes, mais ultérieurement remaniés au Messinien. La présence relativement grande de carbonate indiquée sur la pente (sur Autan) trouverait d'ailleurs sa source dans les formations miocènes de la plate-forme riches en calcaire (notamment visible sur le forage Cicindèle), érodées et transportées en aval au Messinien.

Les environnements de dépôts sur l'intervalle plio-pléistocène sont beaucoup plus variables entre les forages et les corrélations sont difficiles à faire car le Quaternaire n'est souvent pas échantillonné. On remarque toutefois que la tendance globale est à la régression.

Le forage GLP2 traverse un intervalle "évaporitique épais de 300m, transgressif sur la discordance érosive messinienne, et formé d'une alternance de niveaux de sel, d'argile salifère calcaréo-dolomitique, d'anhydrite cristalline et d'argiles calcaires. Des épisodes argileux, riches en foraminifères planctoniques messiniens, traduiraient un environnement lacustre avec incursions marines ponctuelles. De brèves incursions marines pourraient avoir eu lieu pendant le dépôt des évaporites supérieures dans le bassin profond" ([Gorini, 1993]). Cet intervalle correspondrait à notre unité UU (ou évaporites supérieures).

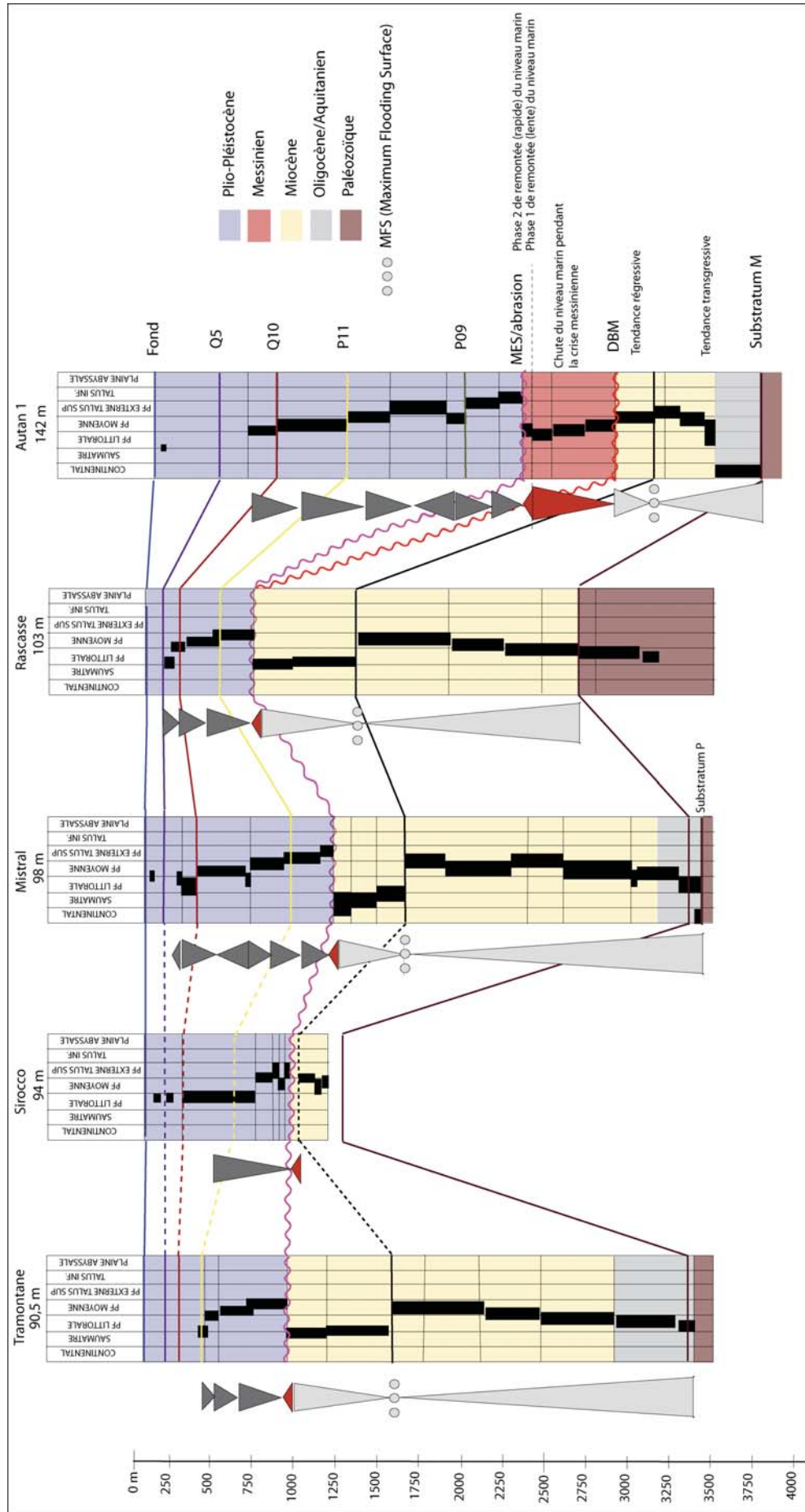


FIGURE 5.31 – Corrélation de nos horizons avec les environnements de dépôts de [Cravatte et al., 1974] déduits des forages du Golfe du Lion.

5.3 Cartographie des unités en profondeurs temps double

5.3.1 Etude morpho-structurale et mise en place des dépôts

5.3.1.1 Oligo-Miocène *ante* Messinien et Messinien

Morphologie du Substratum Mésozoïque

Dans ses très grands traits, la profondeur du substratum mésozoïque, telle que nous l'avons pointé en prolongeant l'interprétation de [Bache, 2008] (fig. 5.32), augmente progressivement du trait de côte actuel au bassin profond selon une forme arquée. Si l'on considère un domaine haut (vert jaune), un domaine intermédiaire (bleu ciel) et un domaine profond (bleu marine), la subsidence se réalise suivant une forme concentrique, plus ou moins parallèle au trait de côte actuel. La limite entre les domaines intermédiaire et profond correspond approximativement à la limite du domaine à croûte extrêmement amincie (cf profils ECORS et Sardinia sur les fig.2.4 et 2.11).

Si l'on considère cette grossière approximation, un domaine anomalique apparaît au Sud-Ouest du Golfe du Lion avec une large dépression orientée SO-NE, le Graben Central (GC), prolongé par une zone méridionale plus profonde. Ce domaine est délimité à l'Ouest et à l'Est par deux failles de transfert. Fortement subsidant, il contraste avec un domaine nord-oriental où le substratum est resté haut (inférieur à 2000 mstd) sur une zone beaucoup plus vaste. On remarque toutefois que la largeur de ce domaine haut diminue d'Ouest en Est par rapport au trait de côte actuel, tandis que la largeur du domaine intermédiaire se rétrécit. D'Ouest en Est sur ce domaine haut, le substratum s'approfondit donc de plus en plus rapidement.

Le horst du Grau du Roi (GR) et les structures hautes au niveau de Autan, GLP2, Beauduc (B), Sirocco ou Rascasse contrastent avec des fossés régionaux contrôlés par des failles de direction cévennole (SO-NE) comme le fossé du Grand Faraman (GF), ou le bassin de Vistrenque Maritime (VM). Cette description rejoint les travaux antérieurs de [Gorini et al., 1994], [Mauffret et al., 1995], [Guennoc et al., 2000], [Bache, 2008].

Morphologie de la base de l'unité M ou Discontinuité de Base du Messinien (DBM)

Reprenant la nomenclature de [Lofi et al., 2011], la DBM représente la BES prolongée par la BS. La base de cette unité est caractérisée par 2 entrants majeurs dans sa partie amont, alignés au débouché des 2 réseaux (pyrénéo-languedocien et rhodanien) des fleuves messiniens. Les vallées dessinées par cette surface entaillent profondément le rebord de plate-forme miocène (1500 à 3000 mstd) puis la morphologie s'aplanit doucement dans le bassin jusqu'à 6600 mstd environ. L'ensemble présente une direction structurale globale NO-SE (fig. 5.33).

Morphologie de la base de l'unité Mb

Comme le sel (cf ci-dessous), la base de cette unité montre une délimitation franche et rectiligne sur leur bord ouest et nord, d'orientation respective quasi N-S et O-E. La base de l'unité se situe entre 3000 et 6000 mstd, et s'approfondit côté rhodanien (fig. 5.34).

Morphologie du Toit et de la Base de M2

L'extension de l'unité M2 est cantonnée sur la pente, en position centrale du Golfe du Lion. Les morphologies de la base et du sommet de l'unité sont très semblables, avec des profondeurs situées entre 2300 et 4581 mstd et une pente régulière, perpendiculaire à la pente (fig. 5.36 et fig. 5.35).

Morphologie de l'unité Mx sous la base Sel

L'extension de la base de l'unité Mx se prolonge plus loin dans le bassin que celle figurée ici (fig. 5.37). Sa bathymétrie actuelle (4000-5500 mstd) montre des pentes relativement régulières, s'amenuisant dans le bassin profond. Sa limite amont est située en aval de celle du sel. En amont, l'unité, de largeur réduite, se situe dans la prolongation du réseau rhodanien messinien, ainsi qu'au débouché d'un supposé talweg (pointillés bleus) mais dont la connection avec l'amont n'est pas établie. Il semblerait également possible que cette unité soit également alimentée par le paléo-réseau fluvial pyrénéo-languedocien. Il pourrait donc s'agir d'une unité détritique (au moins en partie) au sein de l'unité LU (interprétée comme les évaporites inférieures).

Morphologie du Toit et de la Base du Sel

Ces cartes (fig. 5.38 et fig. 5.39) montrent une extension limitée en amont. Nous avons pointé plus précisément la base du sel, sa limite supérieure correspondant bien à la limite des glissements de sel précisément cartographiée par [DosReis, 2001], [DosReis et al., 2005]) et redessinée sur ces figures. D'amont en aval, trois provinces ont été distinguées : la province des failles listriques, celle du sel tabulaire, puis celle des dômes de sel dont l'extension s'étend dans le bassin [DosReis, 2001]. Les isobathes de la base du sel dans la province des failles listriques sont caractérisées par des formes très rectilignes orientées selon 2 directions majeures : l'une NS parallèle à la marge catalane sur la moitié occidentale, l'autre OSO-ENE sur la moitié orientale. Cette configuration est contrôlée par la tectonique salifère (failles normales et failles décrochantes indiquées sur la fig. 5.38).

La base du sel se situe entre 3100 et 5500 mstd environ. Sa pente, orientée NO-SE, est plus forte dans la province des failles listriques. C'est aussi dans cette zone que des blocs faillés subsident par endroits. Dans la province de sel

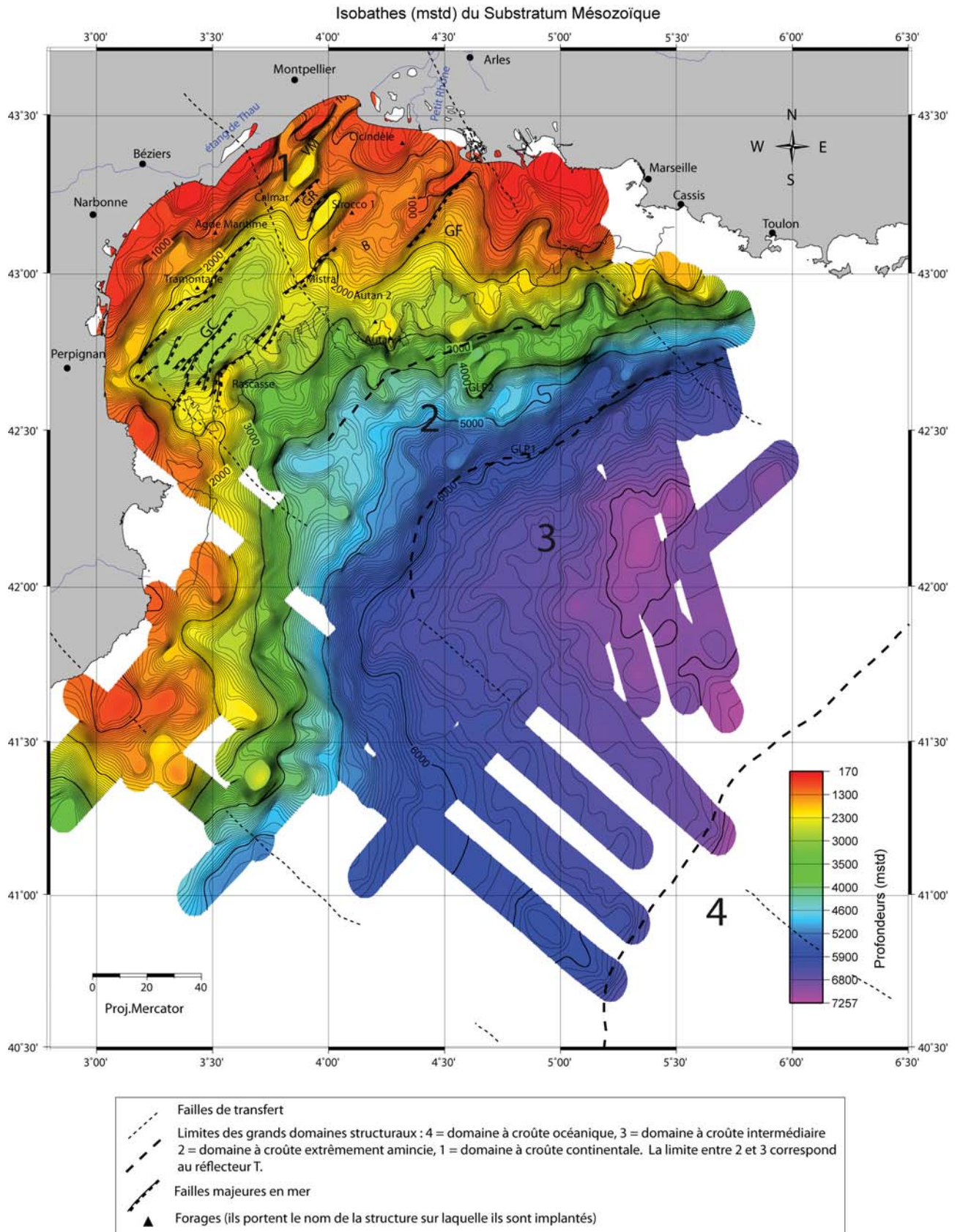


FIGURE 5.32 – Isobathes (mstd) du substratum Mésozoïque. Les failles de transfert (d'après [Maillard et al., 2003]), les limites des grands domaines structuraux (d'après [Olivet, 1996]) et les failles majeures en mer (d'après [Guennoc et al., 2000]) sont repérés. Isocontours tous les 50 mstd.

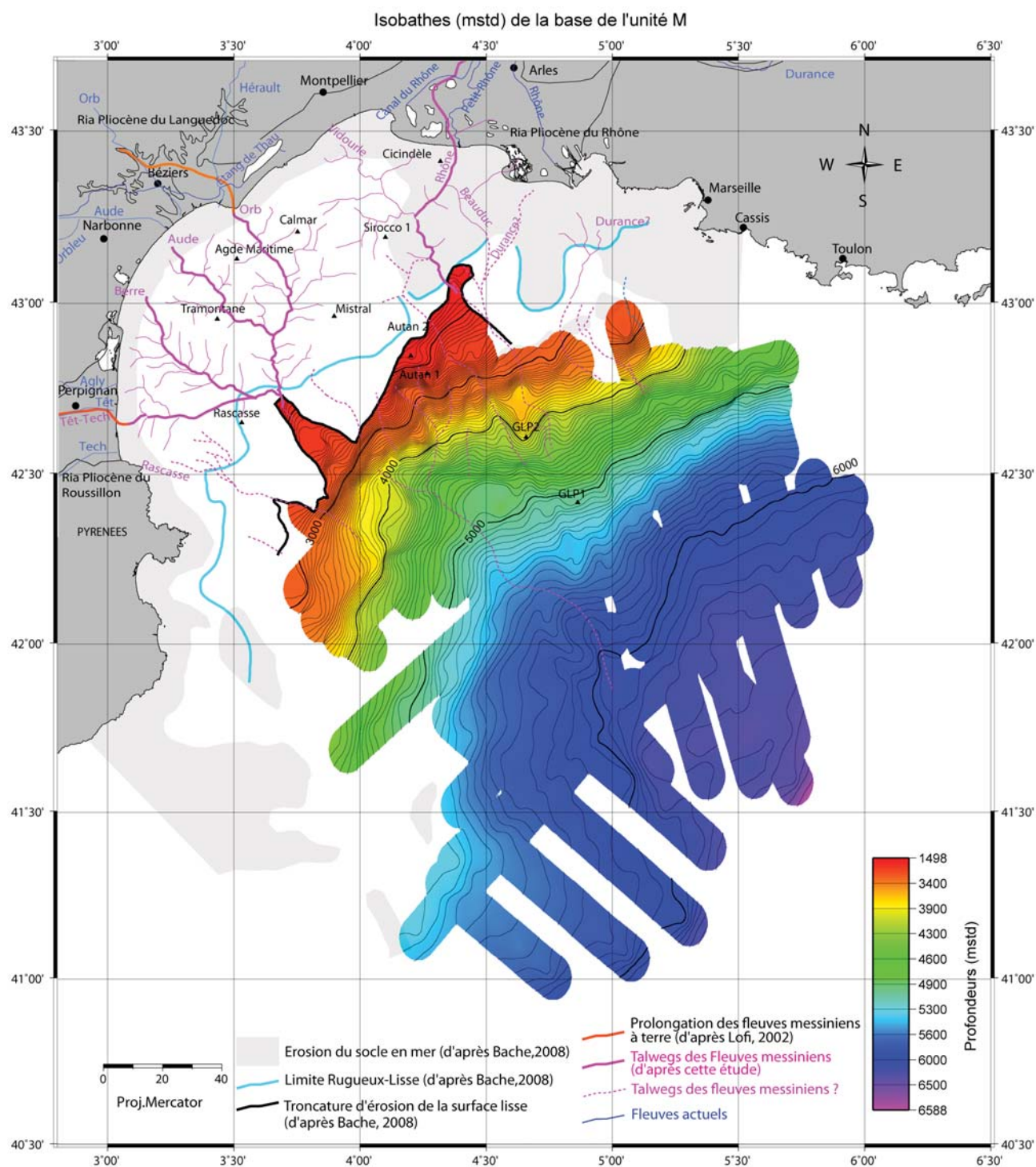


FIGURE 5.33 – Isobathes (mstd) de la base de l'unité M. Cette surface est érosive au débouché des fleuves messiniens (surface M) et devient conforme dans le bassin. En amont de cette surface, la plate-forme miocène est érodée par la surface rugueuse ou par la surface lisse d'après [Bache, 2008]. Cette carte représente la base de l'évènement messinien d'après [Bache, 2008]. Les incisions des fleuves messiniens ont été repérées à partir de la carte de [Guennoc et al., 2000]. Elles sont complétées dans les vallées du Roussillon et du Languedoc par les données de [Lofi, 2002]. Les contours des rias pliocènes du Rhône sont issus de [Clauzon, 1982], ceux des rias du Languedoc et du Roussillon sont tirés de [Lofi, 2002]. Isocontours tous les 50 mstd.

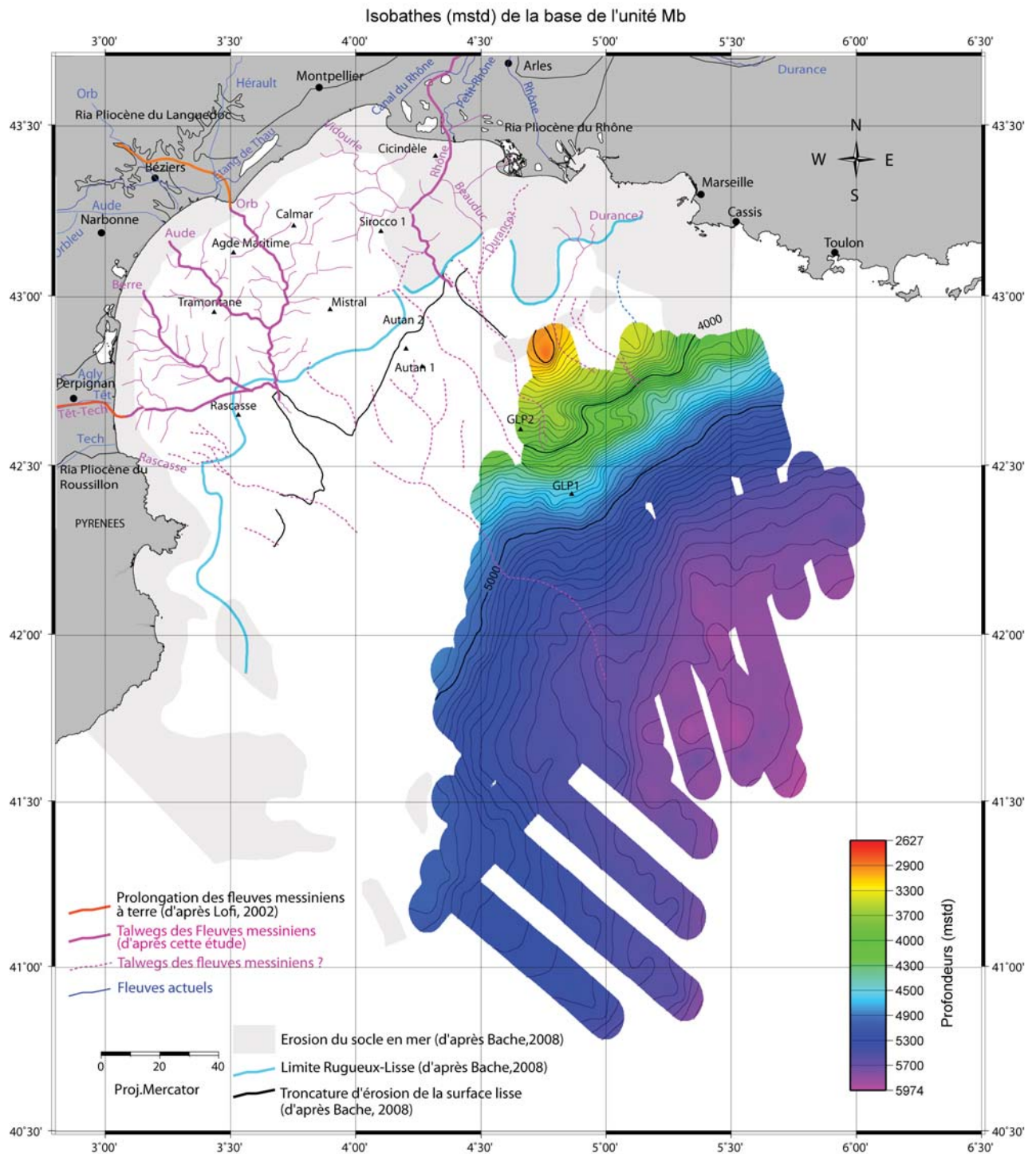


FIGURE 5.34 – Isobathes (mstd) de la base de l'unité Mb. Cette surface est assimilée à la base de LU (évacorites inférieures) d'après [Bache, 2008]. Isocontours tous les 50 mstd. En amont de cette surface, la plate-forme miocène est érodée par la surface rugueuse ou par la surface lisse d'après [Bache, 2008]. Les incisions des fleuves messiniens ont été repérées à partir de la carte de [Guennoc et al., 2000]. Elles sont complétées dans les vallées du Roussillon et du Languedoc par les données de [Lofi, 2002]. Les contours des rias pliocènes du Rhône sont issus de [Clauzon, 1982], ceux des rias du Languedoc et du Roussillon sont tirés de [Lofi, 2002].

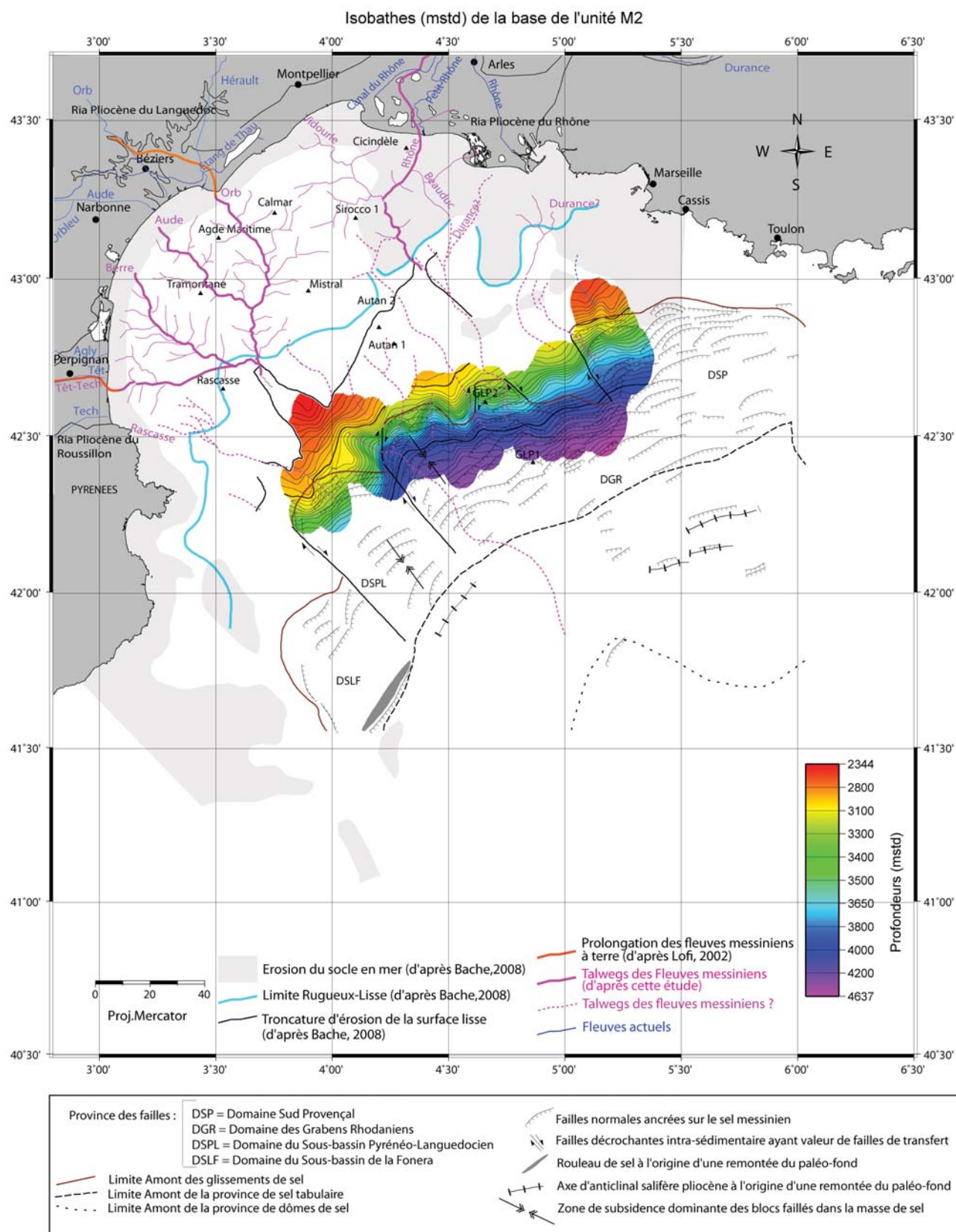


FIGURE 5.35 – Carte isobathes (mstd) de la base de l'unité M2. Les incisions des fleuves messiniens ont été repérées à partir de la carte de [Guennoc et al., 2000]. Elles sont complétées dans les vallées du Roussillon et du Languedoc par les données de [Lofi, 2002]. Les contours des rias pliocènes du Rhône sont issus de [Clauzon, 1982], ceux des rias du Languedoc et du Roussillon sont tirés de [Lofi, 2002]. Les éléments de tectonique salifère sont issus de [DosReis, 2001]. Isocontours tous les 50 mstd.

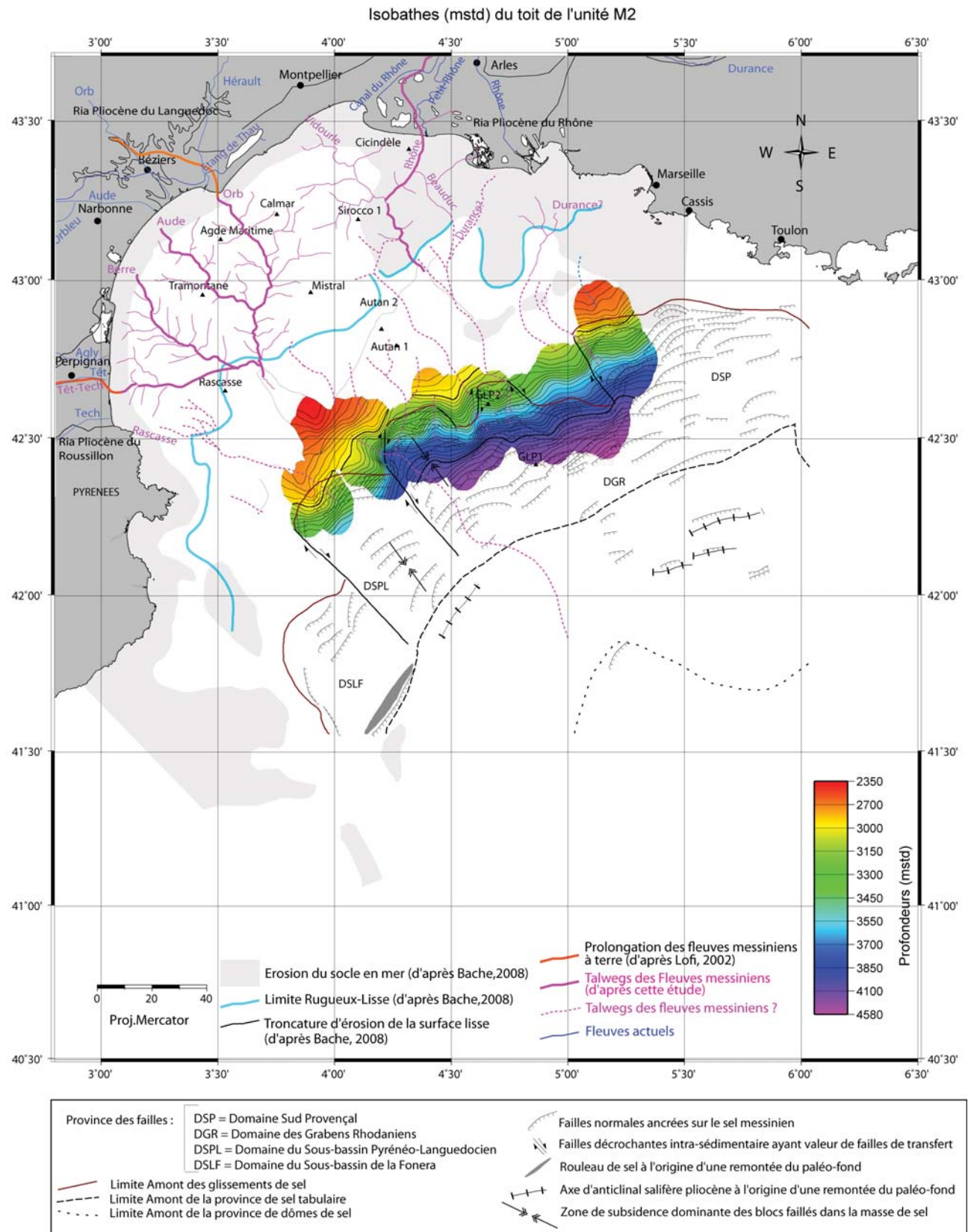


FIGURE 5.36 – Isobathes (mstd) du toit de l'unité M2. Les incisions des fleuves messiniens ont été repérées à partir de la carte de [Guennoc et al., 2000]. Elles sont complétées dans les vallées du Roussillon et du Languedoc par les données de [Lofi, 2002]. Les contours des rias pliocènes du Rhône sont issus de [Clauzon, 1982], ceux des rias du Languedoc et du Roussillon sont tirés de [Lofi, 2002]. Les éléments de tectonique salifère sont issus de [DosReis, 2001]. Isocontours tous les 50 mstd.

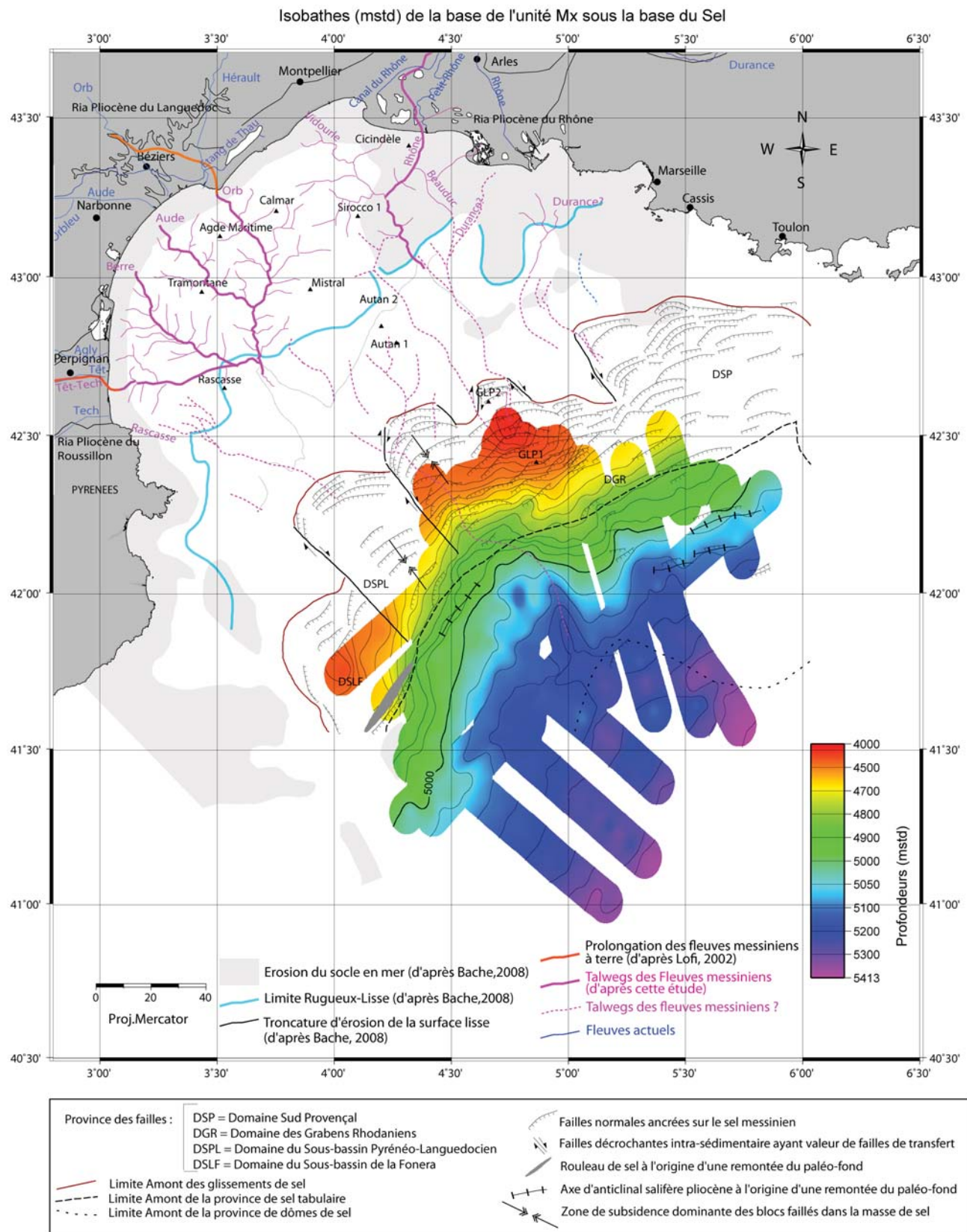


FIGURE 5.37 – Isobathes (mstd) de la base de l'unité Mx (sous-unité de M). Cette unité est limitée à son sommet par la base du sel. Les incisions des fleuves messiniens ont été repérées à partir de la carte de [Guennoc et al., 2000]. Elles sont complétées dans les vallées du Roussillon et du Languedoc par les données de [Lofi, 2002]. Les contours des rias pliocènes du Rhône sont issus de [Clauzon, 1982], ceux des rias du Languedoc et du Roussillon sont tirés de [Lofi, 2002]. Les éléments de tectonique salifère sont issus de [DosReis, 2001]. Isocontours tous les 50 mstd.

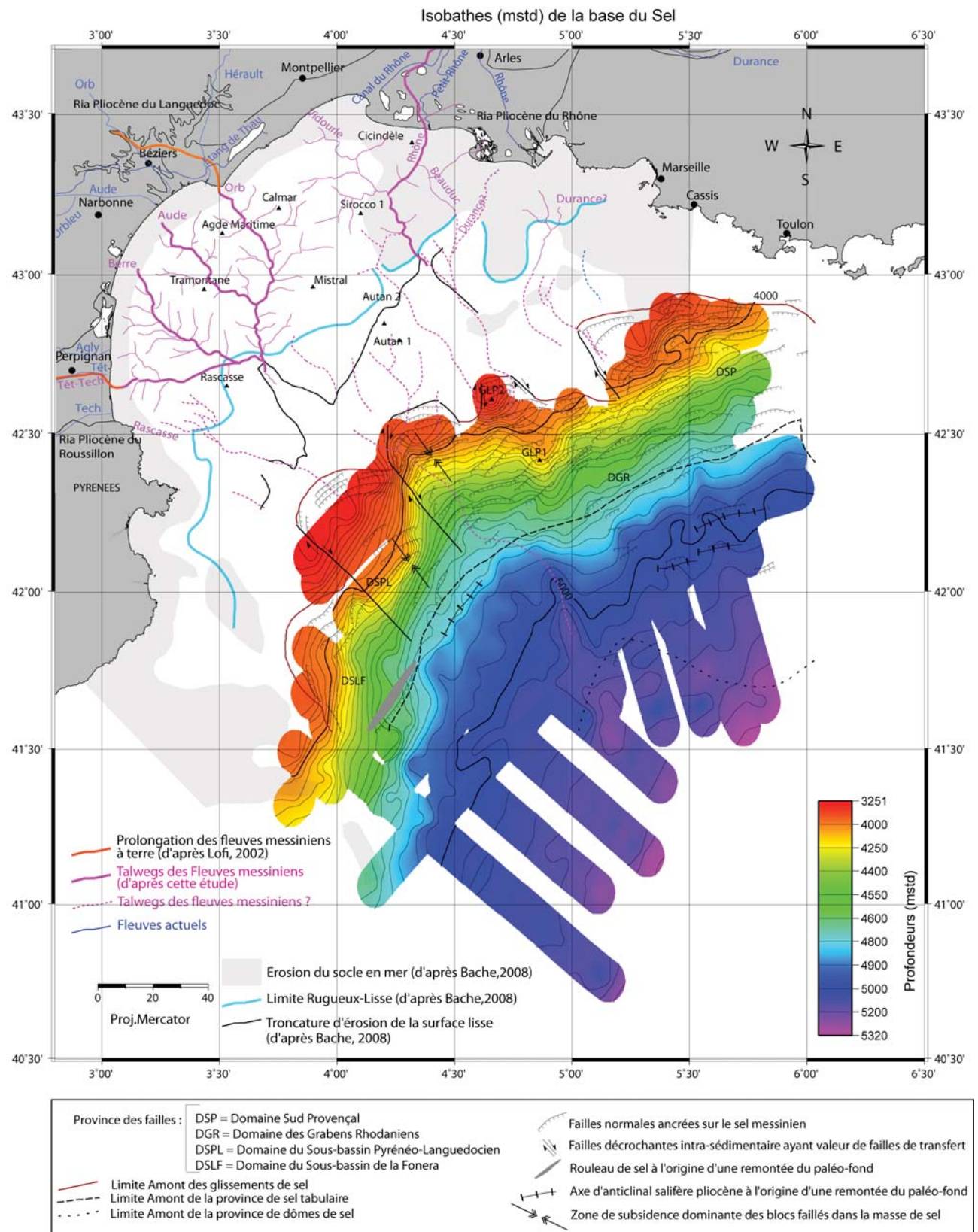


FIGURE 5.38 – Carte isobathes (mstd) de la base du sel. Les incisions des fleuves messiniens ont été repérées à partir de la carte de [Guennoc et al., 2000]. Elles sont complétées dans les vallées du Roussillon et du Languedoc par les données de [Lofi, 2002]. Les contours des rias pliocènes du Rhône sont issus de [Clauzon, 1982], ceux des rias du Languedoc et du Roussillon sont tirés de [Lofi, 2002]. Les éléments de tectonique salifère sont issus de [DosReis, 2001]. Isocontours tous les 50 mstd.

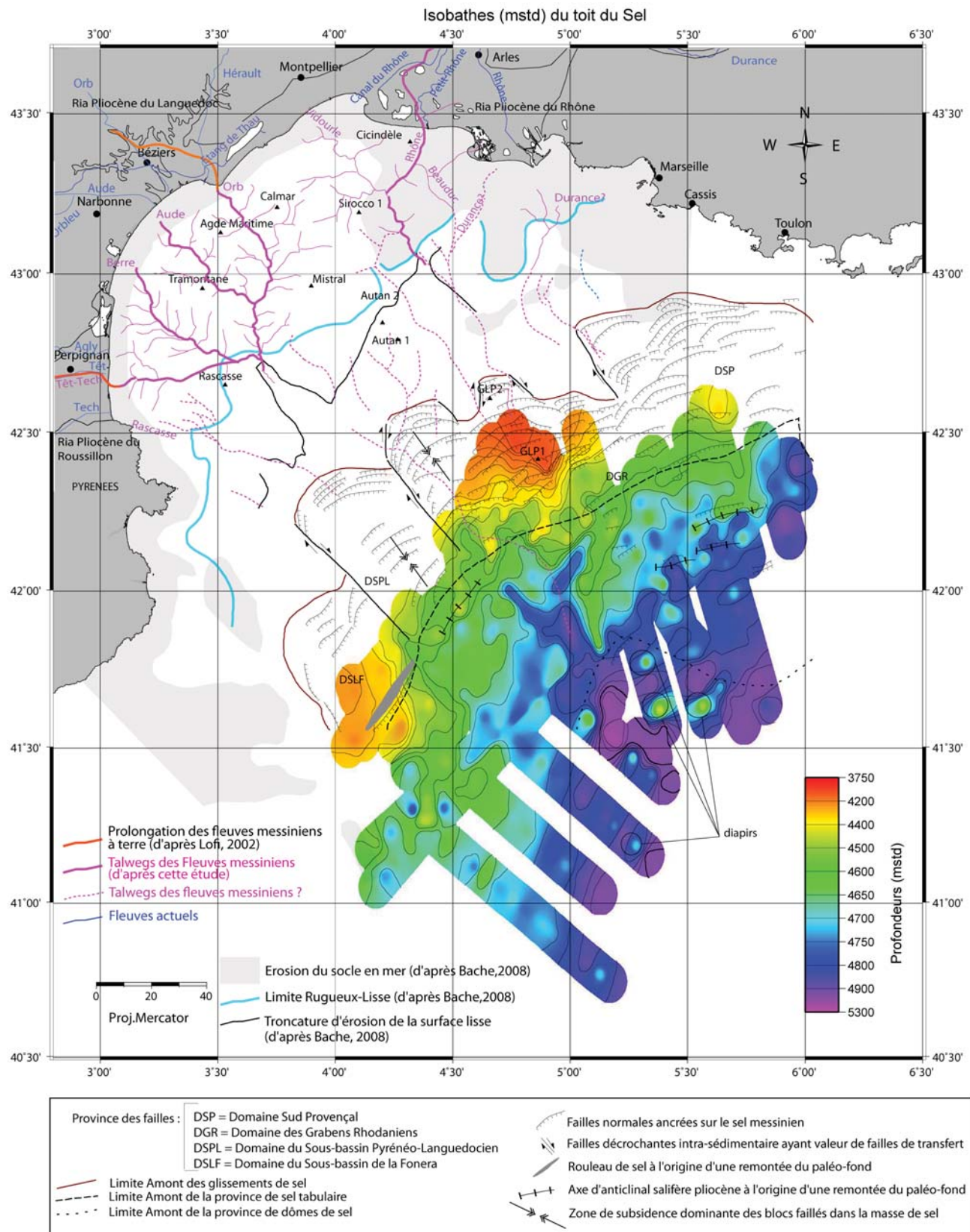


FIGURE 5.39 – Isobathes (mstd) du toit du sel. Les incisions des fleuves messiniens ont été repérées à partir de la carte de [Guennoc et al., 2000]. Elles sont complétées dans les vallées du Roussillon et du Languedoc par les données de [Lofi, 2002]. Les contours des rias pliocènes du Rhône sont issus de [Clauzon, 1982], ceux des rias du Languedoc et du Roussillon sont tirés de [Lofi, 2002]. Les éléments de tectonique salifère sont issus de [DosReis, 2001]. Isocontours tous les 50 mstd.

tabulaire, la pente est régulière et s'amenuise encore vers la province des dômes salifères, où le fond est quasiment plat.

Les profondeurs du toit du sel, situées entre 3700 et 5400 mstd environ, sont, quant à elles, moins régulières. Même si sa pente est globalement orientée NO-SE, la morphologie du toit du sel est perturbée par les diapirs en aval.

Morphologie de la fin de l'événement messinien.

La base du sel n'a pas ou peu été déformée par la tectonique salifère du Plio-Pléistocène. Cette surface nous semble donc plus représentative de la paléomorphologie à la (presque) fin de l'événement messinien que le toit du sel ou des évaporites supérieures.

Les fig. 5.40 et 5.41 montrent des pentes globalement fortes ($> 2^\circ$) jusqu'au début du domaine des dômes de sel (isobathes 5000 mstd). Ces pentes sont maximales entre les isobathes 2000 mstd et 4500 mstd correspondant aux morphologies successives de la surface d'abrasion, du toit de M2 et de la base du sel dans la province des failles listriques.

Les réseaux fluviaux de l'époque et la tectonique salifère semblent fortement contrôler la morphologie du paysage fin messinien : les premiers laissent une forte empreinte érosive sur la plate-forme et pente actuelles ; les seconds contraignent la géométrie (orientation) des isobathes.

En amont, cette carte révèle le détail de la topographie de la surface d'érosion messinienne rugueuse sur l'ensemble de la plate-forme, ainsi qu' en partie au niveau de la Costa Brava. Cette topographie, déjà décrite en détail (cf [Guennoc et al., 2000]), très rugueuse et entaillée, fait clairement apparaître le paléoréseau fluvial de l'époque. Au niveau du paléocanyon du Rhône, la profonde incision dans la région côtière atteint plus de 1000 mstd à l'Est du puits Cicindèle. Plus au Sud, le paléocanyon se divise en 2 branches bien distinctes (*"liées à l'existence d'un substratum pré-rift affleurant dans la zone au moment de l'épisode messinien"*) d'après [Guennoc et al., 2000]. Au début du creusement, dans le prolongement du canyon de Camargue, le tracé est d'orientation NNO-SSE, puis il est interrompu par les structures du substratum, orientées NE-SO et le cours du canyon est dévié vers le SO. L'incision se développe alors entre les horsts de Cicindèle et Beauduc. A l'Est de Sirocco, un tracé plus direct, perpendiculaire à la pente, est également visible.

A l'Ouest du paléocanyon du Rhône, a été creusée une large vallée orientée NO-SE, aux ramifications courtes et peu encaissées. Un interfluve étroit sépare cette large paléovallée d'un vaste réseau d'incisions creusées dans la partie sud-occidentale du Golfe. Ces vallées, plus ou moins encaissées, convergent vers le bord de pente proche du rebord de la plate-forme actuelle au large de Perpignan. Ces paléovallées côtières ne correspondent pas au cours des fleuves actuels. Cette carte laisse supposer que l'ensemble de ce réseau amont a pu converger au niveau d'un étroit canyon situé juste au niveau d'Agde. Au large du Roussillon s.s, les vallées sont larges et peuvent être raccordées aux paléocours messiniens du Tech et de la Têt [Clauzon, 1987b], [Duvail, 2008].

En aval de la limite rugueux/lisse (bleu clair), la carte montre la morphologie de la surface d'abrasion. Cette surface s'inscrit dans la continuité de la MES, mais s'en distingue par l'absence de rugosité d'où le nom aussi employé de surface lisse. Elle s'étend des isobathes 1500 mstd à environ 4500 mstd. Sa pente est dans l'ensemble relativement homogène, orientée NO-SE.

Entre les isobathes 2000 et 4000 mstd, la morphologie de cette surface montre 4 talwegs de canyons (pointillés roses) : le plus occidental est situé au Sud de la structure Autan, deux autres passent de part et d'autre de la structure GLP2, et le 4ème au SE du Grand Faraman. Les 3 talwegs les plus orientaux sembleraient se connecter au paléoréseau rhodanien de la plate-forme. Le tracé du talweg le plus occidental s'achève au niveau de Autan1 : sa continuité plus amont n'est pas claire.

Morphologie de l'unité M3

Cette unité se positionne sur la pente actuelle au dessus de la limite des glissements de sel (fig. 5.42) à des profondeurs variant de 2000 à 4500 mstd, surplombant souvent l'unité M2. L'augmentation de densité des failles listriques semble limiter son extension aval. Sa pente d'orientation NO-SE, est relativement constante mais présente 5 incisions de quelques centaines de mstd de part et d'autre de GLP2. Celles-ci sont à la fois corrélables aux talwegs (pointillés bleus) déjà repérés au niveau de la surface d'abrasion mais aussi aux failles décrochantes intra-sédimentaire à valeur de failles transfert repérées par [DosReis, 2001]. C'est le cas de l'incision la plus orientale. L'incision la plus remarquable se situe au niveau de GLP2. Cette unité, dont la partie supérieure est de nature sableuse d'après GLP2, constituerait (au moins en partie) les résidus d'abrasion issus de la (première phase de) remontée du niveau marin (résultats intégrés dans [Bache et al., 2012a] (*soumis*) cf Annexes - Volume II).

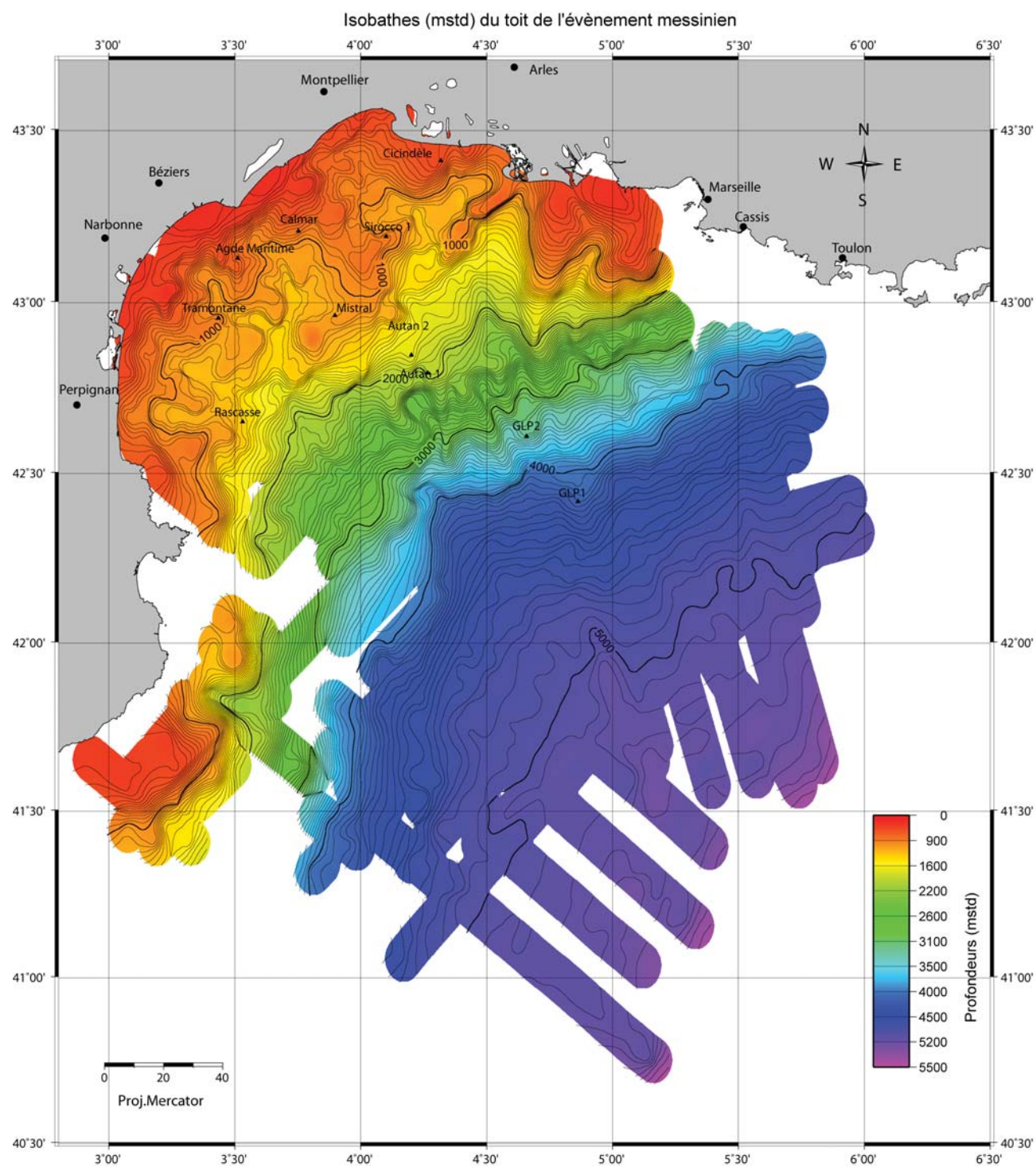


FIGURE 5.40 – Morphologie de la surface d'érosion messinienne rugueuse prolongée par la surface lisse, le toit de l'unité M2 et la base du sel. Ces surfaces, pointées et reprises de [Bache, 2008], ont été localement complétées. La base du sel, incluse ici, nous semble plus représentative de la paléomorphologie finale (ou presque) de l'évènement messinien que le toit du sel ou des évaporites supérieures : cette surface n'est en effet pas déformée par la tectonique salifère active au Plio-Pléistocène). Isocontours tous les 50 mstd.

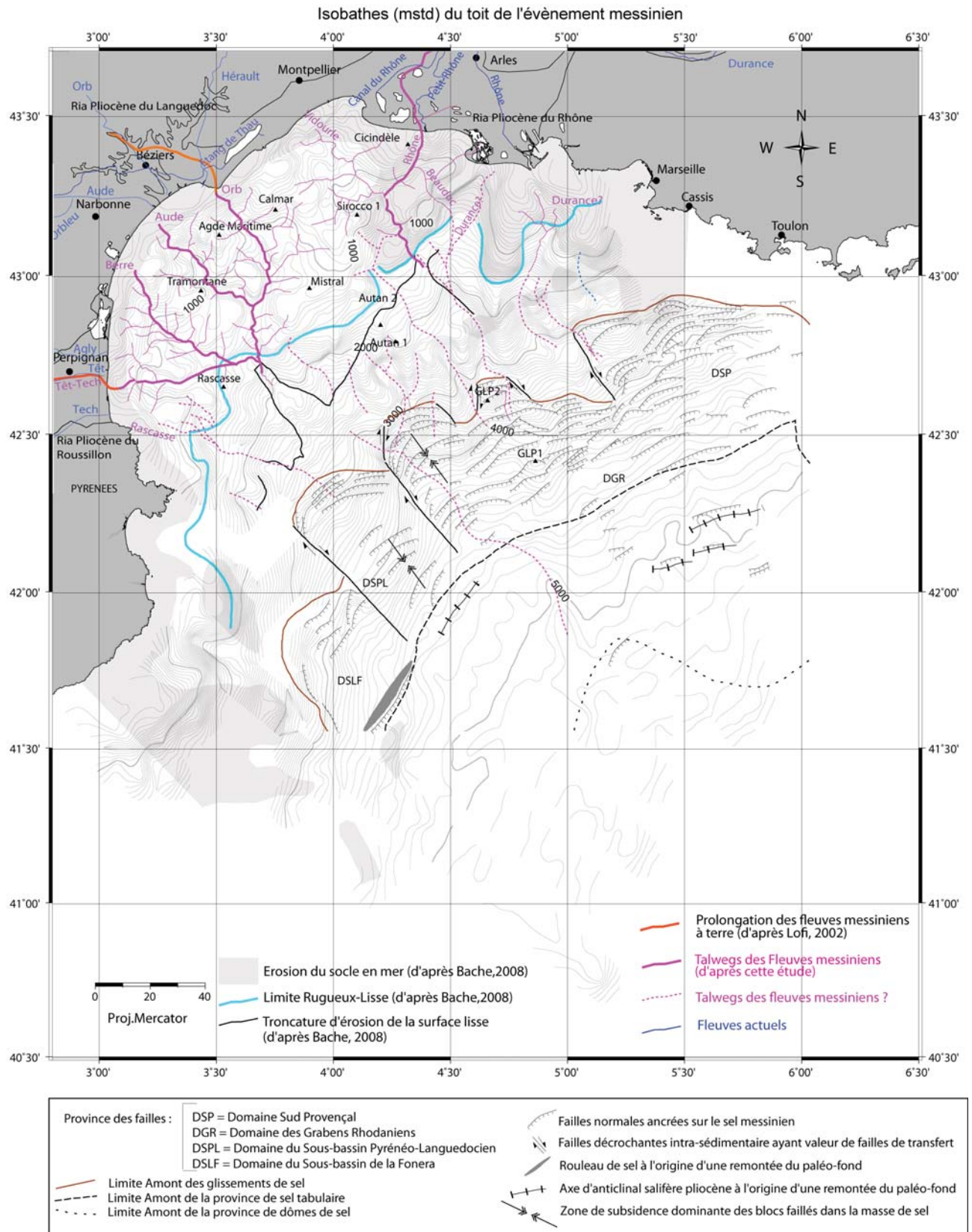


FIGURE 5.41 – Morphologie de la surface d'érosion messinienne rugueuse prolongée par la surface lisse, le toit de l'unité M2 et la base du sel. Ces surfaces, pointées et reprises de [Bache, 2008], ont été localement complétées. La base du sel, incluse ici, nous semble plus représentative de la paléomorphologie finale (ou presque) de l'évènement messinien que le toit du sel ou des évaporites supérieures : cette surface n'est en effet pas déformée par la tectonique salifère active au Plio-Pléistocène). Les incisions des fleuves messiniens ont été repérées à partir de la carte de [Guenoc et al., 2000]. Elles sont complétées dans les vallées du Roussillon et du Languedoc par les données de [Lofi, 2002]. Les contours des rias pliocènes du Rhône sont issus de [Clauzon, 1982], ceux des rias du Languedoc et du Roussillon sont tirés de [Lofi, 2002]. Les éléments de tectonique salifère sont issus de [DosReis, 2001]. Isocontours tous les 50 mstd.

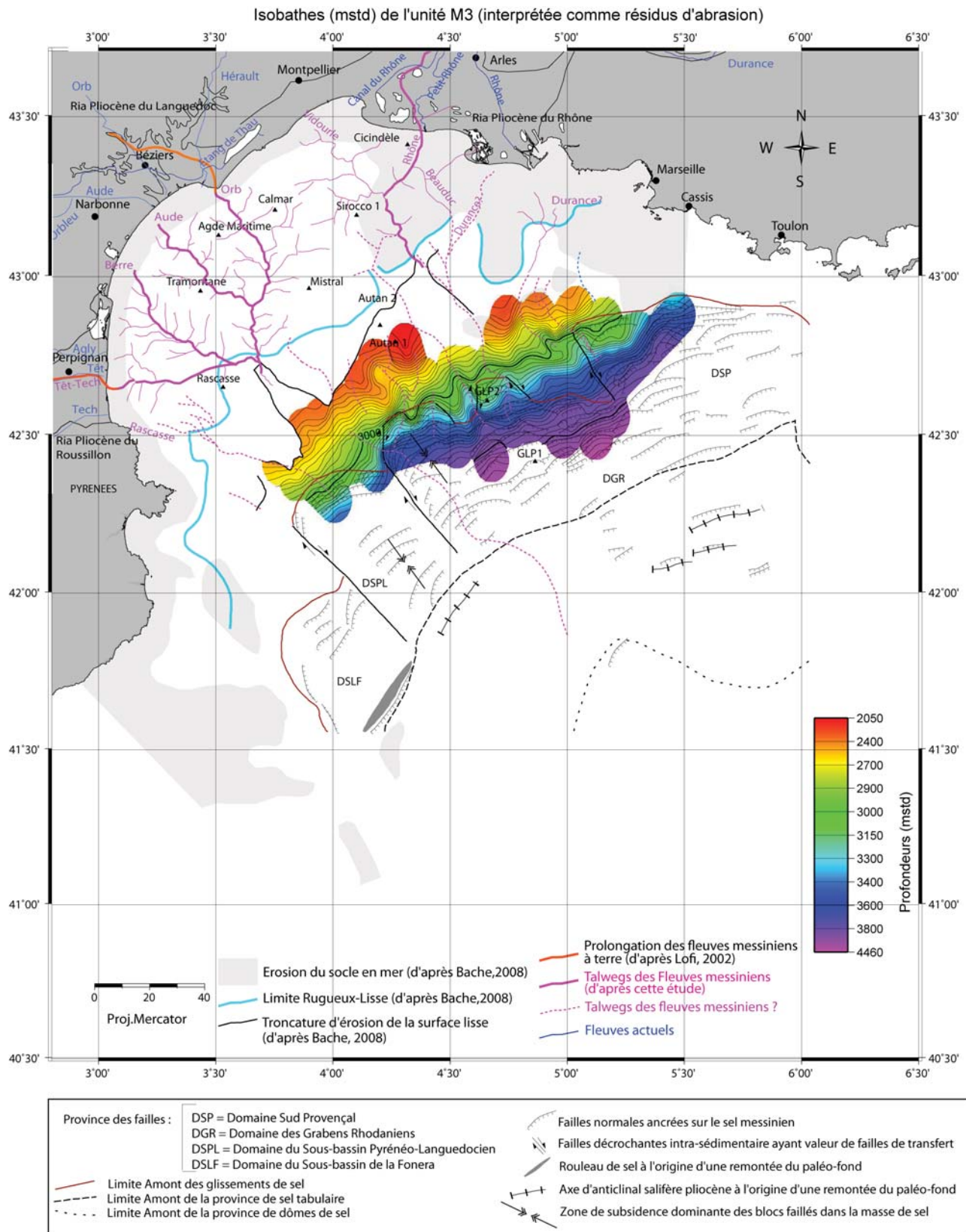


FIGURE 5.42 – Morphologie du toit de l'unité M3. Les incisions des fleuves messiniens ont été repérées à partir de la carte de [Guennoc et al., 2000]. Elles sont complétées dans les vallées du Roussillon et du Languedoc par les données de [Lofi, 2002]. Les contours des rias pliocènes du Rhône sont issus de [Clauzon, 1982], ceux des rias du Languedoc et du Roussillon sont tirés de [Lofi, 2002]. Les éléments de tectonique salifère sont issus de [DosReis, 2001]. Isocontours tous les 50 mstd.

5.3.1.2 Plio-Pleistocène

Morphologie de P7

L'extension de l'unité P7 (fig. 5.43) est restreinte au plateau de l'époque, elle n'a pas été pointée dans le bassin.

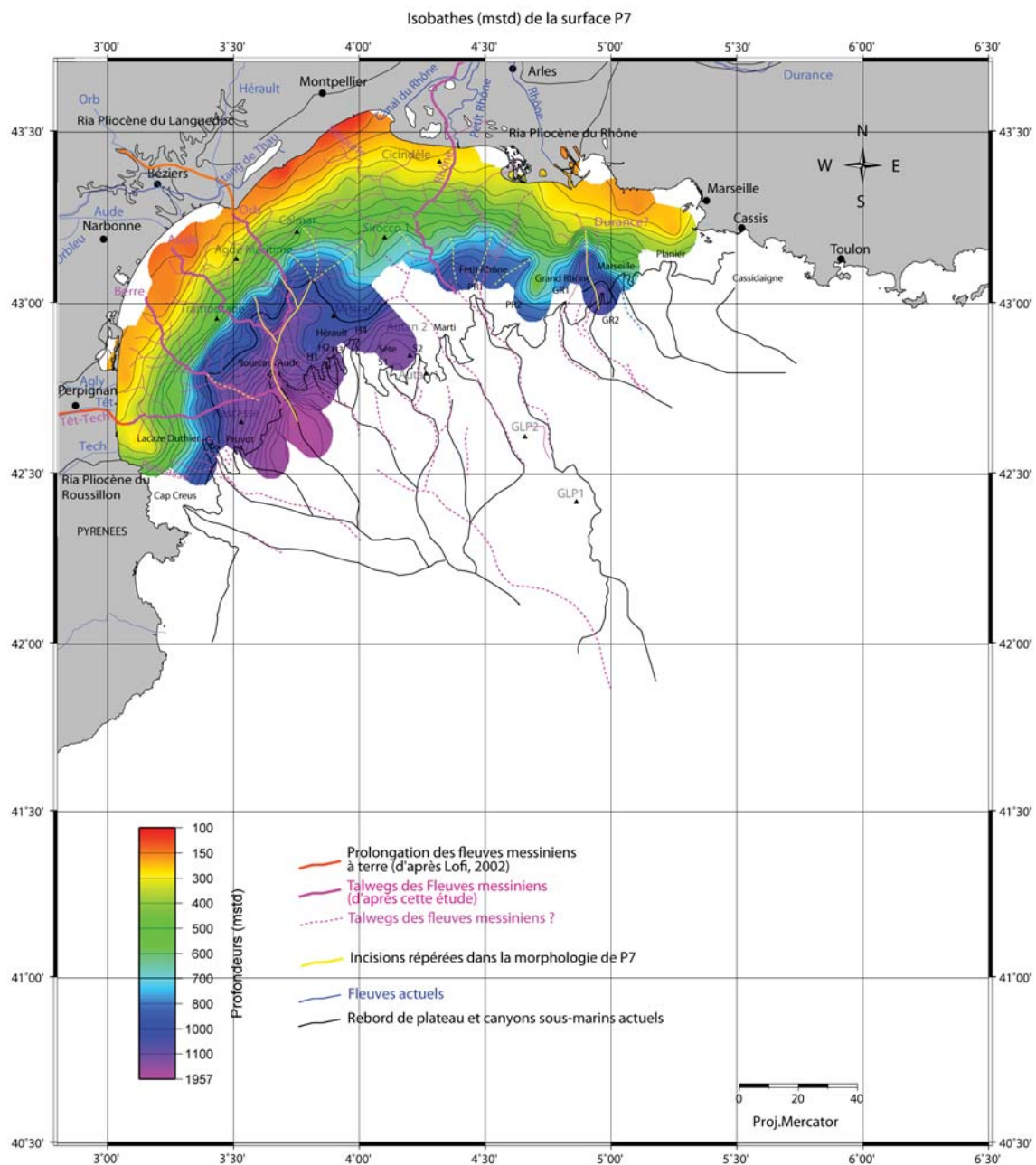


FIGURE 5.43 – Morphologie de la surface P7. Les incisions des fleuves messiniens ont été repérées à partir de la carte de [Guennoc et al., 2000]. Elles sont complétées dans les vallées du Roussillon et du Languedoc par les données de [Lofi, 2002]. Les contours des rias pliocènes du Rhône sont issus de [Clauzon, 1982], ceux des rias du Languedoc et du Roussillon sont tirés de [Lofi, 2002]. En noir, le rebord de plateau actuel (-120 m) et le réseau des canyons sous-marins actuels. Isocontours tous les 50 mstd.

Cette unité se situe à des profondeurs comprises entre 100 et 2000 mstd. Elle présente une morphologie arquée avec une pente globale relativement régulière orientée NO-SE. Cette surface présente une topographie héritée de l'évènement messinien avec les incisions des branches Est et Ouest du réseau fluvial messinien encore visibles (ou éventuellement reprises ?).

Morphologie de P11

L'extension de P11 (fig 5.44) couvre la totalité de l'actuel plateau, excepté près de la côte actuelle où l'unité se termine en *toplap* et se poursuit dans le bassin avec des profondeurs comprises entre 100 et 4500 mstd. Notons que l'extension de nos cartes isobathes de P11, PXX, Q5 et Q10 au niveau du littoral marseillais est plus floue que sur le reste de la plate-forme car la résolution des profils 84RM et 80GL est moindre. Ces surfaces, si elles ne sont pas cartées

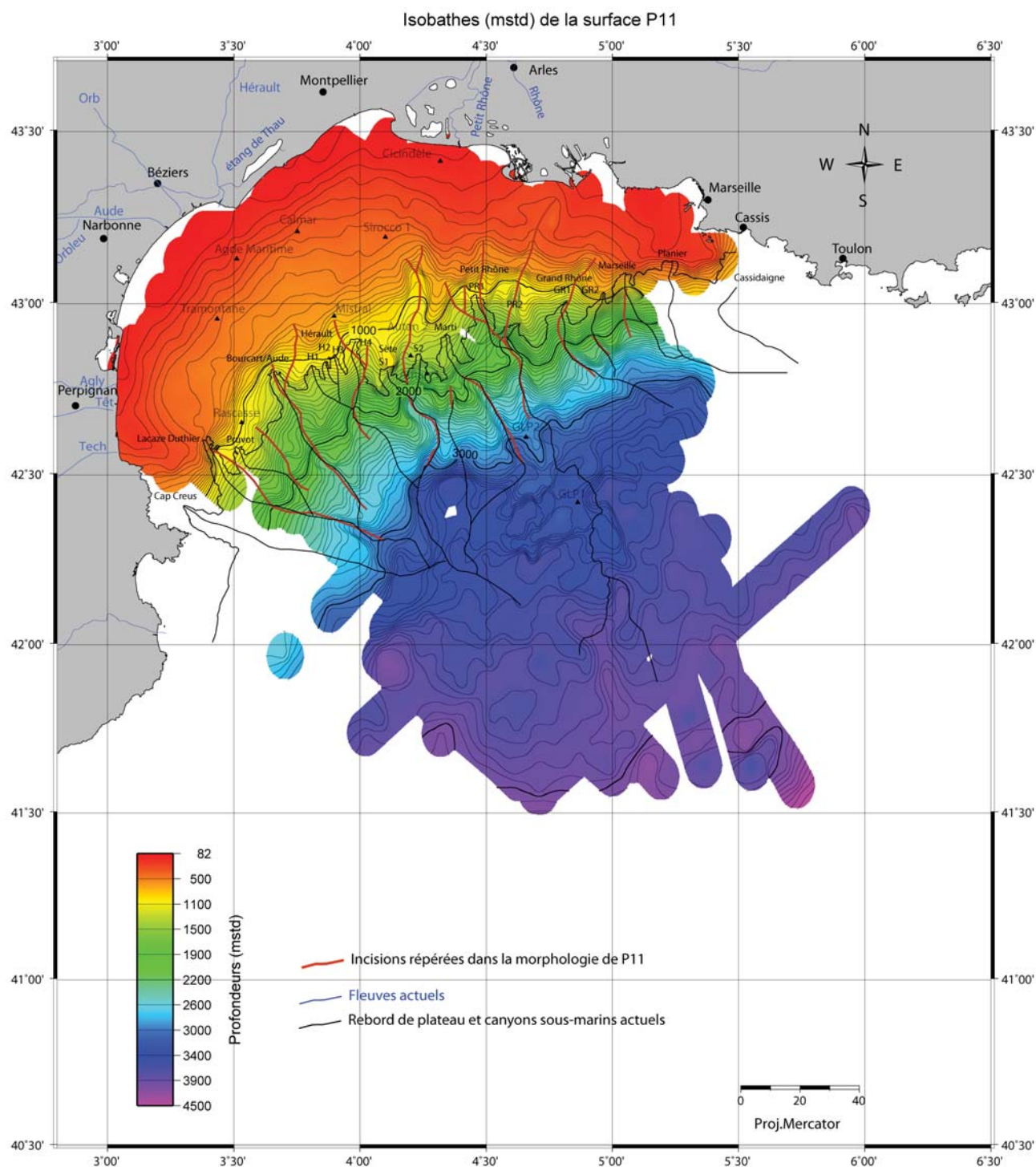


FIGURE 5.44 – Morphologie de la surface P11. Les incisions repérées dans la morphologie de cette surface ont été retracés (en rouge) à partir des isobathes. En noir, le rebord de plateau actuel (-120 m) et le réseau des canyons sous-marins actuels. Isocontours tous les 50 mstd.

ici se prolongent bel et bien vers l'Ouest. Il nous a également été difficile de prolonger ces surfaces plus en aval dans le bassin à cause de la tectonique salifère, ainsi qu'à l'Ouest à cause de la présence des canyons Lacaze Duthier et Cassidaigne.

La sédimentation entre P7 et P11 a lissé les reliefs subsistants encore à P7 (fig. 5.44), mais les directions structurales restent similaires (NO-SE). La pente est moins accidentée et un rebord de plateau apparaît plus nettement qu'à P7. Il est toutefois moins marqué qu'à Q10 (fig. 5.46) et Q5 (fig. 5.47) car la pente est plus régulière (isobathe 2000 mstd quasi équidistant des isobathes 1000 mstd et 3000 mstd), excepté sur la bordure occidentale où les isobathes entre 500 et 1000 mstd sont très resserrées. La rupture de plateau est donc plus marquée côté pyrénéen/languedocien que côté rhodanien. La pente entre les isobathes 1000 et 2000 mstd semble également plus faible côté rhodanien.

Des canyons apparaissent : les talwegs des canyons Bourcart/Aude et du Petit Rhône sont marqués, et l'on devine aussi le début d'incision des canyons Pruvot, des Doigts du Diable (H1, H2, H3), des canyons de Sète et de l'Hérault. A noter que le canyon du Petit Rhône est à l'époque décalé vers l'Est par rapport à l'actuel.

Morphologies de PXX et de Q10

Les topographies de PXX (fig. 5.45) et de Q10 (fig. 5.46) se différencient de celle de P11 par des profondeurs actuelles légèrement décroissantes (respectivement 100 à 4350 mstd et de 60 à 4150 mstd), une pente du plateau qui s'adoucit avec le temps et un rebord de plateau qui prograde vers le bassin. Les incisions des canyons varient dans le temps et l'espace : elles sont détaillées et comparées un peu plus loin dans ce chapitre. On note toutefois, à Q10, la confluence des canyons de Sète (S2) et de Marti.

Morphologie de Q5

Notons que sur l'ensemble du plateau, Q5, dans sa partie la plus amont, s'achève en *toplap* avec la surface du fond. Une lacune de données apparaît également au milieu de la fig. 5.47 au niveau de la tête de canyon du Petit Rhône. Elle correspond à une zone peu ou non couverte associées à une interpolation qu'on a volontairement minimisée sur toutes nos cartes.

La surface D30/Q5 présente une morphologie similaire à celle du fond actuel : un plateau large peu penté, une pente marquée entre 300 et 2000 mstd, de direction NO-SE, et un bassin se prolongeant jusqu'à 4000 mstd environ. L'incision de l'ensemble des canyons actuels est bien visible en particulier pour les têtes des canyons Bourcart/Aude et Hérault.

Morphologie du fond actuel

Les grands traits morphologiques (fig. 5.48) déjà connus de la marge du Golfe du Lion sont repérables : un large plateau en arc de cercle dont la pente s'avère très faible et accélère brutalement au niveau de l'isobathe 300 mstd environ. La pente (300 à 2000 mstd environ), orientée NO-SE, est entaillée de nombreux canyons. En aval, le bassin se situe à une profondeur d'environ 3000-3500 mstd.

La résolution de notre carte isobathes du fond établie avec nos profils sismiques est très satisfaisante. La bordure de plate-forme est très bien visible, ainsi que l'incision des têtes de canyons. Avec cependant une résolution relative à la densité de nos profils. On s'aperçoit ainsi que les canyons de Cap Creus à l'extrême Ouest de la bordure de plate-forme et Cassidaigne à l'extrême Est sont moins bien imagés à cause d'un manque local de données. La morphologie des têtes de tous les autres canyons (d'Ouest en Est : Lacaze Duthier, Pruvot, Bourcart, les canyons de l'Hérault (les doigts du Diable (H1, H2 et H3) + H4), de Sète, Catherine Laurence, Marti, celui du Petit et Grand Rhône, de l'Estaque, de Marseille et enfin du Planier) se distinguent nettement. Les talwegs de l'ensemble des canyons (excepté celui de Cassidaigne) sont également très bien dessinés jusqu'à l'isobathe 2000 mstd, parfois jusqu'à 3000 mstd pour le canyon du Petit Rhône. On peut toutefois souligner la présence d'un artéfact au Nord du Cap Creus, artéfact lié à l'interpolation de notre grille. La bordure du plateau nord-est espagnol se devine. Cette carte met d'ailleurs en évidence la présence d'un canyon sous-marin prolongeant le fleuve El Ter en mer.

5.3.2 Evolution morphologique de la marge au Plio-Pléistocène

5.3.2.1 Progradation de la marge au Plio-Pléistocène

La fig. 5.49, déduite de la stratigraphie sismique et de nos cartes, montre la reconstruction progressive de la plate-forme depuis le début du Pliocène. Les rebords de plate-forme successifs ont été approximés à un isobathe pour chaque intervalle stratigraphique. Le rebord de plate-forme *post*-messinien est grossièrement estimé au niveau du trait de côte actuel, légèrement décalé vers l'aval par endroit.

La marge se reconstruit selon une forme arquée parallèlement au trait de côte actuel. Au fur et à mesure du temps et de l'avancée du plateau, cette forme en arc de cercle s'amointrit et le rebord de plateau tend à devenir plus rectiligne. C'est pourquoi, d'une manière générale, **la progradation est maximale au centre de la marge** (entre les forages Calmar, Sirocco ou Mistral-Autan2).

Le rebord de la plate-forme **fini-messinienne jusqu'à P7** (marron) prograde sur une distance moyenne d'environ 20 km, avec une avancée plus forte côté rhodanien : elle est maximale (40 km) face à Montpellier. Si l'on considère un

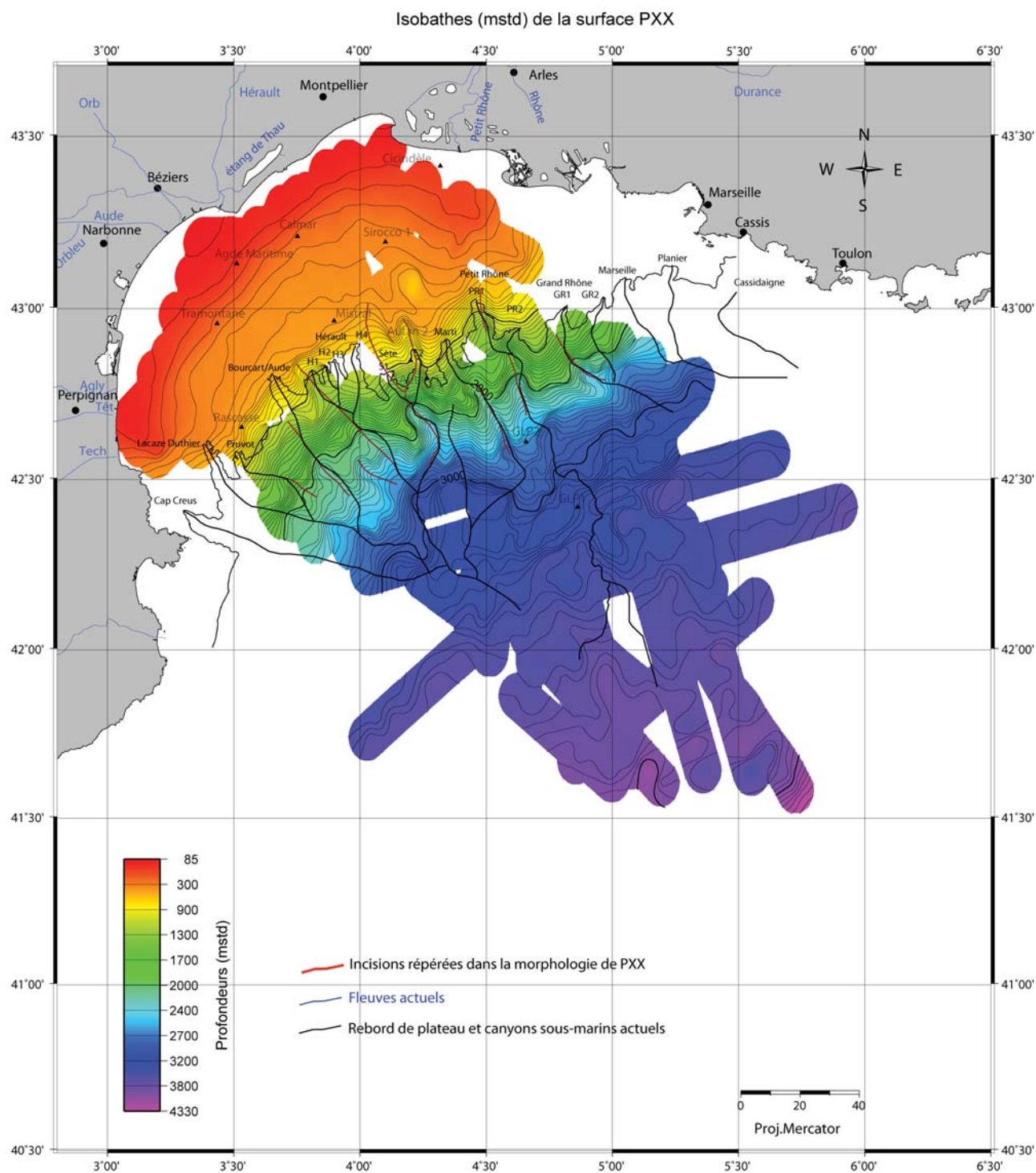


FIGURE 5.45 – Morphologie de la surface PXX. Les incisions repérées dans la morphologie de cette surface ont été retracés (en rouge) à partir des isobathes. En noir, le rebord de plateau actuel (-120m) et le réseau des canyons sous-marins actuels. Isocontours tous les 50 mstd.

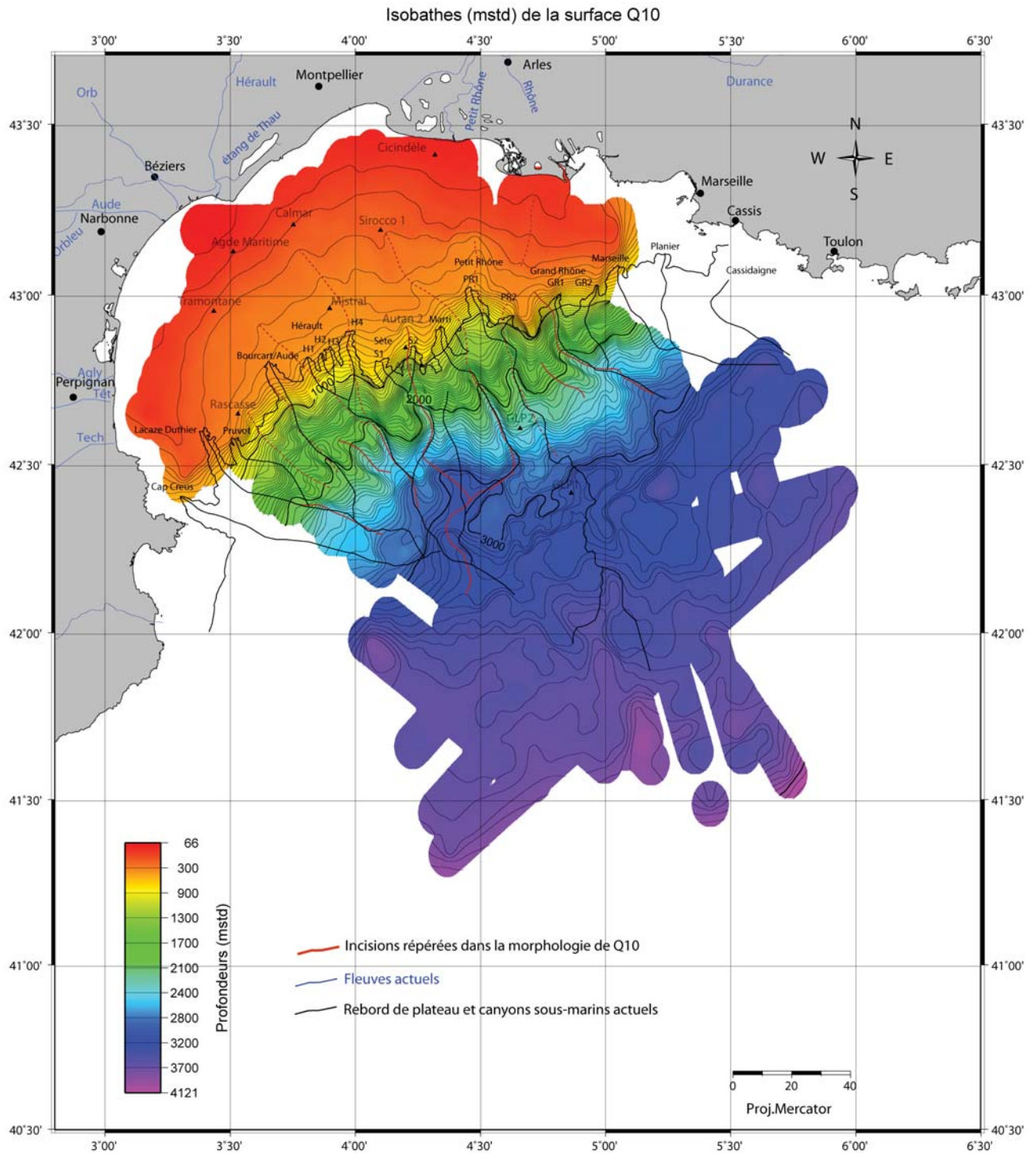


FIGURE 5.46 – Morphologie de la surface Q10. Les incisions repérées dans la morphologie de cette surface ont été retracés (en rouge) à partir des isobathes (en pointillés lorsqu'elles sont supposées). En noir, le rebord de plateau actuel (-120m) et le réseau des canyons sous-marins actuels. Isocontours tous les 50 mstd.

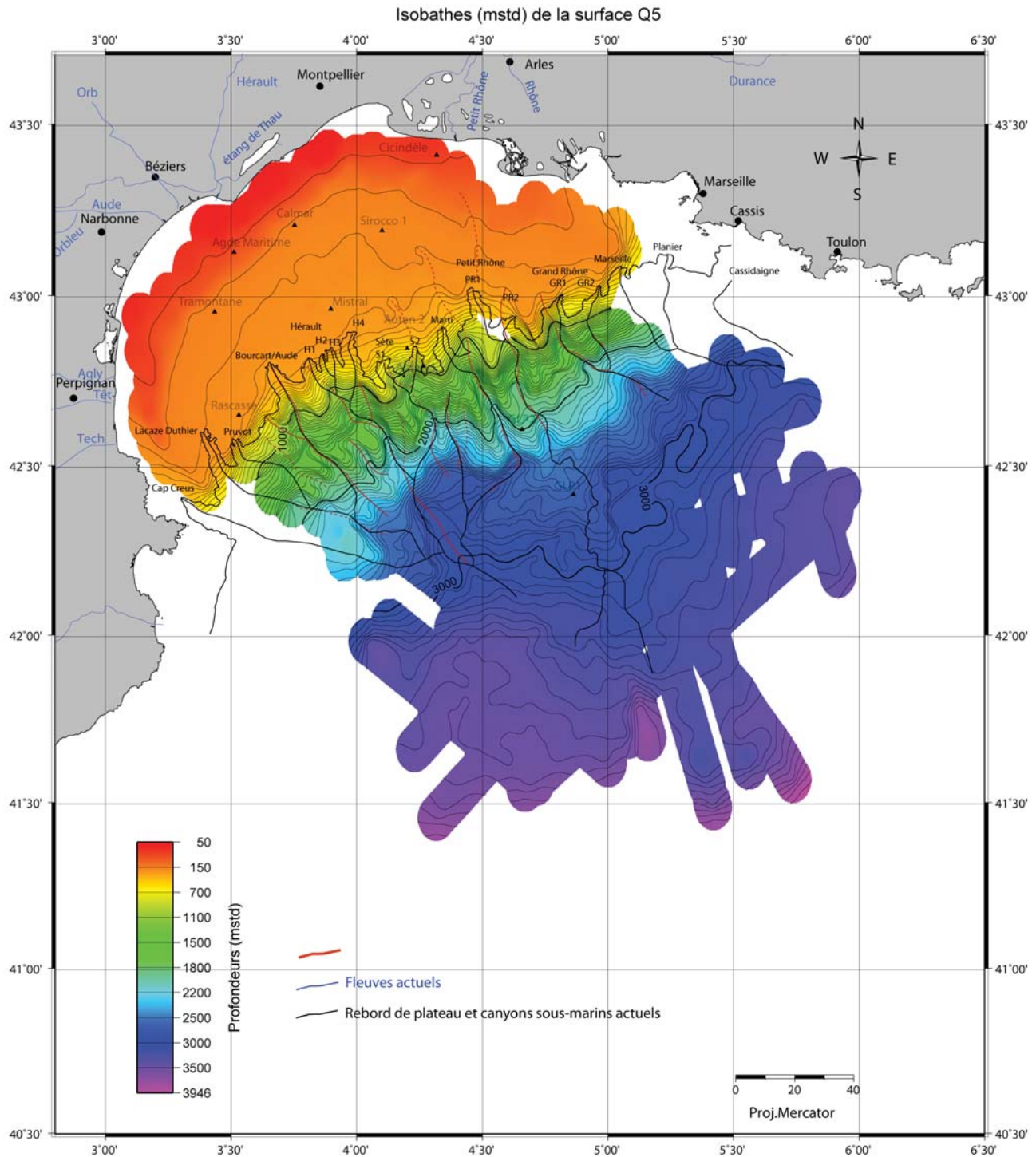


FIGURE 5.47 – Morphologie de la surface Q5. Les incisions repérées dans la morphologie de cette surface ont été retracés (en rouge) à partir des isobathes (en pointillés lorsqu'elles sont supposées). En noir, le rebord de plateau actuel (-120m) et le réseau des canyons sous-marins actuels. Isocontours tous les 50 mstd.

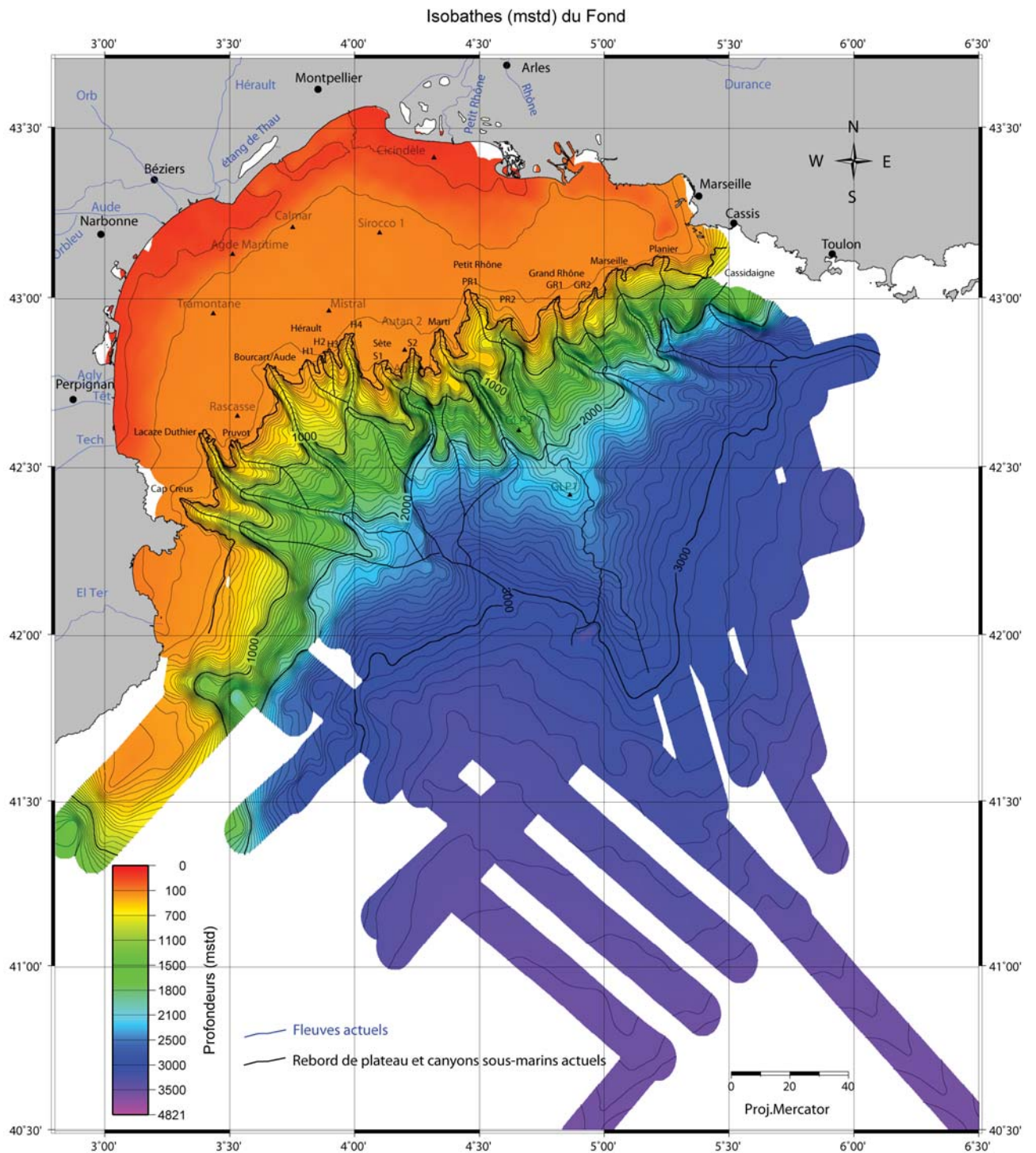


FIGURE 5.48 – Morphologie du fond actuel avec le rebord de plateau actuel (-120m). Les talwegs des canyons ont été retracés (en noir) à partir des isobathes. Isocontours tous les 50 mstd.

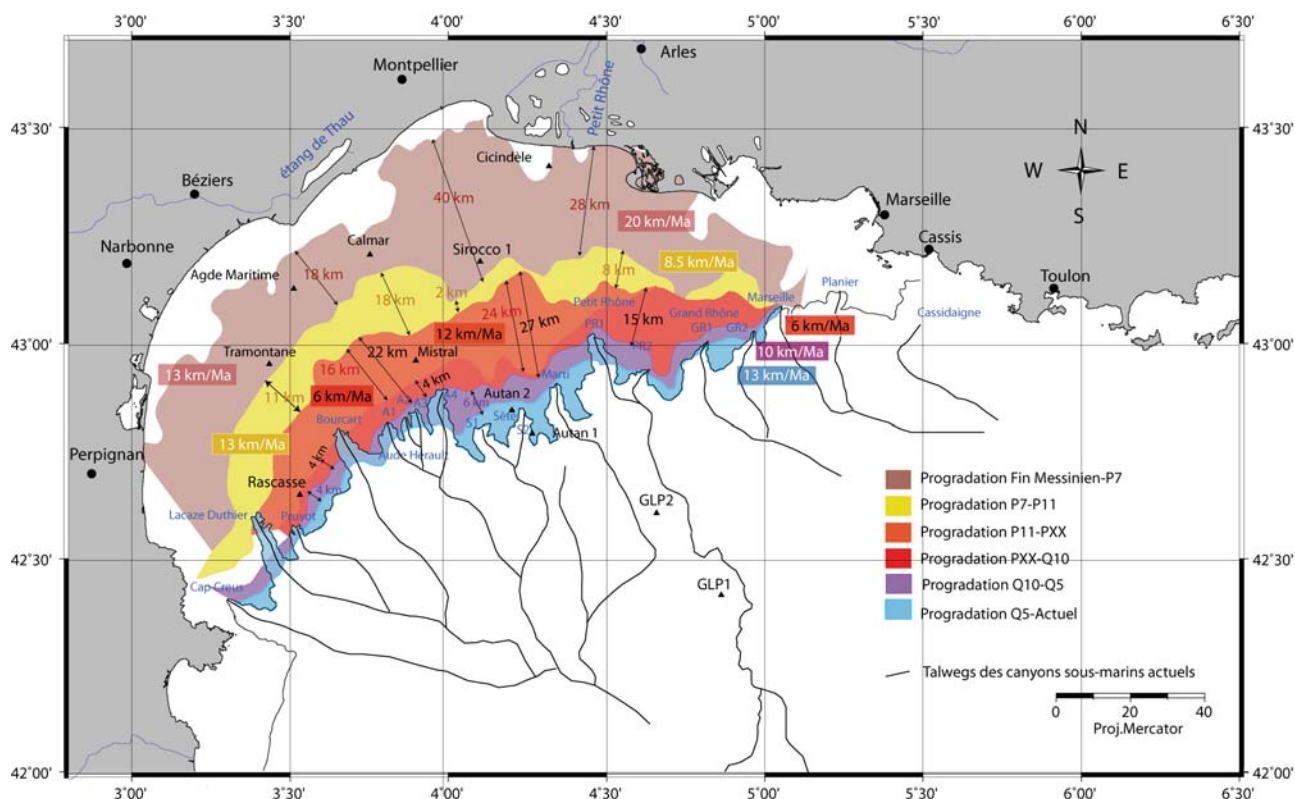


FIGURE 5.49 – Etapes de reconstruction du plateau au Plio-Pléistocène. La distance de progradation du plateau est indiquée sur chaque intervalle stratigraphique. Les vitesses de progradation du plateau sont précisées dans les cadres dont les couleurs correspondent aux différentes étapes de reconstruction. Les talwegs des canyons actuels ont été retracés.

âge de 3.8 Ma pour P7, le plateau se reconstruit alors à une vitesse moyenne de **13 km/Ma côté languedocien et de 20 km/Ma côté provençal**.

La progradation de **P7 à P11** (jaune) montre une tendance inverse, le plateau avance de 10 à 20 km côté pyrénéo-languedocien, et maximum de 10 km côté rhodanien. Ces 2 domaines (Est et Ouest) sont séparés par un décrochement visible du plateau au Sud-Ouest de Sirocco, zone où la progradation est la plus faible (2 km). Il en résulte des **vitesse de progradation moyenne d'environ 12.5 km/Ma à l'Ouest et de 8.5 km/Ma à l'Est**. Si la vitesse à l'Ouest reste donc constante depuis la fin du Messinien (5.33 Ma), la vitesse côté rhodanien a baissé de moitié entre 3.8 Ma et 2.6 Ma. Le rebord de plateau étant atteint rapidement à l'Est, et le domaine de pente caractérisé par des pentes fortes, on peut supposer que les sédiments alimentent fortement le bassin. Les distances de progradation de la plate-forme **entre P11 et Q10** (rouge) sont évaluées à 20 km en moyenne, atteignant 27 km au centre, réduite à moins de 15 km sur les bords occidentaux et orientaux. Le plateau poursuit donc sa reconstruction au début du Pléistocène avec une **vitesse moyenne de 12 km/Ma au centre et de 6 km/Ma sur les bords**. Si la vitesse côté Ouest reste constante depuis la fin du Messinien, **le plateau rhodanien semble accélérer sa reconstruction au début du Pléistocène**.

Entre P11 (2.6 Ma) et Q10 (0.9 Ma), nous avons segmenté l'évolution du plateau avec la surface intermédiaire PXX. Les progradations entre P11 et PXX (rouge clair) et PXX et Q10 (rouge foncé) sont donc distinguées au centre à à l'Ouest; côté rhodanien, PXX n'ayant pas été carté, l'intervalle (rouge foncé) au Nord des têtes de canyons du Grand Rhône correspond donc à la progradation totale P11-Q10. On remarque immédiatement que **sur l'intervalle P11-PXX le plateau avance 4 fois plus que sur l'intervalle PXX-Q10**. En attribuant un âge à 1.6 Ma à PXX, **les vitesses moyennes de progradation du plateau central sont estimées à 16 km/Ma entre 2.6 Ma et 1.6 Ma et à 6 km/Ma entre 1.6 Ma et 0.9 Ma**.

Le début du Pléistocène (2.6 Ma-1.6 Ma) semble donc marqué par des vitesses de progradation du plateau central très importantes. Mi-Pléistocène, ces vitesses se ralentissent fortement.

On peut noter sur la fig. 5.49, une zone érodée vers 2.6 Ma (par P11) au Nord-Est de la tête du canyon du Petit Rhône 2 (PR2).

Entre **Q10 et Q5** (violet), le plateau gagne environ 5 km de terrain à une **vitesse estimée à 10 km/Ma**.

Entre Q5 et l'actuel (bleu) le plateau montre des alternances de segments qui ont progradé (de 6 km en moyenne jusqu'au rebord de plateau actuel soit 13 km/Ma) au niveau des interfluves des canyons, avec des segments complètement érodés par les têtes de canyons actuels. Le canyon Lacaze-Duthier grignote même jusqu'au rebord de plateau établi à P11, Bourcart et Pruvot érodent le rebord de plate-forme PXX, et les têtes des canyons de l'Hérault

(H1, H2, H3, H4), du Petit Rhône 1 (PR1) entaillent profondément le plateau construit entre 0.9 Ma et 0.45 Ma ; les têtes des canyons du Grand Rhône (GR1 et GR2) et de Marseille érode plus légèrement cet intervalle sédimentaire. Les têtes de canyons Cap Creus, Sète et Marti n'entaillent, quant à elles, que la couverture depuis 0.45 Ma.

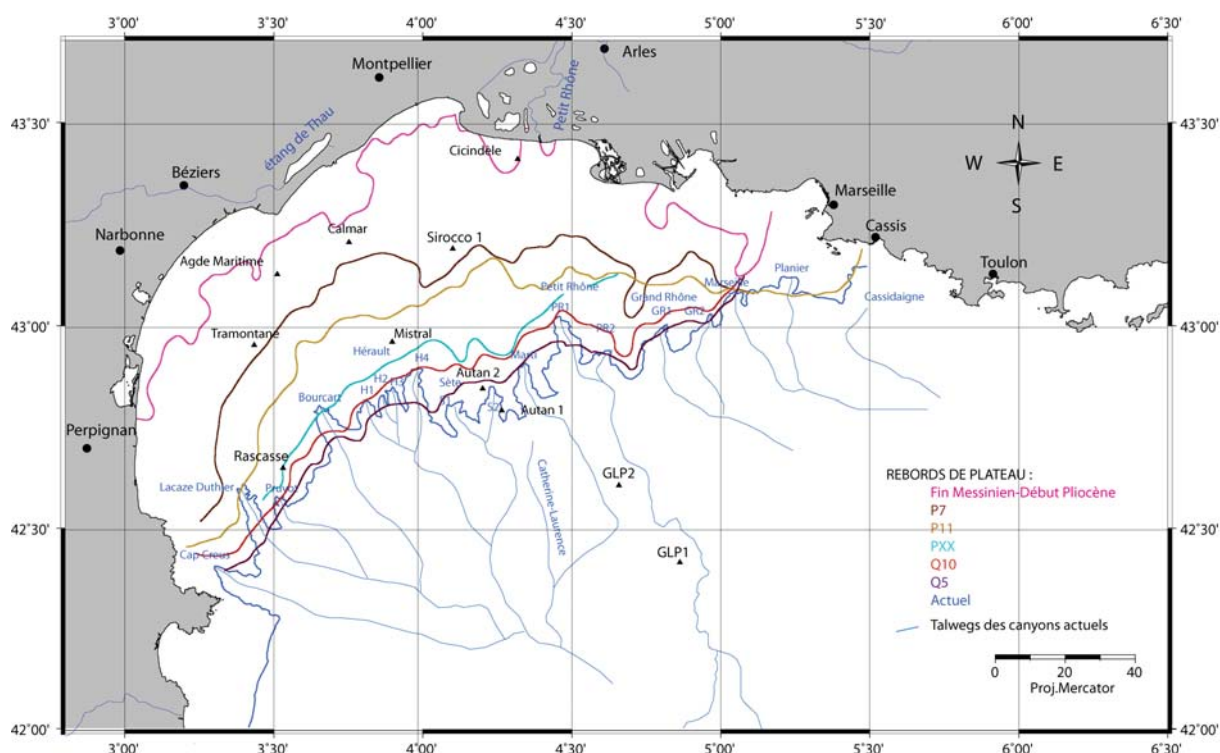


FIGURE 5.50 – Limites successives du rebord du plateau au Plio-Pléistocène. Les talwegs des canyons actuels ont été retracés.

Depuis 5.33 Ma, le plateau ne cesse de prograder sur l'ensemble de la marge. Les rebords successifs de plate-forme montrent le **caractère érosif particulièrement marqué des canyons depuis 0.45 Ma** (fig. 5.50). A cette date, [Rabineau et al., 2005] observe d'ailleurs une rétrogradation suivie d'une progradation, avec remplissage des canyons. Ce changement d'une tendance rétrogradante vers une tendance progradante suppose une incision axiale supérieure des canyons reliée aux cycles eustatiques de plus grande amplitude. L'incision axiale s'effectuant en bas niveau marin, cette observation semble confirmer le niveau marin particulièrement bas au niveau de la Q5 suggéré par les études détaillées du Quaternaire Supérieur [Rabineau et al., 2005], [Baztan et al., 2005], [Rabineau et al., 2006].

Nous pouvons également remarquer que le plateau rhodanien à 2.6 Ma (jaune sur la fig. 5.50) était déjà établi dans une position similaire à sa position actuelle (bleue).

5.3.2.2 Evolution spatio-temporelle du tracé des canyons plio-pléistocènes

Les incisions des fleuves messiniens pyrénéo-languedociens (rose sur la fig. 5.51) se connectent en aval à l'emplacement précis de l'actuel canyon Bourcart. Les fleuves du réseau messinien rhodanien, quant à eux, se prolongeraient dans le bassin au niveau des actuels talwegs des canyons Marti, Petit Rhône1 et Grand Rhône 1. On peut supposer qu'une autre source fluviale que le Rhône (tracé en rose épais) à l'extrême Est de la plate-forme messinienne soit responsable de l'entaille ouvrant la voie vers le talweg de l'actuel Grand Rhône. Il pourrait alors s'agir de la Durance Messinienne. A moins qu'il ne s'agisse d'une avulsion du Rhône.

Les pentes dans la morphologie du toit du Messinien (pointillés roses) impliquent des directions de transport *a priori* privilégiées vers le Sud *via* l'actuel emplacement des canyons de Sète (S1 et S2) et de la branche 1 du canyon de l'Hérault. Ces pentes confluent en un même point (indiqué par un point rose sur la fig. 5.51 au niveau de la latitude de GLP1), leur trajectoire adoptant alors une orientation NO-SE, se différenciant alors de l'orientation des pentes actuelles de ces canyons.

Des incisions sont également observées ou supposées dans la topographie de P7 (fig. 5.43 et fig. 5.51). Les incisions sur la plate-forme occidentale (en traits pleins noirs) se superposent au paléoréseau de l'Orb messinienne (branche la plus orientale du réseau pyrénéo-languedocien) et au paléo-réseau de la Berre. Ces incisions représentent les entailles non comblées des paléo-fleuves messiniens (cf. carte isopaque des dépôts entre le toit du Messinien et P7 fig. 5.68).

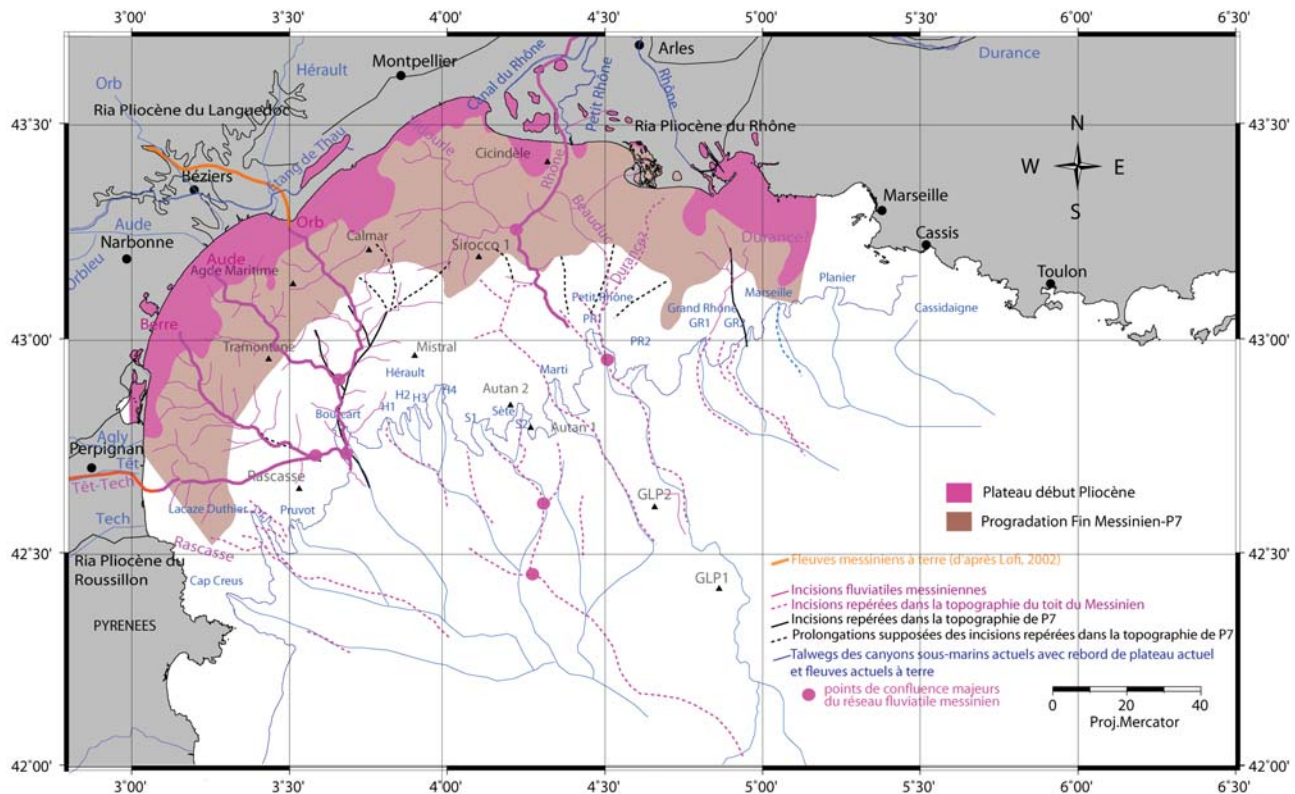


FIGURE 5.51 – Position des incisions de canyons repérés entre le Messinien et P7. Il s'agit des premiers canyons repérés depuis le Messinien. Les incisions des fleuves messiniens ont été repérées à partir de la carte de [Guennoc et al., 2000]. Elles sont complétées dans les vallées du Roussillon et du Languedoc par les données de [Lofi, 2002]. Les contours des rias pliocènes du Rhône sont issus de [Clauzon, 1982], ceux des rias du Languedoc et du Roussillon sont tirés de [Lofi, 2002]. Le rebord de plateau et les talwegs des canyons actuel sont également tracés en guise de repère.

En revanche d'autres incisions (pointillés noirs et traits pleins noirs à l'extrême Est de la plate-forme) ne se superposent pas au paléo-réseau messinien : il s'agirait alors d'incisions effectivement creusées entre 5.33 Ma et 3.8 Ma. Le rebord de plateau à P7 montre d'ailleurs une limite accidentée, ces accidents semblant être corrélés aux incisions pointées (traits et pointillés noirs) : l'extension du plateau est réduite au niveau de ces incisions, tandis qu'elle est maximale de part et d'autres, laissant penser alors à des interfluves (ex. au Sud de Sirocco ou au promontoire entre les canyons actuel du Petit et Grand Rhône). Quelques canyons existaient donc déjà avant P11 (estimé à 2.6 Ma par [Rabineau, 2001]). On repère ainsi :

- 3 incisions prolongeant la partie aval de l'Orb messinienne mais s'orientant vers l'Est vers l'amont jusqu'au niveau du forage Calmar en amont du rebord de plateau de l'époque. L'Orb messinienne aurait migré vers l'Est,
- des incisions à l'Est du forage Sirocco en amont des têtes actuelles du Petit Rhône (PR1),
- et, une dernière incision, la plus orientale, atteignant le rebord de plateau. Elle est orientée Nord-Sud et décalée vers l'Est par rapport au réseau fluvial messinien. Elle se situe sous la tête actuelle 2 du Grand Rhône (GR2), et implique également une migration avale vers l'Est par rapport au Messinien.

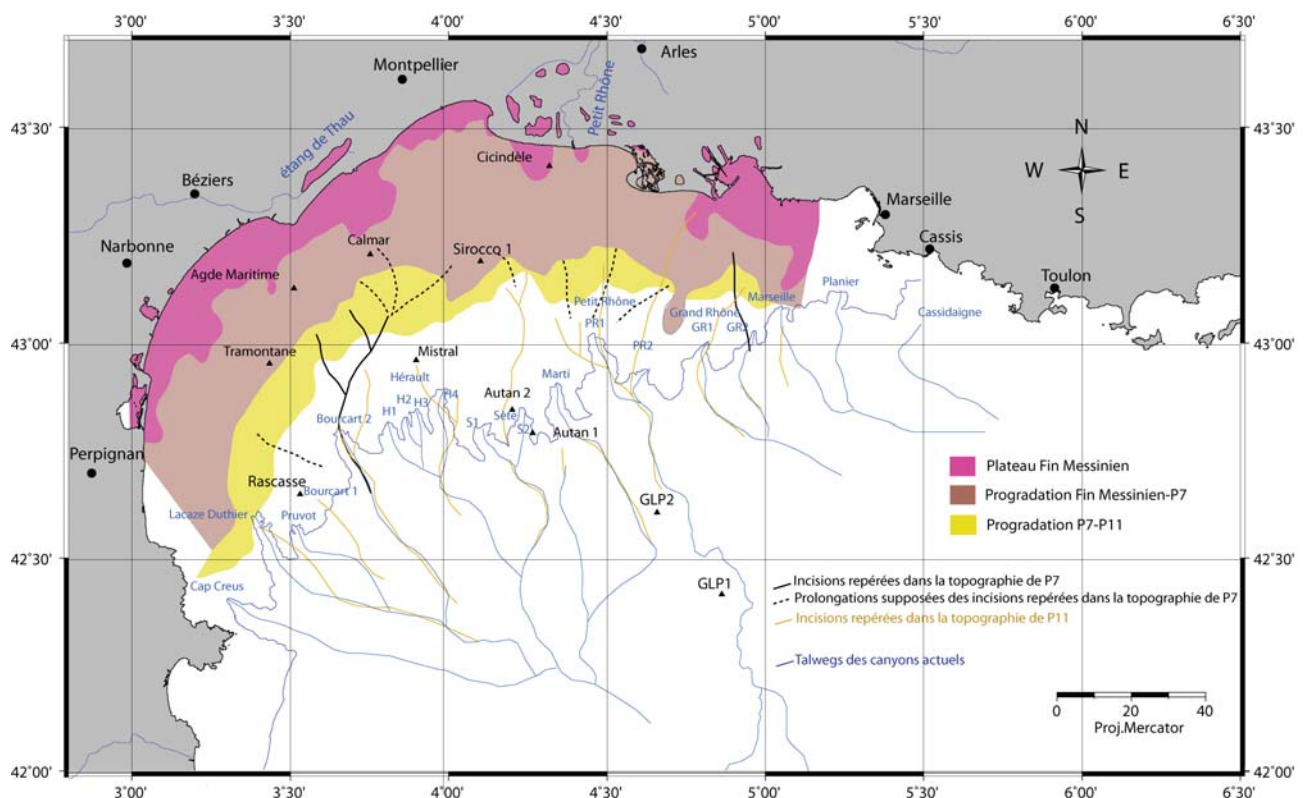


FIGURE 5.52 – Position des incisions de canyons repérés entre P7 et P11 (3.8 Ma-2.6 Ma). Le rebord de plateau et les talwegs des canyons actuels sont également tracés en guise de repère.

Entre P7 et P11, tandis que le plateau prograde, le nombre et l'extension des incisions (jaune sur la fig. 5.52) augmentent sur la pente. Les canyons Lacaze-Duthier, Pruvot, Bourcart (1 et 2), la branche H4 du canyon de l'Hérault, le canyon de Sète, de Marti, du Petit Rhône (PR1 et PR2), du Grand Rhône (GR1) et de Marseille se mettent en place avec des tracés dans leur partie aval relativement semblables à ceux actuels, notamment côté rhodanien. A l'Ouest, la position de ces talwegs se superpose moins bien aux tracés actuels. La partie amont des talwegs des canyons Lacaze Duthier, Pruvot et la branche 2 de Bourcart sont en effet nettement décalés vers l'Est par rapport aux branches actuelles visibles. Il y a donc eu migration globale vers l'Ouest des canyons de la plate-forme entre P11 et l'actuel. La branche de Bourcart qui incise le plus vers l'amont s'avère décalée vers l'Est par rapport à l'incision repérée dans la topographie de P7. Les branches H1, H2 et H3 du canyon de l'Hérault ne sont pas encore établies, l'incision au niveau de l'actuel canyon de Sète ne correspond ni à S1, ni à S2, et le canyon Marti a commencé à inciser en aval, mais reste loin d'une connexion éventuelle avec un fleuve de la plate-forme. Les incisions au niveau de Bourcart, de l'Hérault, de Sète, du Petit et Grand Rhône se développent jusqu'au rebord de plateau, la branche PR2 creusant même presque jusqu'au trait de côte actuel. La connexion avec un fleuve rhodanien à terre y semble évidente.

Entre P11 et PXX (fig. 5.53) se développent les branches H1 du canyon de l'Hérault et S1 du canyon de Sète. Les incisions ont une nette tendance à une progradation vers le bassin. Tandis que l'incision du canyon Marti n'évolue

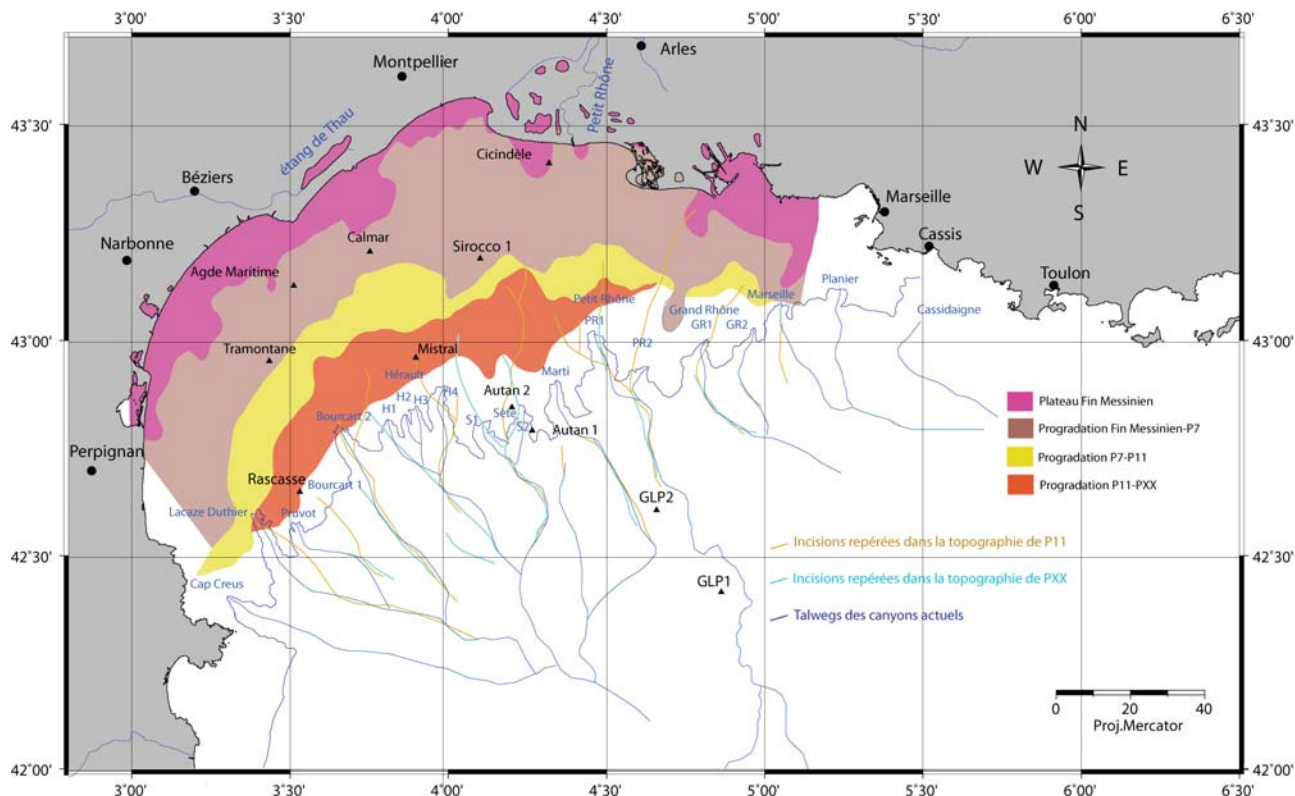


FIGURE 5.53 – Position des incisions de canyons repérés entre P11 et PXX (2.6 Ma-1.6 Ma). Le rebord de plateau et les talwegs des canyons actuel sont également tracés en guise de repère.

pas depuis 2.6 Ma, certaines semblent disparaître, la tête du canyon est alors remplie : c'est notamment le cas de PR2 et de H4. La sédimentation prend le pas sur l'incision relativement faible : la chute du niveau marin à PXX est de moindre ampleur qu'à P11. D'autres incisions, comme celle du canyon Pruvot, tendent à se rapprocher de leur configuration actuelle après migration vers l'Ouest.

Entre PXX et Q10 (fig.5.54), les tracés des incisions précédemment observées se prolongent vers l'aval. Autour de Q10 (0.9 Ma), les pointillés rouges déduits des pentes de nos cartes prolongent également les incisions très loin en amont, parfois jusqu'à la plate-forme interne (GR1, Marti, H1 et H4, PR1 et PR2), suggérant 4 connexions des fleuves aux têtes de canyons. Le canyon Marti semble donc beaucoup plus actif à cette période. S2 fonctionne également (avec un tracé ayant migré vers l'Est), tandis que l'incision de S1 n'est plus visible. L'incision de la branche 1 de Bourcart apparaît également plus clairement qu'à PXX. Le réseau de canyons est donc plus continu et plus incisé.

Entre Q10 et Q5 (fig. 5.55), le canyon Catherine-Laurence (entre Sète et Marti) se met en place, la branche 2 du canyon du Grand Rhône commence à inciser, et le tracé de certains canyons migre plus ou moins. GR1 migre légèrement tandis que les canyons de Sète et du Grand Rhône migrent de plus de 10 km vers l'Ouest entre Q10 et aujourd'hui, le canyon de Sète se raccorde il y a 1 Ma au talweg de Marti et non pas au talweg de l'Hérault. Les canyons de Lacaze Duthier, Pruvot et la branche 2 du Grand Rhône (GR2) se développent alors, ainsi que les branches H2 et H3 du canyon de l'Hérault. La plupart des incisions progradent (Marti, les 2 branches de Bourcart, H4 de l'Hérault).

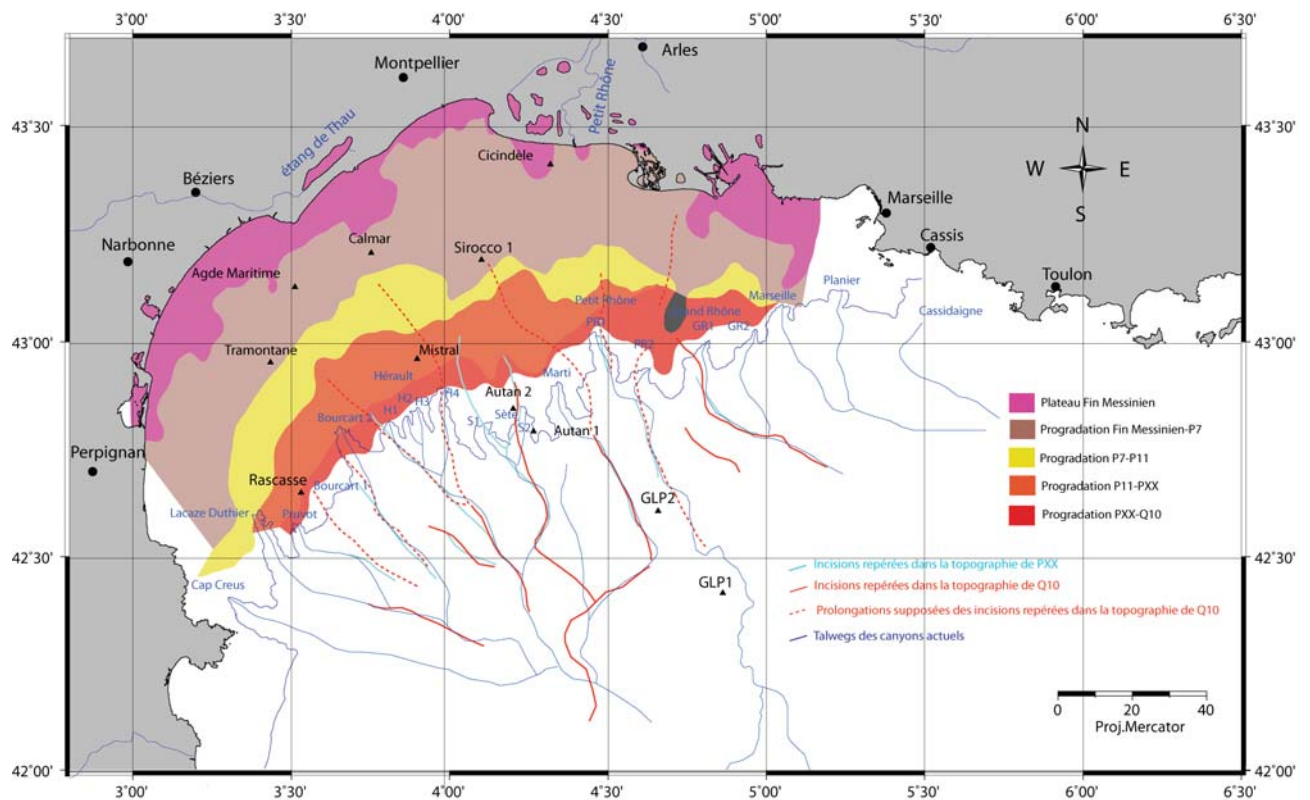


FIGURE 5.54 – Position des incisions de canyons repérés entre PXX et Q10 (1.6 Ma-0.9 Ma). Le rebord de plateau et les talwegs des canyons actuel sont également tracés en guise de repère.

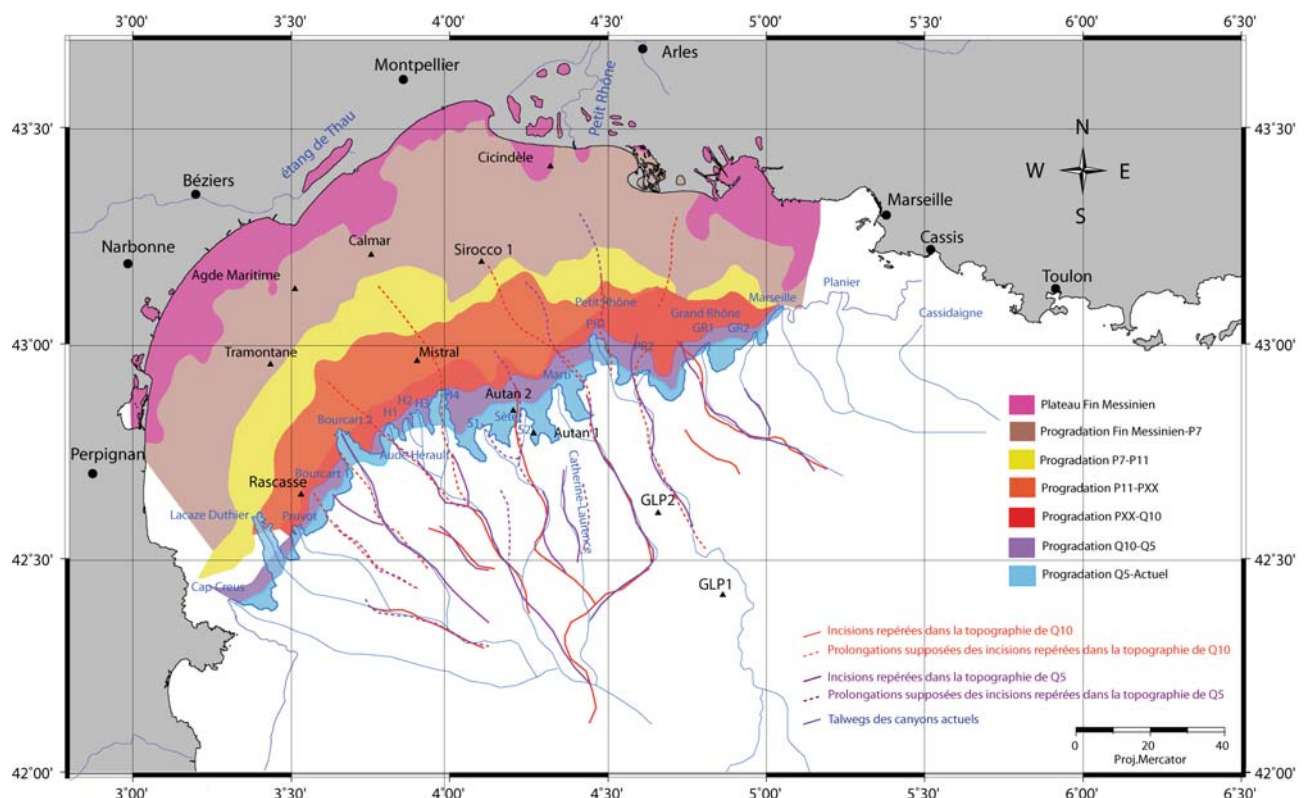


FIGURE 5.55 – Position des incisions de canyons repérés entre Q10 et l'actuel (depuis 0.9 Ma).

L'analyse des cartes précédentes montre que, d'une manière générale, les têtes de canyons progradent vers l'aval en parallèle de la progradation générale de la plate-forme. Dans le détail, une chronologie approximative de mise en place et d'évolution des canyons a pu être déduite :

- Au Messinien, les entailles fluviales aériennes tracent la voie des futurs canyons Bourcart, Hérault 1 (H1), Sète (S1 et S2), Marti, Petit Rhône 1 (PR1) et Grand Rhône 1 (GR1).
- Des incisions sont visibles dans la topographie dès P7 (supposés vers 3.6-3.8 Ma) indiquant l'emplacement de premiers canyons post-messinien constituant les voies privilégiées de transport de sédiments dans le bassin. Ces incisions traduisent également des migrations locales de pente vers l'Est par rapport au Messinien.
- Vers 2.6 Ma, d'Ouest en Est, de nombreuses incisions sont visibles : Lacaze-Duthier, Pruvot, Bourcart, la branche H4 de l'Hérault, le canyon de Sète (branche indifférenciée de S1 et S2), du Petit Rhône (PR1 et PR2), du Grand Rhône (GR1) et de Marseille. PR2 semble particulièrement bien marqué.
- Entre 2.6 Ma et 0.9 Ma, l'ensemble des canyons se creusent et les talwegs actuels apparaissent. Entre 2.6 Ma (P11) et 1.6 Ma (PXX) apparaissent ainsi les branches H1 du canyon de l'Hérault et S1 du canyon de Sète. Entre 1.6 Ma et 0.9 Ma, le canyon Marti, et les branches 1 du Grand Rhône, 1 et 2 du Petit Rhône, et 1 et 4 de l'Hérault semblent particulièrement actives.
- Entre 0.9 Ma et 0.45 Ma, le canyon Catherine Laurence (entre Sète et Marti) se met en place et GR2 commence à inciser.
- Entre 0.45 Ma et l'actuel, l'incision des canyons est générale (excepté celle du Grand Rhône 1), notamment celles des canyons pas encore bien établis (Lacaze-Duthier, Pruvot, GR2, H2, et H3). On note que, depuis 0.9 Ma, les canyons de Sète et du Petit Rhône ont migré sur plus de 10 km vers l'Ouest.

NB : les canyons Cap Creus, Planier et Cassidaigne (et Marseille en partie) n'ont pas pu faire l'objet d'une analyse étant donnée l'extension de notre pointé sismique et de nos cartes.

5.3.3 Épaisseurs sédimentaires

5.3.3.1 Oligo-Miocène, Miocène *ante* messinien et Plio-pléistocène

Dans un premier temps, nous avons cherché à mettre en évidence la répartition spatiale de la sédimentation depuis le Paléogène jusqu'à aujourd'hui (fig. 5.56), et l'évolution des dépôts-centres entre l'Oligo-Miocène (fig. 5.57) et le Plio-Pléistocène (fig. 5.58). Les épaisseurs calculées correspondent respectivement aux sédiments déposés entre le Substratum Mésozoïque et le fond marin actuel (épaisseur totale), entre le Substratum Mésozoïque et le toit du Messinien et enfin entre le toit du messinien et le fond actuel.

Le bassin liguro-provençal naît d'un *rifting* oligo-aquitainien. Les premiers sédiments syn et post-rift conservés, les sédiments oligo-miocènes sont préférentiellement déposés dans les dépressions du substratum (fig. 5.57 et 5.32). C'est logiquement le cas du graben central (plus de 2000 mstd de dépôt), et également de sa prolongation vers le Sud-Est. Il existe donc aussi une forte épaisseur de sédiment dans le bassin profond. Les zones de haut de substratum, d'accommodation réduite, correspondent aux zones de plus faible accumulation sédimentaire (inférieure à 750 mstd). La morphologie du Substratum mésozoïque contraint ainsi fortement la sédimentation oligo-miocène.

Épaisseurs sédimentaires oligo-miocènes vs plio-pléistocènes

La comparaison des cartes d'épaisseurs de sédiments oligo-miocènes (fig. 5.57) et plio-pléistocènes (fig. 5.58) montre une migration des dépôts-centre vers l'Est. La moitié Sud-Ouest du Golfe du Lion reçoit l'essentiel des sédiments oligo-miocènes, les dépressions y étant particulièrement marquées (cf fig. 5.32). Les dépressions du Substratum côté rhodanien, quant à elles, ne seront comblées qu'au Plio-Pléistocène (fig. 5.58). Le rebord de plateforme miocène pré-messinien se situe en effet approximativement au niveau du rebord de plate-forme actuel [Gorini et al., 2005] puis [Bache, 2008]. Pendant l'évènement messinien, aucun dépôt ne se fait sur la plate-forme qui est exondée et soumise à l'érosion aérienne. C'est donc après la transgression zancléenne que les accumulations sédimentaires reprendront.

La très faible épaisseur des dépôts miocènes (inférieures à 300 mstd) sur la plate-forme côté oriental signifie également que la subsidence à l'Est est plus tardive. La subsidence miocène (subsidence messinienne incluse) sur la plate-forme orientale, minime, n'a pas créé l'espace nécessaire à la sédimentation, le plateau étant resté en position haute [Bache et al., 2010]. L'essentiel des dépôts oligo-miocènes se sont donc déposés dans le bassin en aval (2000 mstd de sédiments dans le domaine profond oriental (fig. 5.57).

Les épaisseurs de sédiments sur la fig. 5.59 suggèrent également un paléo-Rhône oligo-miocène tel qu'indiqué.

Une fois les dépressions occidentales du substratum comblées, les isobathes de la surface messinienne montrent

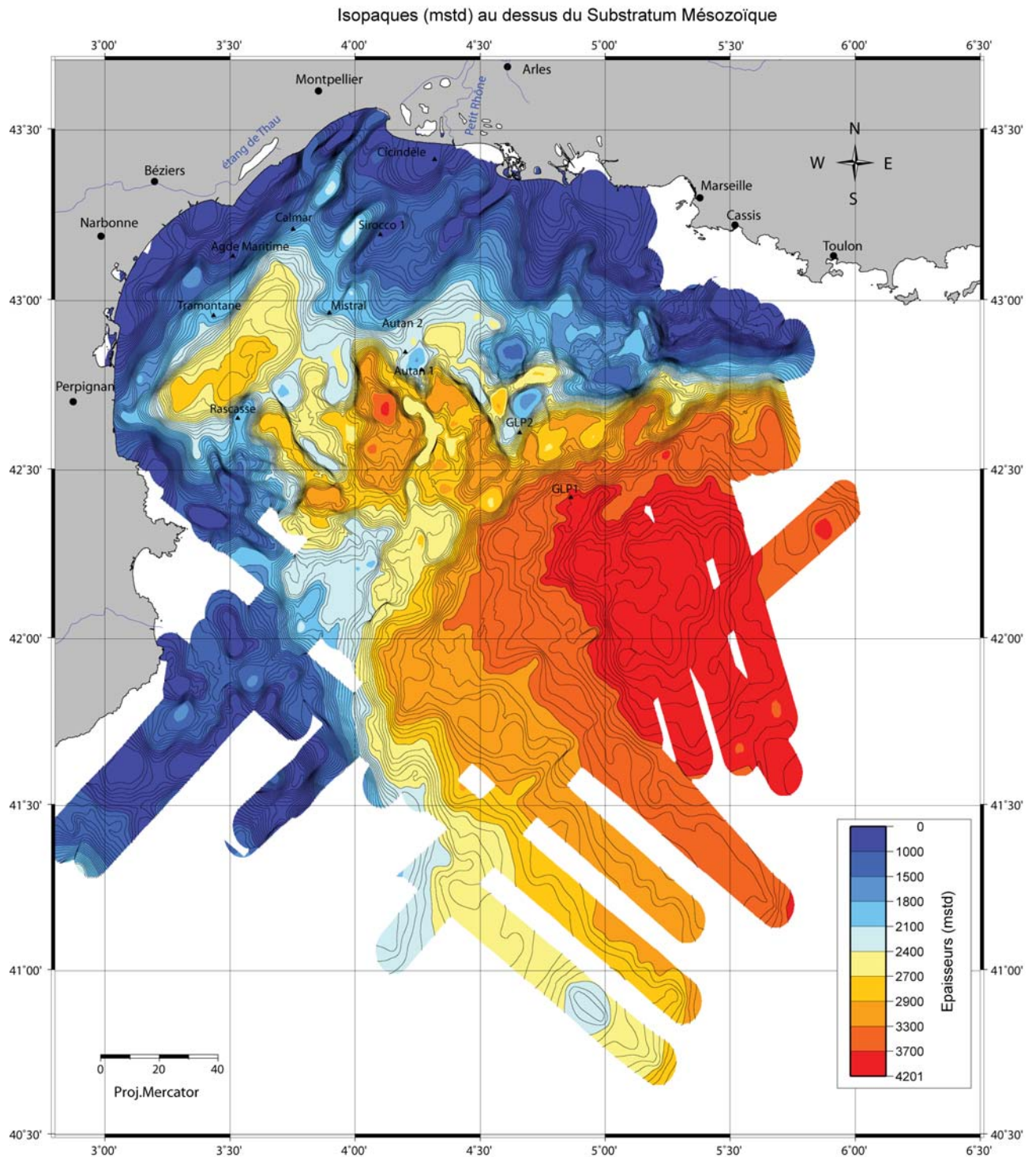


FIGURE 5.56 – Isopaques (mstd) de la totalité de la pile sédimentaire déposée sur le substratum Mésozoïque. Isocontours tous les 50 mstd.

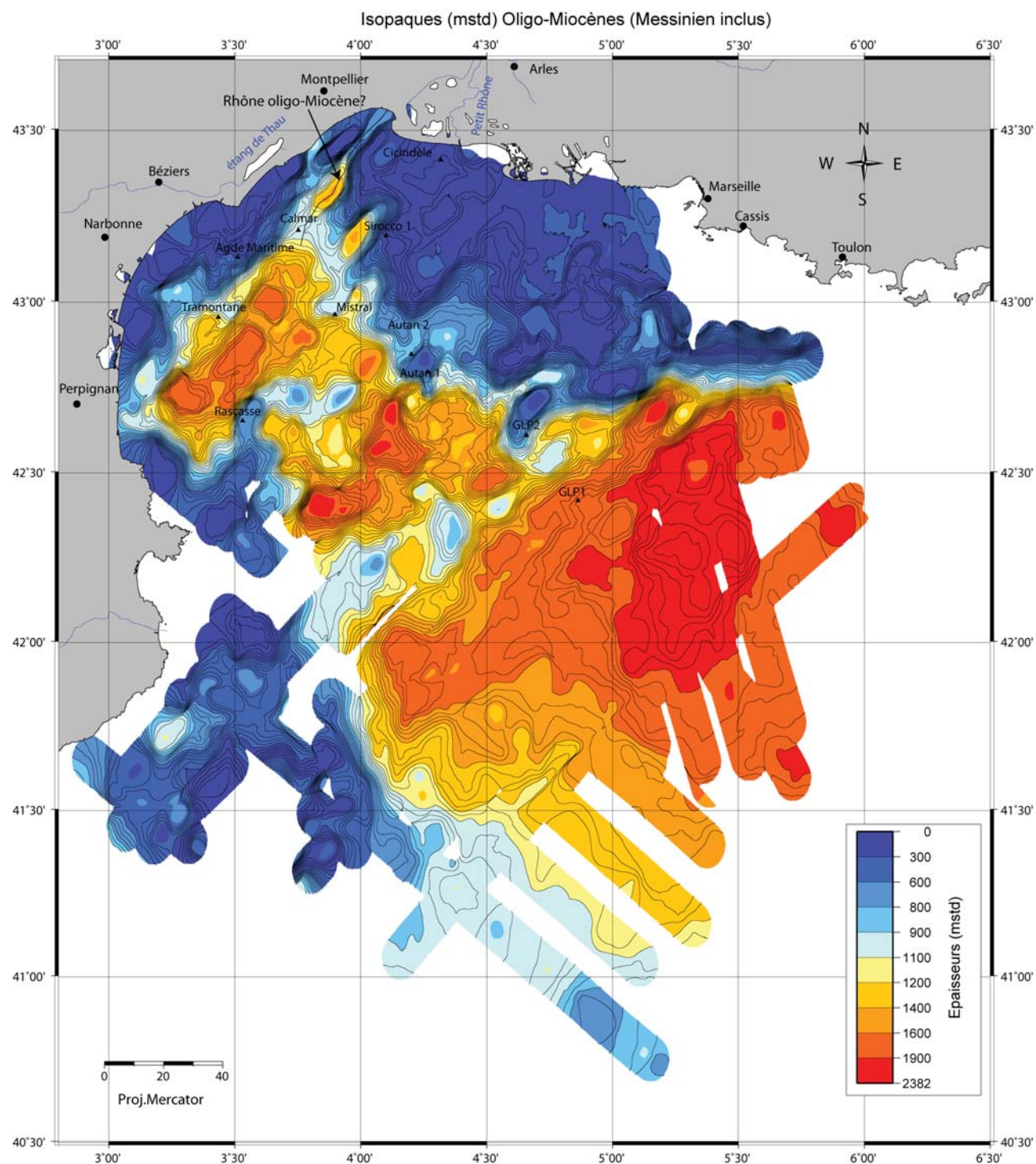


FIGURE 5.57 – Isopaques (mstd) entre le Substratum Mésozoïque et le toit du Messinien. Isocontours tous les 50 mstd.

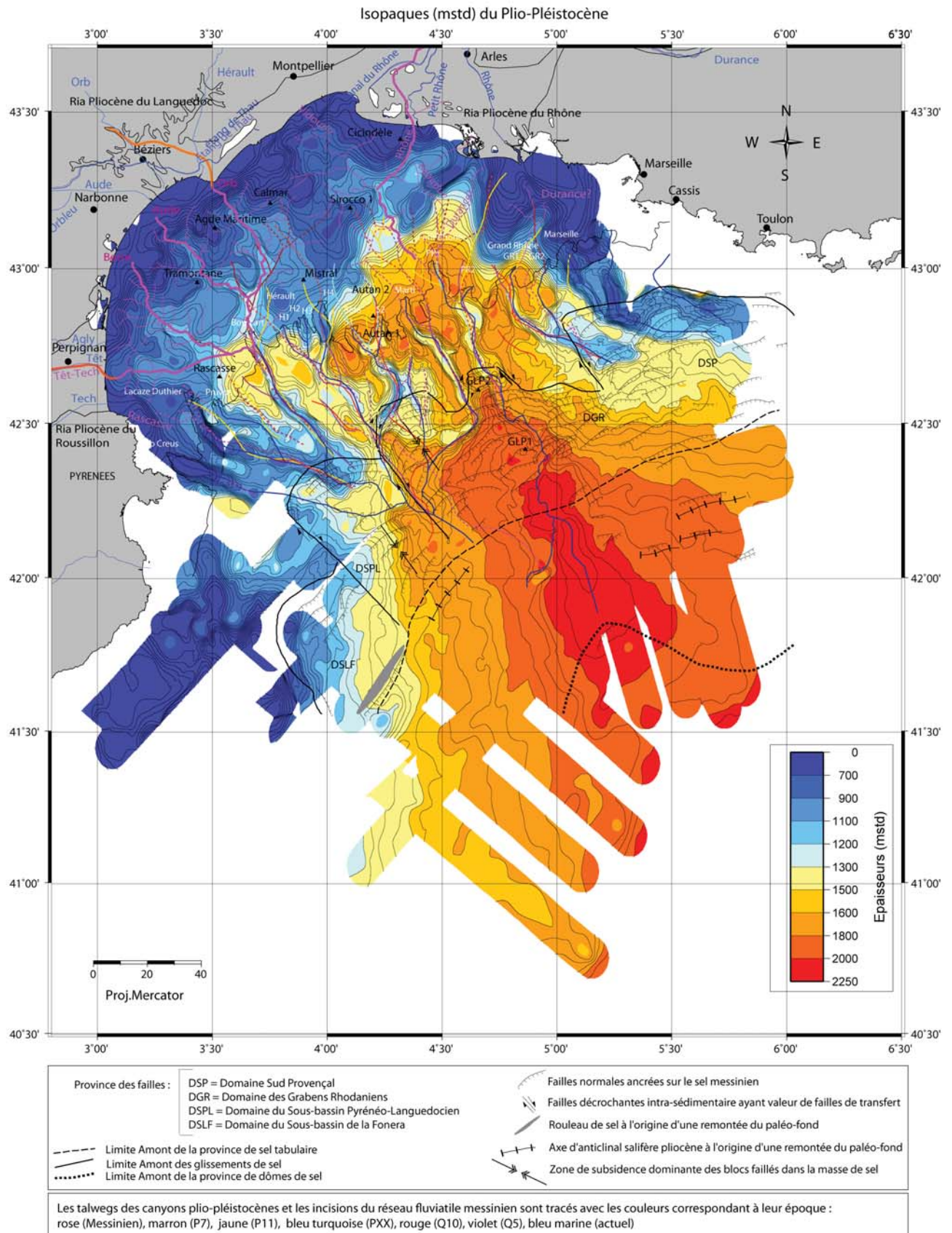


FIGURE 5.58 – Isopaques (mstd) plio-pléistocènes. Le rebord de plate-forme et les talwegs des canyons sous-marins actuels sont tracés, ainsi que les incisions repérées au cours du Plio-Pléistocène à partir de nos cartes. Les incisions des fleuves messiniens ont été repérées à partir de la carte de [Guennoc et al., 2000]. Elles sont complétées dans les vallées du Roussillon et du Languedoc par les données de [Lofi, 2002]. Les contours des rias pliocènes du Rhône sont issus de [Clauzon, 1982], ceux des rias du Languedoc et du Roussillon sont tirés de [Lofi, 2002]. Les éléments de tectonique salifère de [DosReis, 2001] sont également indiqués. Isocontours tous les 50 mstd.

une forme générale arquée uniforme entre un domaine de plateforme, un domaine intermédiaire et profond (fig. ??). L'épaisseur des dépôts plio-pléistocènes augmente alors graduellement de la plate-forme (750mstd) vers le bassin (jusqu'à 2000mstd). La sédimentation côté Est et Ouest du Golfe du Lion est relativement homogène. Quelques remarques cependant :

- Sur le plateau, le maxima d'accumulation plio-pléistocène (1200mstd) est confinée dans les vallées dentritiques creusées par les paléo-fleuves messiniens (fig. 5.58). 700 à 1100 mstd d'épaisseurs sédimentaires moyennes se déposent sur le plateau, les minimas (inférieurs à 700 mstd) se situant en dehors ou aux interfluves de ces entailles.
- Dans le bassin, des linéaments curvilignes, dont la tête prend naissance au niveau du haut de pente messinienne (fig. 5.58), révèlent une accumulation localement plus faible. Ces linéaments suivent parfaitement le tracé des canyons actuels ou canyons fossiles plio-pléistocènes. D'Est en Ouest, il s'agit des canyons de Planier/Marseille, Grand Rhône, Petit-Rhône, Marti, Catherine Laurence, Sète, Hérault, Bourcart (ou Aude). Cette carte montre donc l'importance des canyons dans la dynamique sédimentaire du Plio-Pléistocène. La totalité des canyons Lacaze-Duthier et de Marseille, et une portion des canyon de Sète, de l'Aude, du Grand Rhône montrent une accumulation encore plus faible (< 1000 mstd), signe d'un fonctionnement et d'une activité différentielle de ces canyons au cours de cette période.
- En établissant les connections paléo-fleuves et canyons actuels, la fig. 5.58 montre que :
 - les apports des paléo Tech-Têt, paléo-Berre, paléo-Aude et paléo-Hérault ont alimenté le bassin messinien *via* l'actuel canyon Bourcart.
 - les apports des paléo-fleuves rhodaniens (Rhône, Durance), quant à eux, ont transité vers le bassin *via* le paléocanyon du Petit Rhône, du Grand Rhône et de Marti.

Épaisseurs sédimentaires oligo-miocènes ante messinien vs oligo-mio-messinienne

La fig. 5.59 montre l'épaisseur des dépôts oligo-miocènes antérieurs aux dépôts messiniens en plaçant la base du Messinien au niveau de la base de l'unité M. Les épaisseurs maximales visibles ici se situent au niveau de la dépression au Sud du Graben Central du substratum, ainsi qu'en pied de pente actuelle avec des épaisseurs atteignant 2000 mstd. Ces 2 zones d'accumulation privilégiée semblent connectées par un linéament NO-SE (1000 mstd de hauteur de sédiment) à l'extrême Ouest de la marge, suggérant comme un dépôt-centre oligo-miocène. En dehors de cette zone, l'épaisseur sédimentaire reste inférieure à 600 mstd sur l'actuelle pente et dans le bassin occidental profond. Du côté rhodanien au NE et NO de GLP2, plus on s'approche du littoral actuel, plus les épaisseurs sédimentaires s'amenuisent (< 200 mstd), voire sont inexistantes, la discontinuité de base du messinien *onlapant* sur le substratum. Le socle est d'ailleurs érodé (gris), cette érosion étant visible sur une aire se prolongeant en mer à une 30aine de km en aval du littoral rhodanien actuel. Cela suggère une subsidence faible (jusqu'au miocène) n'ayant pas créé suffisamment d'espace sur le plateau pour la sédimentation oligo-miocène. [Bache, 2008] et [Bache et al., 2010] y a d'ailleurs décrit une surface d'érosion miocène témoin d'une marge en position haute.

L'importante épaisseur de sédiments (1500 mstd) en pied de pente et bassin montre un axe NE-SO large d'environ 60 km (parallèle aux isobathes de la discontinuité de base du messinien). La limite amont de ce dépôt se corrèle très bien avec la position d'une faille de socle identifiée par [Mauffret et al., 1995] ainsi qu'avec la limite amont du domaine à croûte intermédiaire. Cette corrélation suggère une mise en place de la sédimentation grâce à une forte création d'accommodation (liée à une forte subsidence miocène contrairement à la plate-forme) à partir de cette transition structurale. Ce dépôt montre des épaisseurs particulièrement fortes (entre 1000 et 2000 mstd) à ses extrémités Est et Ouest, probablement liées aux voies de transfert des sédiments issus d'une (ou des) source(s) provençale(s) à l'Est et d'une (ou des) source(s) languedocienne(s) à l'Ouest.

En se plaçant toujours dans l'hypothèse d'une base du Messinien située au niveau de la base de l'unité M, la fig. 5.60 représente les épaisseurs des dépôts messiniens, hors sel et évaporites supérieures. Il s'agit donc des unités détritiques M0, M1, M2, Ma et de Mb considérée comme les évaporites inférieures, très probablement mélangées à des dépôts détritiques.

L'accumulation montre des épaisseurs variant de 0 à 1750 mstd. Dans le bassin, l'extension ne correspond qu'à la couverture de notre pointé sismique, les dépôts messiniens se prolongent vers le bassin profond.

2 zones d'accumulation privilégiées (épaisseurs de 900 à 1200 mstd) ressortent clairement :

- une zone de confluence au débouché des 2 réseaux fluviaux messiniens, qui résulte de l'empilement d'une partie des unités détritiques M0, M1, Ma et M2.
- et côte rhodanien dans le bassin au Sud de Marseille. L'importance de ce dépôt est pour beaucoup liée à l'extension et l'épaisseur de l'unité Mb (fig. 5.62). Un sillon, séparant ces 2 zones et orienté N-S est marqué par un faible dépôt messinien de 500 mstd d'épaisseurs environ. Cette zone longe les incisions des fleuves rhodaniens repérées dans la morphologie de la MES (pointillés roses), se prolongeant en aval avec des tracés qu'emprunteront les futurs canyons Marti et Petit Rhône.

Le plateau ne reçoit pas de sédiment : exondé pendant la crise, il est, durant cette période, soumis à une érosion intense.

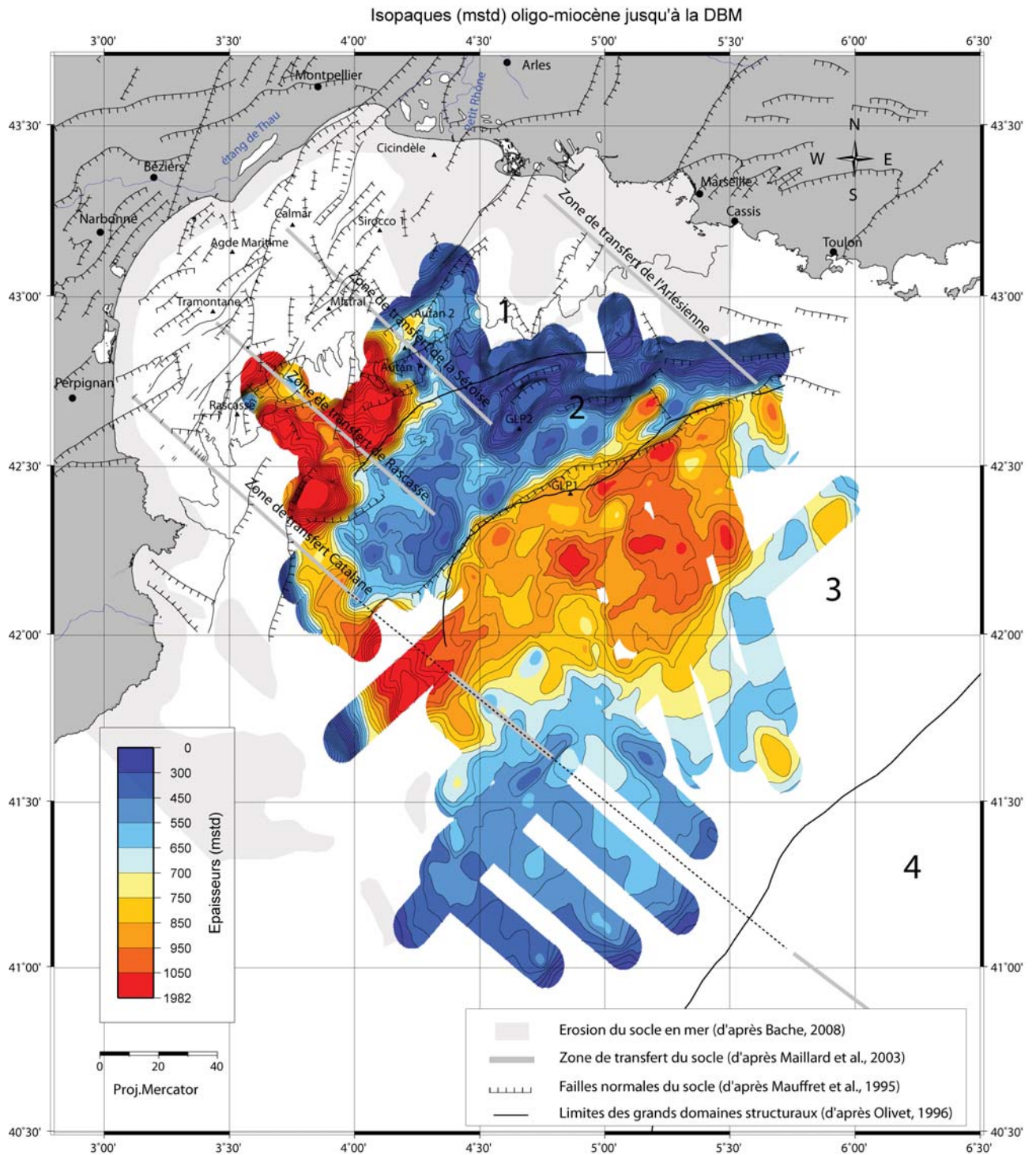


FIGURE 5.59 – Isopaques (mstd) oligo-miocènes *ante* messinien. Les grands domaines structuraux correspondent à 1 : croûte continentale faiblement amincie, 2 : croûte continentale fortement amincie, 3 : croûte atypique, 4 : croûte océanique. Isocontours tous les 50 mstd.

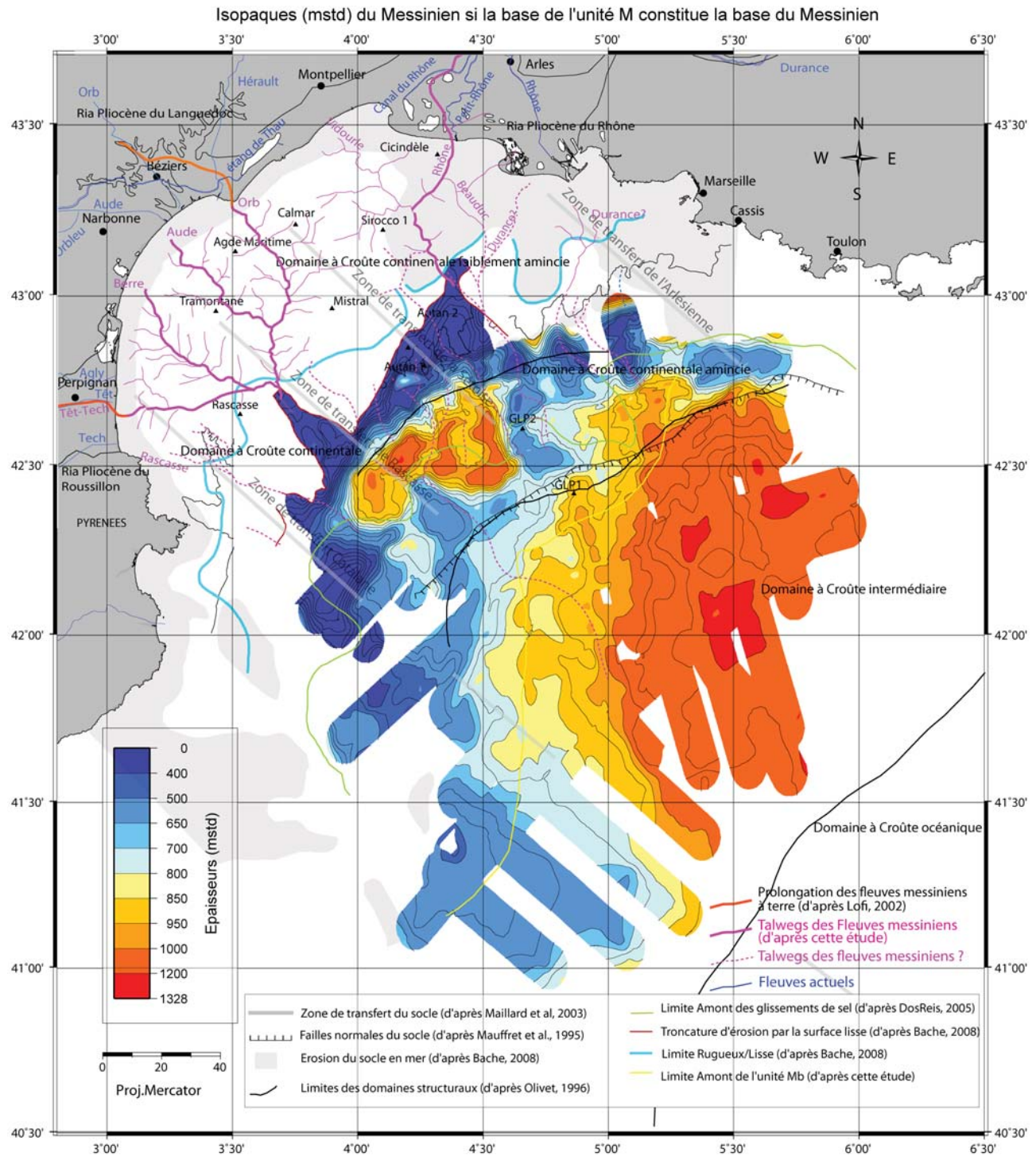


FIGURE 5.60 – Isopaques (mstd) du Messinien (Epaissurs DBM-Toit du Messinien) d'après l'hypothèse de [Bache, 2008]. Isocontours tous les 50 mstd.

5.3.3.2 Cartes isopaques messiniennes

Épaisseurs sédimentaires des unités M0, M1 et Ma

Les isopaques des unités M0, M1, Ma sont présentées sur la fig. 5.61. Leurs épaisseurs varient de 100 à 1250 mstd avec un dépôt-centre (700 à 1250 mstd) situé au débouché des fleuves messiniens (dépôt centre également visible sur la figure 5.60) à la différence près qu'ici l'unité M2 n'est pas incluse. Entre ce dépôt-centre et la limite amont du dépôt de Mb (limite orange), face à l'incision rhodanienne la plus à l'Est, l'empilement des unités M0, M1, Ma montre des épaisseurs relativement faible, similaire à celle de l'unité Ma dans le bassin (en aval de la limite orange, seule Ma est présente) soit environ 400 mstd.

Épaisseurs sédimentaires de l'unité Mb

L'unité Mb (fig. 5.62) n'est présente que dans le domaine profond du bassin oriental, dans le domaine à croûte intermédiaire, ce qui va dans le sens d'une série évaporitique avec remplissage en *onlap*. Son extension au Nord est limitée de manière assez rectiligne selon un axe SO-NE au Nord et selon un axe quasiment NS sur son bord occidental. La limite de son extension septentrionale se corrèle à la limite entre le domaine à croûte continentale amincie et celui à croûte intermédiaire (fig. 2.4 et 2.11), correspondant également à une faille du socle. Ses épaisseurs, croissantes vers le bassin atteignent presque 1000 mstd.

Épaisseurs sédimentaires de la sous-unité terminale de Mb

Cette sous-unité de Mb, vue en plan (fig. 5.63), montre des épaisseurs maximales (500 mstd) au niveau de GLP1 avec un aspect chenalisé au débouché d'une incision rhodanienne (rose). Cet axe d'accumulation sédimentaire est orienté quasiment NS puis NNE-SSO avec des épaisseurs de 150 mstd. Dans sa prolongation on peut distinguer une géométrie en lobe qui s'élargit en aval avec des épaisseurs de 100 à 125 mstd. Au-delà de la zone chenalisée et de ce lobe, la hauteur de dépôt est inférieure à 100 mstd. Cette unité pourrait donc s'apparenter à une séquence turbiditique, alimentés par les fleuves messiniens (cf fig. 5.37). La partie terminale de Mb (LU) constituerait bien un mélange de sédiments évaporitiques et détritiques comme supposée par **Lofi et al.** [2005].

NB : les épaisseurs élevées en limite de l'unité sont des artefacts dus à l'interpolation.

Épaisseurs de M2

L'unité détritique M2 (fig. 5.64) située sur la pente au débouché des fleuves messiniens, montre des épaisseurs atteignant 450 mstd. Son dépôt s'organise en 2 zones d'accumulation majeure alignées sur un axe SO-NE et entre lesquelles la sédimentation est faible (< 100 mstd) dessinant ainsi deux zones de *by pass*, voies de transfert vers l'aval. La première apparaît visiblement sur la marge du Roussillon, dans le prolongement du réseau fluvial pyrénéo-languedocien (trait rose) ; la seconde se positionne entre deux incisions côté provençal et suit un tracé le long d'une pente messinienne particulièrement marquée (tracé en noir).

Épaisseurs de l'unité MU (sel)

L'épaisseur de sel (fig. 5.65) est croissante vers l'aval (de 0 à 800 mstd dans la province des failles listriques), et s'avère à peu près constante (800 mstd) dans la province de sel tabulaire. Son extension se prolonge ensuite avec la province des diapirs qui n'est pas cartée ici. On remarque un épaissement du sel (jusqu'à 1000 mstd) dans la partie occidentale de la province tabulaire lié à une convergence du glissement gravitaire *convergent radial gliding* [**DosReis et al.**, 2008]. A l'Est, le glissement est divergent, les épaisseurs salifères moindres.

Épaisseurs de l'unité UU (évaporites supérieures)

Surmontant le sel, l'unité UU (fig. 5.66) montre des épaisseurs variant de 0 à 450 mstd s'épaississant globalement vers le bassin. Les variations d'épaisseurs locales semblent suivre celles du sel sous-jacents. On note que l'extension des unités Mb puis MU et UU progresse vers l'amont, indiquant une augmentation du niveau marin relatif : la subsidence et/ou le niveau marin augmente.

Épaisseurs de l'unité M3

L'unité M3 (cf [**Bache et al.**, 2012a] (*soumis*) - Annexe - Volume II) se positionne en dessous de la limite d'abrasion marine (bleu) et au-dessus de la limite des glissements de sel, avec une épaisseur moyenne de 100 mstd, le réseau de failles listriques semblant bloquer le dépôt plus en aval. Les épaisseurs sont légèrement supérieures (environ 200 mstd) le long des incisions messiniennes, comblant localement les creux topographiques.

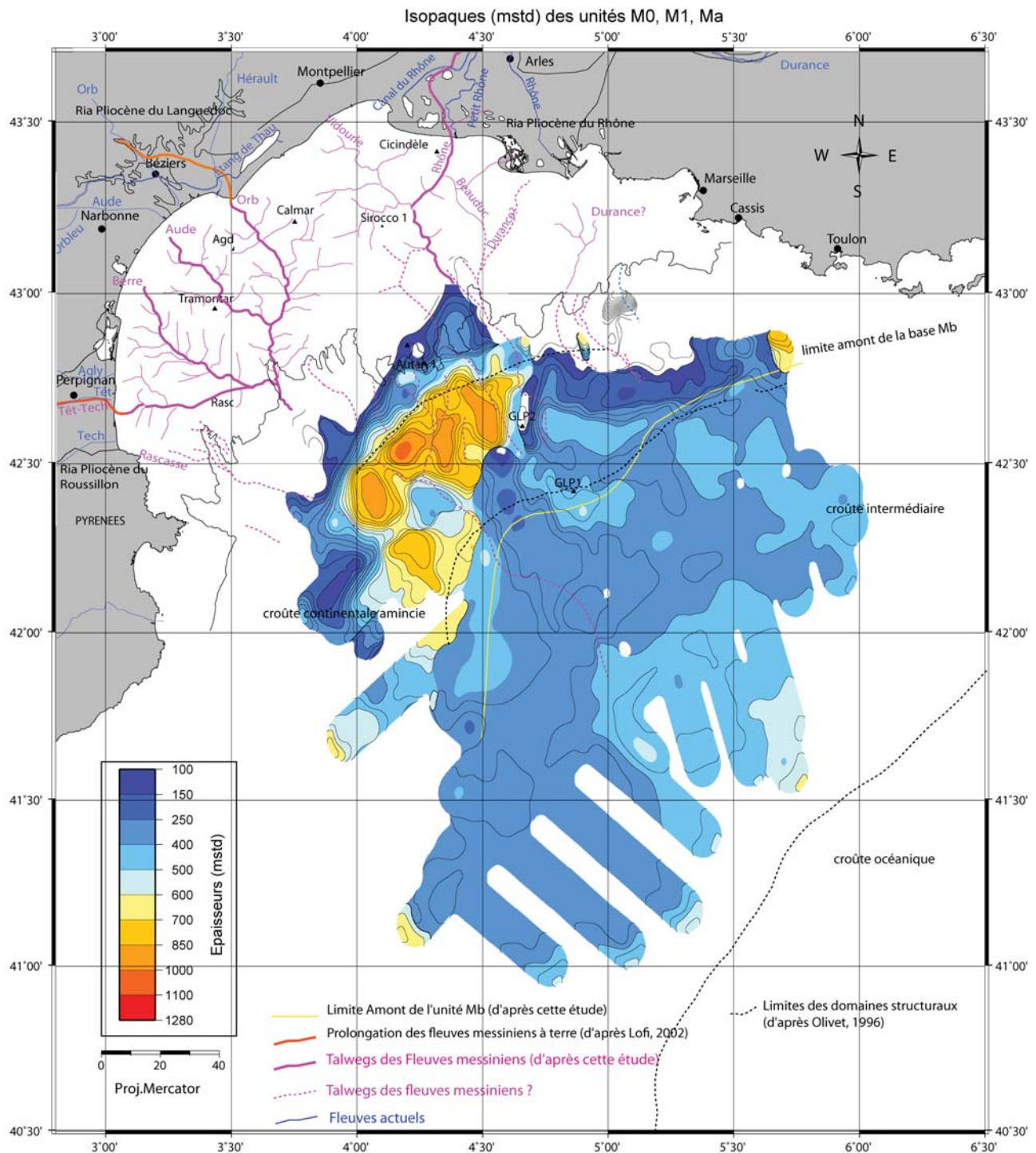


FIGURE 5.61 – Isopaques (mstd) des unités détritiques M0, M1 et Ma. Les incisions messiniennes (rose), le rebord de plateau actuel (noir), les limites des grands domaines structuraux (pointillés noirs) et la limite amont de l'unité Mb (orange) sont tracées. Isocontours tous les 50 mstd.

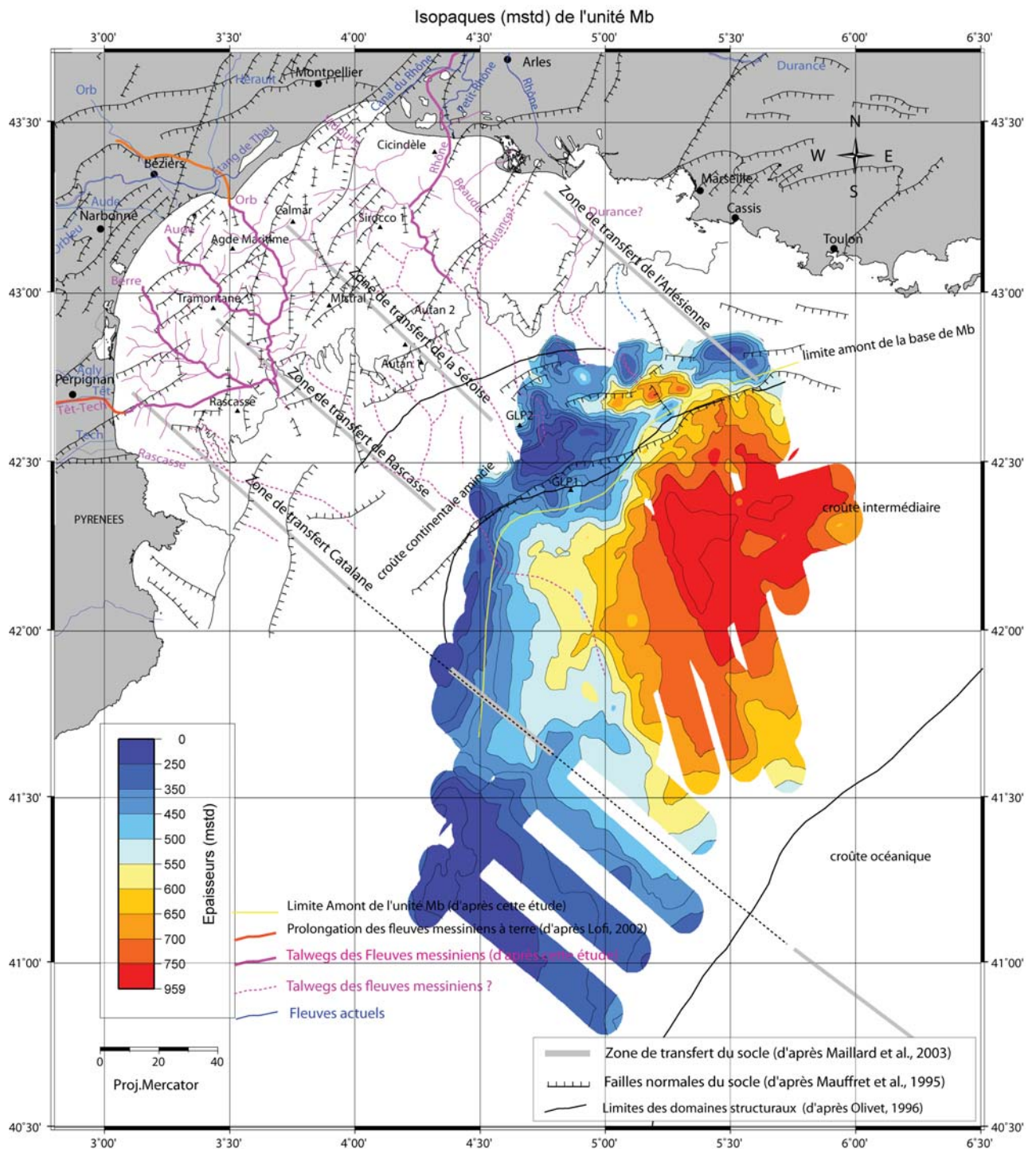


FIGURE 5.62 – Isopaques (mstd) de l'unité Mb. Les incisions messiniennes (roses) et les structures du socles sont repérées. Isocontours tous les 50 mstd.

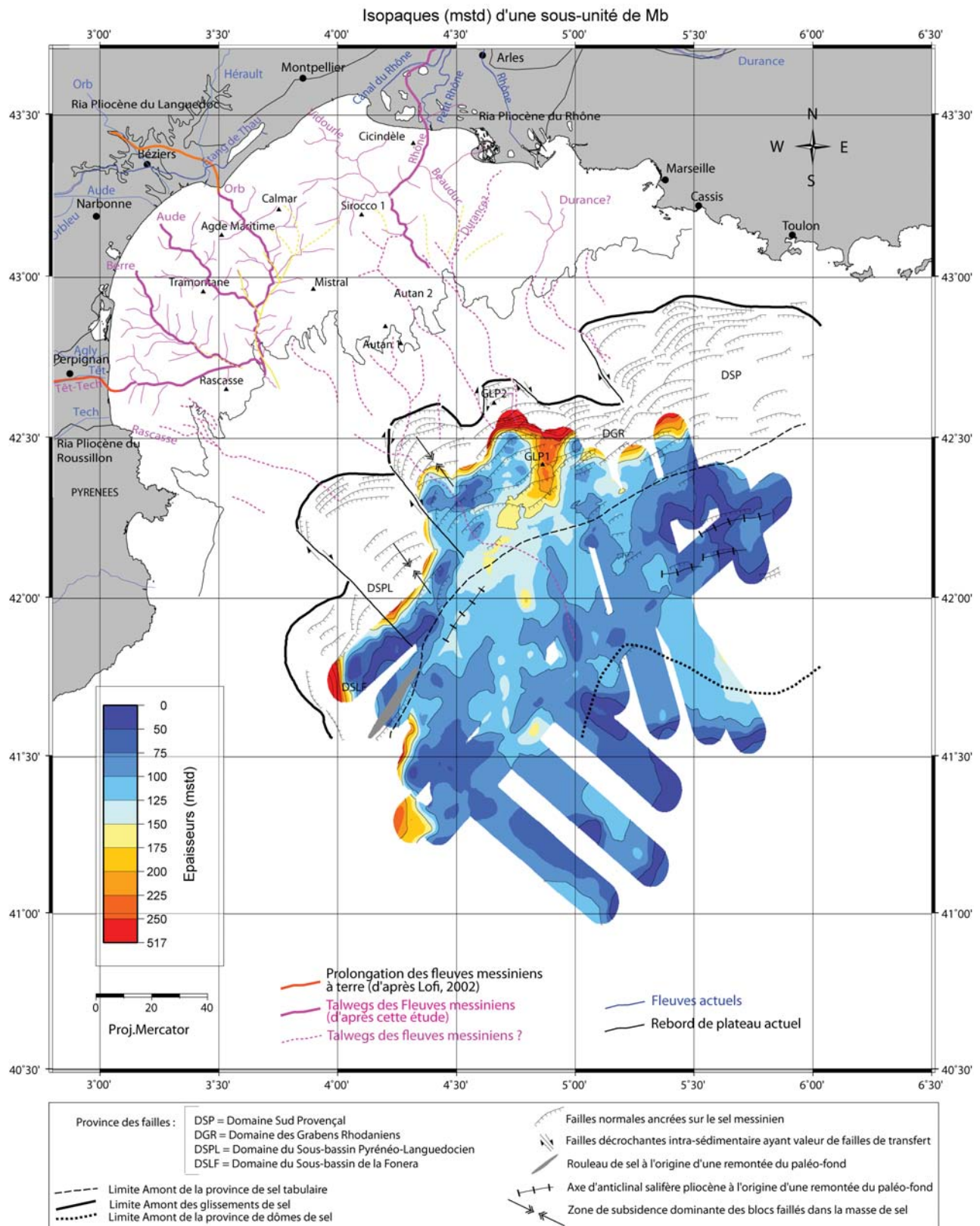


FIGURE 5.63 – Isopaques (mstd) de la sous-unité terminale de Mb. Les éléments de tectonique salifère sont issus de [DosReis, 2001]. Isocontours tous les 50 mstd.

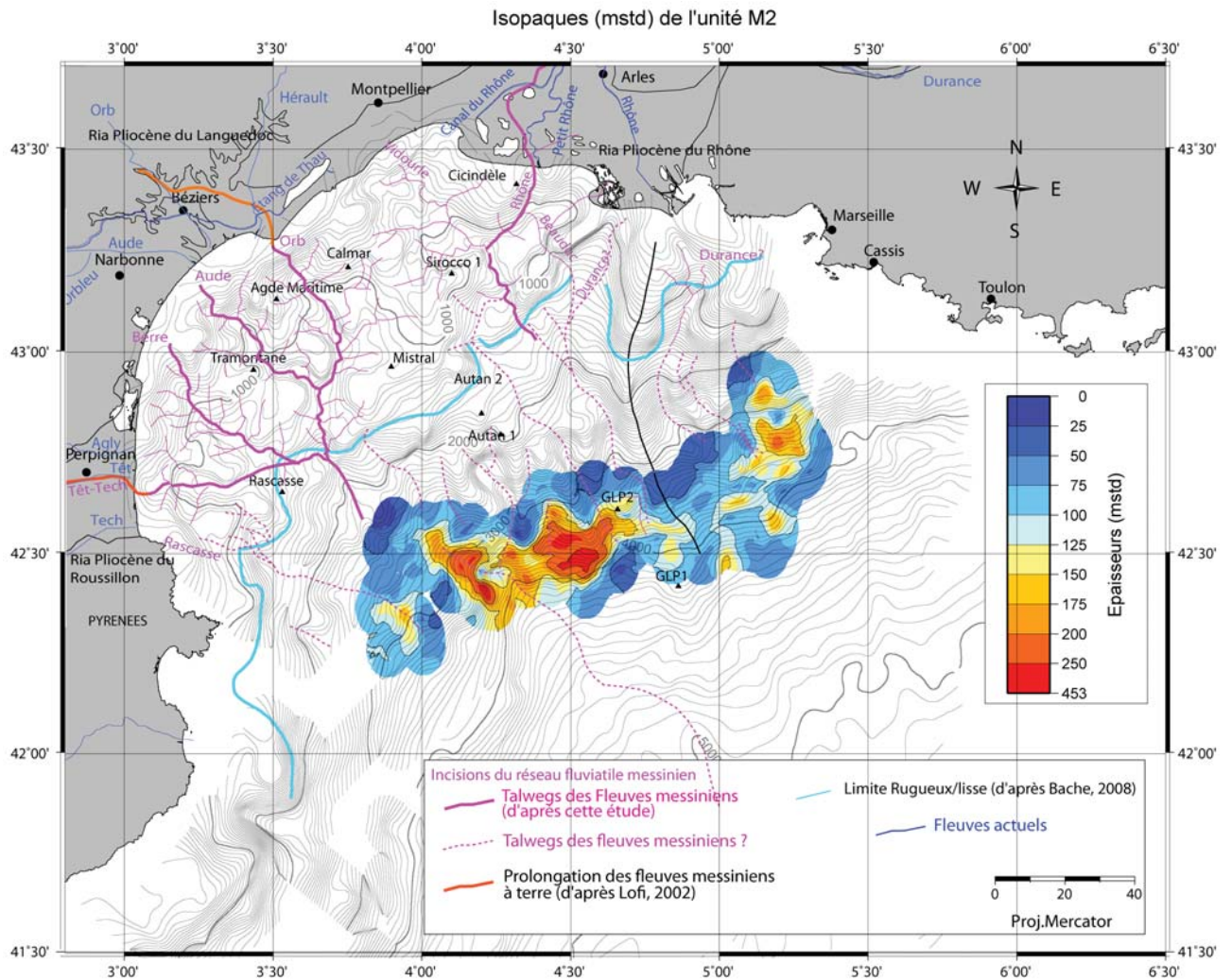


FIGURE 5.64 – Isopaques (mstd) de l'unité M2. Les isobathes du toit du Messinien, la limite rugueux/lisse (bleu ciel) de [Bache, 2008] et les incisions du réseau fluvial messinien (rose) sont figurés. Le trait noir correspond à une zone de *by pass*. Isocontours tous les 50 mstd.

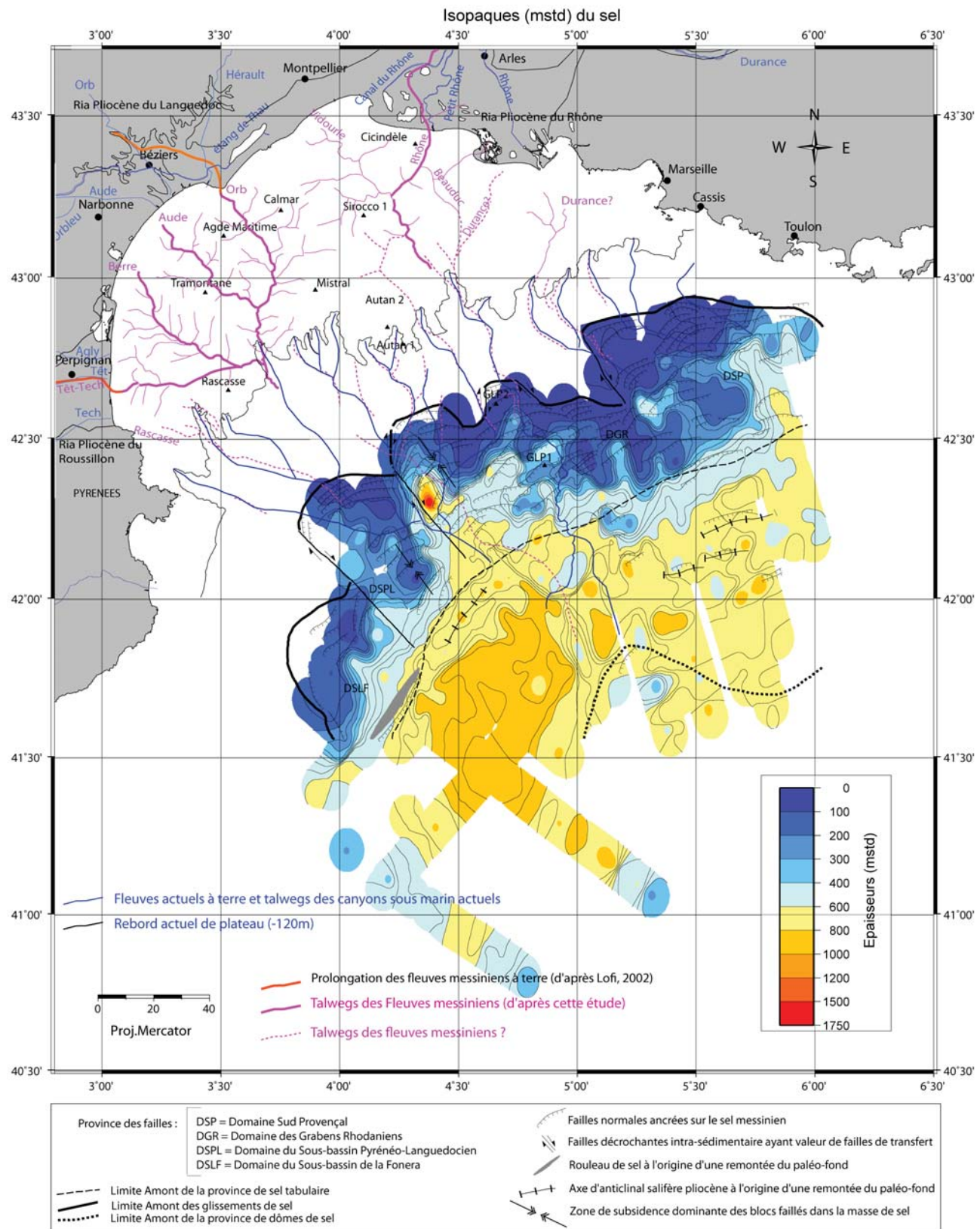


FIGURE 5.65 – Isopaques (mstd) de l'unité MU (sel). Les éléments de tectonique salifère sont issus de [DosReis, 2001]. Isocontours tous les 50 mstd.

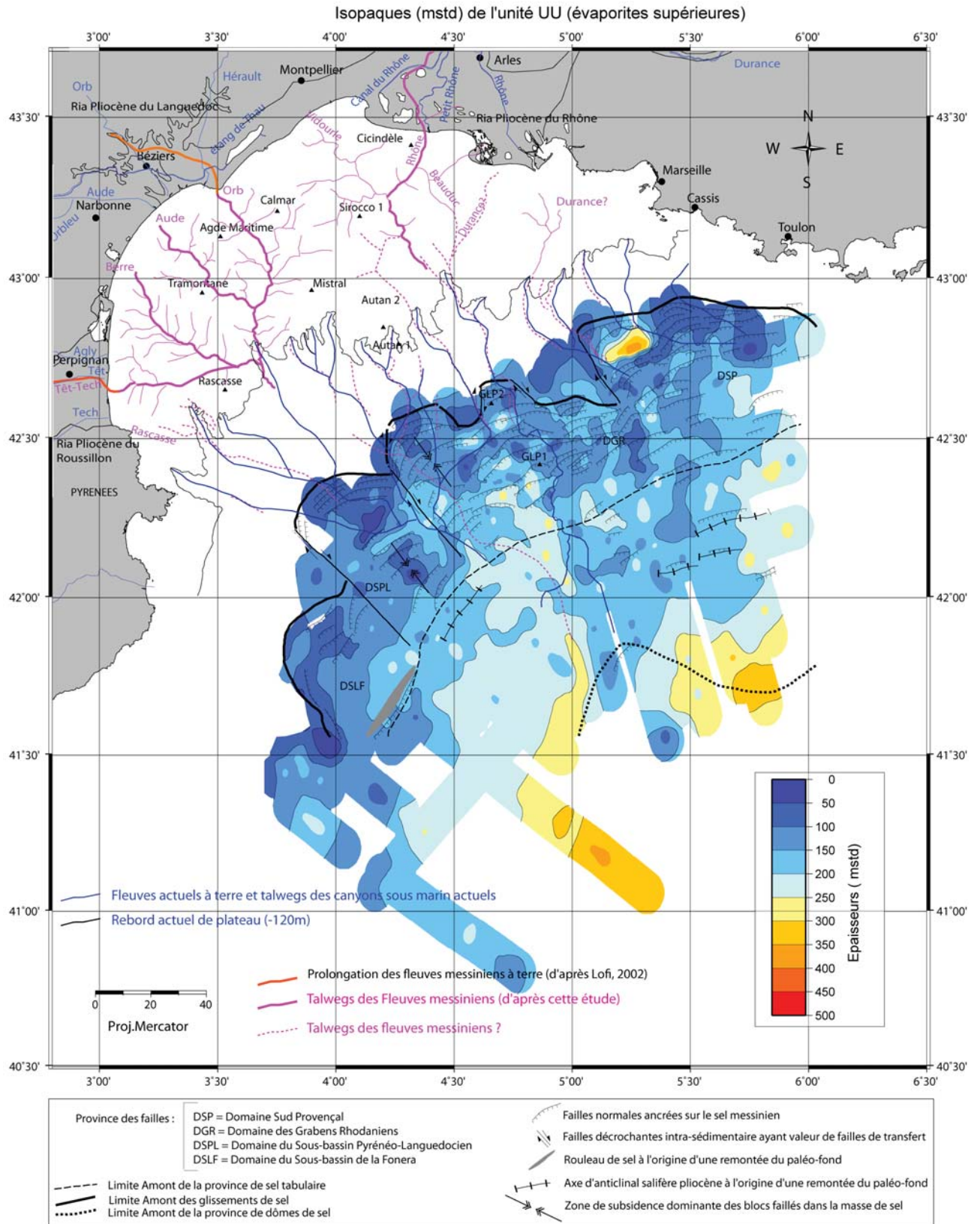


FIGURE 5.66 – Isopaques (mstd) de l'unité UU (éaporites supérieures). Les éléments de tectonique salifère sont issus de [DosReis, 2001]. Isocontours tous les 50 mstd.

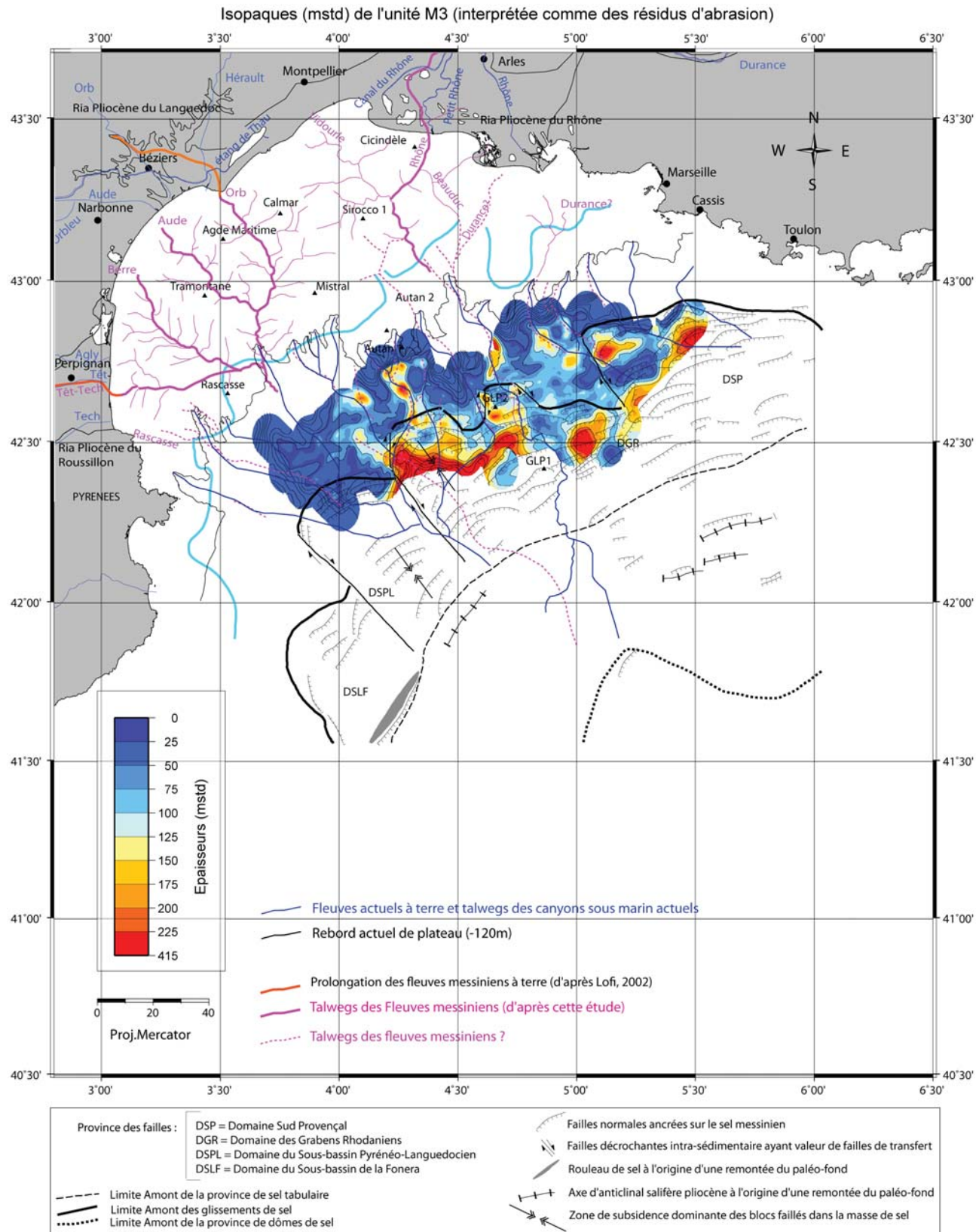


FIGURE 5.67 – Isopaques (mstd) de l'unité M3 interprétés comme des résidus d'abrasion. La limite rugueux/lisse (bleu) de [Bache, 2008], les incisions messiniennes (rose) et les éléments de tectonique salifère de [DosReis, 2001] sont tracées. Isocontours tous les 50 mstd.

5.3.3.3 Cartes isopaques plio-pléistocènes

Épaisseurs sédimentaires entre le toit du Messinien et P11

Début Pliocène, les sédiments comblent les entailles messiniennes de l'ensemble du plateau avec une épaisseur moyenne de 700 mstd (fig. 5.68), aplanissant les reliefs. Sur la plate-forme occidentale, les dépôts sont très proximaux et restent cantonnés à l'intérieur des incisions messiniennes (fig. 5.40), tandis que sur la plate-forme orientale, les sédiments se déposent plus en aval. Si c'est le cas (l'extension de notre carte est insuffisante pour le confirmer), les premiers sédiments pliocènes déposés sur la pente, et éventuellement dans le bassin, sont alors issus des seuls fleuves rhodaniens à terre. Cette dynamique s'expliquerait par l'étroitesse du plateau rhodanien à proximité d'une pente beaucoup plus marquée qu'à l'Ouest. Une décharge sédimentaire plus importante du Rhône par rapport aux fleuves pyrénéo-languedocien n'est pas à exclure.

Entre P7 et P11 (fig. 5.69), le dépôt centre côté occidental a progressé sur la plate-forme, comblant les incisions messiniennes plus en aval avec une forme oblongue orientée SO-NE et une épaisseur maximale d'environ 600 mstd. La plate-forme orientale, dont les creux topographiques sont déjà quasiment comblés à P7, accumule peu de dépôt, sous la forme de deux dépôts centres d'extension réduite et de 350 mstd d'épaisseur moyenne.

Les isopaques post-messinienne jusqu'à P11 (fig. 5.70), montrent, qu'outre la plate-forme, le bassin accumule d'importantes épaisseurs sédimentaires (1000 mstd en moyenne avec des maxima à 1600 mstd). Sur la pente occidentale, les dépôts sont faibles (100 à 400 mstd) ; la pente coté oriental affiche une plus forte sédimentation (500 à 1000 mstd) et semble constituer la zone de transfert des sédiments vers le bassin. Ce transfert s'effectuerait *via* les incisions messiniennes sur la pente (pointillés rose) côté rhodanien, correspondant aux canyons prémices de Sète, de Marti, du Petit et du Grand-Rhône. Par extrapolation des dépôts (apparemment mineurs vers le bassin) entre P7 et P11, (fig. 5.69) et la faible extension des incisions à P7, on peut supposer qu'une grande partie des dépôts du bassin se dépose avant P7, avec une source terrestre principale alors située à l'Est du Golfe du Lion. La limite amont de ces dépôts, très bien corrélée à la limite des glissements de sel (vert) semble être sous contrôle de la tectonique salifère.

Épaisseurs sédimentaires depuis P11

La sédimentation après P11 (fig. 5.71) montre une continuité de la dynamique sédimentaire pliocène avec la poursuite de la progradation du plateau occidental et central. C'est au Pléistocène, à partir de 2.6 Ma (après P11) que la plate-forme externe actuelle se reconstruit, notamment au centre du golfe, au niveau des actuelles têtes des canyons de Sète et Marti. Mais la dynamique sédimentaire pléistocène marque également une migration des dépôts centres. C'est la pente qui reçoit alors l'essentiel (1000 à 1500 mstd) de la sédimentation avec un rôle majeur joué par les canyons contraignant les dépôts de pente sur les interfluves et alimentant des aires de dépôt privilégiées dans le bassin (1000 mstd d'épaisseur).

Sur la pente, les interfluves des canyons les plus orientaux (depuis Sète jusqu'au Grand Rhône) accumulent les épaisseurs maximales (1200 à 1500 mstd), les interfluves occidentales accumulant tout de même une moyenne de 1000 à 1200 mstd d'épaisseurs sédimentaires. Le talweg du canyon Bourcart est particulièrement marqué, même s'il s'y dépose 700 à 900 mstd de sédiment, son tracé, étroit, est bordé de chaque côté par d'épaisses accumulations (1000-1200 mstd). Ce n'est pas le cas pour les canyons Pruvot et Lacaze-Duthier dont les talwegs ne semblent pas inciser aussi nettement et pour lesquels le dépôt sur les interfluves sont plus faibles (700 à 1000 mstd). L'incision du canyon de l'Hérault n'apparaît également qu'au niveau des têtes de ses branches H3, H4.

Dans le bassin, deux zones d'accumulation privilégiées, l'une à l'Ouest (correspondant au DSPL de [DosReis et al., 2005]), l'autre à l'Est, sont séparées par une zone de faible dépôt (moins de 600 mstd d'épaisseur) correspondant à l'actuel débouché en pied de pente des canyons de Cap Creus, Lacaze-Duthier, Pruvot, Bourcart, Hérault, Sète et Marti. Le sous-bassin à l'Est semble fortement alimenté suivant une direction NNO-SSE prolongeant les branches PR1 et PR2 du canyon du Petit Rhône. Dans le sous-bassin Ouest, les isopaques semblent suivre une direction NNO-SSE identique à l'orientation des failles listriques.

La tectonique salifère contribue d'ailleurs visiblement à l'architecture sédimentaire plio-pléistocène :

- les failles décrochantes intra-sédimentaires délimitent les deux sous-bassins Est et Ouest de forte accumulation sédimentaire,
- l'extension des dépôts maximum des interfluves semble être limitée en aval par le réseau de failles listriques (excepté au niveau du canyon du Petit Rhône où l'on peut supposer une efficacité de transport et un apport sédimentaire supérieurs),
- le canyon de Sète est dévié (à P11 et à l'actuel) dans sa partie distale suivant la direction des premières failles normales au niveau de la limite amont des glissements de sel.

De P11 à Q10 (fig. 5.72), plus de 650 mstd de sédiments se déposent sur la plate-forme actuelle externe, et 300 à 500 mstd sur la pente. Seul la partie Est du bassin profond accumule des épaisseurs semblables le long d'un segment suivant une direction NNO-SSE. Un important dépôt de plus de 650 mstd visible sur la pente au niveau de GLP2 s'aligne avec une direction Est-Ouest en se heurtant aux premières failles listriques qui limitent son extension vers l'aval.

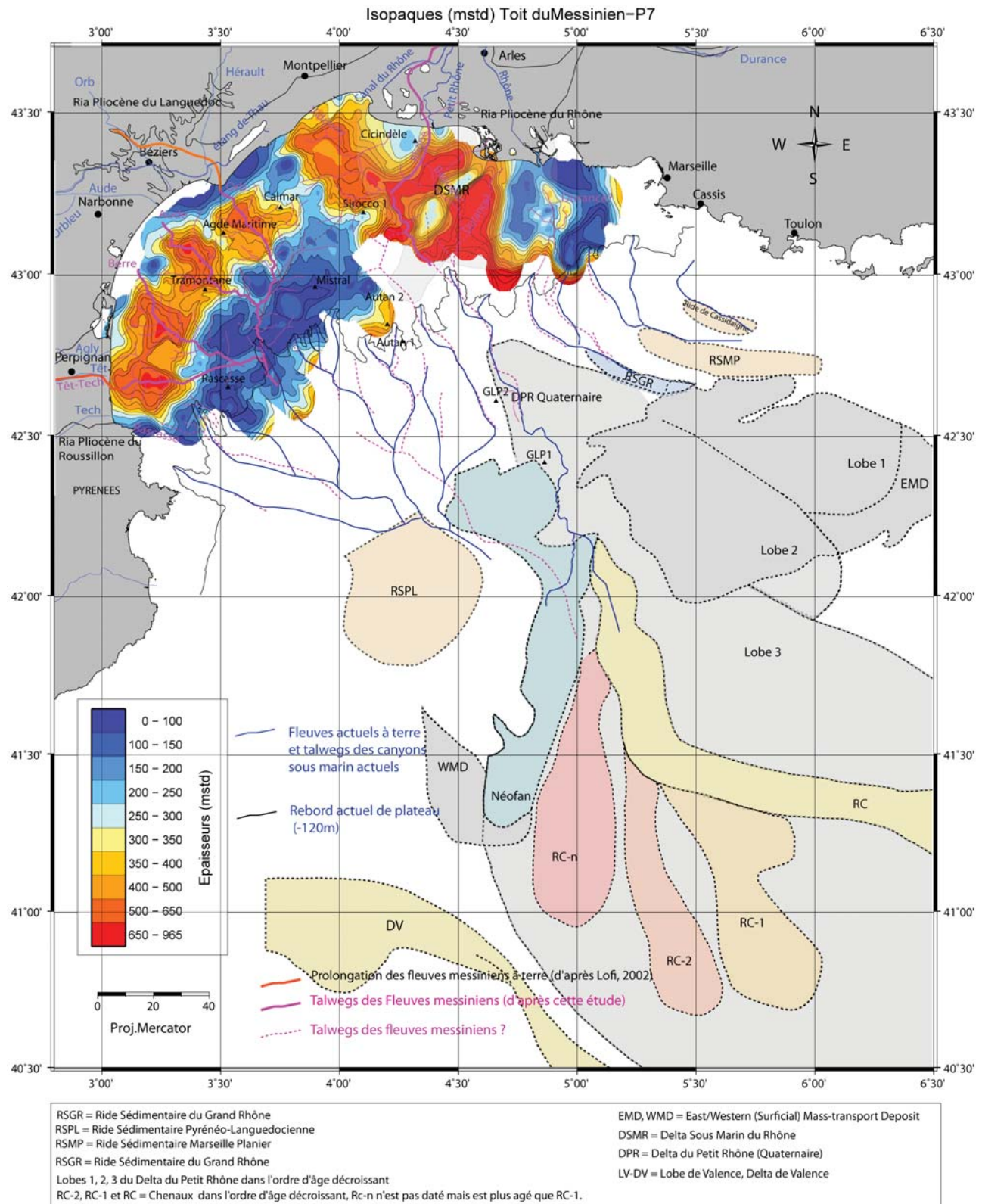


FIGURE 5.68 – Isopaques (mstd) entre le toit du Messinien et P7. Les incisions du réseau fluvial messinien (rose) et celles reprérées à P7, ainsi que l'extension des appareils sédimentaires plio-quaternaires de [Droz et al., 2006] sont indiquées. Isocontours tous les 50 mstd.

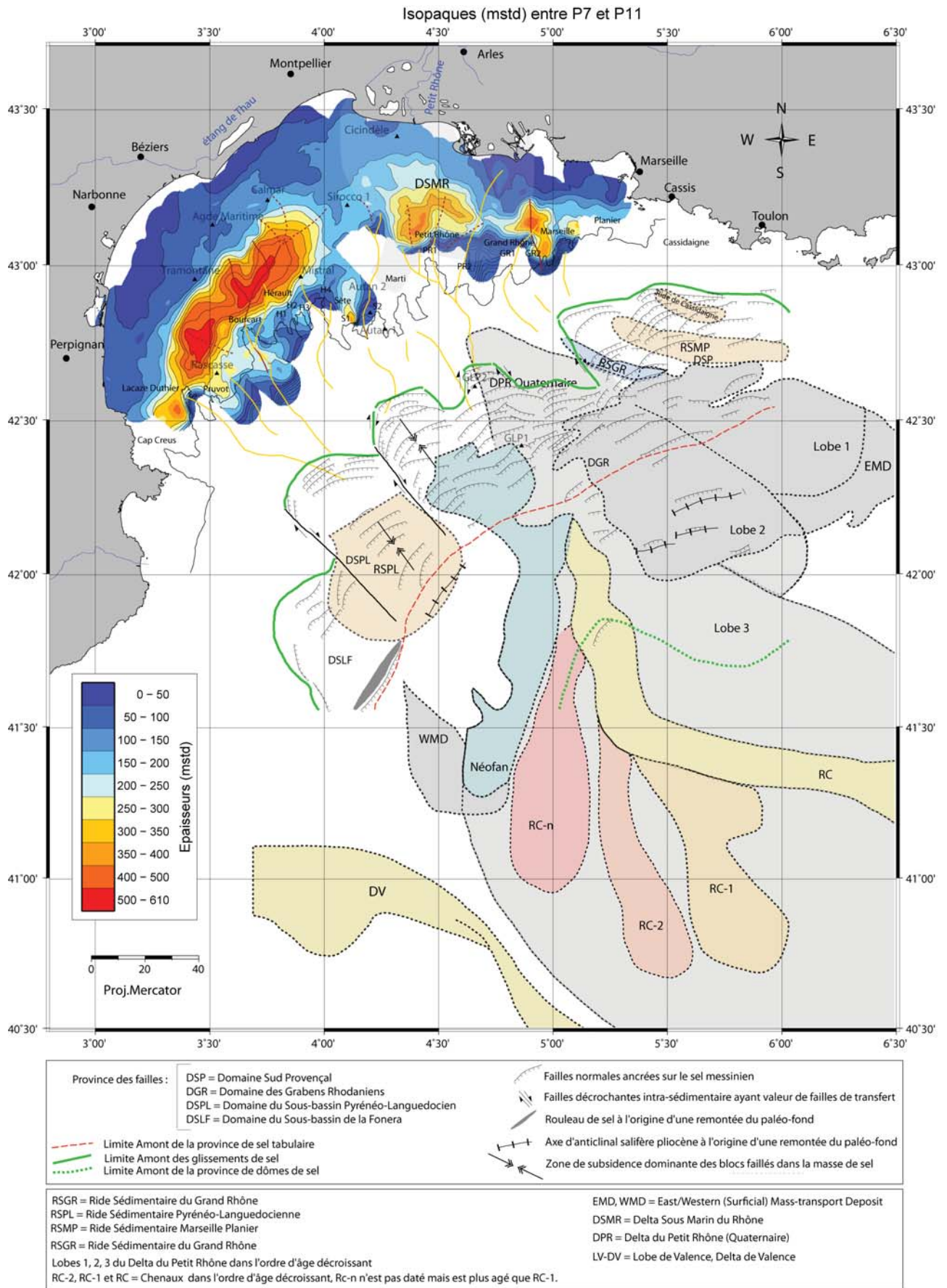


FIGURE 5.69 – Isopaques (mstd) entre P7 et P11. Les éléments de tectonique salifère de [DosReis, 2001] et l'extension des appareils sédimentaires de [Droz et al., 2006] sont indiqués. Les incisions à P7 (marron), à P11 (jaune) sont repérées. Isocontours tous les 50 mstd.

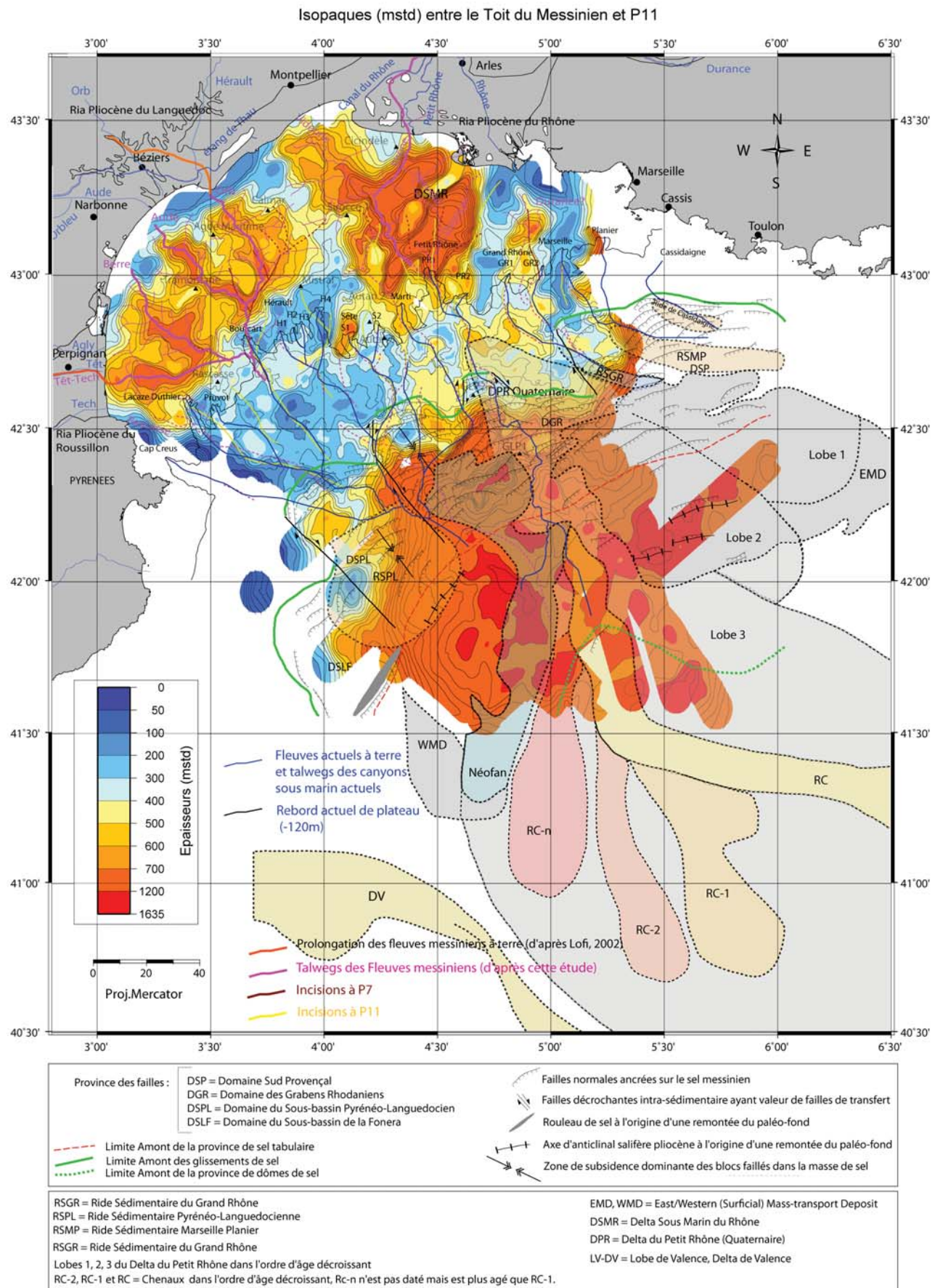


FIGURE 5.70 – Isopaques (mstd) entre le toit du Messinien et P11. Les éléments de tectonique salifère de [DosReis, 2001] et l'extension des appareils sédimentaires de [Droz et al., 2006] sont indiqués. Les incisions du réseau fluvial messinien (rose) et celles repérées à P7 (marron) et à P11 (jaune) sont repérées. Isocontours tous les 50 mstd.

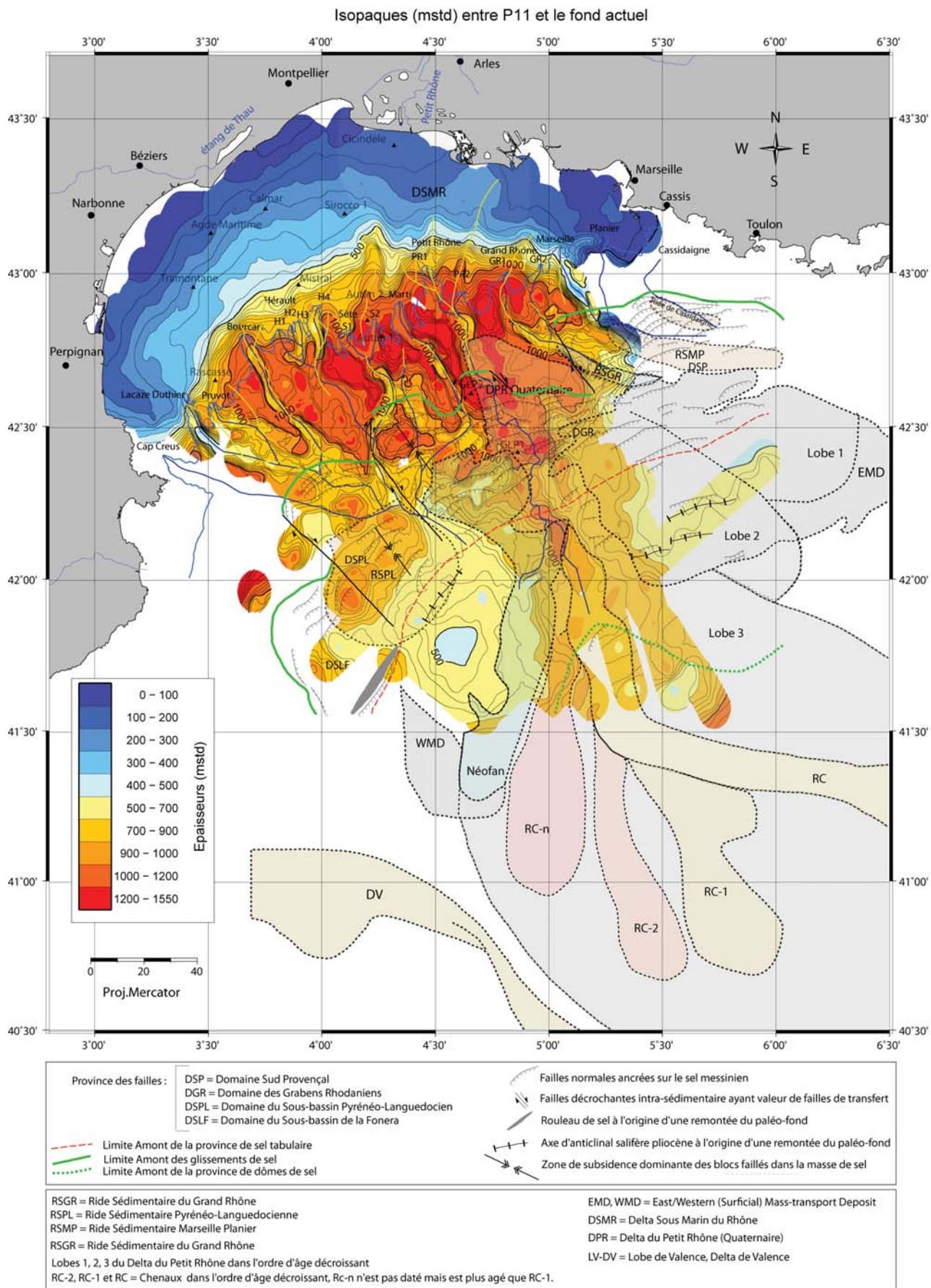


FIGURE 5.71 – Isopaques (mstd) entre P11 et le fond actuel. Les éléments de tectonique salifère de [DosReis, 2001] et l’extension des appareils sédimentaires de [Droz et al., 2006] sont indiqués. Les incisions repérées à P11 (jaune) et les talwegs des canyons actuels (bleu) sont tracés. Isocontours tous les 50 mstd.

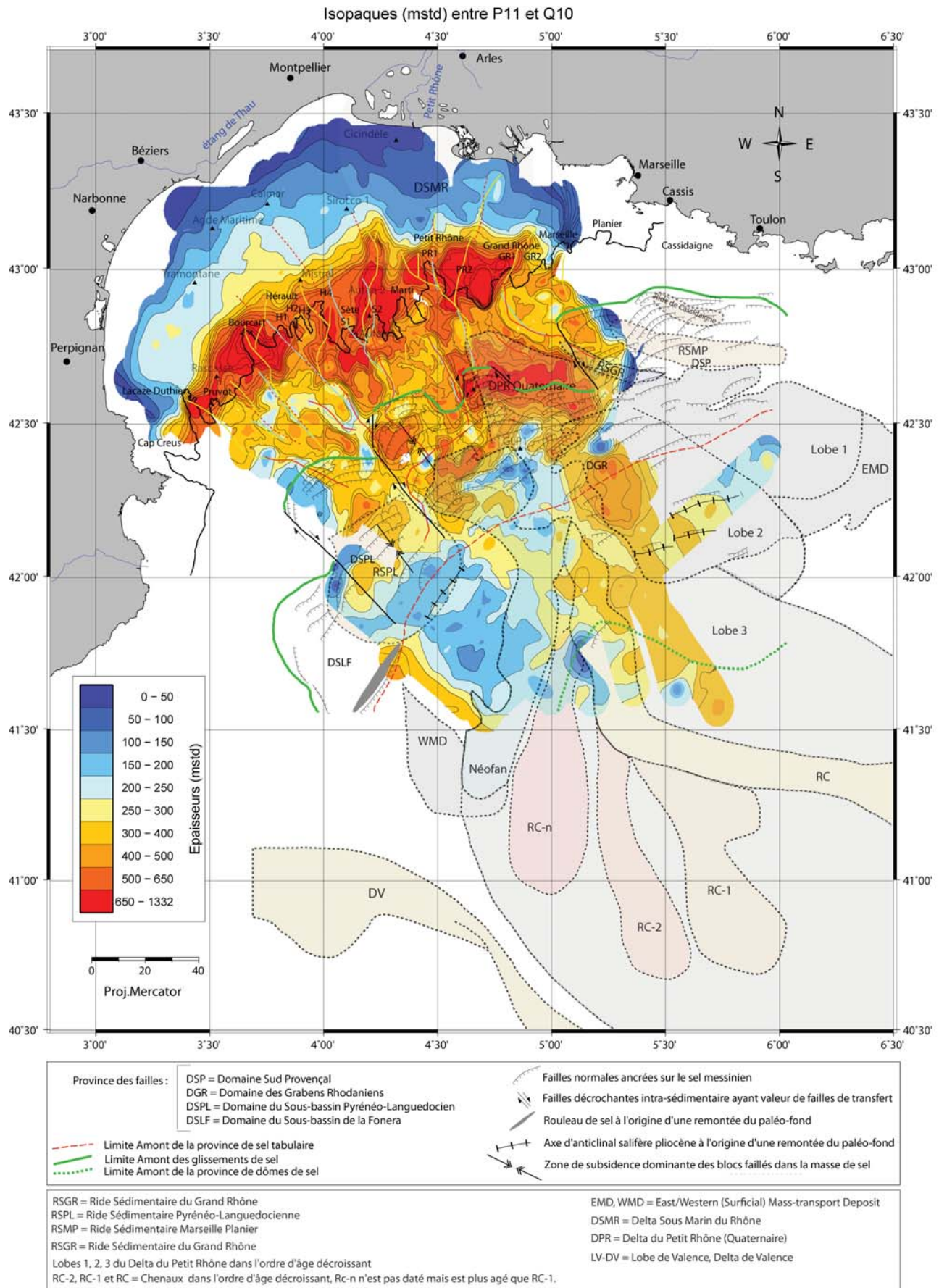


FIGURE 5.72 – Isopaques (mstd) entre P11 et Q10. Les éléments de tectonique salifère de [DosReis, 2001] et l'extension des appareils sédimentaires de [Droz et al., 2006] sont indiqués. Les incisions repérées dans la morphologie de P11 (jaune), de PXX (bleu turquoise) et de Q10 (rouge) ainsi que les talwegs des canyons actuels (bleu) sont tracés. On note la très forte progradation du canyon de Sète. Isocontours tous les 50 mstd.

Les incisions repérées dans la morphologie de P11, PXX et Q10 ne se corrélaient visiblement pas à des dépôts plus faibles. Les canyons ont du être érosifs (on voit d'ailleurs bien l'importance du canyon de Sète beaucoup plus en amont qu'à l'actuel), puis ont été remplis. Les canyons ont donc progradés. L'incision très amont du canyon de Sète suggère par ailleurs une connexion avec le Rhône de l'époque.

Les fig. 5.73 et 5.75 montrent 2 étapes successives de la progradation du plateau sur l'intervalle P11-Q10. De P11 à PXX, les dépôts reconstruisent fortement la plate-forme sur l'ensemble de la marge avec des épaisseurs particulièrement fortes (1000 mstd) au niveau de Marti et Bourcart. Sur l'intervalle PXX-Q10, la zone d'apports privilégiés (800 mstd de hauteur) est alors celle de l'Hérault et de Sète.

Sur la pente, on remarque la construction sur la pente entre P11 et PXX d'un édifice rectiligne de 1000 mstd de hauteur, orienté NNO-SSE, entre les incisions des canyons de Marti et du Petit Rhône, et un second d'orientation identique plus à l'Est au niveau du canyon du Grand Rhône 1. Dans le bassin central, la sédimentation est faible (inférieure à 150 mstd) et c'est à l'Est du talweg actuel méandrique du Petit Rhône que la sédimentation est privilégiée. Entre PXX et Q10, la sédimentation sur la pente ne montre plus la chenalisement mais un dépôt centre important orienté NNO-SSE limité à l'Ouest par le talweg du canyon Marti, à l'Est par le canyon de Grand Rhône 1. Ce dépôt centre se prolonge ensuite vers l'aval selon une direction NS et avec des épaisseurs d'environ 250 mstd. L'incision des canyons du Grand et du Petit Rhône entre PXX et Q10 devient plus évidente.

La sédimentation après Q10 (fig. 5.76) montre une forte sédimentation sur les interfluviaux, les dépôts sur la pente étant très visiblement entaillés par le surcreusement des canyons. La sédimentation dans le bassin se concentre le long d'un linéament dans une direction NNO-SSE. Une troisième zone où s'accumule 700 mstd de sédiments apparaît en pied de pente au SO de la marge : elle correspond à la ride Pyrénéo-Languedocienne.

Les fig. 5.77 et 5.78 permettent de distinguer la sédimentation entre Q10 et Q5 et Q5 et l'actuel. Entre Q10 et Q5, la sédimentation majeure s'effectue sur la moitié Est de la marge tandis qu'entre Q5 et l'actuel les maxima d'accumulation se font préférentiellement sur la pente occidentale. Le dépôt orienté NNO-SSE observé dans le bassin montre une épaisseur maximum dans sa partie amont entre Q10 et Q5, ces maxima évoluant après Q5 vers une position plus distale.

5.3.3.4 Mise en place des appareils sédimentaires Plio-Pléistocènes

Dans le Golfe du Lion le réseau de canyons sous-marins transfère une énorme quantité de sédiments silicoclastiques dans le bassin, notamment pendant les cycles hautes fréquences glacioeustatiques du Quaternaire. Le volume des courants de turbidité parcourant ces canyons varient dans le temps et l'espace ; il en résulte différents appareils sédimentaires sur la pente et dans le bassin d'extensions latérales et d'épaisseurs variables : le delta sous-marin profond (*deep sea fan*) du Rhône (DPR), la ride Pyrénéo-Languedocienne (RPL), les rides de Marseille/Planier (RSMP) et du Grand-Rhône (RSGR) (cf fig. 3.30). Nos corrélations stratigraphiques et nos cartographies permettent-ils d'apporter des éléments quant à l'édification de ces structures ?

Delta sous-marin profond du Petit Rhône ou DPR

Le système turbiditique plio-pléistocène le plus vaste est le delta sous-marin profond du Rhône couvrant une bonne partie du bassin central [Droz, 1991]. Selon [Droz and Bellaïche, 1985], la base de ce complexe, située à la base du plus ancien système de chenaux-levées identifiable, date du début du Pliocène. L'intégralité de la séquence pliocène est caractérisée par des réflecteurs chaotiques alternant avec des réflecteurs irrégulièrement lités. La séquence quaternaire "historique" (après 1.6 Ma), quant à elle, montre des unités acoustiques lenticulaires constituées de réflexions subparallèles passant à des réflexions de type *hummocky*, suggérant la présence à la fois de turbidites et de *debris flows*. Ce changement significatif de faciès entre Pliocène et Quaternaire est interprété comme le résultat d'un changement d'environnement de dépôt : d'une position distale pendant le Pliocène à une position proximale durant le Quaternaire, ce qui est cohérent avec la progradation générale. Le faciès chaotique du Pliocène indiquerait un dépôt probablement ubiquiste, alimenté par plusieurs canyons [Droz and Bellaïche, 1985]. Au Quaternaire, la source du DPR s'organiserait en un plus large système, le canyon sous-marin du Petit-Rhône, devenant la source principale d'apports du DPR [Droz, 1991].

L'analyse des chenaux-levées révèle 4 complexes majeurs de dépôt : une série basale correspondant au Pliocène, et 3 séries (inférieure, intermédiaire et supérieure) correspondant aux 3 complexes principaux du Quaternaire alors essentiellement alimenté par le canyon du Petit-Rhône [Droz, 1991]. Chacune de ces séries est interprétée comme une mégaséquence turbiditique déposée pendant un bas niveau marin dont les âges absolus sont inconnus. Les séries inférieures et intermédiaires sont toutefois supposées antérieures à l'interglaciaire Mindel/Riss (480 ka), tandis que la série supérieure se mettrait en place durant les épisodes successifs de bas niveau précédant la glaciation Würm (480 ka - 70 ka). [Droz, 1991], [Droz et al., 2006].

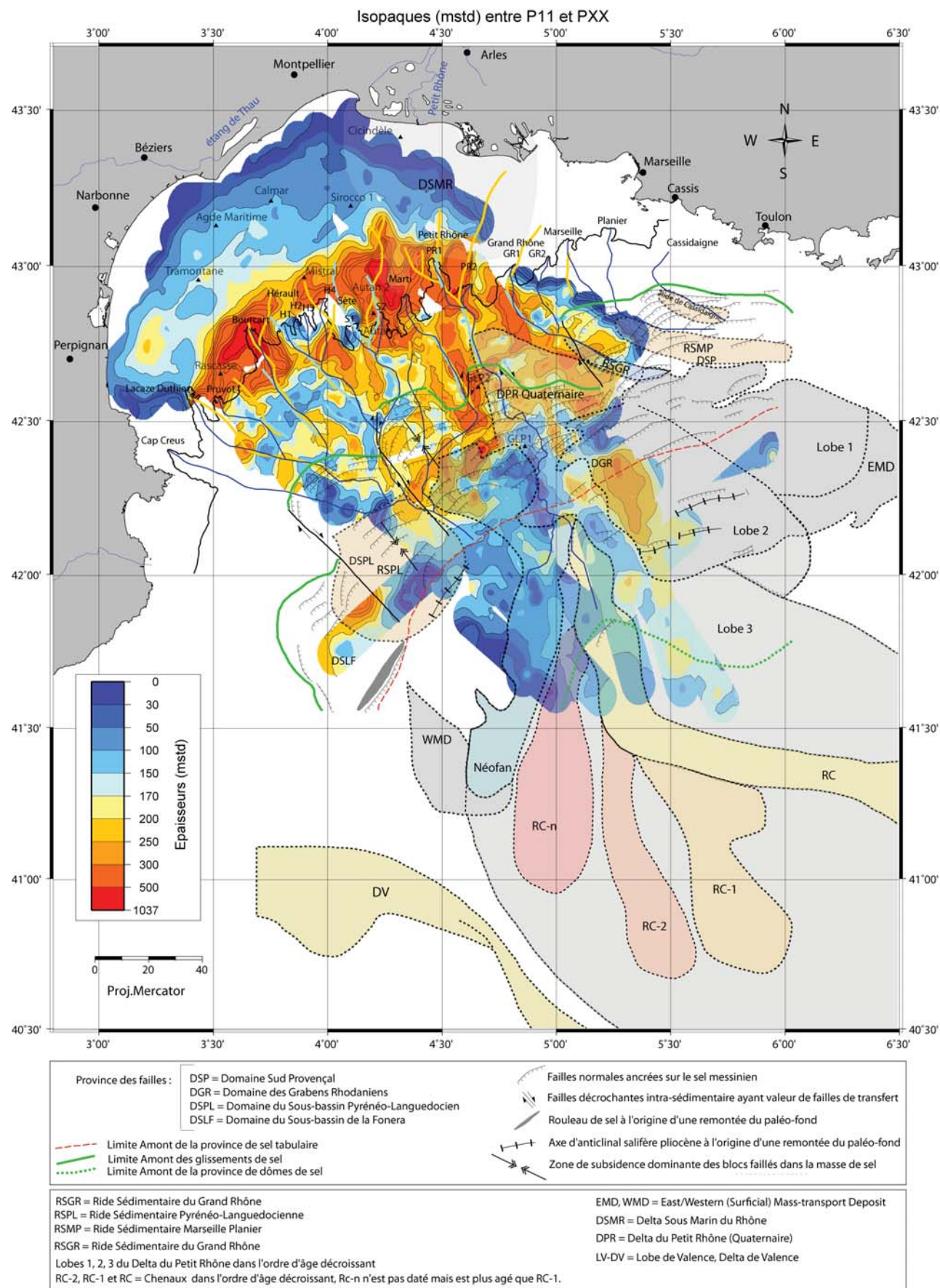


FIGURE 5.73 – Isopaques (mstd) entre P11 et PXX. Les éléments de tectonique salifère de [DosReis, 2001] et l'extension des appareils sédimentaires de [Droz et al., 2006] sont indiqués. Les incisions repérées dans la morphologie de P11 (jaune) et de PXX (bleu turquoise) ainsi que les talwegs des canyons actuels (pointillés bleus) sont tracés. Isocontours tous les 50 mstd.

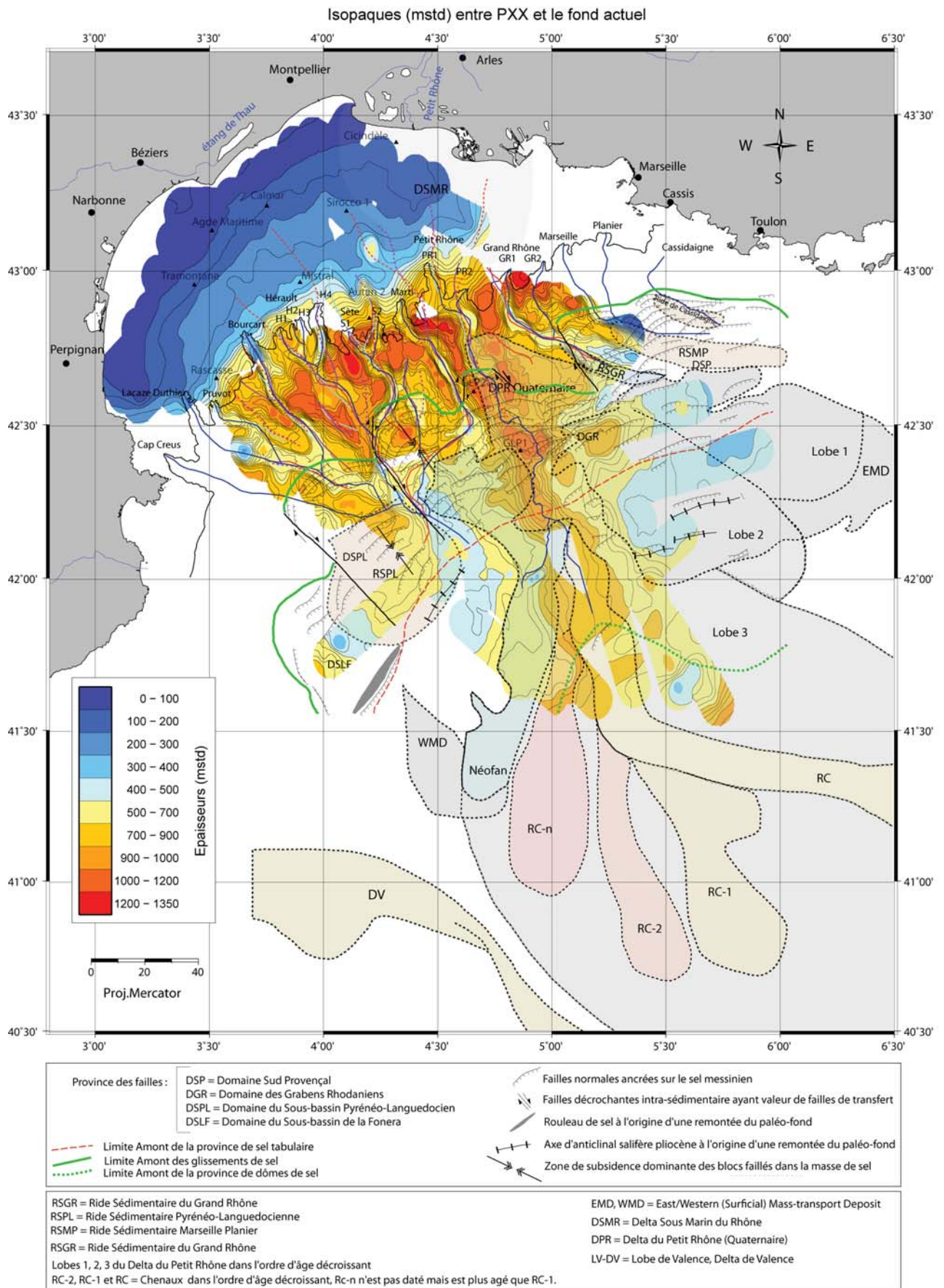


FIGURE 5.74 – Isopaques (mstd) entre PXX et le fond actuel. Les éléments de tectonique salifère de [DosReis, 2001] et l’extension des appareils sédimentaires de [Droz et al., 2006] sont indiqués. Les incisions repérées dans la morphologie de PXX (bleu turquoise), de Q10 (rouge) et de Q5, ainsi que les talwegs des canyons actuels (bleus) sont tracés. Isocontours tous les 50 mstd.

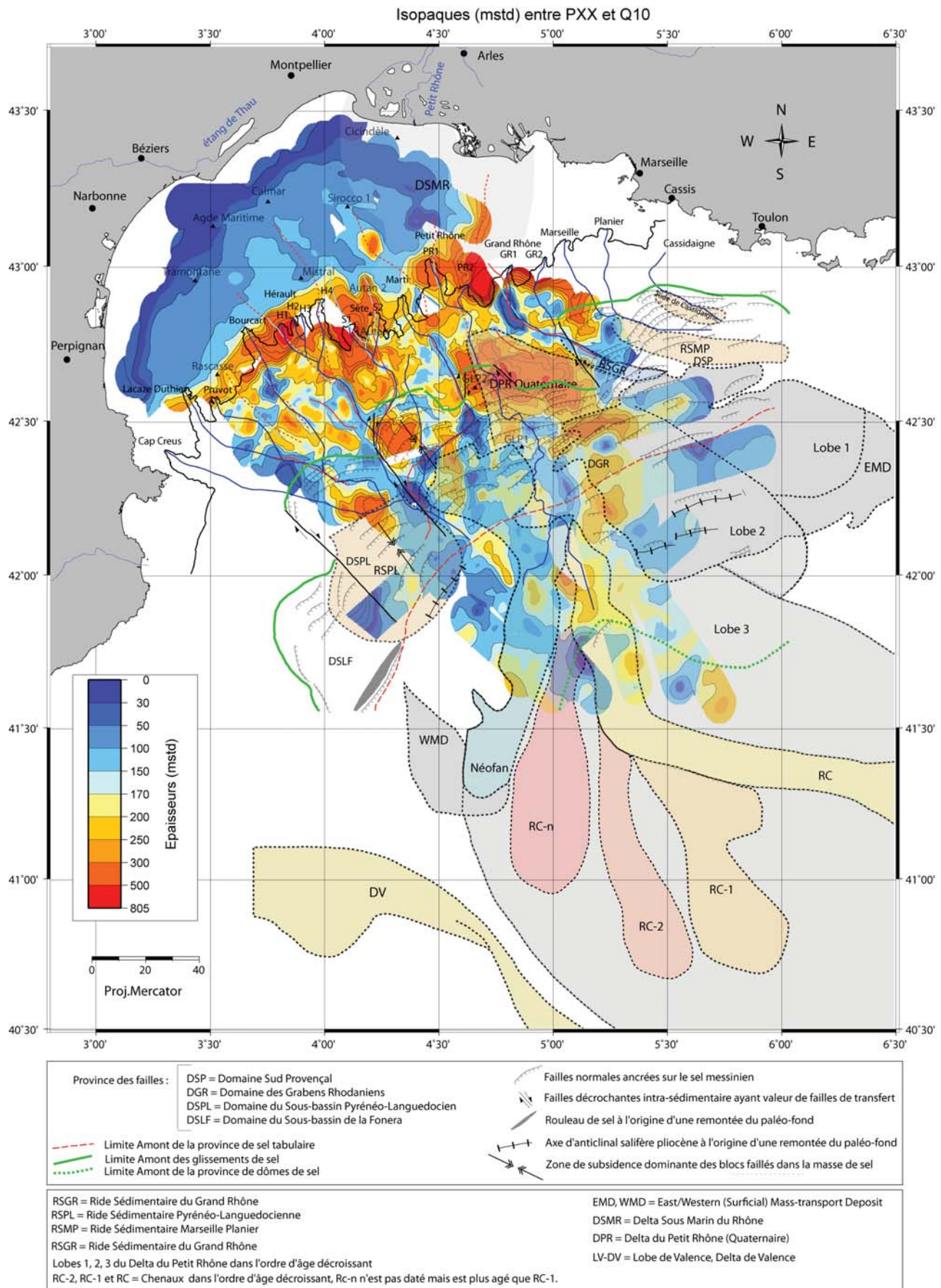


FIGURE 5.75 – Isopaques (mstd) entre PXX et Q10. Les éléments de tectonique salifère de [DosReis, 2001] et l'extension des appareils sédimentaires de [Droz et al., 2006] sont indiqués. Les incisions repérées dans la morphologie de PXX (bleu turquoise) et de Q10 (rouge) ainsi que les talwegs des canyons actuels (pointillés bleus) sont tracés. Isocontours tous les 50 mstd.

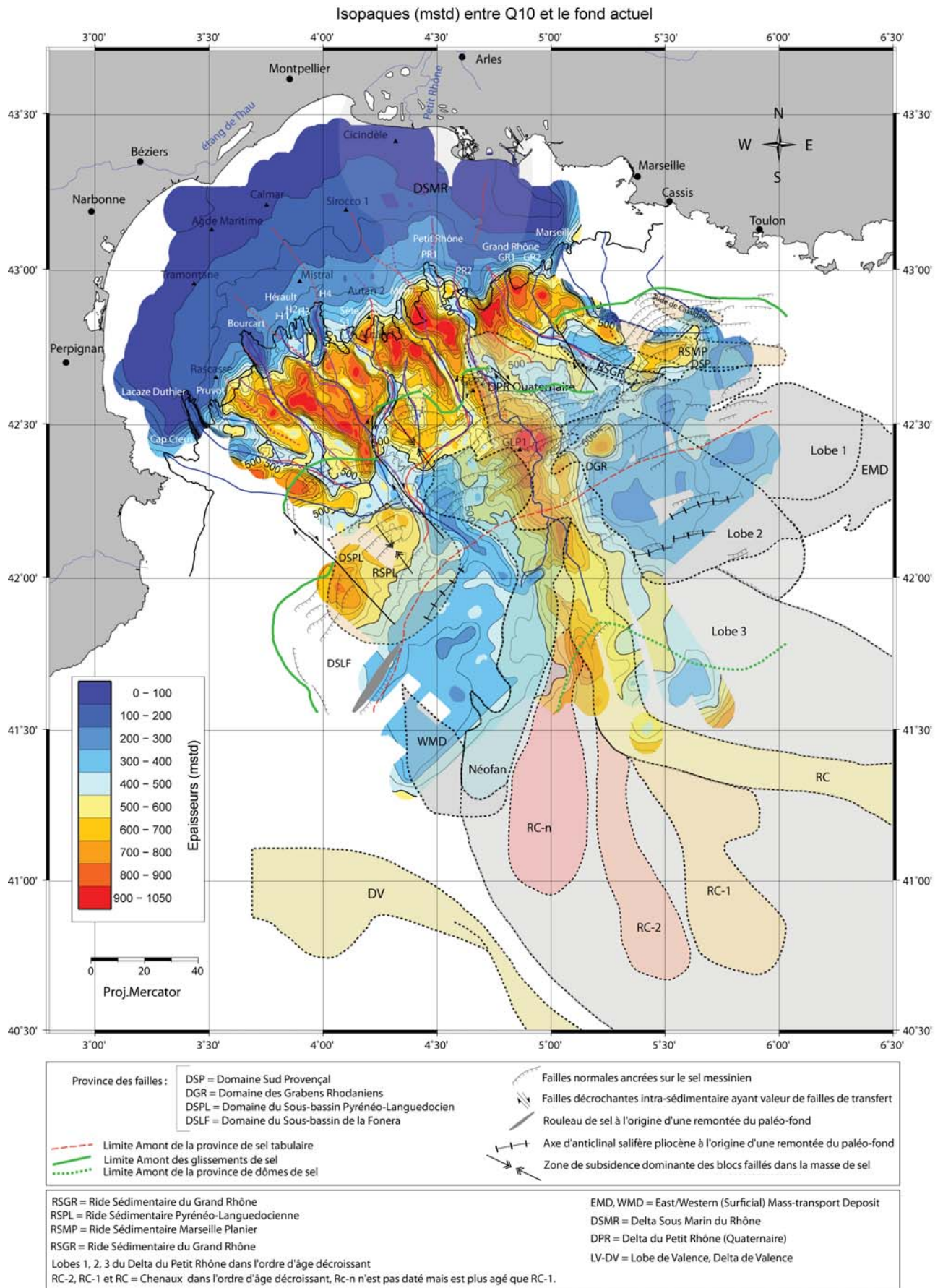


FIGURE 5.76 – Isopaques (mstd) entre Q10 et le fond actuel. Les éléments de tectonique salifère de [DosReis, 2001] et l’extension des appareils sédimentaires de [Droz et al., 2006] sont indiqués. Les incisions repérées dans la morphologie de Q10 (rouge) et de Q5 (violet) ainsi que les talwegs des canyons actuels (bleus) sont tracés. On note un surcreusement des canyons. Isocontours tous les 50 mstd.

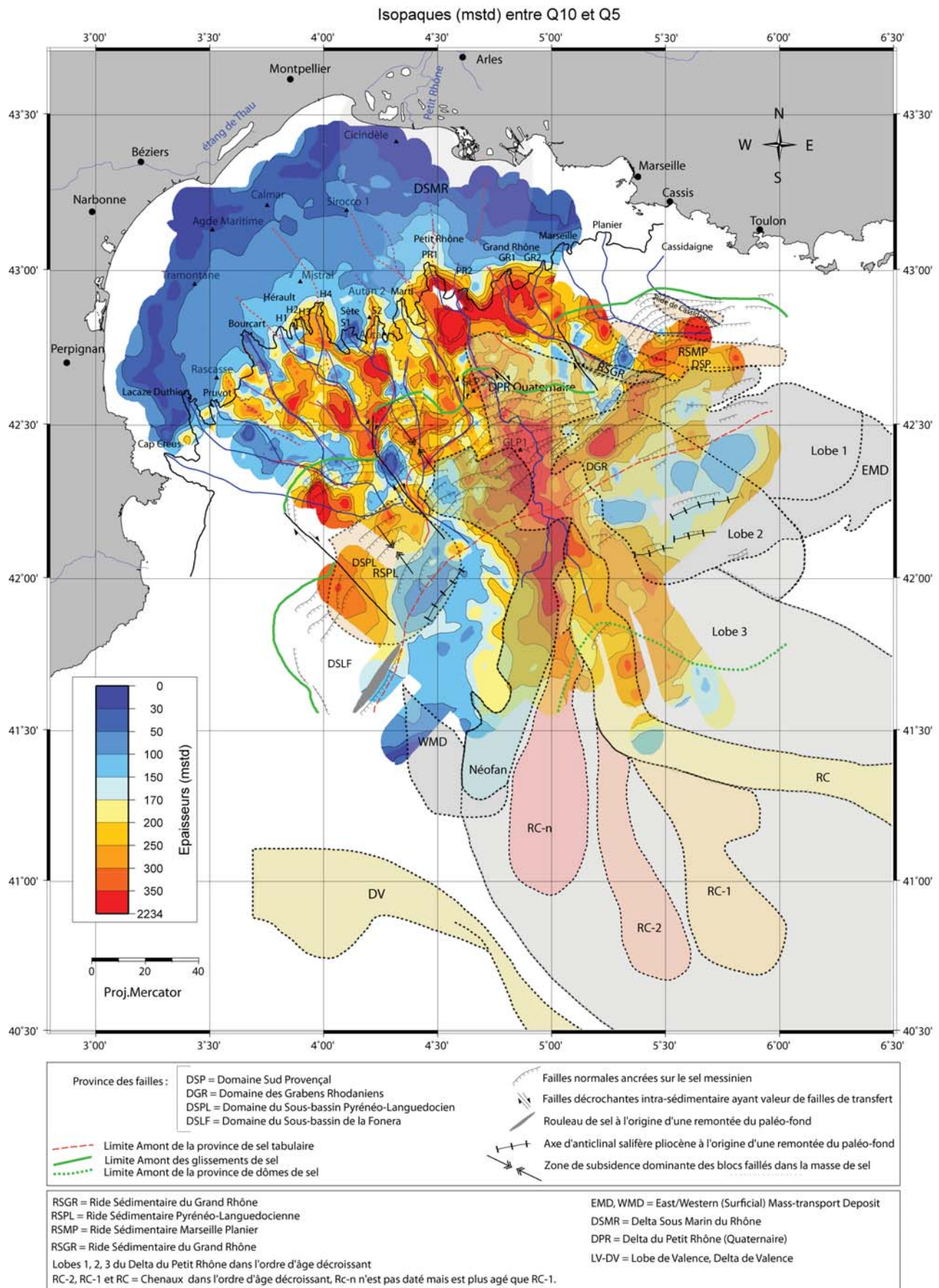


FIGURE 5.77 – Isopaques (mstd) entre Q10 et Q5. Les éléments de tectonique salifère de [DosReis, 2001] et l'extension des appareils sédimentaires de [Droz et al., 2006] sont indiqués. Les incisions repérées dans la morphologie de Q10 (rouge) et de Q5 (violet) ainsi que les talwegs des canyons actuels (pointillés bleus) sont tracés. Isocontours tous les 50 mstd.

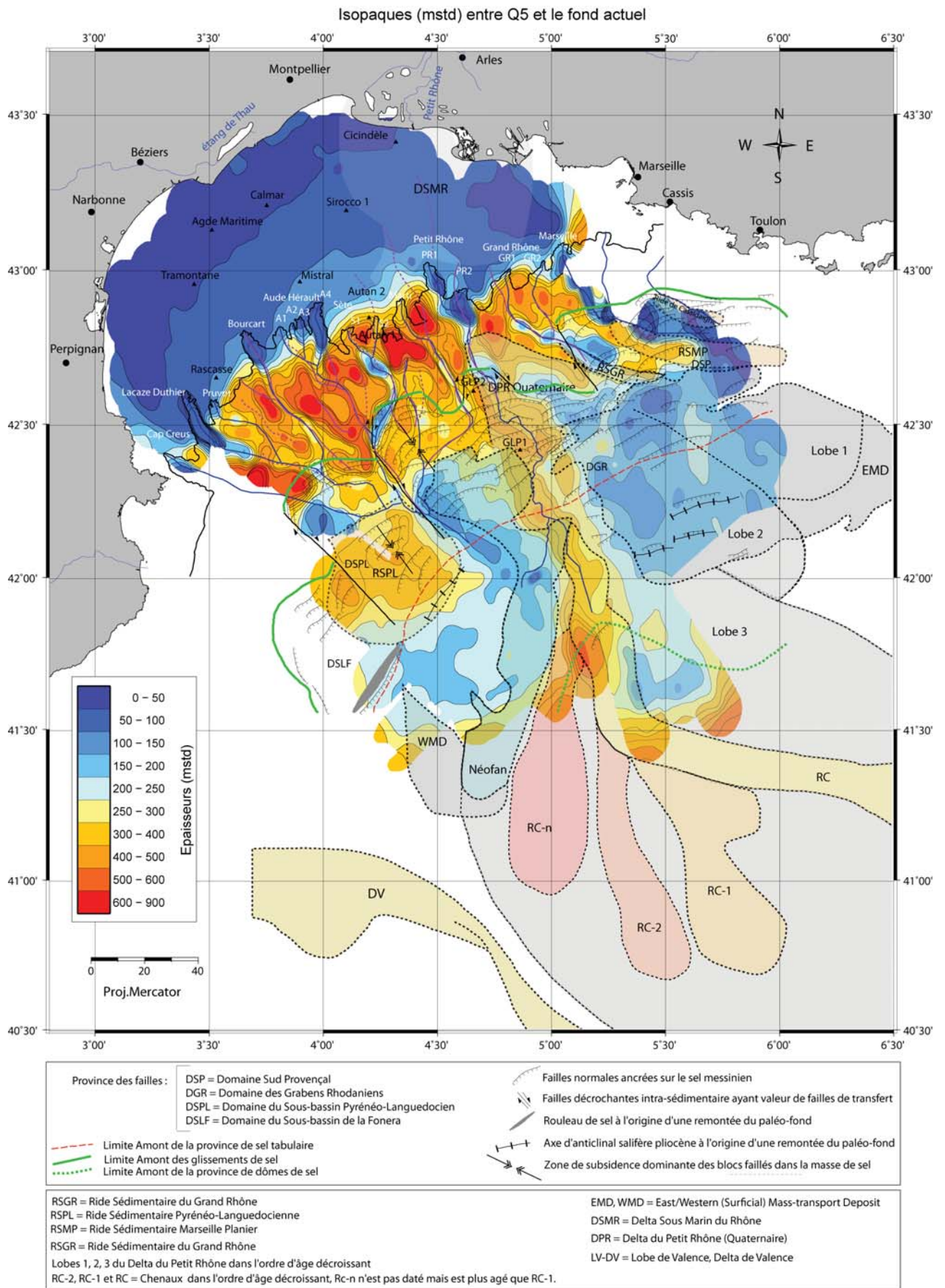


FIGURE 5.78 – Isopaques (mstd) entre Q5 et le fond. Les éléments de tectonique salifère de [DosReis, 2001] et l’extension des appareils sédimentaires de [Droz et al., 2006] sont indiqués. Les incisions repérées dans la morphologie de Q5 (violet) ainsi que les talwegs des canyons actuels (bleus) sont tracés. Isocontours tous les 50 mstd.

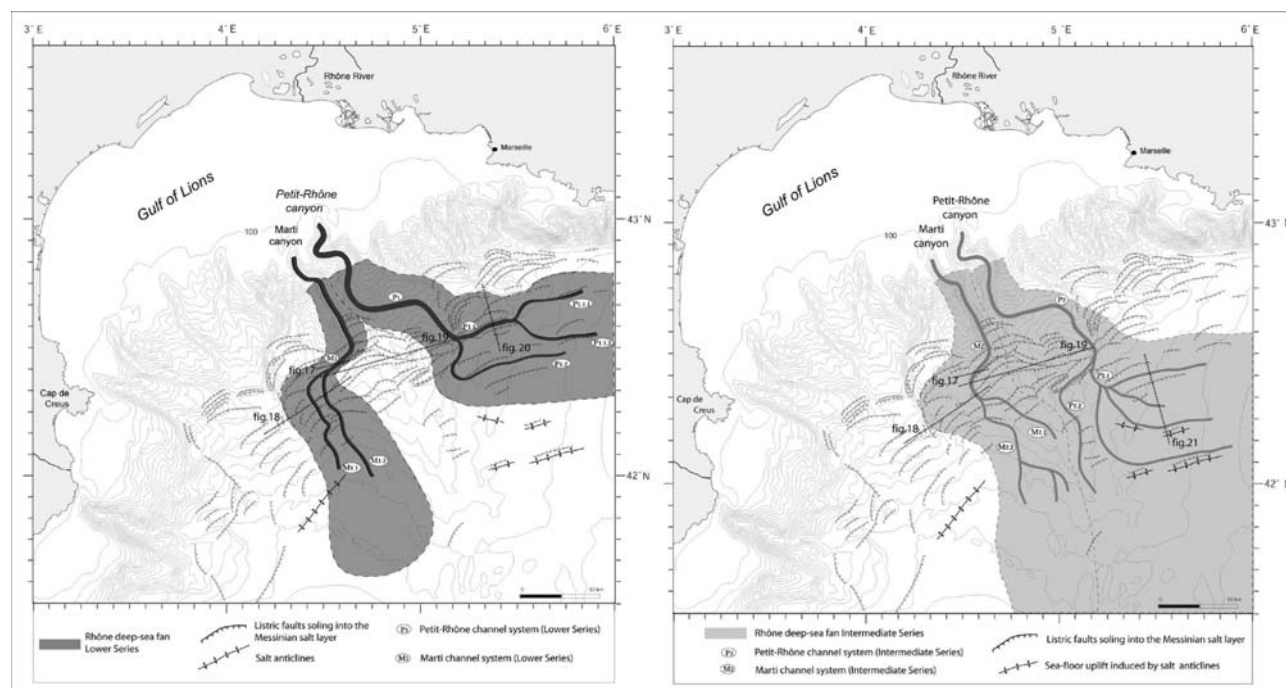


FIGURE 5.79 – Dépôt des séries inférieure (gauche) et intermédiaire (droite). Chacune est alimentée par deux canyons simultanés : les canyons du Petit Rhône et de Marti. Les dépôts-centre et la configuration des chenaux de la séquence turbiditique inférieure sont contrôlés par la tectonique salifère. La chenalisation de la séquence turbiditique intermédiaire est, elle, partiellement contrôlée par les structures salifères. [DosReis et al., 2005].

Les séries inférieures et intermédiaires construisent un DPR proximal divergeant vers le bassin, résultant de la migration respectives des paléo-chenaux P1 et P2 de la fig. 5.79 d'après [DosReis et al., 2005]. La série inférieure couvre alors la pente continentale Sud-Provençal, tandis que la série intermédiaire s'étend vers le Sud-Ouest. Les migrations successives Est-Ouest sont attribuées à des glissements occasionnels bloquant le chenal principal et le forçant à migrer [Droz, 1991].

Les dépôts du système Marti sont contemporaines des séries inférieures et intermédiaires du système du Petit Rhône. Après le canyon du Petit Rhône, le canyon Marti constitue donc une seconde source importante d'alimentation des séries inférieure et intermédiaire du DPR selon [DosReis et al., 2005].

Le chenal le plus jeune P3 (fig. 5.81) correspond au chenal principal de la série supérieure, le long duquel l'épaisseur peut atteindre 3.6 km [Droz, 1991]. Durant ce dernier dépôt, le système est alors nourri par une seule source principale : le canyon du Petit Rhône [DosReis et al., 2005], [Droz et al., 2006].

Rappelons ici que nos unités plio-pléistocènes repérées dans le bassin (vert clair sur la fig. 5.15) ont permis les corrélations suivantes avec les complexes successifs du *deep sea fan* du Petit Rhône décrits par [DosReis, 2001], [Droz et al., 2006] :

- notre unité depuis le toit du Messinien jusqu'à P11 (horizon jaune) correspond à la série basale I, estimée entre 5.33 et 2.6 Ma.
- les unités comprises entre P11 (jaune) et Q10 (surface rouge) c'est-à-dire les unités P11-PXX et PXX-Q10 se corréleront aux séries inférieures et intermédiaire II, alors âgées de 2.6 à 0.9 Ma. Une MTD est visible entre Q10 et D20, elle est limitée à son toit par D20 (non datée) ; on peut juste estimer un intervalle de dépôt de cette MTD maximum entre 0.9 Ma et 0.45 Ma. D'après les épaisseurs sédimentaires, probablement autour de 0.7-0.5 Ma.
- enfin, les unités Q10-Q5 (en partie) et Q5-Fond correspondent à la série supérieure III alors déposée après 0.9 Ma ou après la MTD à un âge alors plus récent (D20-actuel).

Ces estimations sont en accord avec les intervalles d'âge avancés par [Droz et al., 2006]. La transition de la série I à II nous semble cependant plus ancienne que 1.6 Ma [Droz et al., 2006], nous la situons plutôt autour de 2.6 Ma (fig. 5.15).

La sédimentation pliocène jusqu'à P11 (2.6 Ma) semble alimenter à la fois le plateau et le bassin, mettant en place le complexe basal du DPR dans le bassin. Les fig. 5.68, 5.69 et 5.70 suggèrent une source uniquement rhodanienne qui alimente le DPR profond *via* les incisions des systèmes de Sète, de Marti, du Petit Rhône et du Grand Rhône déjà visibles dans la topographie (fig. 5.43, 5.44). On a d'ailleurs vu que les incisions très amont des canyons de Sète et du Petit et Grand Rhône à P11 (fig. 5.71) suggéraient des connexions aux fleuves côté rhodanien. L'hypothèse d'une source du DPR uniquement orientale n'est pas tout à fait en accord avec le dépôt ubiquiste de [Droz and Bellaiche,

1985], les dépôts côté Pyrénéo-Languedociens semblant être restreints au plateau et restant limités sur la pente.

Depuis 2.6 Ma, les figures 5.71, 5.73, 5.74 et 5.75 montrent l'accumulation sédimentaire privilégiée des lobes 2 et 3, correspondant aux séries inférieure, intermédiaire et supérieure, avec des complexes chenaux-levées particulièrement bien développés (cf fig. 5.15). Il semble toutefois que le lobe 2 soit progressivement abandonné entre 2.6 Ma et 1.6 Ma, époque où la sédimentale distale du lobe 3 n'est pas encore clairement visible (fig. 5.73). La progradation de l'axe du chenal s'affirme après 1.6 Ma. On observe simultanément une migration de l'axe chenalisé des dépôts centre vers l'Ouest (fig. 5.73 et fig. 5.74 à comparer).

La fig. 5.72 montre un axe d'accumulation sédimentaire de 300 mstd d'épaisseur, au débouché du talweg du canyon Marti et orienté NO-SE, rejoignant l'axe principal du PRF orienté NNO-SSE. La participation du canyon Marti n'est visible qu'à partir de PXX (1.6Ma) sur nos cartes (fig.5.75). Cette observation est cohérente avec la fig. 5.79 confirmant la participation du canyon Marti à l'alimentation de la série inférieure et intermédiaire par [DosReis et al., 2005]. Cet âge de 1.6 Ma correspond également à l'âge de mise en place de la série inférieure estimé par [Droz et al., 2006] (fig. 3.30).

Si un chenal d'alimentation principal est à privilégier entre 2.6 Ma et 1.6 Ma, la configuration des isopaques sur la fig. 5.72 suggère RC-1 actif. Si c'est le cas, la fig. 5.73 indique que le chenal n'est pas encore très développé dans sa partie distale à 1.6 Ma.

Depuis 0.9 Ma, les fig. 5.76, 5.77 et 5.78 montrent une alimentation du DPR par les canyons du Petit-Rhône et de Marti. Entre 0.9 Ma et 0.45 Ma (fig. 5.77), le maximum d'épaisseur sédimentaire se situe au débouché du canyon du Petit Rhône. Le talweg principal du canyon Marti à cette époque montre un virage à 90° avant de poursuivre son tracé vers le Sud Ouest, déchargeant alors les sédiments en dehors du lobe turbiditique 3. Si une alimentation du DPR par le canyon Marti est effective, elle s'effectue alors vraisemblablement par avulsion des courants de turbidité au niveau du virage à 90° ou en position beaucoup plus distale au débouché des chenaux M2 de la fig. 5.81.

Entre 0.45 Ma et aujourd'hui (fig. 5.78), apparaît clairement le chenal principal d'alimentation du DPR dans la prolongation des branches 1 et 2 du Petit Rhône, et contribuant au lobe 3. Le canyon Marti ne semble plus participer à l'alimentation du PRF.

Lorem ipsum dolor sit amet, consectetur adipiscing elit. Ut purus elit, vestibulum ut, placerat ac, adipiscing vitae, felis. Curabitur dictum gravida mauris. Nam arcu libero, nonummy eget, consectetuer id, vulputate a, magna. Donec vehicula augue eu neque. Pellentesque habitant morbi tristique senectus et netus et malesuada fames ac turpis egestas. Mauris ut leo. Cras viverra metus rhoncus sem. Nulla et lectus vestibulum urna fringilla ultrices. Phasellus eu tellus sit amet tortor gravida placerat. Integer sapien est, iaculis in, pretium quis, viverra ac, nunc. Praesent eget sem vel leo ultrices bibendum. Aenean faucibus. Morbi dolor nulla, malesuada eu, pulvinar at, mollis ac, nulla. Curabitur auctor semper nulla. Donec varius orci eget risus. Duis nibh mi, congue eu, accumsan eleifend, sagittis quis, diam. Duis eget orci sit amet orci dignissim rutrum.

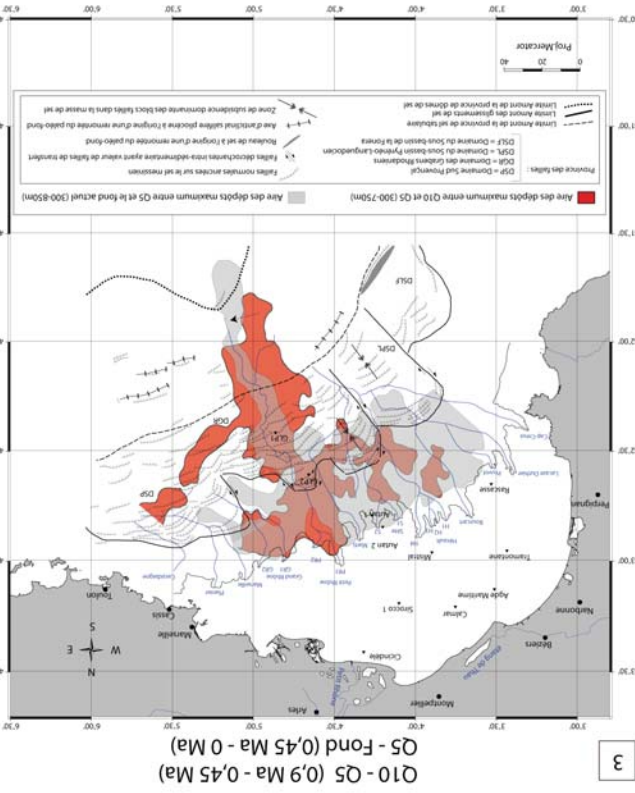
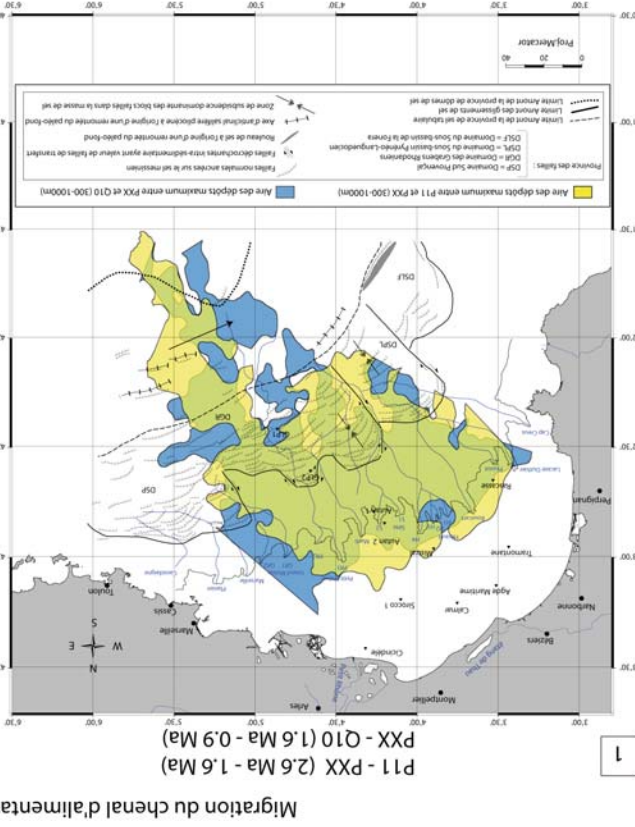
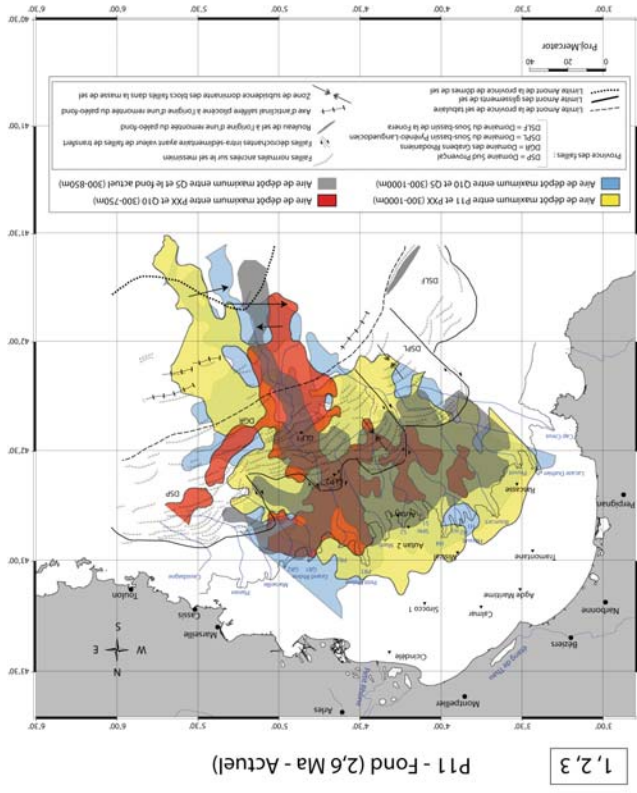
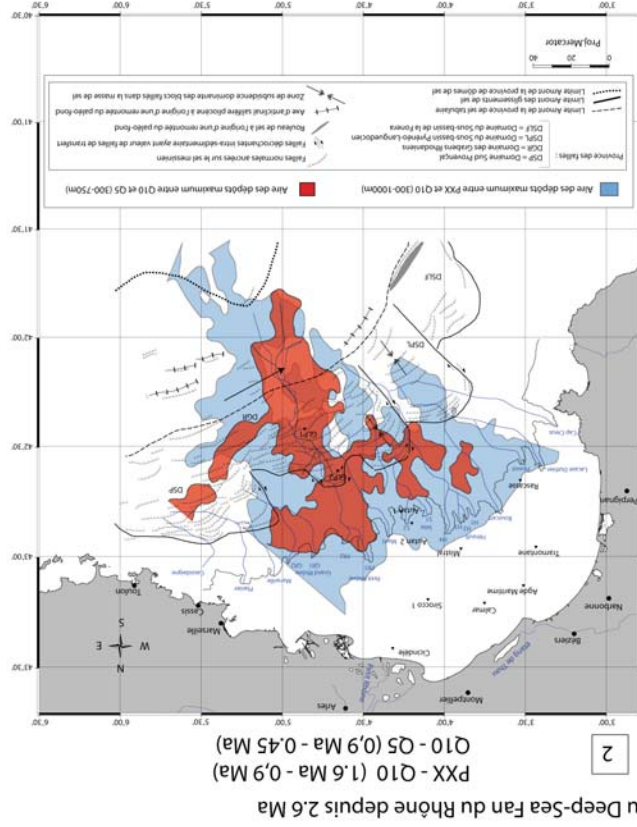


FIGURE 5.80 – Mise en évidence des migrations du complexe du Deep Sea Fan du Rhône : vers l'Ouest entre 2.6 Ma et 0.9/0.45Ma, vers l'Est autour de 0.9Ma/0.45Ma et l'actuel.

Entre P11 et Q10/Q5 (soit entre 2.6 Ma et 0.9/0.45Ma), on observe une migration progressive vers l'Ouest des dépôts centres du PRF (fig. 5.80). Cette migration (indiquée par les flèches), visible sur les isopaques P11-PXX (jaune), PXX-Q10 (bleu) et Q10-Q5 (rouge), met en évidence les migrations successives vers l'Ouest du chenal principal du PRF (en position distale). La pente générale vers l'Ouest observée sur les profils sismiques (fig. 5.15) pourrait expliquer ce mouvement.

Les dépôts centres sur les isopaques Q5-Fond (gris) apparaissent le long d'un axe plus étroit, dont le chenal d'alimentation a inversé la tendance et migré vers l'Est (entre Q10 et Q5 soit entre 0.9 et 0.5 Ma). Probablement à cause du mouvement du sel entraînant des noeuds d'avulsion.

La ride Pyrénéo-Languedocienne, et les rides de Marseille, du Grand Rhône et de Cassidaigne

L'âge absolu de mise en place de ces appareils sédimentaires (fig. 5.81 et fig. 3.30) n'est pas établi; des relations et estimations stratigraphiques relatives ainsi que les modalités de dépôts (notamment des sources) ont été proposées mais divergent parfois selon les auteurs.

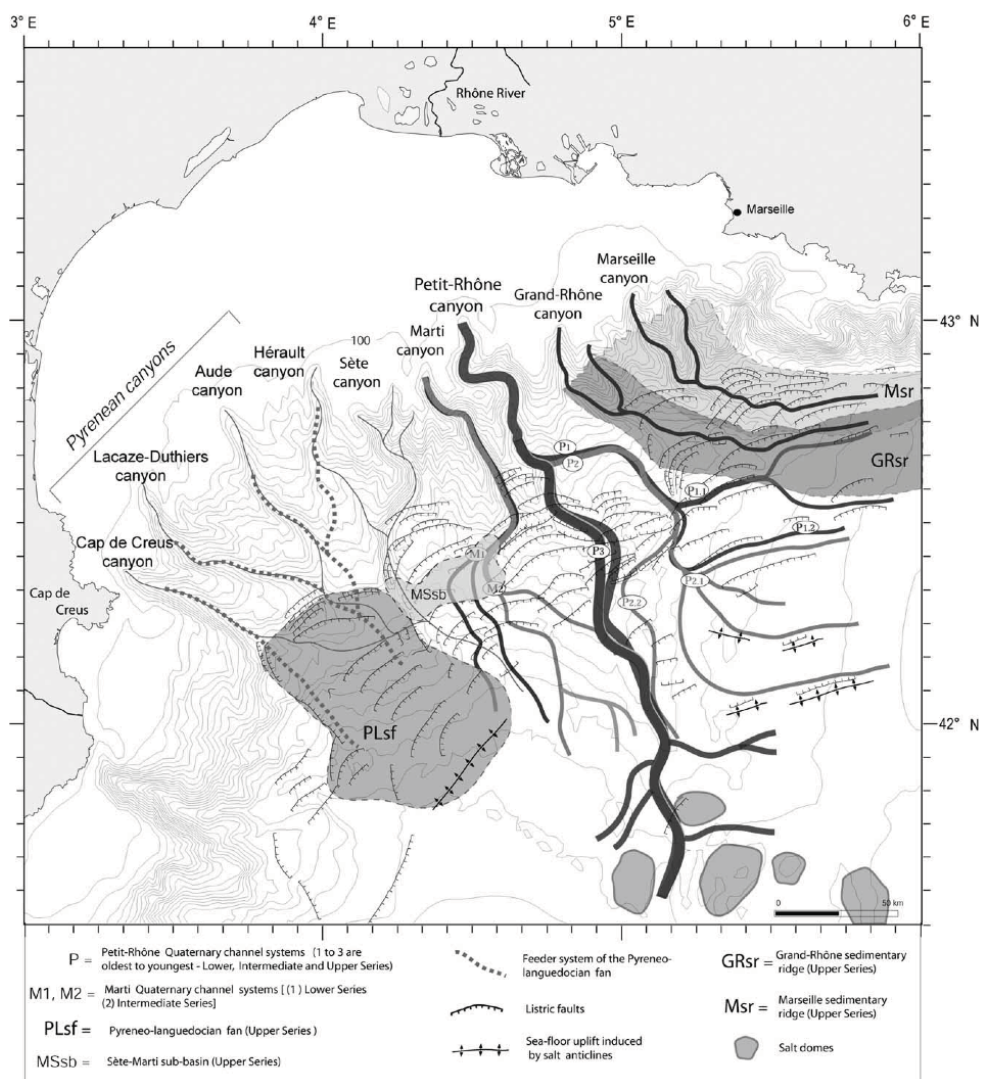


FIGURE 5.81 – Cartographie des appareils sédimentaires plio-pléistocènes profond du Golfe du Lion [DosReis et al., 2005].

La ride Pyrénéo-Languedocienne (RSPL)

Il s'agit d'une accumulation sédimentaire sur la marge occidentale du Languedoc-Roussillon atteignant jusqu'à 1000 m d'épaisseur. Son dépôt est synchrone avec le dépôt de la série supérieure du PRF (de Mi-Pléistocène à Pléistocène supérieur) d'après [DosReis et al., 2004]. [Berné et al., 1999] et [Droz et al., 2001] interprètent cet appareil comme une ride issue d'un dépôt turbiditique assymétrique, préférentiellement accumulé sur le flanc Ouest du canyon de Sète par la force de Coriolis et/ou la circulation des courants géostrophiques. En revanche, selon [DosReis

et al., 2004], la RPL, située au débouché de la confluence des canyons Lacaze-Duthier, de l'Aude et de Cap Creus, serait alimentée par les canyons pyrénéens. Le canyon de Sète, piégé par la tectonique salifère, ne participerait pas à l'édification de la ride selon l'auteur. La RPL constituerait un dépôt de delta profond sans géométrie de chenaux-levées bien établis. Par contre, l'allure de la ride, avec la présence de *sediment waves*, pourrait suggérer un dépôt de type contourite.

La ride Pyrénéo-Languedocienne semble se construire progressivement depuis 0.9 Ma d'après nos fig. 5.76, 5.77, 5.78) avec une accumulation identique (300 mstd) avant et après Q5. Cela confirme la simultanéité de mise en place de la RSPL avec la série supérieure du PRF [DosReis et al., 2004] et [Droz et al., 2006].

Les fig. 5.77 et 5.78 montrent un dépôt centre sur la pente vraisemblablement alimenté par les canyons de Sète, de l'Aude, de Bourcart et de Pruvot. Ces dépôts apparaissent en continuité avec le dépôt centre plus méridional de la RPSL. L'extension de cette carte ne nous permet pas de confirmer l'éventuelle contribution des canyons de Lacaze-Duthier et de Cap Creus, même si le dépôt maximal de la RSPL situé au NO sur la fig. 5.77 suggère effectivement une alimentation par une autre source plus occidentale. La ride semble donc bien se construire avec la contribution de plusieurs canyons pyrénéens, ce qui est en accord avec [DosReis et al., 2005]. Si dans la topographie de Q10 (rouge), l'incision du canyon de Sète suggère une participation dans l'alimentation de la RSPL, ce n'est plus le cas à Q5 (violet) (cf encadré noir sur la fig. 5.82). Ce canyon ne semble donc pas participer activement à la mise en place de la RSPL.

La ride du Grand Rhône (RSGR) et de Marseille Panier (RSMP)

Ces rides sont respectivement reliées au fonctionnement des canyons du Grand Rhône et de Marseille, dont la direction E-O plus ou moins parallèle à la marge Sud Provençale est attribuée aux structures Oligo-Aquitaniennes d'après [Coutellier, 1985], à la tectonique salifère d'après [DosReis et al., 2005] (fig. 5.81). Ces 2 rides, asymétriques, s'édifient clairement pendant les phases de chute du niveau marin [Bellaïche et al., 1989].

- La RSMP se construit par accrétions successives contemporaines des séries inférieures, intermédiaires et supérieures du DPR selon [Bellaïche et al., 1989] et [Bellaïche and Mart, 1995]. Cette interprétation est en contradiction avec [DosReis et al., 2005] qui considère la mise en place de la RSMP contemporaine du dépôt de la série supérieure du DPR.

La forme allongée et orientée ONO-ESE de la ride sédimentaire de Marseille Panier s'observe dans les isopaques (300 à 500 mstd) postérieurs à Q5 (fig. 5.78), et plus de 350 mstd se dépose également dans cette zone entre Q10 et Q5 (fig. 5.77). L'interprétation de [DosReis et al., 2005] apparaît donc cohérente avec nos cartes.

Les fig. 5.73, 5.72 et 5.75, correspondant aux dépôts contemporains des séries inférieures et intermédiaires du DPR, suggèrent, par extrapolation, une très faible accumulation sédimentaire. L'hypothèse de [Bellaïche et al., 1989] apparaît donc en désaccord avec nos observations.

- La mise en place de la RSGR, en un épisode unique d'accrétion, post-daterait la série supérieure selon [Bellaïche et al., 1989], tandis que [DosReis et al., 2005] l'a considérée polyphasée, ses unités internes successives étant antérieure, puis contemporaine au dépôt de la série intermédiaire, et enfin contemporaine à la série supérieure du PRF.

D'après la fig. 5.78, la sédimentation après 0.45 Ma ne semble pas contribuer à l'édification de la ride du Grand Rhône. La résolution de nos cartes nous permettent seulement de privilégier les intervalles de temps 2.6 Ma-1.8 Ma (fig. 5.73) et 0.9 Ma-0.45 Ma (fig. 5.77) pour ses unités internes éventuelles. Nos résultats privilégient donc l'hypothèse de [DosReis et al., 2005], mais l'unité terminale de la ride étant déposée à 0.45 Ma.

NB : L'extension de nos cartes est souvent insuffisante pour apporter des éléments sur l'édification de la ride de Cassidaigne. Cependant la fig. 5.78 exclut la construction de cette ride après 450 000 ans, comme pour la ride du Grand Rhône. La fig. 5.77 en revanche autorise à suggérer une mise en place sur l'intervalle 0.9 Ma-0.45 Ma ou antérieurement.

Synthèse de la mise en place des appareils sédimentaires pléistocènes

Lorem ipsum dolor sit amet, consectetur adipiscing elit. Ut purus elit, vestibulum ut, placerat ac, adipiscing vitae, felis. Curabitur dictum gravida mauris. Nam arcu libero, nonummy eget, consectetuer id, vulputate a, magna. Donec vehicula augue eu neque. Pellentesque habitant morbi tristique senectus et netus et malesuada fames ac turpis egestas. Mauris ut leo. Cras viverra metus rhoncus sem. Nulla et lectus vestibulum urna fringilla ultrices. Phasellus eu tellus sit amet tortor gravida placerat. Integer sapien est, iaculis in, pretium quis, viverra ac, nunc. Praesent eget sem vel leo ultrices bibendum. Aenean faucibus. Morbi dolor nulla, malesuada eu, pulvinar at, mollis ac, nulla. Curabitur auctor semper nulla. Donec varius orci eget risus. Duis nibh mi, congue eu, accumsan eleifend, sagittis quis, diam. Duis eget orci sit amet orci dignissim rutrum.

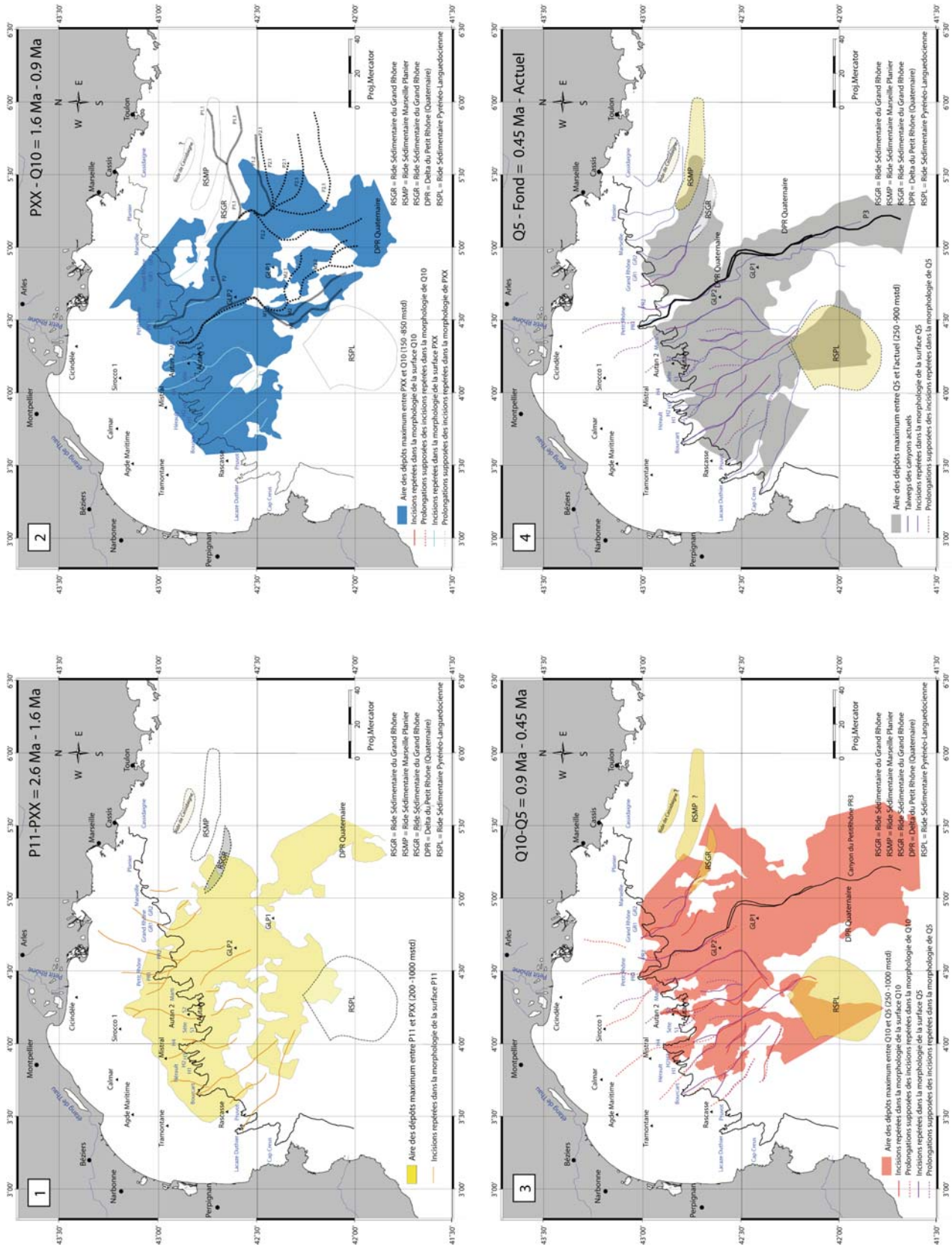


FIGURE 5.82 – Cartographie des éléments observés et replacés dans un cadre stratigraphique (de haut en bas et de gauche à droite) : 2.6Ma-1.6Ma, 1.6Ma-0.9Ma, 0.9Ma-0.45Ma, 0.45Ma-0) : incisions des canyons, chenaux d'alimentation du Deep Sea Fan du Petit Rhône (d'après [Dosseis et al., 2005]), et appareils sédimentaires du Pléistocène.

En résumé, (fig. 5.82) :

- La ride Pyrénéo-Languedocienne se construit progressivement depuis 0.9 Ma, vraisemblablement alimentée par les canyons de l'Aude/Hérault, Bourcart, Pruvot (éventuellement Lacaze/Duthier et Cap Creus). Le complexe de Sète, piégé par la tectonique salifère [DosReis, 2001], subit une migration de sa trajectoire, et ne participe vraisemblablement pas à l'alimentation de la ride.
- La ride de Marseille Planier se met en place après 0.9 Ma, notamment depuis 0.45 Ma.
- La ride de Cassidaigne, comme celle du Grand-Rhône seraient plus précoce. A 0.45 Ma, elles semblent déjà en place.
- Les lobes d'accumulation du *deep sea fan* du Rhône ont progressivement migré vers l'Ouest entre 2.6 Ma et environ 1Ma-0.5Ma. A cette époque, le mouvement s'inverse, et le chenal principale du DPR *shift* vers l'Est, avec une chenalisation beaucoup plus marquée. Simultanément, en amont, sur la pente, le canyon du Petit Rhône migre (de 10 km) vers l'Ouest. C'est également le cas du canyon de Sète. Tectonique salifère et gravité expliqueraient ces mouvements.

Lorem ipsum dolor sit amet, consectetur adipiscing elit. Ut purus elit, vestibulum ut, placerat ac, adipiscing vitae, felis. Curabitur dictum gravida mauris. Nam arcu libero, nonummy eget, consectetuer id, vulputate a, magna. Donec vehicula augue eu neque. Pellentesque habitant morbi tristique senectus et netus et malesuada fames ac turpis egestas. Mauris ut leo. Cras viverra metus rhoncus sem. Nulla et lectus vestibulum urna fringilla ultrices. Phasellus eu tellus sit amet tortor gravida placerat. Integer sapien est, iaculis in, pretium quis, viverra ac, nunc. Praesent eget sem vel leo ultrices bibendum. Aenean faucibus. Morbi dolor nulla, malesuada eu, pulvinar at, mollis ac, nulla. Curabitur auctor semper nulla. Donec varius orci eget risus. Duis nibh mi, congue eu, accumsan eleifend, sagittis quis, diam. Duis eget orci sit amet orci dignissim rutrum.

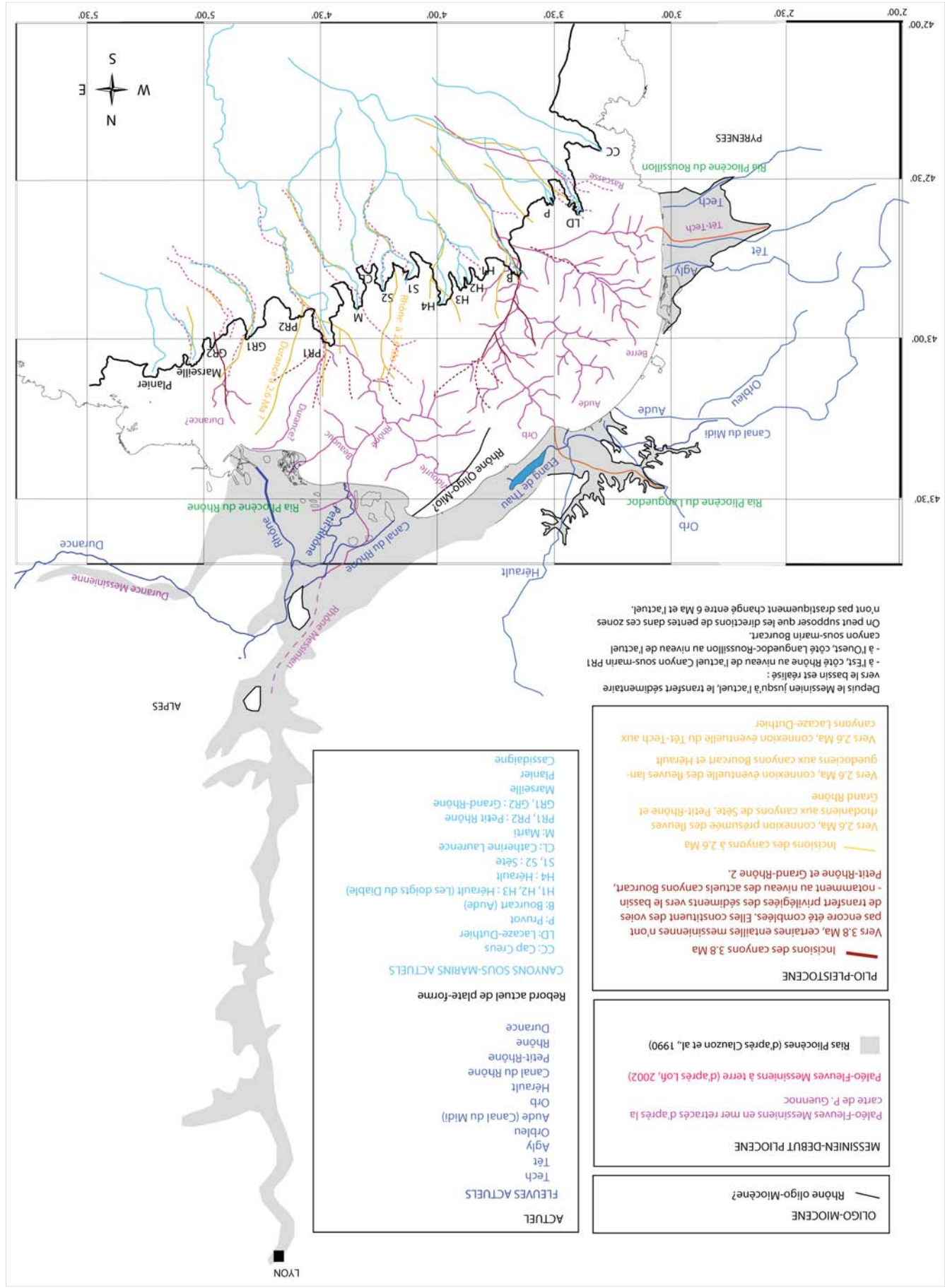


FIGURE 5.83 – Evolution principale des sources fluviales et des voies de transferts des sédiments vers le bassin. Il est à noter que l'Aude actuelle (bleue) ne coule vers la Méditerranée que depuis le Plio-Quaternaire (pas de rias pliocène à terre) alors qu'elle était auparavant tributaire de l'Atlantique. Cette carte ampute également le drainage rhodanien de la contribution du Rhin, lequel ne coule vers la Mer du Nord qu'au Quaternaire récent (autour de 1 Ma).

Synthèse des voies de transferts sédimentaires dans le Golfe du Lion :

- La comparaison des cartes d'épaisseurs de sédiments oligo-miocènes et plio-pléistocènes montre une migration des dépôts-centre vers l'Est. **A l'Oligo-Miocène**, la moitié Sud-Ouest du Golfe du Lion reçoit l'essentiel des sédiments ; ces derniers comblent les dépressions du substratum qui y sont particulièrement marquées. Les cartes d'isobathes du substratum et d'isopaques oligo-miocènes suggèrent une éventuelle alimentation *via* un paléo-fleuve situé dans le prolongement de l'actuel canal du Rhône et dont le tracé NE-SO déboucherait dans le graben central : il s'agirait peut-être de la position du Rhône oligo-miocène (noir sur la fig. 5.83). Une alimentation par les fleuves pyrénéo-languedociens est également probable.

En revanche, la faible épaisseur des dépôts oligo-miocènes sur la plate-forme orientale indique une accommodation faible : la plate-forme étant en effet restée en position haute pendant le rifting ([Bache et al., 2010]), il semble que la subsidence miocène sur le plateau reste relativement faible. Les dépressions du substratum étant absentes ici, c'est dans le bassin que viennent alors s'accumuler les sédiments. La limite amont de ce dépôt-centre correspond d'ailleurs à la limite amont du domaine à croûte intermédiaire. Cette corrélation suggère une mise en place de la sédimentation grâce à une forte création d'accommodation (liée à la subsidence) à partir de cette transition structurale. Une (ou des) source(s) provençale(s) est(sont) probable(s).

- **Au Messinien**, les apports du Tech, de la Tech, de la Berre, de l'Aude et de l'Orb ont alimenté la pente et le bassin *via* un paléo-canyon situé à l'emplacement de l'actuel canyon Bourcart/Aude (rose sur la fig.5.83). Sur la plate-forme orientale, le Rhône messinien empruntait un tracé sur la pente similaire à celui du canyon du Petit-Rhône actuel (PR1). La Durance messinienne alimentait le bassin soit *via* un paléo-réseau confluant avec le Rhône messinien au niveau de l'actuel tête de canyon du Petit-Rhône(PR1), soit *via* un paléo-réseau situé plus à l'Est et dont le tracé est sous-jacent à l'actuel tracé du canyon du Grand Rhône.

- **Au Plio-Pléistocène :**

- De 5.33 Ma à environ 3.8 Ma, la plate-forme se reconstruit progressivement, alimentée par les fleuves pyrénéens, languedociens et rhodaniens. Mais l'essentiel des sédiments issus des sources rhodaniennes ou pyrénéo-languedociennes sont d'abord employés à combler les *rias* messiniennes à terre (sous forme de *Gilbert deltas* [Gilbert, 1885]), avant de parvenir sur la plate-forme. Etant donnée l'ampleur du canyon messinien du Rhône (profondeur jusqu'à plus de 1000 m, sur une distance de plus de 600 km ([Clauzon, 1982]), son comblement nécessite probablement plus de temps que le comblement des vallées du Languedoc et du Roussillon. Le début de reconstruction de la plate-forme occidentale est donc probablement plus précoce par rapport à celui de la plate-forme rhodanienne, avec une contribution importante des fleuves pyrénéens.

Une fois les *rias* rhodaniennes comblées, la décharge importante du Rhône reconstruit rapidement la plate-forme orientale ; même si la progradation du plateau est légèrement plus tardive, les pentes fortes côté rhodanien permettent un transfert important de sédiments dans le bassin avant P7 (env. 3.8 Ma).

- Vers 3.8 Ma, certaines entailles messiniennes n'ont pas encore été comblées. Elles constituent des voies de transfert privilégiées des sédiments vers le bassin, notamment au niveau des actuels canyons Bourcart, Petit Rhône et Grand-Rhône. D'autres incisions, ne correspondant pas tout à fait à l'emplacement des incisions messiniennes (marron sur fig. 5.83) témoignent de l'apparition des premiers canyons depuis le Messinien.

- A 2.6 Ma, le paléo-canyon de Sète captait probablement le Rhône, et le paléo-canyon du Petit-Rhône (PR2) captait probablement la Durance (incisions jaunes sur la fig. 5.83). Un haut niveau marin laisse supposer une connexion des fleuves rhodaniens aux paléo-canyons de Sète, du Petit Rhône et du Grand-Rhône, une connexion des fleuves languedociens aux canyons Bourcart et Hérault, et enfin une connexion du Têt-Tech au canyon Lacaze-Duthier.

- Entre 2.6 Ma (jaune sur la fig. 5.83) et aujourd'hui (bleu turquoise sur la fig. 5.83), il y a eu migration globale vers l'Ouest des canyons de la plate-forme.

- Depuis 1Ma, on observe un surcreusement des canyons et une migration des canyons de Sète et du Petit-Rhône sur plus de 10 km vers l'Ouest.

Depuis le Messinien jusqu'à l'actuel, le transfert sédimentaire vers le bassin est préférentiellement réalisé :

- à l'Est, côté Rhône au niveau de l'actuel canyon sous-marin Petit-Rhône1,

- à l'Ouest, côté Languedoc-Roussillon au niveau de l'actuel canyon sous-marin Bourcart/Aude.

On peut donc supposer que les directions de pentes dans ces zones n'ont pas drastiquement changé entre 6 Ma et aujourd'hui. Les tracés des canyons au Plio-Pléistocène sont toutefois déviés par des changements locaux de pente, notamment induit par la tectonique salifère.

5.4 Estimations des vitesses sismiques

Dans cette section, nous allons nous attarder sur l'étude des vitesses sismiques afin de réaliser nos conversions temps-profondeur sur chacun de nos intervalles stratigraphiques. A partir des données dont nous disposons, il nous faut estimer des vitesses et appliquer une méthode de conversion de nos cartes la plus judicieuse possible. Il s'agit de s'approcher au mieux des profondeurs réelles afin d'estimer des budgets sédimentaires et des taux de subsidence valables, même si en 3 dimensions, nous n'obtiendrons qu'une approximation de la réalité.

Les données de sonics des forages ont été utilisées pour construire les graphiques Profondeurs temps double = $f(\text{Profondeurs métriques})$, Vitesses = $f(\text{Profondeurs temps double})$, Vitesses = $f(\text{Profondeurs métriques})$ pour chacun des forages étudiés (fig.5.84 et fig. 5.85). Les courbes de vitesses des ESP (fig. 5.85) sont, quant à elles, issues des données de [Pascal et al., 1993].

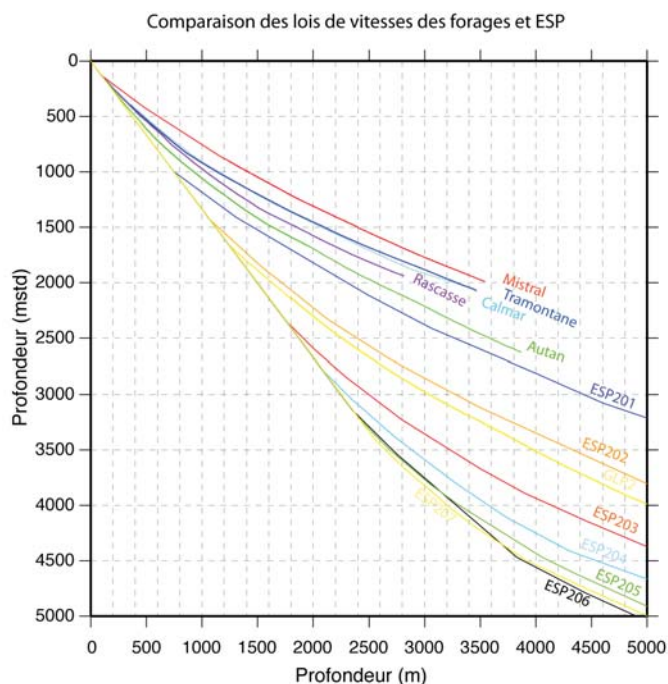


FIGURE 5.84 – Comparaison des lois de vitesses des forages et ESP

Les courbes de la fig. 5.84 dessinent des paraboles se répartissant grossièrement de haut en bas selon la profondeur d'implantation des forages ; les courbes des forages du plateau (Mistral, Tramontane, Calmar et Rascasse) surmontent ainsi celles des forages de pente (Autan, ESP201 à 203), qui, elles aussi surplombent celles du bassin profond (ESP204 à 207). Les lois de vitesses de la fig. 5.85 montre cette même tendance. A première vue, les vitesses augmentent avec la profondeur (mstd) et l'accélération moyenne (entre 1500 et 6000 m/s) des vitesses avec la profondeur d'enfouissement (de 0 à 5000 mstd) est grossièrement identique sur l'ensemble de ces données, à la fois entre les ESP, entre forage de plate-forme, mais également entre ESP et forage (fig. 5.85). Les vitesses d'Autan (implanté à 142m de profondeur) se superposent ainsi globalement aux vitesses ESP201 (positionné légèrement plus en aval) et les vitesses GLP2 (sous 1245 m d'eau) se situent bien dans un intervalle contraint par les courbes ESP202 et 203, logiquement contrôlé par sa position sur la marge (cf plan de position sur la fig.5.85).

Cependant, sur la plate-forme, les forages Tramontane et Calmar, respectivement implantés à 9.50m et 86m, indiquent des vitesses très semblables (fig. 5.84 et fig. 5.85), tandis que Mistral (sous 98m d'eau) donne des vitesses globalement plus élevées et Rascasse (sous 103 m) des vitesses relativement plus faibles (fig. 5.85). Quelle peut être l'origine de cette disparité au sein même de la plate-forme ? Peut-on privilégier tel ou tel forage en considérant qu'il(s) est (sont) plus représentatifs de la plate-forme moyenne ?

Sur la pente, les ESP201 à 203 montrent des paliers de vitesses en fonction de la profondeur (mstd) relativement homogènes et proportionnels entre eux jusqu'à des vitesses de 6000m/s. Au delà, les vitesses semblent plus anarchiques.

Dans le bassin profond, les courbes de vitesses (en fonction de la profondeur temps double) des ESP204 à 207 s'entrecroisent. Elles restent toutefois dans une gamme de vitesses relativement restreintes (fig. 5.85). Au niveau des ESP206 et 207, les rapports Temps/profondeurs sont d'ailleurs très similaires (fig. 5.84).

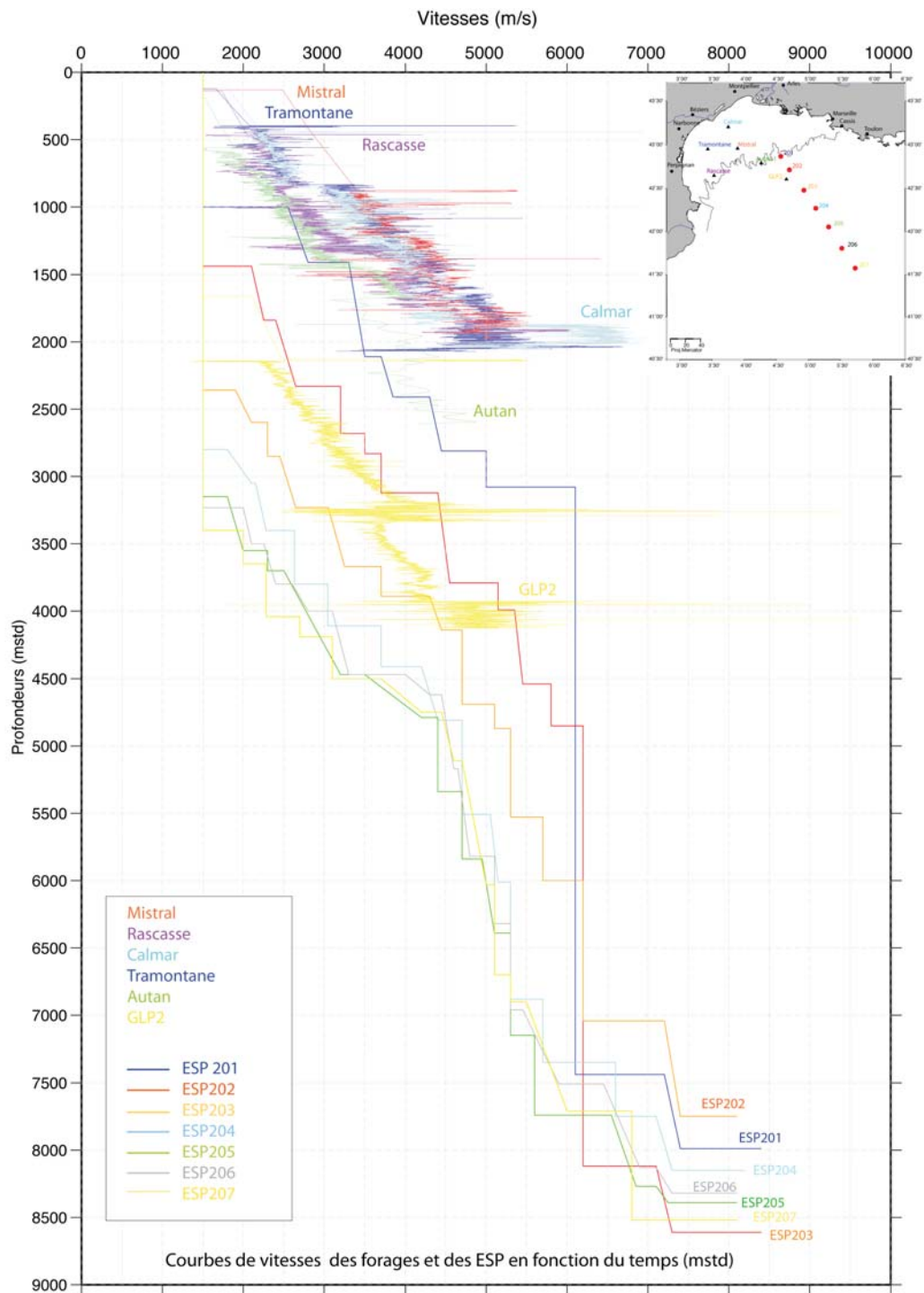


FIGURE 5.85 – Superposition des courbes de vitesses de forages (plateau et pente) et des ESP (pente et bassin) en fonction du temps (mstd).

5.4.1 Analyse des forages

5.4.1.1 Analyse des forages au niveau de nos horizons

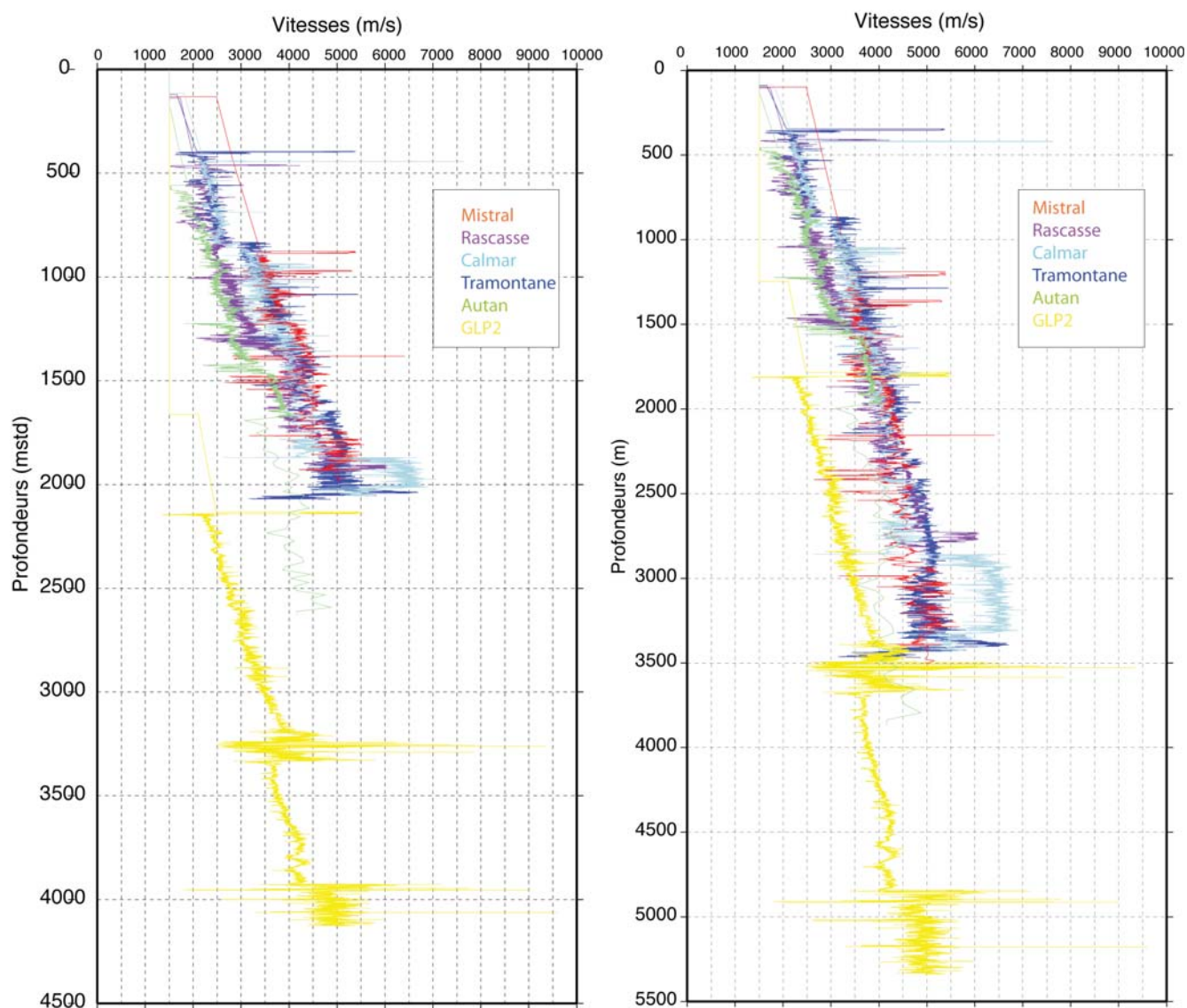


FIGURE 5.86 – Courbes de vitesses des forages Mistral, Tramontane, Calmar, Rascasse (plateau), Autan1 (haut de pente) et GLP2 (pente) en fonction du temps (mstd) et de la profondeur (m).

La courbe de vitesse du forage GLP2 (jaune sur les figures) est décalée par rapport aux autres forages étant donné son implantation sur la pente, à une profondeur d'eau de 1245m.

Si l'on considère les forages de plate-forme (Autan est situé en haut de pente, à une profondeur d'eau de 150m environ, les autres forages à 90-100m), les vitesses entre forages augmentent avec la profondeur à un rythme relativement similaire (parallélisme des courbes de la fig. 5.84). On remarque toutefois, qu'en dessous de 2000 m d'enfouissement les vitesses issues de Mistral, Rascasse, Calmar et Tramontane se superposent bien, tandis que celles d'Autan (vert) s'en distinguent : ses vitesses restent faibles et constantes entre 2500 et 3500m, et tendent à se rapprocher des vitesses de GLP2.

Un peu plus profondément, vers 2800m, c'est Calmar qui présente des valeurs fortes, il butte en effet sur le socle.

La figure fig. 5.87 présente des points d'échantillonnage sur les courbes de vitesses en fonction de la profondeur temps-double et de la profondeur métrique de chaque forage étudié. Ces points d'échantillonnage ont été choisis sur des profils croisant le(s) lieu(x) d'implantation des forages : LRM03 (Mistral, Rascasse), LRM11 (Tramontane, Calmar), LRM28 (Calmar, Autan1), Marion30 (Calmar, Mistral), Ligo54 (GLP2) et Ligo25 (GLP2). Chaque point d'échantillonnage correspond à un horizon pointé à la verticale d'un forage. La profondeur temps double de chacun de ces points a été repérée sur les profils sismiques; en replaçant ces points sur la courbe adéquate de vitesse en fonction du temps (mstd), les vitesses correspondantes sont directement lues sur le graphique. Une fois les vitesses obtenues, les profondeurs (m) peuvent, elle aussi, être estimées.

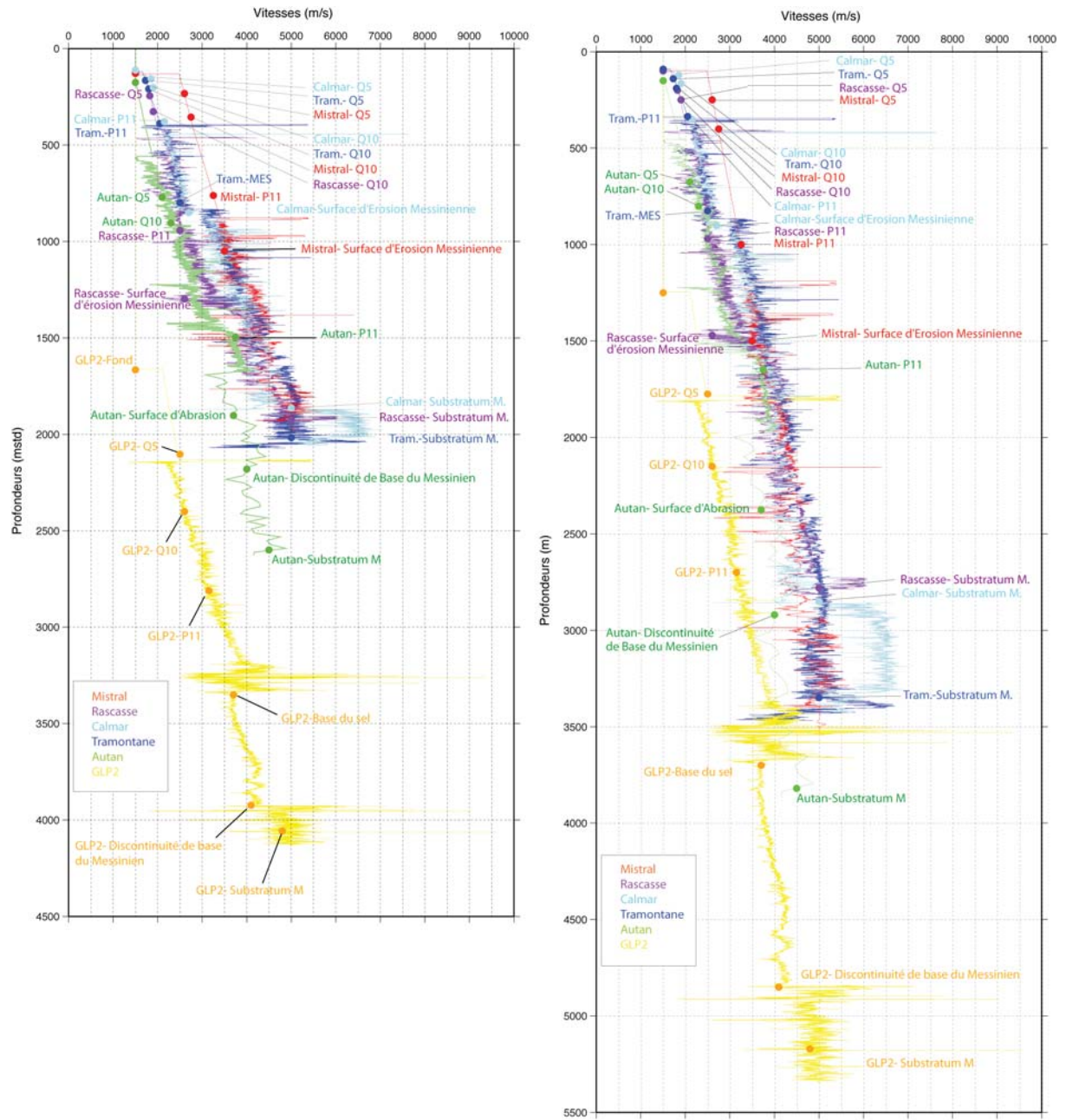


FIGURE 5.87 – Courbes de vitesses des forages Mistral, Tramontane, Calmar, Rascasse (plateau), Autan1 (haut de pente) et GLP2 (pente) en fonction du temps (mstd) et de la profondeur (m).

Horizons	Vitesses (m/s) d'après les forages Mistral/Rascasse/Calmar/Tram.	Vitesses moyennes d'après les forages de plate-forme (m/s)	Vitesses d'après les forages implantés sur la pente (Autan/GLP2)(m/s)	Vitesses moyennes d'après les forages implantés sur la pente (m/s)	Vitesses Moyennes globales (m/s)
Fond	1500 / 1500 / 1500 / 1500	1500	1500	1500	1500
Q5	2600 / 1825 / 1850 / 1725	2000	2100 / 2500	2300	2150
Q10	2750 / 1900 / 1900 / 1800	2088	2300 / 2600	2450	2270
P11	3250 / 2500 / 2500 / 2050	2575	3700 / 3150	3450	2970
MES	3500 / 2600 / 2700 / 2500	2825			2825
Abrasion			3700 (Autan)	3700	3700
Base du sel			3700 (GLP2)	3700	3700
Discontinuité de Base du Messinien			4000 / 4100	4050	4050
Substratum Mésozoïque	/ 5000 / 5000 / 5000	5000	4500 / 4800	4650	4825

TABLE 5.3 – Synthèse des vitesses d'après les forages

Les vitesses brutes et moyennées ainsi repérées au niveau de nos surfaces sont synthétisées dans le tableau tab. 5.3.

Cette analyse met en évidence la disparité des vitesses sismiques au niveau de nos horizons, notamment de Q5, Q10 et P11 et, ce, à la fois selon le domaine morphologique (différence de vitesse entre le plateau et la pente), mais également au sein même de la plate-forme.

L'ensemble des vitesses des forages au niveau du réflecteur Q5 varie de 1725 m/s à 2600 m/s. Les forages les plus profonds, implantés sur la pente, Autan et GLP2 indiquent des vitesses respectives de 2100 m/s et 2500 m/s, beaucoup plus grandes que les vitesses des forages de plate-forme, excepté celle de Mistral, particulièrement fortes.

L'ensemble des vitesses des forages au niveau du réflecteur Q10 varie de 1800 m/s à 2750 m/s. De la même manière, les forages Autan et GLP2 indiquent les vitesses les plus fortes, respectivement 2300 m/s et 2600 m/s, avec un ordre de grandeur identique à la vitesse indiquée par Mistral.

L'ensemble des vitesses des forages au niveau du réflecteur P11 varie de 2050 m/s à 3750 m/s. Comme précédemment, les forages GLP2 et Autan indiquent les vitesses les plus fortes, respectivement 3150 m/s et 3750 m/s. A noter qu'ici la vitesse Autan est supérieure à celle de GLP2. Les vitesses issues des forages de plate-forme se situent alors dans une tranche comprise entre 2050 m/s et 3250 m/s. Contrairement au réflecteur Q5, la vitesse de P11 issue du forage Mistral est ici inférieure à celle de GLP2 et les vitesses de Calmar et Tramontane jusqu'ici très proches se différencient nettement.

Les vitesses des forages plate-forme au niveau de la surface d'érosion messiniennne (MES) se situent entre 2500 m/s et 3500 m/s. Nous n'avons pas de valeurs sur Autan, ni GLP2. En revanche Autan, sur la pente, indique une vitesse de 3700 m/s au niveau de la surface d'abrasion, prolongeant la MES vers le bassin.

La discontinuité de base du Messinien n'est visible que sur la pente et dans le bassin. GLP2 et Autan nous fournissent des vitesses sensiblement identiques autour de 4000 m/s.

Enfin, au niveau du substratum mésozoïque, l'ensemble des vitesses des forages se situe entre 4500 m/s et 5000 m/s. Les valeurs au niveau de la plate-forme sont plus légèrement plus fortes (5000 m/s) comparées à celles sur la pente (4500 m/s d'après Autan et 4800 m/s d'après GLP2).

D'après cette analyse de vitesse entre les forages, il ressort que :

- les vitesses plate-forme sur chacun de nos intervalles stratigraphiques sont croissantes avec la profondeur. Il paraît logique que le sédiment plus profondément enfoui soit plus consolidé et présente donc des valeurs de vitesses supérieures au sédiment plus superficiel sur la plate-forme.
- les vitesses des forages de plate-forme étudiés, pour chacun de nos intervalles chronostratigraphiques plio-pleistocènes, sont décroissantes selon l'ordre des forages suivant : Mistral, Rascasse, Calmar et Tramontane. Il apparaît une différenciation avec la profondeur d'implantation des forages : les vitesses des forages implantés sur la plate-forme interne (Calmar et Tramontane) sont plus faibles que celles des forages de plate-forme externe (Mistral et Rascasse).
- les vitesses issues de Mistral sont largement supérieures à celles des autres forages, voire même supérieures à ceux des forages de pente, notamment sur les intervalles les plus superficiels (de P11 à l'actuel). On note cependant que ce forage se trouve au niveau d'un canyon ce qui peut induire une perturbation locale.
- les vitesses plio-pleistocènes extraites des forages de plate-forme sont inférieures voire très inférieures à celles des forages implantés sur la pente (NB : la tendance est inverse au niveau du Substratum). Vu l'amplitude des différences de vitesses plateau-pente, la conversion temps/profondeur la plus judicieuse consiste donc à appliquer des vitesses moyennes spécifiques sur chacun de ces 2 domaines.

Sur la pente, et dans le bassin, les données ESP vont venir compléter notre modèle de vitesses.

5.4.1.2 Analyse des forages par intervalles de vitesses

Les intervalles de vitesses décrits précédemment ont été synthétisés sur la fig. 5.6. Ces intervalles seront analysés conjointement aux données ESP.

5.4.2 Analyse des ESP

5.4.2.1 Analyse des vitesses ESP au niveau de nos horizons

De la même manière que pour les forages, nous avons repéré les profondeurs de nos horizons sur le profil Ecors 1 à la verticale de chaque ESP. En remplaçant ces points sur les courbes de vitesses des ESP (d'après [Pascal et al., 1993]), nous obtenons les vitesses en chacun des points échantillonnés pour nos horizons clefs (fig. 5.88). Le tableau tab. 5.4 fait le point et la moyenne des vitesses des ESP au niveau de chacun de nos horizons.

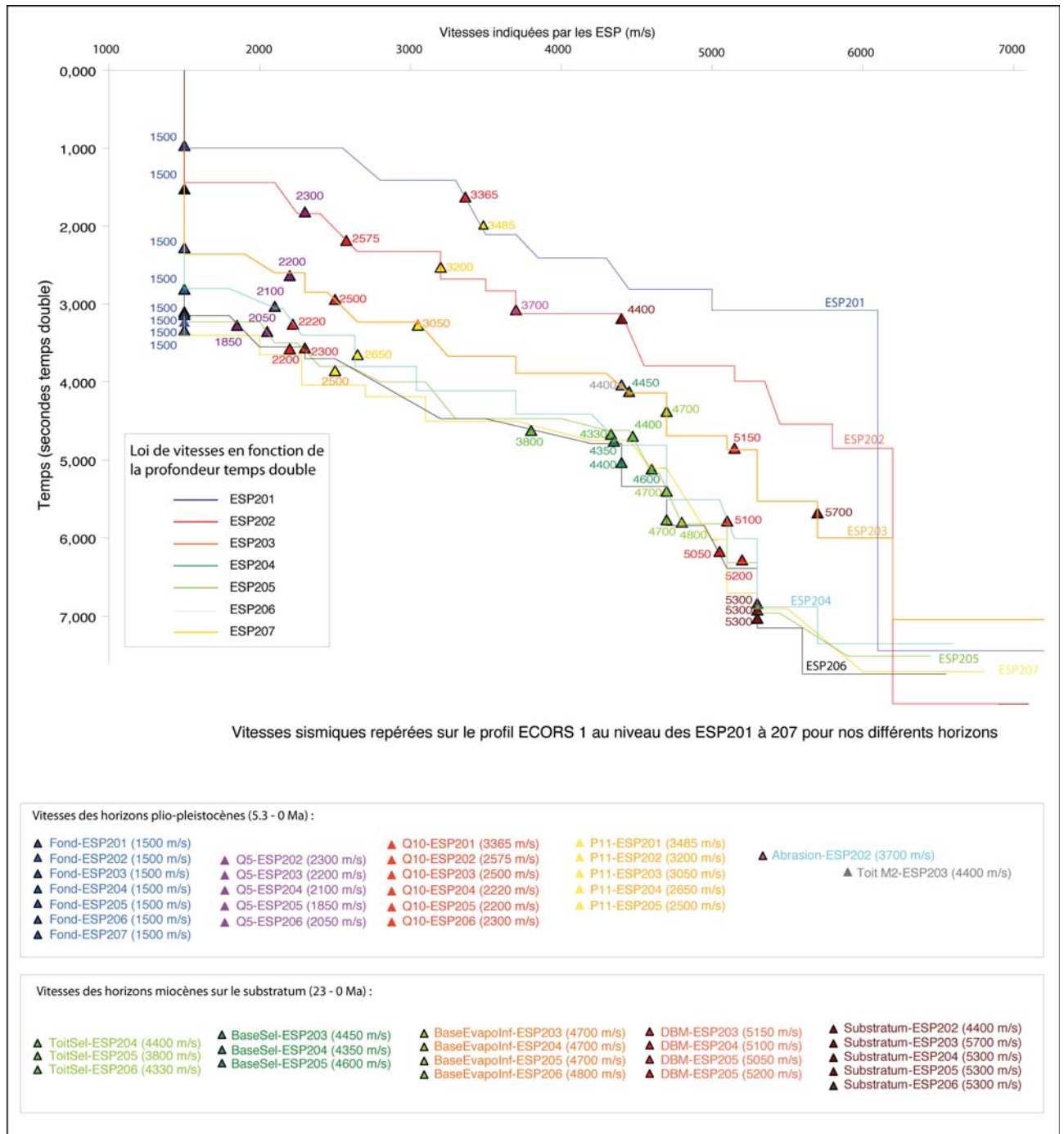


FIGURE 5.88 – Estimation des vitesses de nos horizons en chacune des positions ESP à partir des courbes de vitesses ESP de [Pascal et al., 1993]

Horizons	Vitesses d'après l'ESP201 (m/s)	Vitesses d'après l'ESP202 (m/s)	Vitesses d'après l'ESP203 (m/s)	Vitesses d'après l'ESP204 (m/s)	Vitesses d'après l'ESP205 (m/s)	Vitesses d'après l'ESP206 (m/s)	Vitesses moyennes (m/s)
Fond	1500	1500	1500	1500	1500	1500	1500
Q5		2300	2200	2100	1850	2050	2100
Q10	3365	2575	2500	2220	2200	2300	2525
P11	3485	3200	3050	2650	2500	2300	2865
Abrasion		3700					3700
Toit de M2			4400				4400
Toit du sel				4400	3800	4330	4180
Base du sel			4450	4350	4600		4470
Base des Evaporites Inférieures			4700	4700	4700	4800	4725
Discontinuité de Base du Messinien			5150	5100	5050	5200	5125
Substratum Mésozoïque		4400	5700	5300	5300	5300	5200

TABLE 5.4 – Synthèse des vitesses d'après les ESP

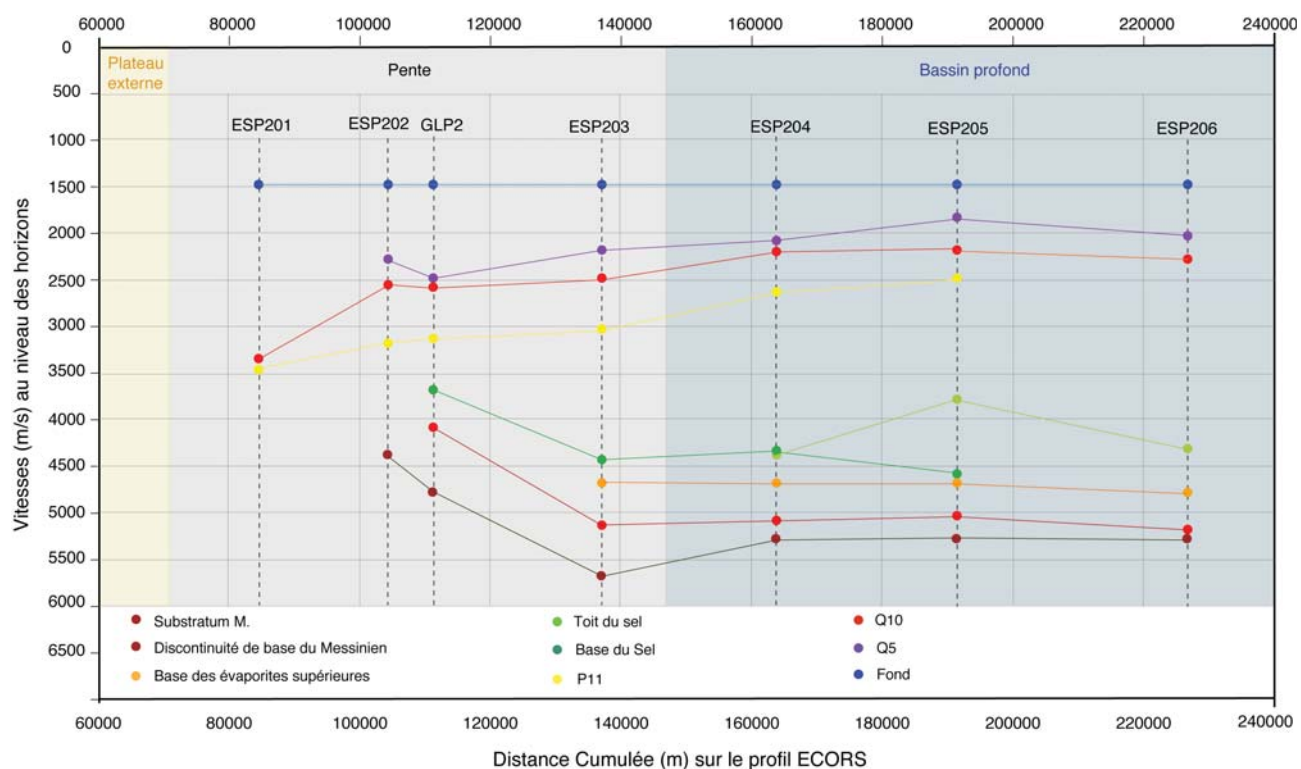


FIGURE 5.89 – Graphique des vitesses au niveau de nos horizons le long du profil ECORS 1 à partir des courbes de vitesses ESP de [Pascal et al., 1993].

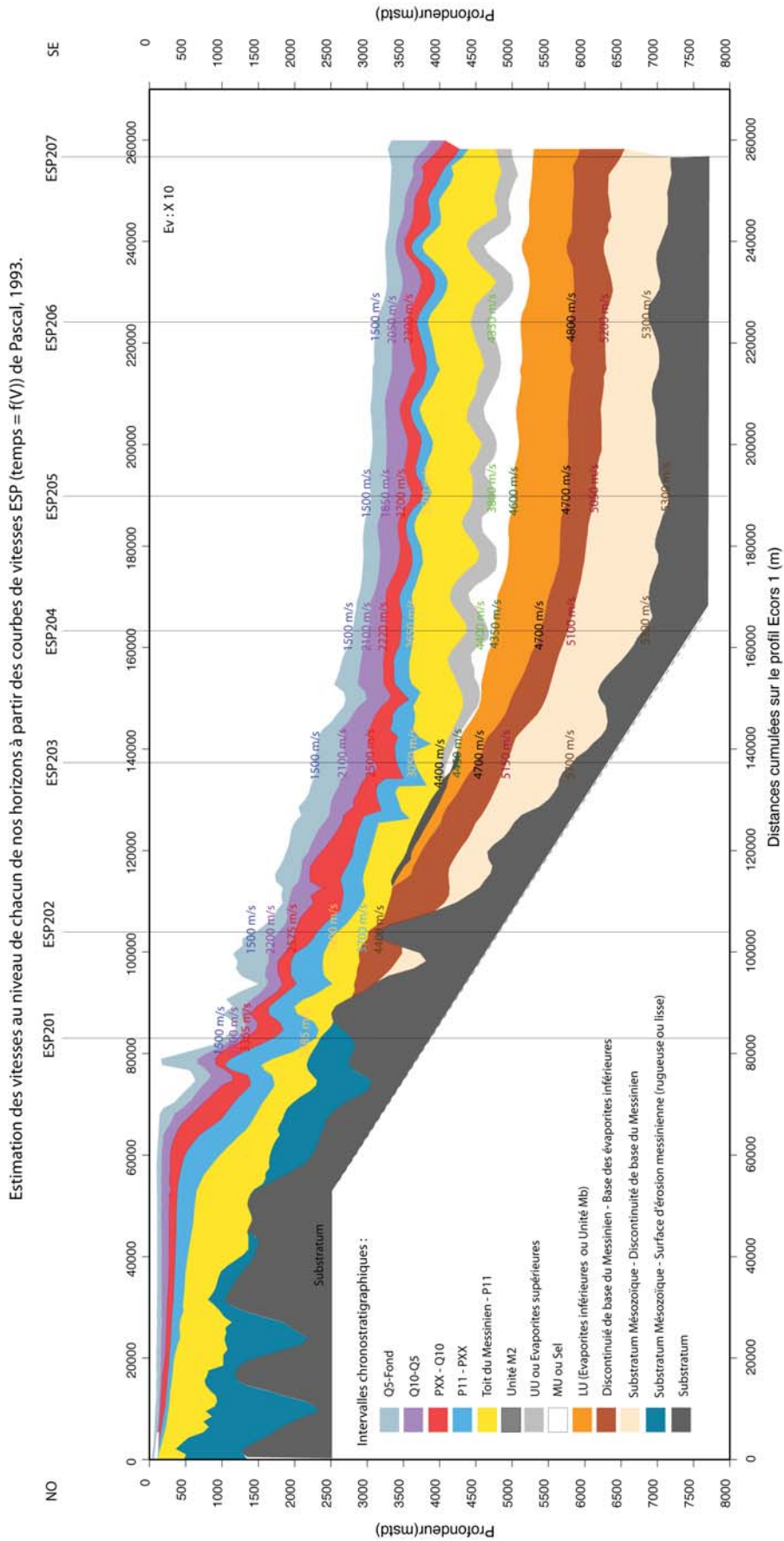


FIGURE 5.90 – Vitesses au niveau de nos horizons estimées à partir des courbes de vitesses ESP de [Pascal et al., 1993] replacées sur le profil ECORS 1.

Les ESP 201 à 207 s'alignent sur le profil Ecors 1 NO-SE (fig. 5.90) dans des positions de plus en plus distales depuis le haut de pente (ESP201), en passant par la pente (ESP202) et le bas de pente (ESP203) jusqu'au bassin profond (ESP204 à 207). Si l'on repositionne les vitesses du tab. 5.4 en fonction de la distance le long du profil ECORS (fig. 5.89) et sur le profil ECORS lui-même (fig. 5.90), nous mettons en évidence :

- une diminution progressive des vitesses au niveau de l'ensemble des surfaces plio-pléistocènes (Q5, Q10, P11) depuis l'ESP201 vers l'ESP207, c'est-à-dire depuis le haut de pente vers le bassin. Cette tendance se vérifie également pour Q5, même si la décroissance des vitesses est moins linéaire; GLP2 indique en effet une vitesse supérieure à l'ESP202 et l'ESP205 une vitesse inférieure à l'ESP206. (GLP2 étant projeté, les valeurs de vitesses reportées pour ce puits sont toutefois à prendre avec précaution. On peut également noter que les vitesses fournies par l'ESP205 sont, quant à elles, légèrement inférieures aux ESP 204 et 206 pour Q5, Q10, le toit du sel et la discontinuité de base du Messinien). Les extréma (maximum/minimum) de vitesses au niveau de Q5, Q10 et P11 sont respectivement de (1850/2500 m/s), (3365/2300 m/s), (3485/2300 m/s).
- la tendance inverse pour l'ensemble des surfaces miocènes :
 - les vitesses augmentent progressivement de la pente vers le bassin au niveau de la base du sel, de la base des évaporites inférieures et de la discontinuité de base du Messinien.
 - les vitesses au niveau du substratum augmentent également de manière générale entre la pente (minimum à 4400 m/s au niveau de l'ESP202) et le bassin (moyenne de 5300 m/s), mais le maximum de vitesse se situe au sur la pente (5700 m/s au niveau de l'ESP203), et non pas dans le bassin.

5.4.2.2 Analyse des vitesses ESP par intervalles de vitesses

Bassin

Les intervalles de vitesses en bas de pente et dans le bassin se corrélaient relativement bien entre les ESP203 à 207. On distingue ainsi du plus récent au plus ancien :

- un premier intervalle de sédiment (orange) incluant notre intervalle Q5-Fond, ainsi qu'une partie de notre intervalle Q10-Q5, présentant une vitesse moyenne de 2000 m/s,
- un intervalle sous-jacente (jaune) avec une vitesse moyenne de 2300 m/s, correspondant à la partie supérieure de notre intervalle Q10-Q5 sur l'ESP203, à Q10-Q5 sur l'ESP 204, à une fraction de l'intervalle Toit du Messinien-P11, à P11-Q10 et à une fraction de Q10-Q5 au niveau de l'ESP205, à P11-Q10 et la partie supérieure de Q10-Q5 au niveau de l'ESP 206, et incluant la partie supérieure de P11-Q10 et Q10-Q5 sur l'ESP 207. Cet intervalle de vitesse n'est donc pas immédiatement corrélable à notre pointé. Mais en analysant conjointement ces vitesses d'intervalles et la position de nos horizons, nous pouvons estimer un ordre de grandeur des vitesses entre nos horizons. Ainsi, avec notre intervalle Q5-Fond à 2000 m/s, nous estimons Q10-Q5 à 2200 m/s environ (excepté pour l'ESP 205 à 1900 m/s), et P11-Q10 à 2500 m/s (légèrement moindre sur l'ESP205, autour de 2300-2400 m/s).
- un intervalle sous-jacent (blanc) présentant une vitesse de 2850 m/s sur l'ESP 205 ; il est subdivisée en 2 sur les autres ESP, la moyenne des vitesses de ces 2 subdivisions faisant 2900 m/s . Cet intervalle correspond grossièrement à notre unité Toit du Messinien-PXX.
- l'intervalle de vitesse violet avec des vitesses augmentant latéralement vers le bassin (de 3700 à 4150 m/s) semblerait correspondre aux évaporites supérieures, les vitesses croissant proportionnellement à la quantité de sel présent,
- l'intervalle rose avec une vitesse moyenne de 4500 m/s correspondrait au dépôt de halite (sel massif),
- l'intervalle inférieur (vert clair) à 4800 m/s environ se corréla relativement bien à nos évaporites inférieures (Mb),
- dessous, les vitesses de 5100 m/s sur l'intervalle vert seraient assimilées aux vitesses de nos sédiments messiniens *ante* évaporites,
- enfin la couche à vitesse constante à 5300 m/s (bleu) représenterait nos dépôts oligo-miocènes *ante* messinien sur le socle.

Pente

Sur la pente, la corrélation entre les ESP201 et 203 n'est pas aisée, à la fois sur l'intervalle plio-pléistocène mais aussi miocène. Des unités présentes dans le bassin sont en effet absentes sur la pente (c'est le cas du sel ou des évaporites supérieures) ou à l'inverse comme l'unité M2 située exclusivement sur la pente.

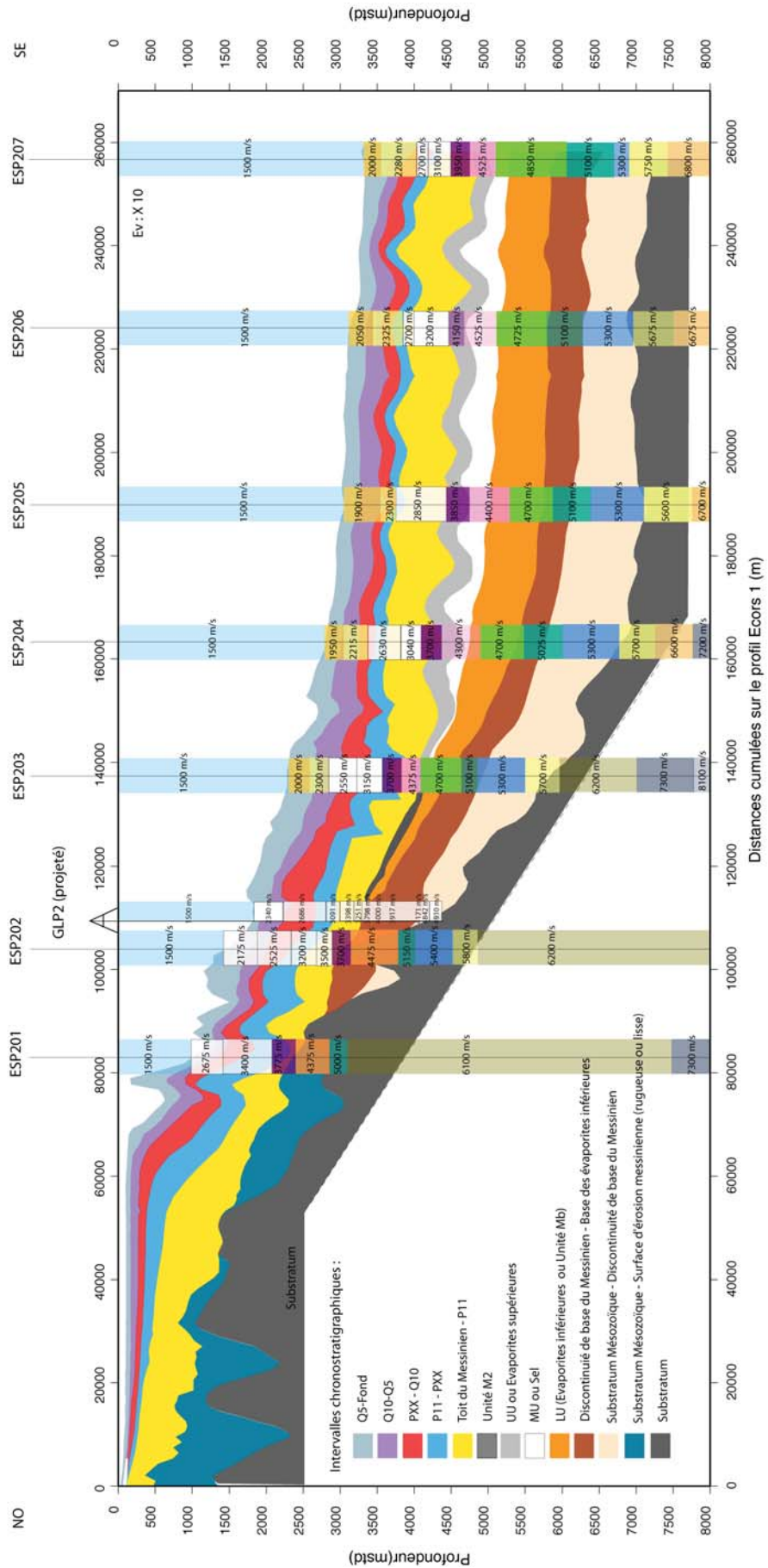


FIGURE 5.91 – Superposition du *line-drawing* ECORS1 avec les intervalles de vitesses des ESP d’après [Pascal et al., 1993].

Lorem ipsum dolor sit amet, consectetur adipiscing elit. Ut purus elit, vestibulum ut, placerat ac, adipiscing vitae, felis. Curabitur dictum gravida mauris. Nam arcu libero, nonummy eget, consectetuer id, vulputate a, magna. Donec vehicula augue eu neque. Pellentesque habitant morbi tristique senectus et netus et malesuada fames ac turpis egestas. Mauris ut leo. Cras viverra metus rhoncus sem. Nulla et lectus vestibulum urna fringilla ultrices. Phasellus eu tellus sit amet tortor gravida placerat. Integer sapien est, iaculis in, pretium quis, viverra ac, nunc. Praesent eget sem vel leo ultrices bibendum. Aenean faucibus. Morbi dolor nulla, malesuada eu, pulvinar at, mollis ac, nulla. Curabitur auctor semper nulla. Donec varius orci eget risus. Duis nibh mi, congue eu, accumsan eleifend, sagittis quis, diam. Duis eget orci sit amet orci dignissim rutrum.

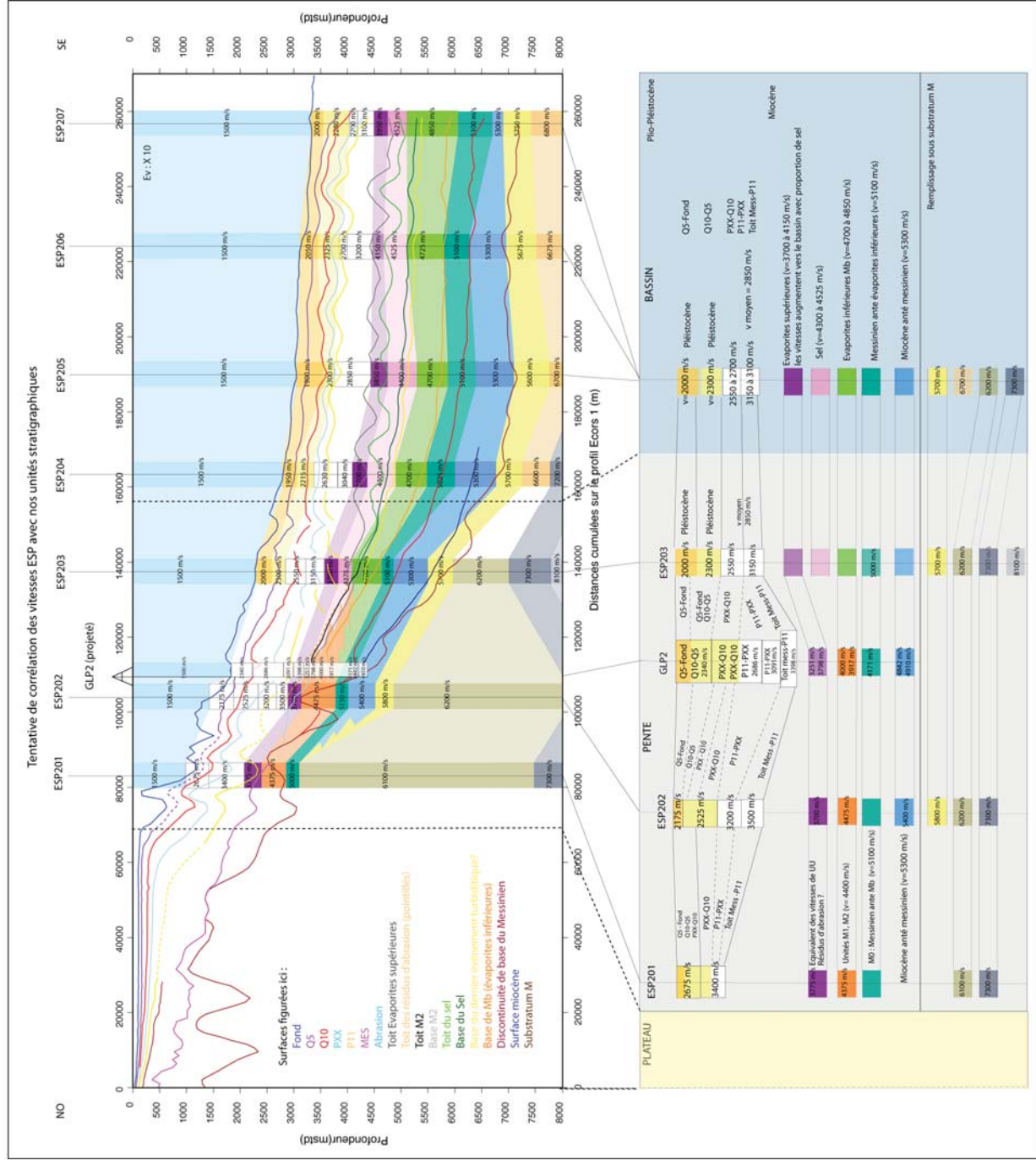


FIGURE 5.92 – Tentative de corrélation des intervalles de vitesses des ESP sur ECORS 1 avec nos intervalles stratigraphiques. Nos Horizons sont superposés aux intervalles de vitesses ESP corrélés entre eux. La légende sous le profil ECORS tente de lier vitesse et intervalles stratigraphiques notamment au niveau de la transition pente-bassin où les intervalles de vitesses ne sont pas facilement corrélables.

La légende de la fig. 5.92 associe nos unités stratigraphiques avec les vitesses moyennes des ESP.

Concernant le Miocène (Messinien inclu), sur la pente et dans le bassin, les vitesses au sein des évaporites supérieures, du sel massif, des évaporites inférieures, des dépôts messiniens *ante* évaporites inférieures et miocènes *ante* messinien sont respectivement de 3700 à 4150 m/s, 4300 à 4525 m/s, 4700 à 4850 m/s, 5100 m/s et 5300 m/s.

Il apparaît un intervalle de vitesse de 4400 m/s (orange), exclusivement présent sur la pente, au niveau des ESP201 et 202. En bas de pente, au niveau de l'ESP203, il est latéralement remplacé par le sel et les évaporites inférieures (Mb) avec des vitesses plus élevées (4700 à 4850 m/s). Cet intervalle correspondrait ainsi aux unités M1, M2 prolongé dans le bassin par Mb.

L'intervalle violet sus-jacent, correspondant aux vitesses des évaporites supérieures dans le bassin ne peut correspondre à cette lithologie sur la pente, ce dépôt ne débutant visiblement aujourd'hui qu'en aval de l'ESP 203. Ces vitesses représentent donc une unité différente, mais présentant des vitesses semblables. Il pourrait s'agir de l'unité M3 observée sur la sismique et interprétée comme les résidus d'abrasion, mêlant matériel évaporitique et sédiments détritiques, comme les évaporites inférieures. On peut en effet supposer que le dépôt d'évaporites (et de sel) au paroxysme de la crise messinienne ne se soit pas cantonné seulement au bassin même si la limite des failles listriques cartée par [DosReis, 2001] représente communément l'extension maximale du sel. Le début des failles listriques pourrait représenter l'extension maximale du sel préservé et visible aujourd'hui mais le sel a pu être déposé un peu plus en amont sur la pente et a pu ultérieurement glissé par effet de gravité. Ce dépôt de sel a également pu être érodé par abrasion lors de la transgression marine, ne laissant des traces qu'au sein des résidus d'abrasion glissés en bas de pente.

Quant aux intervalles de vitesses plio-pléistocènes (orange, jaune et blanc), il apparaissait des différences importantes sur la pente entre les ESP201, 202 et 203. La transition avec les vitesses des ESP du bassin n'était pas non plus évidente. Si l'on s'attarde à décomposer ces intervalles de vitesses d'après les intervalles stratigraphiques limités par nos surfaces majeures, nous voyons (fig. 5.92) que :

- le premier intervalle de vitesse "anormalement" (en comparaison aux autres ESP) élevée (2675 m/s) de l'ESP201 représente une moyenne des vitesses depuis notre surface PXX jusqu'à l'actuel.
- le premier intervalle sur l'ESP202 à 2175 m/s est assimilé à la vitesse au sein de notre unité Q5-Fond, corréléable à la vitesse d'environ 2000 m/s dans le bassin des ESP203 à 207.
- le premier intervalle de vitesse sur GLP2 relativement élevé (2340 m/s) correspond à la moyenne des vitesses depuis Q10. L'ordre de grandeur de cette vitesse semble logique si l'on considère une augmentation des vitesses avec la profondeur forée.
- le deuxième intervalle de vitesse de l'ESP201 indique 3400 m/s. Cette vitesse est en fait représentative des sédiments pliocènes depuis le toit du Messinien jusqu'à PXX et incluant une partie des sédiments déposés entre PXX et Q10.
- les données des intervalles de l'ESP202, indiquent sur la colonne plio-pléistocène les vitesses successives de 2175 m/s (Q5-Fond), 2525 m/s (PXX-Q5), 3200 m/s (P11-PXX et la partie supérieure du Toit du Messinien-P11) et 3500 m/s (Toit du Messinien-P11).
- GLP2 indique les vitesses plio-pléistocènes respectives de 2340 m/s (Q5-Fond et Q10-Q5), 2686 m/s (PXX-Q10 et P11-PXX), 3091 m/s (P11-PXX) et 3398 m/s (Toit du Messinien-P11),
- les données des intervalles de l'ESP203 indiquent de haut en bas les vitesses de 2000 m/s (correspondant à notre intervalle Q5-Fond, en partie seulement), 2300 m/s (Q5-Fond en partie et Q10-Q5 en partie), 2550 m/s (Q10-Q5 en partie) et 3150 m/s (PXX-Q10, P11-PXX, Toit du Messinien-PXX).

En confrontant ces moyennes avec les intervalles chronostratigraphiques indiqués, et en considérant une vitesse moyenne Q5-Fond d'environ 2200 m/s (d'après les ESP202 et ESP203), on peut déduire les vitesses suivantes :

- **2600 m/s pour Q10-Q5,**
- **3000 m/s pour PXX-Q10,**
- **3100 m/s pour P11-PXX,**
- **et de 3600 m/s pour le Toit du Messinien-P11.**

En considérant ces estimations de vitesses et nos corrélations d'unités/vitesses, nous pouvons recalculer approximativement (à épaisseurs égales) les vitesses d'intervalles plio-pléistocènes des différents ESP. De haut en bas, nous obtenons les vitesses d'intervalles suivants :

- ESP201 : 2600 m/s (*vs* 2675 m/s pour la moyenne originale) et 3230 m/s (*vs* 3400 m/s)
- ESP202 : 2200 m/s (*vs* 2175 m/s), 2800 m/s (*vs* 2525 m/s), 3200 m/s (*vs* 3200 m/s en tenant compte de la partie Toit du Messinien-P11 dans l'intervalle de vitesse) et 3600 m/s (*vs* 3500 m/s),
- GLP2 : 2400 m/s (*vs* 2340 m/s), 3000 m/s (*vs* 2686 m/s), 3100 m/s (*vs* 3091 m/s), 3600 m/s (*vs* 3398 m/s).
- ESP203 : 2200 m/s (*vs* 2000 m/s), 2400 m/s (*vs* 2300 m/s), 2600 m/s (*vs* 2550 m/s), 3230 m/s (*vs* 3150 m/s)

Les vitesses recalculées sont proches des valeurs d'intervalles mesurées (indiquées entre parenthèses) et cohérentes entre forage GLP2 et ESP. On peut donc considérer que **les estimations de vitesses sur nos intervalles stratigraphiques ainsi que les corrélations des intervalles ESP avec nos unités plio-pléistocènes sont valables.**

5.4.3 Synthèse des forages et ESP pour l'estimation des vitesses sismiques

L'ensemble des données de notre analyse de vitesses est synthétisée sur le tableau 5.5 ainsi que sur les figures fig. 5.6 et fig. 5.93.

Le tableau tab. 5.5 synthétise les vitesses moyennes par domaine (plate-forme, pente - issues des données de forages - et bassin - issues des données ESP) établies au niveau de nos horizons.

Les vitesses au niveau de nos horizons sur la pente et dans le bassin sont d'un même ordre de grandeur et encadrent bien les vitesses estimées par intervalles (fig. 5.6 et tab. 5.5). Cette cohérence semble valider les 2 méthodologies employées ainsi que les vitesses obtenues. Les estimations des vitesses sur la pente, issues à la fois des données de forage et d'ESP, sont identiques. Ces deux types de données sont donc parfaitement comparables et cohérentes entre elles.

La fig. 5.6 montre une augmentation (logique) des vitesses avec la profondeur d'investigation, quel que soit le domaine morphologique étudié : plateau (en jaune), pente (en gris) et bassin (en bleu). En revanche, l'évolution des vitesses dans l'espace (pour un même intervalle stratigraphique) depuis la plate-forme (gauche de la figure) jusqu'au bassin (droite) est plus chaotique.

Nous pouvons cependant déterminer les vitesses de conversion des unités messiniennes (détaillés dans la partie inférieure de la figure) suivantes avec une vitesse constante :

- M2 à 4400 m/s,
- sel à 4500 m/s,
- évaporites supérieures à 3800 m/s,
- évaporites inférieures Mb à 4700 m/s (correspondant à l'intervalle entre notre Base des Evaporites inférieures et la base du Sel).

En revanche, les autres unités miocènes, qui ne sont pas cantonnées au bassin, présentent des variations lithologiques dans l'espace, et donc des vitesses variables entre plate-forme, pente et bassin :

- l'intervalle messinien pré-évaporite présente une vitesse moyenne de 5100 m/s dans le bassin (il s'agit de Ma correspondant à l'intervalle entre notre Discontinuité de base du Messinien et la Base des Evaporites inférieures) ; sur la pente, cette intervalle stratigraphique présente une vitesse moindre (cf fig. 5.92) d'environ 4400 m/s (il s'agit des unités M0, M1, M2).

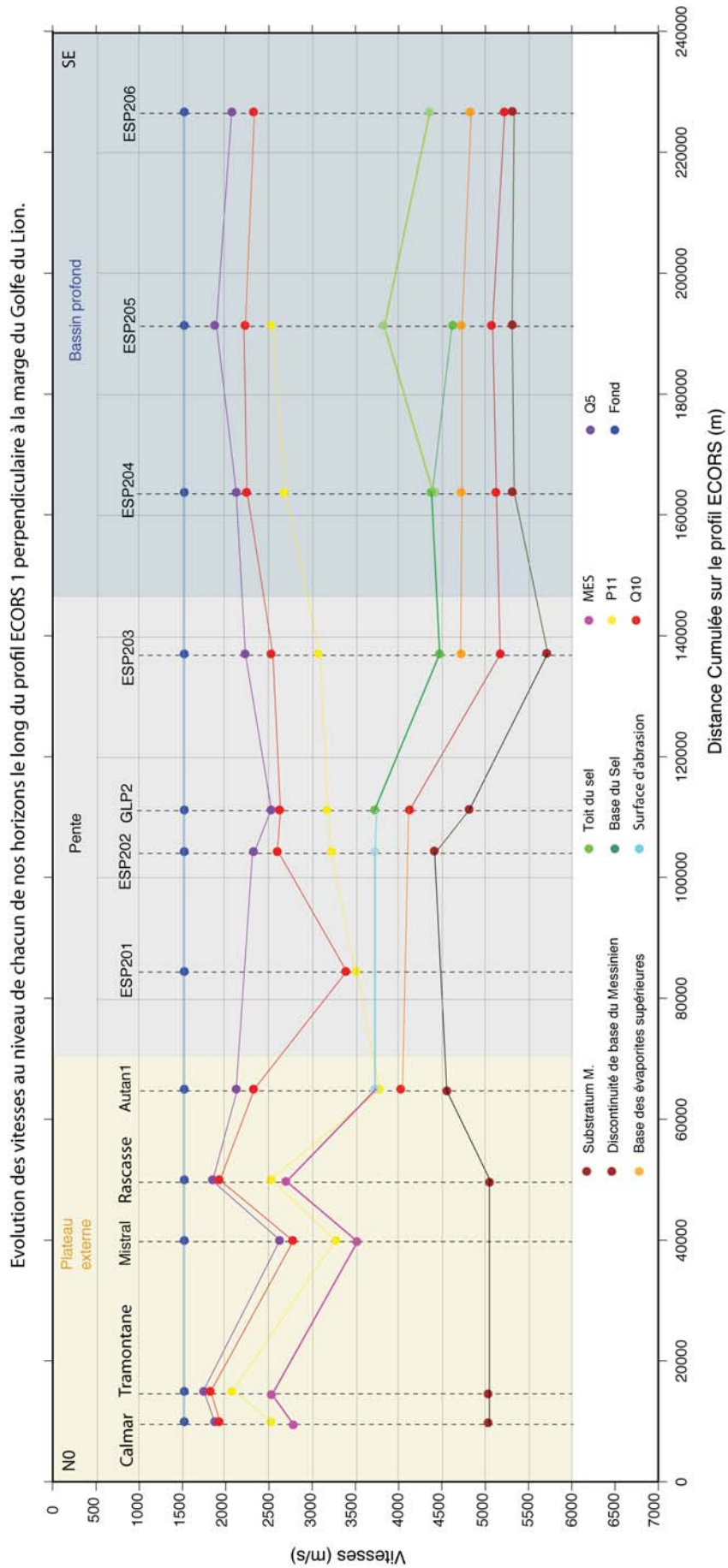
Les vitesses estimées pour les autres intervalles (et/ou surfaces), quant à eux, posent plus de question. La figure fig. 5.6 montre en effet **des vitesses sur la pente plus élevées que dans le bassin**. C'est le cas de l'ensemble des intervalles plio-pléistocènes (détaillés dans la partie supérieure de la figure). Au sein de la plate-forme, les vitesses sont également variables d'un forage à l'autre (cf fig. 5.93 et tab. 5.3). Il nous paraît donc plus judicieux de construire des grilles de vitesse de conversion pour chacune de nos surfaces plio-pléistocènes en fonction du domaine morphologique : **nous adopterons donc des gradients de vitesse sur la plate-forme et sur la pente ; dans le bassin, nous utiliserons une vitesse moyenne constante.**

Ainsi, nous allons convertir chacune de nos grilles isobathes temps-double en profondeur métrique par multiplication avec une grille spécifique de vitesses dont la valeur sera fonction de la profondeur (mstd) des isobathes. Ces vitesses et gradients de vitesses sont résumés sur la fig. 5.7.

Une fois nos conversions effectuées, nous avons reconstruit le profil Ecors en profondeur métrique à partir de chacune de ces grilles (cf scripts en Annexes). L'ajustement de notre profil avec celui transformé en profondeur *via* Zelt, préalablement réalisé par M. Moulin (cf [Rabineau et al., 2012] (*en préparation*)) permet de valider nos conversions (fig. 5.94).

Horizons	Vitesses moyennes d'après les forages plate-forme (m/s)	Vitesses moyennes sur la pente d'après Autan et GLP2 (m/s)	Vitesses sur la pente d'après les ESP201 à 203 (m/s)	Vitesses dans bassin d'après les ESP204 à 206 (m/s)	Vitesses moyennes globales des ESP 201 à 206	Vitesses moyennes d'après les forages (m/s)
Fond	1500	1500	1500	1500	1500	1500
Q5	2000	2300	2250	2000	2100	2018
Q10	2088	2450	2815	2240	2525	2132
P11	2575	3450	3245	2490	2865	2794
MES	2825					2424
Abrasion		3700	3700		3700	3700
Toit de M2			4400		4400	
Toit du sel				4180	4180	
Base du sel		3700		4470	4470	3700
Base des Evaporites Inférieures			4700	4720	4725	
Discontinuité de Base du Messinien		4050	5150	5070	5090	4050
Substratum Mésozoïque	5000	4650	5500	5300	5400	4825

TABLE 5.5 – Synthèse des vitesses moyennes au niveau de nos horizons selon les domaines pente, plate-forme et bassin d'après les données de forages et ESP



Les vitesses de puits sur la plate-forme ont été projetées (approximativement) sur le profil, même si la distance de projection au profil était grande. L'ordre de ces forages sur le profil ne tient pas compte de la distance latérale au profil mais de la position projetée de ces forages sur le profil.

FIGURE 5.93 – Evolution des vitesses au niveau de chacun de nos horizons le long du profil ECORS 1 traversant perpendiculairement la marge du Golfe du Lion depuis la plate-forme jusque dans le bassin profond.

Surfaces/ Intervalles	Vitesses Plate-forme (m/s)		Vitesses Pente (m/s)										Vitesses Bassin (m/s)								
	Horizons	Intervalles	Horizons					Intervalles					Horizons			Intervalles					
	moyenne	moyenne	Autan	ESP201	ESP202	GLP2	ESP203	Autan	ESP201	ESP202	GLP2	ESP203	ESP204	ESP205	ESP206	ESP204	ESP205	ESP206	ESP207		
Fond	1500		1500										1500								
Q5-Fond		1725 à 2600						⊗	2200	2175	2200	2000				1950	1900	2050	2000		
Q5	2000		2100	⊗	2300	2500	2200						2100	1850	2050						
Q10-Q5		1800 à 2750						⊗	2600	2600	2600	2600				2215	1900	2200	2200		
Q10	2088		2300	3365	2575	2600	2500						2220	2200	2300						
P11-Q10		2050 à 3250						⊗	3000	3000	3000	3000				2500	2400	2500	2500		
P11	2575		3750	3485	3200	3150	3050						2650	2500	2300						
Toit Mess.-P11		2600 à 3500 ¹						⊗	3600	3600	3600	3600				2850	2850	2900	2900		
Toit Mess.	2825 ¹		3700 ²	⊗	3700 ²	⊗	4400 ³						4350 ⁴	4600 ⁴	⊗						
Subst M-Toit Mess.		5000						⊗	4375	3700	3798	4700				cf+bas					
Subst. M	5000		4500	⊗	4400	4800	5700						5300	5300	5300						
Evapo Sup.								⊗	3775 ?	3700 ?	3251	3700 ?				3700	3850	4150	3950		
Toit M2								⊗	4400												
M2																					
Base M2																					
Toit Sel													4400	3800	4330						
Sel													4375				4300	4400	4525	4525	
Base Sel								3700	4450						4350	4600	⊗				
Toit Evaporites Inf.								?	4450 ⁴						4350 ⁴	4600 ⁴	⊗				
Evapo Inf.													4000	4700				4700	4700	4725	4850
BEI								⊗	4700						4700	4700	4800				
DBM-BEI													4171?	4700				5025	5100	5100	5100
DBM			4000	⊗	⊗	4100	5150						5100	5050	5200						
Subst M-DBM								⊗	4375	haut de socle ?	4880	5300				5025	5100	5300	5100		
Subst. M			4500	⊗	4400	4800	5700						5300	5300	5300						

Remarques
1 : il s'agit ici de la vitesse au niveau de la MES
2 : il s'agit de la vitesse au niveau de la surface d'abrasion
3 : il s'agit de la vitesse au toit de M2
4 : il s'agit de la vitesse au niveau de la base du sel
5 : il s'agit de la vitesse au niveau du toit du sel



Les vitesses par domaines sont indiquées dans un ordre croissant de profondeur d'eau des forages et ESP.
 Absence de la surface et de l'unité
 Surface ou unité présente mais absence de valeur

TABLE 5.6 – Synthèse de l'étude des vitesses des forages et des ESP. La lecture horizontale correspond à l'évolution de la marge depuis la plate-forme jusqu'au bassin profond. La lecture verticale correspond à l'évolution des vitesses avec la profondeur d'investigation dans le forage.

Surfaces	Intervalles de profondeurs (mstd)	Vitesses (m/s)	Remarques
Fond		$v_0 = 1500$	
Q5 - Fond	$50 < z < 200$	1800	Moyenne des vitesses de Calmar et Tramontane sur la plate-forme interne
	$200 < z < 825$	$1800 < v < 2200$	Augmentation progressive par palier de la vitesse jusqu'à Autan
	$825 < z < 2105$	2200	Maximum de vitesse au niveau de GLP2
	$2105 < z < 3000$	$2200 > v > 2000$	Diminution progressive de la vitesse vers le bassin jusqu'à l'ESP204
	$3000 < z < 3941$	2000	Vitesse moyenne dans le bassin au niveau de l'ESP 206 = 2050 m/s
Q10 - Q5	$66 < z < 200$	1850	Moyenne des vitesses des forages sur la plate-forme interne
	$200 < z < 970$	$1850 < v < 2300$	Augmentation progressive par palier de la vitesse
	$z = 970$	2300	Ordre de grandeur de vitesse au niveau de Autan
	$970 < z < 1800$	$2300 < v < 2700$	Augmentation progressive par palier de la vitesse jusqu'à mi-chemin entre l'ESP201 et l'ESP202
	$z = 1800$	2700	Maximum de vitesse au niveau de l'ESP201 ou entre ESP201 et 202
	$1800 < z < 3165$	$2700 > v > 2500$	Diminution de la vitesse vers le bassin jusqu'à l' ESP203
	$3165 < z < 4121$	$2500 > v > 2300$	Diminution de la vitesse moyenne dans le bassin après l'ESP203
PXX-Q10	$z < 1000$	2200	Vitesses moyennes sur la plate-forme
	$1000 < z < 3000$	3000	Vitesses moyennes sur la pente
	$z > 3000$	2700	Vitesses moyennes dans le bassin
P11-PXX	$82 < z < 1000$	2500	Moyenne des vitesses des forages sur la plate-forme
	$1000 < z < 1630$	2500-3200	Augmentation progressive par palier de la vitesse
	$z = 1630$	3200	Maximum de vitesse au niveau de Autan
	$1630 < z < 2950$	3200-3150	Diminution progressive par palier de la vitesse
	$z = 2950$	3150	Ordre de grandeur de la vitesse au niveau de GLP2 = 3150 m/s
	$2950 < z < 3400$	$3150 < v < 3050$	Diminution légère de la vitesse jusqu'à l'ESP203
	$3400 < z < 4477$	$3050 > v > 2900$	Diminution progressive de la vitesse dans le bassin entre les ESP203 et 206
Toit du Messinien	$0 < z < 1300$	2825	Moyenne des vitesses des forages sur la plate-forme au niveau de la MES ou Loi de Lofi,2003
Toit sel et non base ici) P11	$1300 < z < 1925$	$2825 < v < 3400$	Augmentation progressive par palier de la vitesse (Transition MES-Surface d'abrasion)
	$1925 < z < 3350$	3400	Constance de la vitesse jusqu'à GLP2 (transition Abrasion/Base du Sel au niveau de l'ESP202)
	$3350 < z < 4070$	$3400 < v < 3800$	Augmentation progressive de la vitesse dans le bassin jusqu'à l'ESP203
	$4070 < z < 5508$	3800	Constance et Maximum de la vitesse entre les ESP203 et 205
sel		4500	
BEI	min (2627) < z < max (5974)	4700	Vitesse constante entre les ESP203 et 206
DBM	$1498 < z < 2215$	4000	Vitesse sur la pente au niveau de Autan
	$2215 < z < 3925$	$4000 < v < 4100$	Augmentation légère des vitesses entre Autan et GLP2
	$3925 < z < 4900$	$4100 < v < 5150$	Augmentation des vitesses entre GLP2 et ESP203
	$4900 < z < 6588$	5150	Constance et Maximum de la vitesse entre les ESP203 et 206
Substratum	$170 < z < 3100$	4800	Vitesse moyenne (forage plateau Autan inclus) constante sur plateau et début de pente
	$3100 < z < 5000$	$4800 < v < 5300$	Augmentation de la vitesse entre ESP 202 et l'ESP203
	$5000 < z < 7257$	5300	Constance et Maximum des vitesses entre les ESP203 et 206

TABLE 5.7 – Choix des intervalles de vitesses selon la profondeur (mstd) pour la conversion de chacune de nos cartes isobathes en profondeur métrique.

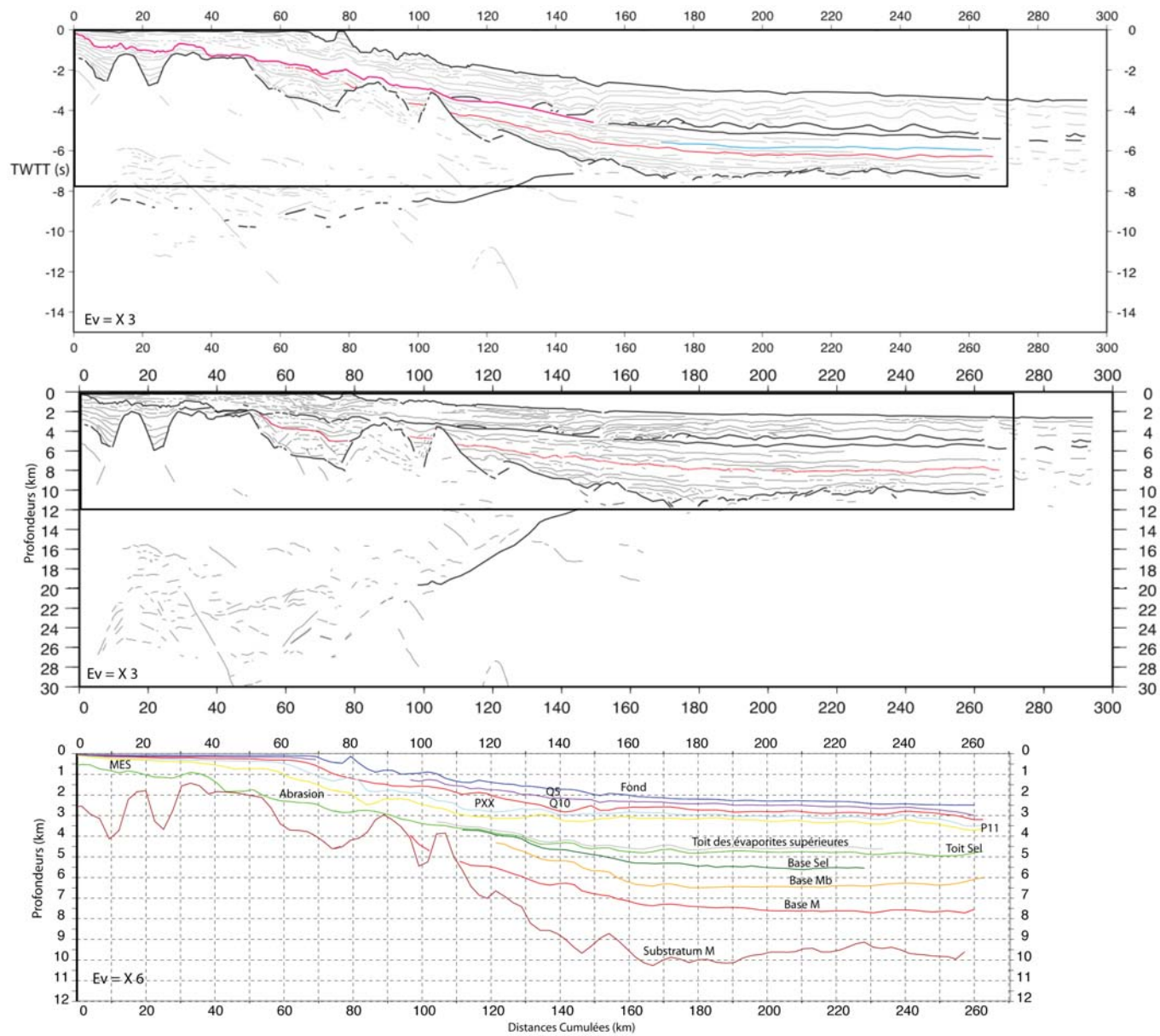


FIGURE 5.94 – Vérification de nos conversions temps-profondeur par comparaison du *line-drawing* du profil Ecors 1 converti en profondeur avec *Zelt* par M. Moulin. De haut en bas : profil en temps double ; profil converti en profondeur avec *Zelt* ; notre profil reconstruit en extrayant les profondeurs (métriques) de chaque grille le long du profil Ecors.

Chapitre 6

Quantification des budgets sédimentaires

6.1 Budgets apparents (non décompactés)

6.1.1 Volumes sédimentaires apparents sur le substratum

Les conversions temps/profondeurs nous ont permis d'estimer les volumes sédimentaires de chacune de nos unités (tableau tab. 6.1). Nous parlons ici de volumes apparents car ils ne sont pas corrigés de la compaction.

Intervalles stratigraphiques	Aires (km ²)	Volumes (km ³)	h moyen(m)	% Aire Max	% Volume	% Aire Total	% Volume Total	% h Moyen Total
Q5-Fond	32 957	7467	227	96	14	81	5	5
Q10-Q5	34 311	7240	211	100	14	84	5	5
PXX-Q10	28 088	5850	208	82	11	69	4	5
P11-PXX	27 553	6621	240	80	12	68	5	5
Toit Messinien-P11	28 035	25 713	917	82	48	69	19	21
PLIO-PLEISTOCENE	32 822	53 040	1616	96	100	81	39	36
M3 (Résidus d'abrasion)	2 550	402	158	7	1,01	0,67	6	0,29
UU (Evaporites Supérieures)	30 032	4880	162	100	12	8	4	4
MU (Sel)	25 792	12 934	501	86	33	21	9	11
M2	5 265	1192	226	18	3	2	13	0,87
Mb (ou LU, les évaporites inférieures)	16 834	20 768	1234	56	52	34	15	28
M0+M1+Ma	22 560	20 558	911	75	52	34	15	20
MESSINIEN Total Hypothèse 1 (Lofi 2002)	12 764	39 774	1495	43	100	66	29	33
MESSINIEN Total Hypothèse 2 (Bache 2008)	19 634	60 332	1966	65	100	48	44	44
Miocène ante Messinien Hypothèse 2 (Bache 2008)	11 365	31 820	2799			28	23	63
Miocène ante Messinien Hypothèse 1 (Lofi 2002)	21 625	39 660	1834			53	29	41
OLIGO-MIOCENE (Subst-Toit Messinien)	40 766	114 696	2813			100	84	63
VOLUME TOTAL (Substratum-Fond)	30 567	136 608	4470			75	100	100

TABLE 6.1 – Quantification des volumes sédimentaires dans le bassin Liguro-Provençal calculés à partir des cartes.

Remarque : les valeurs du tab. 6.1 sont toutes calculées à partir de nos cartes, y compris les estimations des volumes plio-pleistocène, messinien et total. L'extension des cartes n'étant pas strictement identique d'une carte à l'autre, les volumes cumulés des unités recalculés sur ces intervalles stratigraphiques ne correspondent donc pas exactement aux volumes et aux pourcentages globaux (le volume Substratum-Fond diffère par exemple de la somme de l'ensemble des volumes). C'est pourquoi il peut apparaître de très légères différences entre les valeurs du tableau et la figure 6.1.

Ces chiffres montrent que la moitié des sédiments plio-pléistocènes sont déposées avant P11. En considérant des flux sédimentaires constants sur la durée de l'intervalle stratigraphique plio-pléistocène (5.33 Ma), l'hypothèse d'attribuer à P11 un âge de 2.6 Ma semblerait donc cohérente.

Les hauteurs moyennes (fig. 6.2) plio-pleistocènes ne représentent que 25 % de la hauteur de la pile sédimentaire tandis que les volumes plio-pléistocènes contribuent à 37 % du volume total de sédiments déposé. A l'inverse, les sédiments déposés au Messinien s'empilent sur une hauteur moyenne correspondant à 33% de la colonne sédimentaire, tandis qu'ils ne représentent que 27% du volume total. Le rapport entre la hauteur moyenne et le volume des sédiments miocènes *ante* messiniens est également déséquilibré : leur empilement participent à 28% de l'empilement total pour une contribution de seulement 22% au volume total. Ces rapports sont à relier à la distribution des sédiments : les unités plio-pléistocènes sont en effet présentes depuis la plate-forme jusque dans le bassin. Elles s'étalent et se dispersent en quelque sorte sur l'ensemble de la marge, contrairement aux sédiments messiniens qui sont absents du plateau. Cela traduit une répartition différente de l'accommodation.

La contribution messinienne à l'ensemble des dépôts varie de 30 à 38% selon la position de sa base.

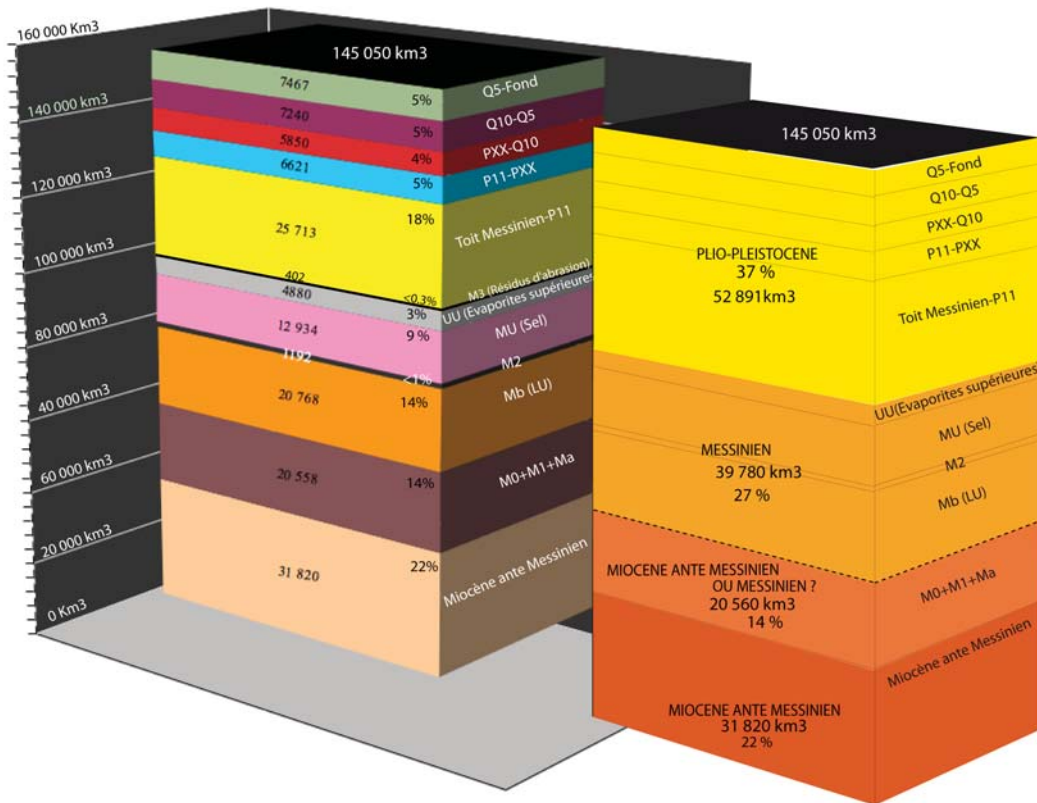


FIGURE 6.1 – Volumes sédimentaires cumulés (km^3) dans le bassin Liguro-Provençal. A gauche : détail des volumes par unité et intervalle stratigraphique. A droite : Estimation des volumes globaux par tranches de temps.

Le volume de sédiments déposés entre la fin du Messinien et P11 représente environ la moitié de la sédimentation plio-pléistocène (fig. 6.6), soit 18% du volume total (fig. 6.4). Les volumes des unités postérieures à P11 définies sur les intervalles P11-PXX, PXX-Q10, Q10-Q5 et Q5-Fond), sont également répartie, chacune représentant 5% du volume total (fig. 6.4) ou 14% du volume plio-pléistocène (fig. 6.6). Le remplissage plio-pleistocène participe donc à hauteur d'environ 40% de la sédimentation globale.

L'unité MU (le sel messinien) constitue 10% du volume sédimentaire du bassin, UU (les évaporites supérieures) 3% et l'unité Mb ou LU (considérée comme les évaporites inférieures) 14%. Les volumes cumulés de sédiments évaporitiques ou salifères représentent donc 27% du volume global.

En considérant la base de Mb comme base du Messinien, l'unité M2 seule constitue la part détritique des dépôts messiniens soit 1% de l'enregistrement sédimentaire du bassin ou encore 3% des dépôts messiniens (fig. 6.5). Les volumes cumulés des unités M0, M1, Ma (marron sur la fig. 6.4) sont identiques à celui des évaporites inférieures (14%).

En considérant cette fois la base de l'unité M comme la base du Messinien, ainsi qu'en tenant compte de M2, les dépôts détritiques imputables à la crise, représenteraient donc 15% du volume sédimentaire déposé dans le bassin soit environ 34% des dépôts messiniens (fig. 6.5). Les dépôts oligo-miocènes *ante* messinien, représentant 30% du volume sédimentaire total dans l'hypothèse précédente, seraient alors réduits à 22% (cf fig. 6.3).

La fig. 6.5 montre l'importance relative (en volume) des unités messiniennes. Quelle que soit l'hypothèse retenue pour la base du Messinien, l'unité Mb (évaporites inférieures) s'avère la plus volumineuse, environ 4 fois supérieure au volume des évaporites supérieures. Considérer la base de l'unité Mb comme base du Messinien ((1) de la fig. 6.5) réduit la part détritique à 3% du volume sédimentaire messinien. Le volume de Mb (les évaporites inférieures) représente alors plus de la moitié des dépôts messiniens et le sel massif un tiers de ces dépôts. Considérer cette fois la base de l'unité M comme messinienne ((2) de la fig. 6.5) implique une part de sédiments détritiques imputables à la crise d'environ 36% du dépôt messinien. L'importance (en volume) du détritique est alors du même ordre de grandeur que celle des évaporites inférieures, et le sel réduit à 1/5ème des dépôts messiniens.

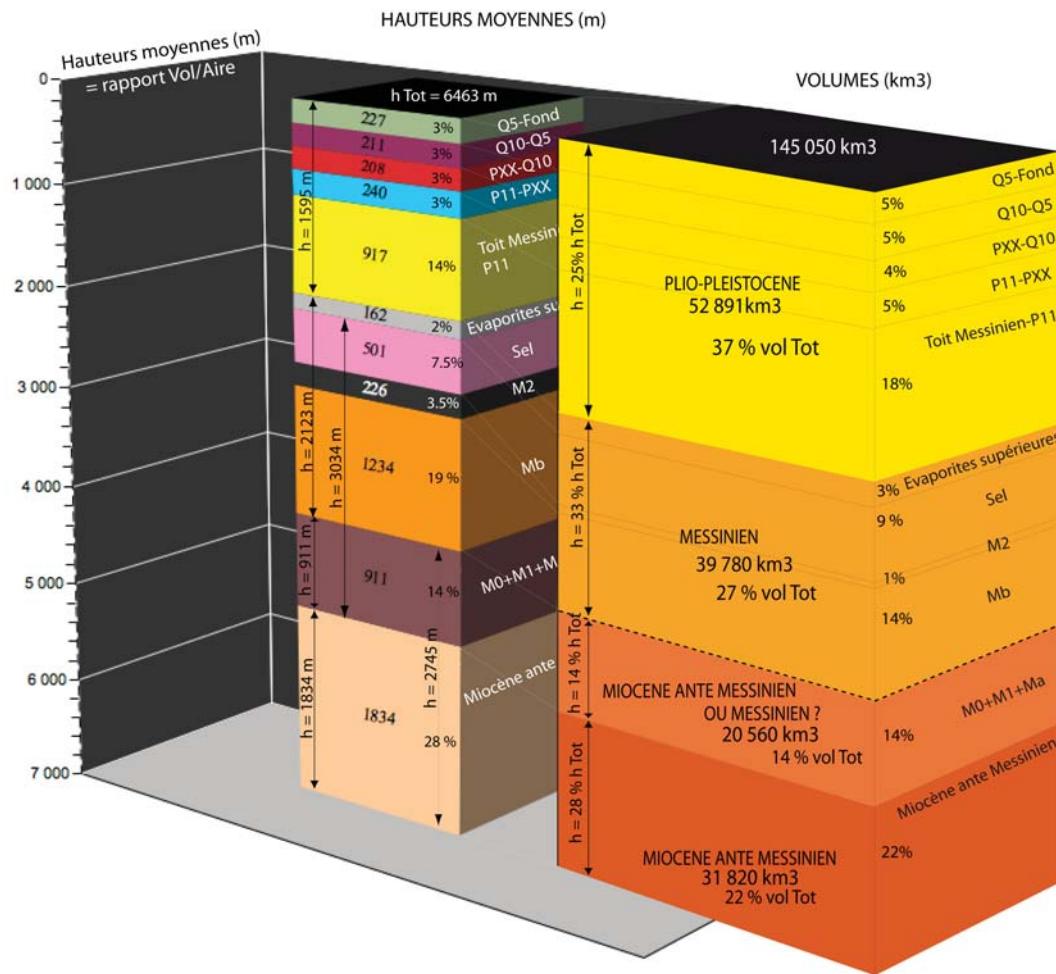


FIGURE 6.2 – Comparaison des hauteurs moyennes et des volumes de chaque unité dans le bassin Liguro-Provençal.

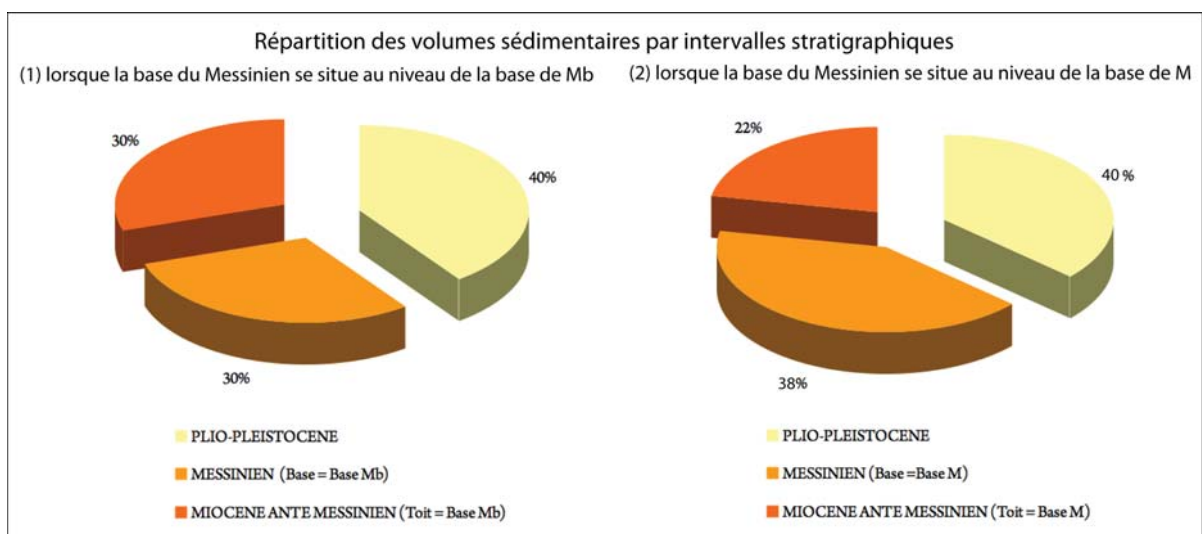


FIGURE 6.3 – Répartition globale des volumes sédimentaires.

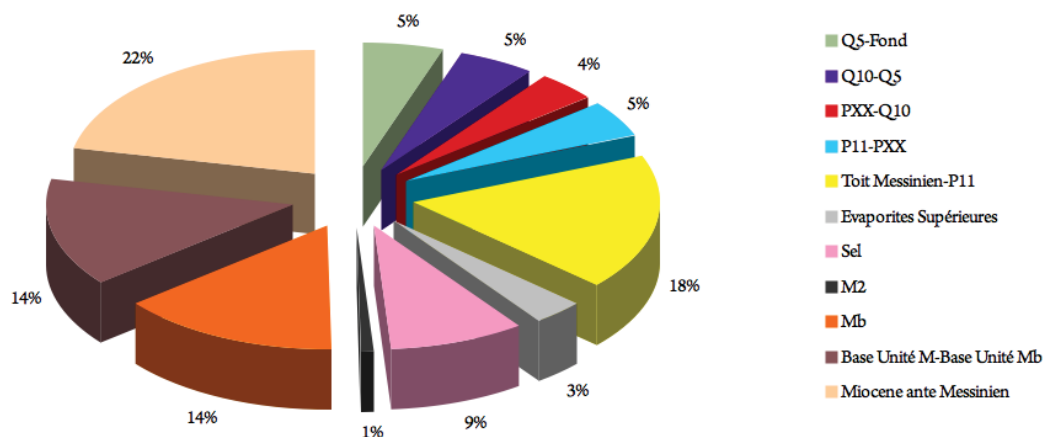


FIGURE 6.4 – Volumes relatifs de l’ensemble des unités sédimentaires définies dans le bassin Liguro-Provençal.

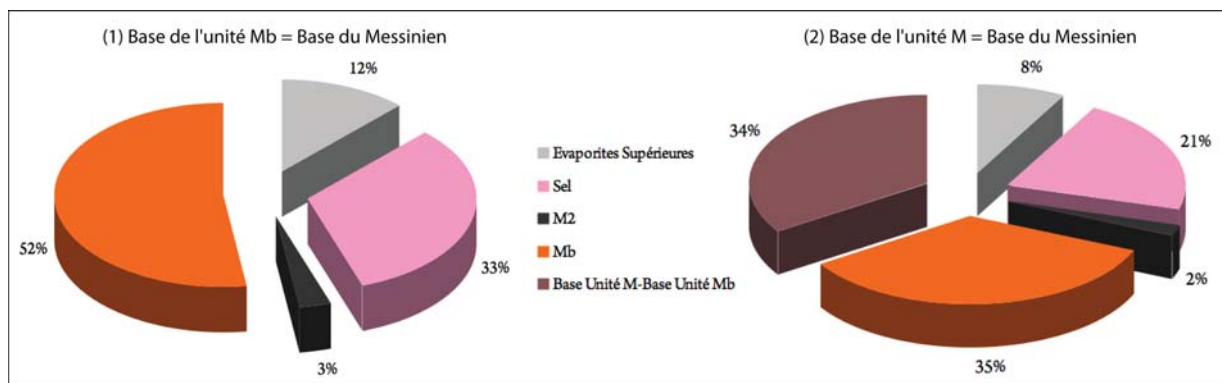


FIGURE 6.5 – Répartition des volumes sédimentaires messiniens. Dans l’hypothèse (1), les dépôts messiniens sont moindres au bénéfice du Miocène *ante* messinien.

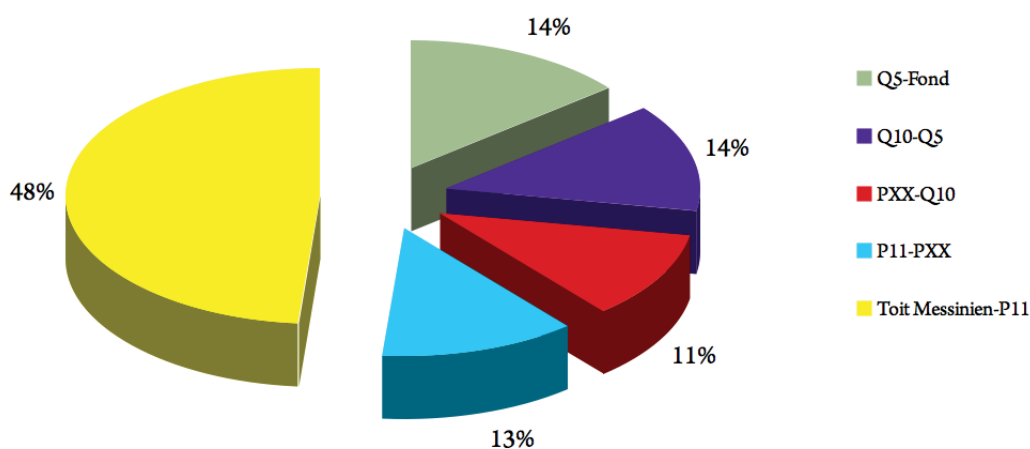


FIGURE 6.6 – Volumes relatifs des unités plio-pléistocènes sur l’ensemble de la marge.

6.1.2 Flux sédimentaires apparents depuis l'Oligocène

Nous avons estimé les flux sédimentaires (apparents) d'après les estimations chronostratigraphiques de nos horizons (tab. 6.2). L'âge de dépôt de certaines unités (notamment messiniennes) n'étant pas bien contraintes, nous avons estimé différents flux (km^3/Ma) pour différents intervalles d'âge plausibles afin d'évaluer leur variabilité maximale. Concernant les dépôts messiniens, nous avons séparé la fraction évaporitique et salifère de la fraction détritique. Les flux détritiques ont ensuite été estimés selon 2 hypothèses :

- la première rejoignant l'interprétation de [Lofi et al., 2003], nous avons considéré M2 comme le dépôt terrigène principal impliquant de situer la base du Messinien au niveau de la base de l'unité Mb.
- la seconde rejoignant l'interprétation de [Bache et al., 2009], nous avons considéré la base du Messinien au niveau de la base de l'unité M, cette seconde option impliquant un dépôt détritique (constitué de M0, M1, M2 dans le domaine intermédiaire et de Ma dans le bassin) beaucoup plus important.

Intervalles stratigraphiques	Volumes (km^3)	Âges (Ma)				Durées (Ma)				Flux (km^3/Ma)			
Q5-Fond	7467	0,45 - 0				0.45				16 600			
Q10-Q5	7240	0.90 - 0.45				0.45				16 090			
PXX-Q10	5850	1.60 - 0.90				0.70				8360			
P11-PXX	6621	2.60 - 1.60				1.00				6620			
Toit Messinien-P11	25 713	5.33 - 2.60				2.73				9420			
PLIO-PLÉISTOCÈNE	53 040	5.33 - 0				5.33				9950			
M3 (Résidus d'abrasion)	402	5.60 - 5.33				0.27				1480			
UU (Evaporites Supérieures)	4880	5.96 - 5.33	5.96 - 5.60	5.60 - 5.33	5.46 - 5.33	0.63	0.36	0.27	0.13	7750	13 550	18 075	35 540
MU (Sel)	12 934	5.96 - 5.33	5.96 - 5.60	5.60 - 5.33	5.46 - 5.33	0.63	0.36	0.27	0.13	20 530	35 930	47 900	99 490
M2	1192	5.96 - 5.33	5.96 - 5.60	5.60 - 5.33	5.46 - 5.33	0.63	0.36	0.27	0.13	1900	3310	4415	9170
Mb	20 768	5.96 - 5.33	5.96 - 5.60	5.96 - 5.46		0.63	0.36	0.50		32 965	57 690	41 535	
M0 + M1 + Ma	20 558	5.96 - 5.33	5.96 - 5.60	5.96 - 5.46		0.63	0.36	0.50		32 630	57 105	41 115	
Détritique hypothèse 1 (Lofi 2002)	1 594	5.96 - 5.33	5.96 - 5.60	5.96 - 5.46		0.63	0.36	0.50		2 530	4 430	3 190	
Détritique hypothèse 2 (Bache 2008)	22 152	5.96 - 5.33	5.96 - 5.60	5.96 - 5.46		0.63	0.36	0.50		35 160	61 530	44 300	
Dépôts évaporitiques et salifères	38 582	5.96 - 5.33				0.63				61 240			
MESSINIEN Total hypothèse 1 (Lofi 2002)	39 774	5.96 - 5.33				0.63				63 135			
MESSINIEN Total hypothèse 2 (Bache 2008)	60 332	5.96 - 5.33				0.63				95 765			
Miocène ante Messinien hypothèse 2 (Bache 2008)	39 660	23 - 5.96				17.04				2327			
Miocène ante Messinien hypothèse 1 (Lofi 2002)	60 218	23 - 5.96				17.04				3533			
OLIGO-MIOCÈNE (Subst-Toit Messinien)	114 696	23 - 5.33				17.67				6490			
VOLUME TOTAL (Substratum-Fond)	167 736	23 - 0				23				7290			

TABLE 6.2 – Flux sédimentaires calculés (km^3/Ma) en fonction de nos estimations chronostratigraphiques

En première approximation, les flux sédimentaires apparents (tab. 6.2) oligo-miocènes antérieurs à la crise messinienne (23 Ma-5.96Ma) sont de l'ordre de $3000 \text{ km}^3/\text{Ma}$; lors de la crise messinienne (5.96 Ma - 5.33 Ma) ces taux sont multipliés par un facteur compris entre 20 et 30 selon l'hypothèse de base des dépôts messiniens correspondant à un flux moyen compris entre $63\,000$ et $96\,000 \text{ km}^3/\text{Ma}$. Les flux plio-pléistocènes (depuis 5.33 Ma) sont, quant à eux, estimés autour de $9950 \text{ km}^3/\text{Ma}$ (entre 6 et 10 fois moindre que les flux messiniens mais 5 fois supérieurs aux flux miocènes). Cette dernière valeur (moyenne sur l'intervalle plio-pléistocène entier) est d'ailleurs comparable à celle d'[Aloisi, 1986] estimée sur l'Holocène à $20.10^6 \text{ t}/\text{an}$ soit $9100 \text{ km}^3/\text{Ma}$ (avec une densité de 2.2).

Les volumes cumulés (tab. 6.3) replacés sur une échelle stratigraphique (fig. 6.7) font apparaître 4 périodes distinctes dans la dynamique de remplissage du bassin :

- Durant l'Oligo-Miocène, le remplissage est relativement lent ($31\,000 \text{ km}^3$ en 23 Ma), d'autant plus si l'on considère les unités M0, M1 et Ma comme messiniennes;
- Au Messinien, en revanche, l'accumulation sédimentaire s'accélère très nettement. Il a suffi de 600 000 ans pour que le volume auparavant déposé en 17 Ma ($30\,000$ à $50\,000 \text{ km}^3$) double (dans le cas de l'hypothèse 1) ou triple (hypothèse 2);
- Puis au Plio-Pleistocène, la dynamique de remplissage se ralentit mais reste toutefois très supérieure à celle du Miocène ante Messinien. En 5 Ma, $50\,000 \text{ km}^3$ (au minimum) de sédiments sont déposés.
- Enfin, depuis 1Ma (après Q10), la vitesse de remplissage semble s'accélérer.

Intervalles stratigraphiques	Volumes (km ³)	Vol. cumulés (km ³)	
		Hypothèse 1 (Lofi 2002)	Hypothèse 2 (Bache 2008)
PLIO-PLEISTOCENE	53 040	145 445	145 445
Q5-Fond	7467	145 445	145 445
Q10-Q5	7240	137 978	137 978
PXX-Q10	5850	130 738	130 738
P11-PXX	6621	124 888	124 888
Toit Messinien-P11	25 713	118 267	118 267
MESSINIEN		92 554	92 554
M3 (Résidus d'abrasion)	402	92 554	92 554
UU (Evaporites Supérieures)	4880	92 152	92 152
MU (Sel)	12 934	87 272	87 272
M2	1192	74 338	74 338
Mb (LU - Evaporites inférieures)	20 768	73 146	73 146
M0 + M1 + Ma	20 558		52 378
Miocene ante Messinien hypothèse 2 (Bache 2008)	31 820		31 820
Miocene ante Messinien hypothèse 1 (Lofi 2002)	39 660	52 378	

TABLE 6.3 – Estimations des volumes cumulés pour chacune de nos unités

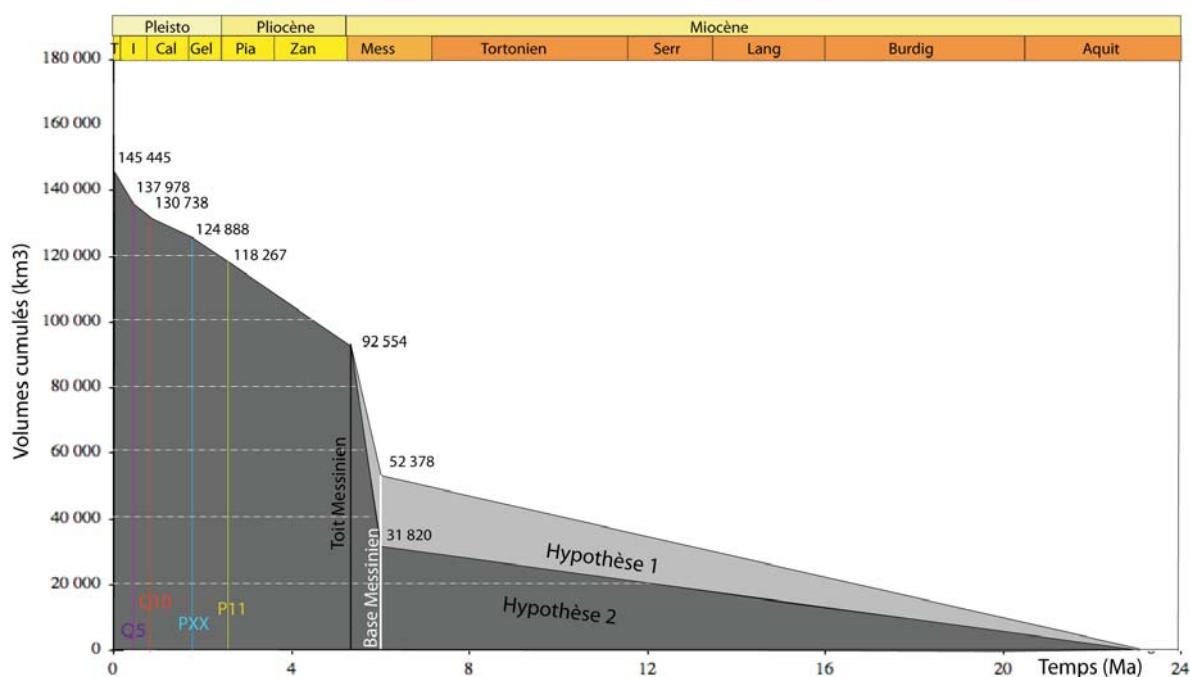


FIGURE 6.7 – Volumes cumulés replacés sur une échelle de temps d'après l'estimation chronostratigraphique de nos surfaces

Le flux sédimentaire depuis le rifting jusqu'à la base de l'évènement messinien (23-5.96 Ma) n'est qu'un flux moyen, aucune unité n'ayant été individualisée sur l'intervalle oligo-miocène.

Dans le cas de l'interprétation de [Lofi, 2002], cette première période est marquée par un flux autour de $3500 \text{ km}^3/\text{Ma}$ (fig. 6.8).

Les flux détritiques (unité M2 et résidus d'abrasion) pendant la crise de salinité messinienne sont alors plus faibles qu'à l'Oligo-Miocène (autour de $2500 \text{ km}^3/\text{Ma}$), tandis que les évaporites et le sel précipitent à des taux de $60\,000 \text{ km}^3/\text{Ma}$, pouvant atteindre des vitesses bien supérieures ($99\,500 \text{ km}^3/\text{Ma}$) si le temps de dépôt considéré est réduit (cf tab. 6.2). L'imprécision du timing de dépôt des différentes unités messiniennes nous a contraint à considérer une durée de dépôt correspondant à la totalité de l'intervalle de la crise : les flux présentés ici sont donc des flux minimum.

Si l'on considère l'hypothèse 1 quant à l'évènement messinien (fig. 6.8), le flux détritique messinien s'avère plus faible que celui du Miocène *ante* messinien. Les flux début Pliocène montrent ensuite une hausse à la transition Messinien/Zancléen : ils sont multipliés par 4.

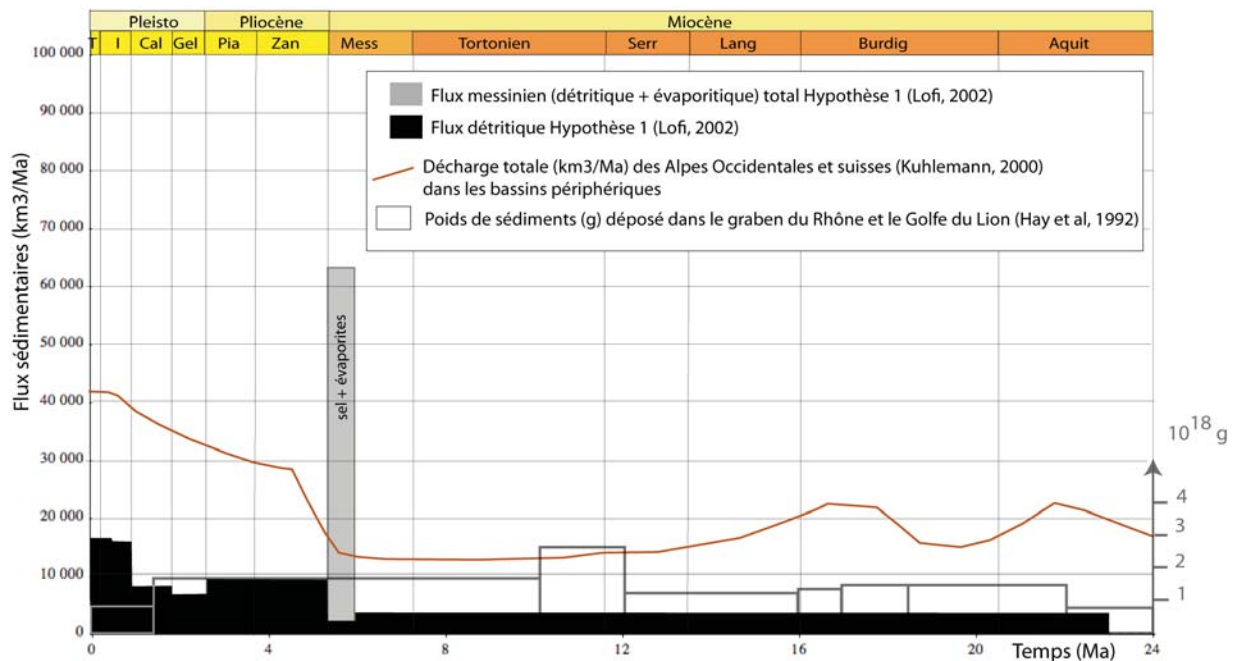


FIGURE 6.8 – Flux sédimentaires (km^3/Ma) calculés d'après l'estimation chronostratigraphique de nos surfaces. La base de Mb est considérée ici comme la base du Messinien. Les courbes de la décharge des Alpes occidentales et suisses de [Kuhlemann, 2000] et de la masse des dépôts dans le graben du Rhône et le Golfe du Lion de [Hay et al., 1992] sont superposées (cf chapitre 2 pour le détail de ces courbes). Les flux messiniens sont des flux minimum, la durée totale de la crise ayant été prise en compte pour chacune des unités messiniennes déposées.

La fig. 6.9 ne se différencie de la fig. 6.8 que par la position de base des dépôts messiniens, adoptée au niveau de la base de l'unité M en accord avec l'interprétation de [Bache, 2008]. Une telle hypothèse a une implication considérable puisque, dans ce cas, le flux détritique messinien atteint des valeurs (minimum) de $35\,000\ km^3/Ma$ soit 15 fois celles du Miocène. Ce pic redescend lorsque la crise s'achève : à la transition Messinien/Zancléen, les flux montrent donc la tendance inverse de l'hypothèse 1 en baissant fortement (ils sont divisés par 3). Les flux début Pliocène restent toutefois élevés, 4 fois supérieurs aux flux moyens oligo-mocènes (si l'on fait abstraction de l'évènement particulier au messinien).

Sur l'intervalle plio-pleistocène (fig. 6.10), les flux semblent relativement élevés et constants (moyenne à $10\,000\ km^3/Ma$), augmentant particulièrement depuis 900 000 ans (à partir de Q10).

La décharge des sédiments alpins (Alpes suisses et Alpes occidentales) de [Kuhlemann, 2000] (cf section 2.3) s'avère relativement faible et constante ($15\,000\ km^3$ en moyenne) depuis 13 Ma avant une première forte augmentation autour de 5 Ma (la décharge double en moins d'un Ma). La croissance de la décharge se poursuit ensuite sur l'intégralité du Plio-Pléistocène entre 4.5 Ma et l'actuel, avec une augmentation cependant moins marquée ($10\,000\ km^3$ en 4.5 Ma soit $2500\ km^3/Ma$).

Les taux de sédimentation mondiaux de [Lisiecki and Raymo, 2005] montrent également une croissance sur les 5 derniers Ma, avec une augmentation de 3 à 5 cm/ka (fig. 6.10) essentiellement centrée à la transition Pliocène/Pléistocène entre 2.5 et 3 Ma. Après cette croissance les taux de sédimentation semblent constants avant une nouvelle augmentation autour de 1.8 Ma, puis une stabilité jusqu'à l'actuel à un taux moyen de 5cm/ka.

D'après [Hay et al., 1992], l'accumulation sédimentaire dans le graben du Rhône atteint $21\,000\ km^3$, 95% de ce volume ayant une origine alpine. La décharge principale se fait dans le delta du Rhône (ainsi que dans les deltas sous-marins adjacents), et dans le Golfe du Lion. [Hay et al., 1992]. $2600\ km^3$ (soit 12%) aurait été déposé au Pliocène et début Pléistocène. Les dépôts semblent ensuite diminuer après 1.5 Ma (fig. 6.8, 6.9 et 6.10). Cette tendance est donc en accord avec l'augmentation des taux de sédimentation mondiaux de [Lisiecki and Raymo, 2005] et la première hausse de la décharge et de l'incision alpine de [Kuhlemann, 2000] autour de 5 Ma. Elle est cependant en désaccord avec la seconde hausse (vers 1.8 Ma) des taux de sédimentation mondiaux de [Lisiecki and Raymo, 2005] et la poursuite de l'augmentation de la décharge alpine jusqu'à l'actuel d'après [Kuhlemann, 2000].

En attribuant les âges 0.45 Ma, 0.9 Ma, 1.6 Ma et 2.6 Ma aux surfaces respectives Q5, Q10, PXX et P11, nos flux sédimentaires enregistrent une hausse de la sédimentation détritique mi-Pléistocène. L'élément le plus remarquable

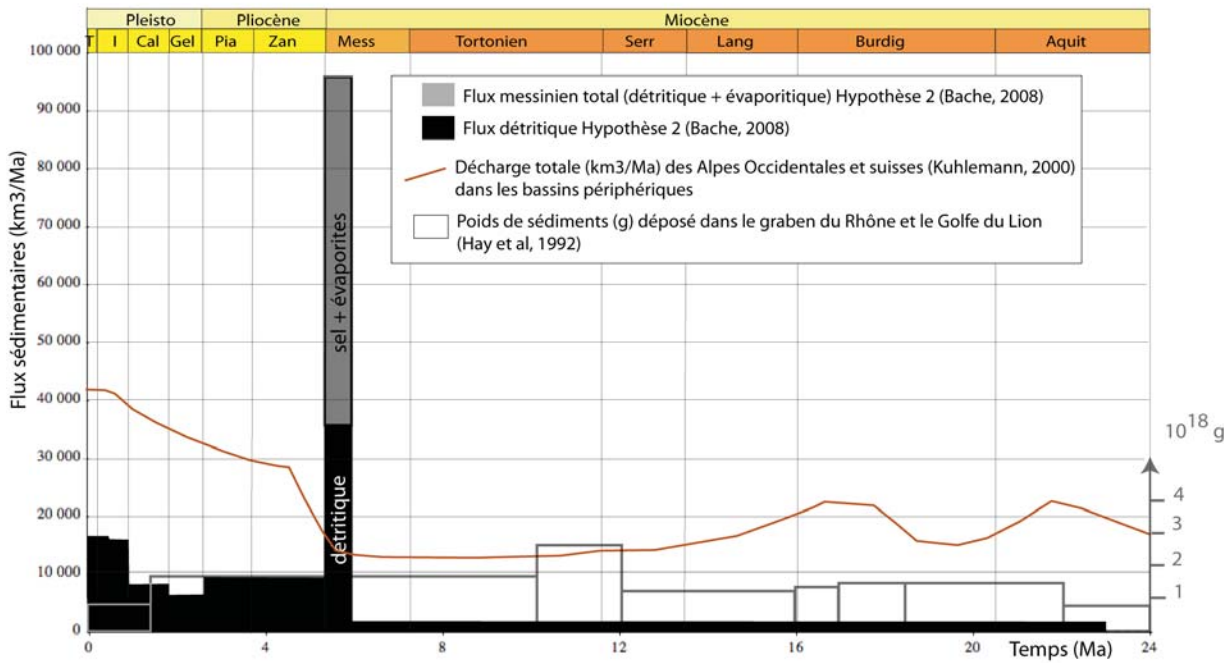


FIGURE 6.9 – Flux sédimentaires (km^3/Ma) calculés d’après l’estimation chronostratigraphique de nos surfaces. La base de l’unité M (ou DBM) est considérée ici comme la base du Messinien. Les courbes de la décharge des Alpes occidentales et suisses de [Kuhlemann, 2000] et de la masse des dépôts dans le graben du Rhône et le Golfe du Lion de [Hay et al., 1992] sont superposées. Les flux messiniens sont des flux minimum, la durée totale de la crise ayant été prise en compte pour chacune des unités messiniennes déposées.

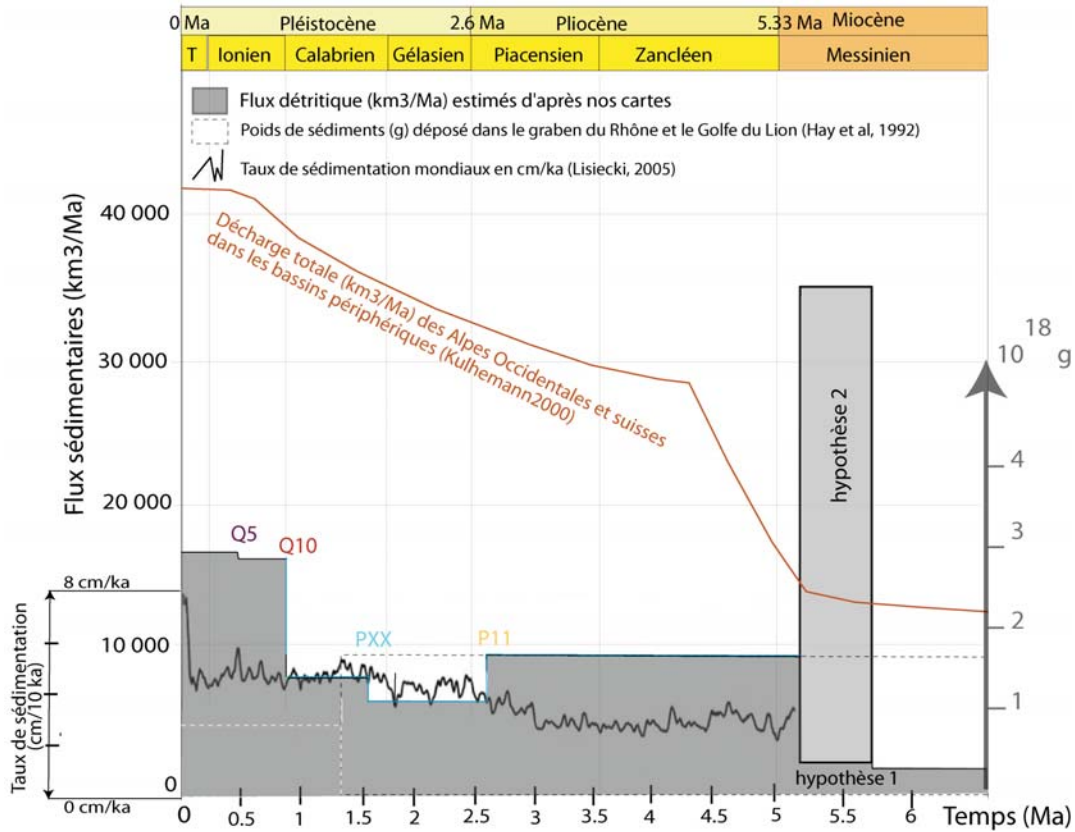


FIGURE 6.10 – Zoom sur les flux sédimentaires (km^3/Ma) calculés d’après l’estimation chronostratigraphique de nos surfaces. Les courbes des taux de sédimentation mondiaux de [Lisiecki and Raymo, 2005], de la décharge des Alpes occidentales et suisses de [Kuhlemann, 2000] et de la masse des dépôts dans le graben du Rhône et le Golfe du Lion de [Hay et al., 1992] sont superposées.

du tab. 6.2 et des fig. 6.8, 6.9 et 6.10 au Plio-Pléistocène est en effet le doublement des flux (d'environ 7000 km³/Ma à 16 000km³/Ma) autour de 0.9 Ma.

La croissance de ces valeurs semblent se poursuivre après 0.45 Ma (tab. 6.4), mais dans une moindre mesure (augmentation de 4%). Ces tendances s'opposent à celle de [Hay et al., 1992] mais s'accordent bien avec celle de [Lisiecki and Raymo, 2005] et [Kuhlemann, 2000].

Précédemment à cette augmentation, nos flux enregistrent une baisse au cours du Pléistocène, sur l'intervalle P11-PXX (tab. 6.2 et fig. 6.8, 6.9 et 6.10). On peut toutefois émettre deux remarques : l'extension géographique de notre pointé PXX n'est pas aussi complète que celle de Q10 ou Q5 (tab. 6.1). Il est possible que le calcul du volume sur une aire de dépôt moindre (cette aire ne correspondant pas forcément à une réalité géologique comme pour P11 par exemple qui se biseaute réellement en amont) ait entraîné un artéfact et une baisse artificielle dans l'estimation de ces flux. Si PXX est une surface particulièrement érosive, on peut aussi penser que la baisse visible entre P11 et PXX témoigne, non pas d'une réelle baisse de la sédimentation, mais d'une non-préservation des sédiments, érodés et transférés plus en aval.

Les volumes et surfaces de chaque intervalle stratigraphique nous permettent d'estimer une hauteur moyenne (m) de sédiments. Des taux de sédimentation (m/Ma) ont ainsi pu être calculés en divisant les volumes de nos unités par leur superficie (tab. 6.4) et illustrés sur la fig. 6.11. Cette variable permet de s'affranchir du problème de la différence d'extension de nos unités liée à l'extension de notre pointé sismique, et pouvant avoir des répercussions notables sur les volumes calculés. Les taux de sédimentation calculés correspondent à un taux moyen, ne tenant pas compte des différences éventuelles de répartition des sédiments dans l'espace.

Intervalles stratigraphiques	Aires (km2)	Volumes (km3)	h moyen(m)	Agés (Ma)	Durées (Ma)	Tx séd (m/Ma)
Q5-Fond	32 957	7467	227	0.45 - 0	0.45	504
Q10-Q5	34 311	7240	211	0.90 - 0.45	0.45	469
PXX-Q10	28 088	5850	208	1.60 - 0.90	0.70	297
P11-PXX	27 553	6621	240	2.60 - 1.60	1.00	240
Toit Messinien-P11	28 035	25 713	917	5.33 - 2.60	2.73	335
PLIO-PLEISTOCENE	32 822	53 040	1616	5.33 - 0	5.33	303
M3 (Résidus d'abrasion)	2 550	402	158	5.96 - 5.33	0.63	250
UU (Evaporites Supérieures)	30 032	4880	162	5.96 - 5.33	0.63	257
MU (Sel)	25 792	12 934	501	5.96 - 5.33	0.63	795
M2	5 265	1192	226	5.96 - 5.33	0.63	359
Mb (LU ou Evaporites Inférieures)	16 834	20 768	1234	5.96 - 5.33	0.63	1959
M0 + M1 +Ma	22 560	20 558	911	5.96 - 5.33 23.00 - 5.96	0.63 17.04	1446 53
MESSINIEN Total Hypothèse 1 (Lofi, 2002)	12 764	39 774	1495	5.96 - 5.33	0.63	2373
Fraction détritique			384	5.96 - 5.33	0.63	609
Fraction évaporitique			1897	5.96 - 5.33	0.63	3011
MESSINIEN Total Hypothèse 2 (Bache, 2008)	19 634	60 332	1966	5.96 - 5.33	0.63	3121
Fraction détritique			1295	5.96 - 5.33	0.63	2055
Fraction évaporitique			1897	5.96 - 5.33	0.63	3011
Miocene ante Messinien Hypothèse 1 (Lofi, 2002)	11 365	31 820	2799	23.00 - 5.96	17.04	164
Miocene ante Messinien Hypothèse 2 (Bache, 2008)	21 625	39 660	1834	23.00 - 5.96	17.04	107
OLIGO-MIOCENE (Subst-Toit Messinien)	40 766	114 696	2813	23.00 - 5.33	17.67	159
VOLUME TOTAL (Substratum-Fond)	30 567	136 608	4470	23.00 - 0	23.00	194

TABLE 6.4 – Taux de sédimentation calculés (m/Ma) en fonction de nos estimations chronostratigraphiques

La fig. 6.11 représente l'évolution de nos taux de sédimentation (m/Ma) replacées sur une échelle chronostratigraphique.

Au Plio-Pléistocène, l'évolution des taux de sédimentation (fig. 6.11) montre les mêmes tendances que celles des flux sédimentaires (fig. 6.10, 6.8 et 6.9) avec des valeurs comprises entre 240 m/Ma (entre 2.6 Ma et 1.6 Ma) et plus de 500 m/Ma (au Pléistocène supérieur).

Au Miocène, en revanche, alors que le flux sédimentaire messinien dans l'hypothèse 1 était légèrement plus faible que celui du Miocène *ante* Messinien et 3 fois plus faible que le flux Pliocène, le taux de sédimentation détritique au Messinien (609 m/Ma en incluant l'unité M3, 359 m/Ma en l'excluant) est 2 fois supérieur à celui du Miocène avant la crise (164 m/Ma) et également légèrement supérieur au taux de sédimentation pliocène (335 m/Ma).

Si l'on considère l'hypothèse 2 quant à la base de l'évènement messinien, l'évolution entre les taux de sédimentation détritiques miocènes pré-messinien (107 m/Ma) et les taux de sédimentation messiniens (2055 m/Ma en incluant l'unité M3, 1805 m/Ma en l'excluant) indique une augmentation par un facteur 16 ou 20. Cette évolution reste similaire à celle des flux sédimentaires.

Cette différence est liée à la répartition de l'unité M2 : son extension est réduite par rapport à l'extension des unités

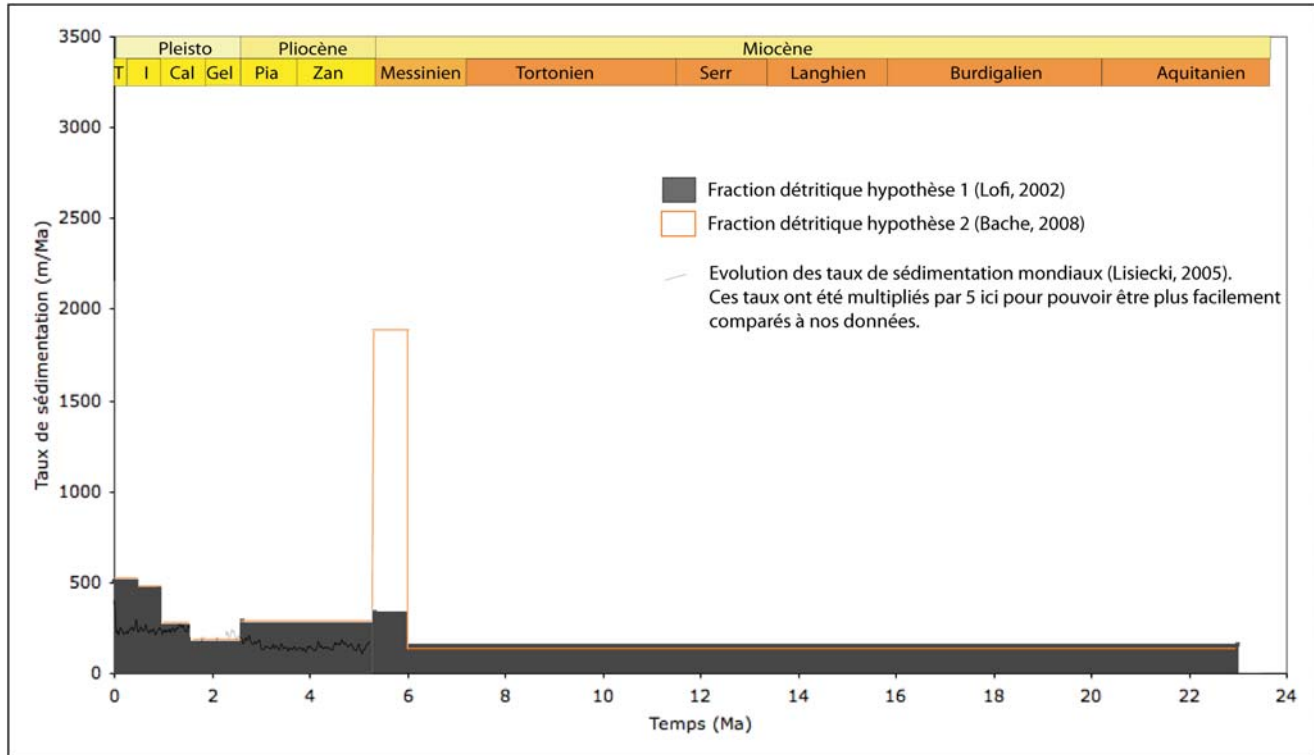


FIGURE 6.11 – Taux de sédimentation (m/Ma) replacés sur une échelle chronostratigraphique. Le taux de sédimentation de la fraction terrigène messinienne est figurée selon l'hypothèse de base 1 ou 2 de la crise (l'unité M3 interprétée comme les résidus d'abrasion n'est pas incluse). La courbe des taux de sédimentation mondiaux de [Lisiecki and Raymo, 2005] (cf chapitre 2) est superposée.

miocènes et plio-pléistocènes. Le taux de sédimentation est donc fort mais ponctuel, n'imaginant pas forcément une ampleur en volume plus élevée que les unités miocènes et pliocènes.

Quelle que soit l'hypothèse de base de l'évènement messinien, les flux pliocènes sont 3 fois plus grands que les flux miocènes *ante* messiniens ; les taux de sédimentation pliocènes, s'avèrent, quant à eux, 2 fois plus grands que les taux de sédimentation miocènes *ante* messiniens. A partir de 0.9 Ma, les flux et taux de sédimentation doublent.

6.2 Décompaction des sédiments

Les taux de sédimentation et flux sédimentaires pléistocènes calculés précédemment nécessitent d'être corrigés de la compaction. Avec l'accumulation progressive des sédiments, la pression lithostatique due au poids des dépôts entraîne en effet un tassement mécanique des particules. On distingue généralement la pression lithostatique (2 à 3 bars pour 10m d'enfouissement) de la pression hydrostatique qui règne dans les vides entre les grains où seule intervient la pression de l'eau interstitielle (environ 1 bar à 10 m de profondeur). Cette compaction provoque un réarrangement des grains, pouvant conduire à une réduction notable du volume.

Les volumes déposés dans notre bassin, et l'estimation de nos taux de sédimentation apparents qui en résulte, montrent d'ailleurs une augmentation depuis 0.9Ma. Cette hausse est-elle bien réelle ou bien n'est-elle que le reflet de la compaction des sédiments, les plus superficiels étant déjà relativement "décompactés" par rapport aux séries sous-jacentes ?

La compaction est généralement croissante avec l'enfouissement, une relation linéaire entre variation de porosité et profondeur ayant été établie :

$$\emptyset = \emptyset_0 - ay,$$

dans laquelle \emptyset et \emptyset_0 représentent respectivement la porosité à une profondeur y et la porosité initiale, et a un coefficient empirique ([Allen and Allen, 2005]).

Un nombre important de facteurs affectent cette relation porosité-profondeur notamment le type de sédiment et la texture initiale d'où les multiples courbes illustrées sur la fig. 6.12.

D'autres facteurs (comme le poids de la colonne d'eau) interviennent dans le phénomène de compaction. Aisément applicable par *backstripping* en 2D (s'il est bien contraint), ce facteur est difficilement appréhendable dans nos tenta-

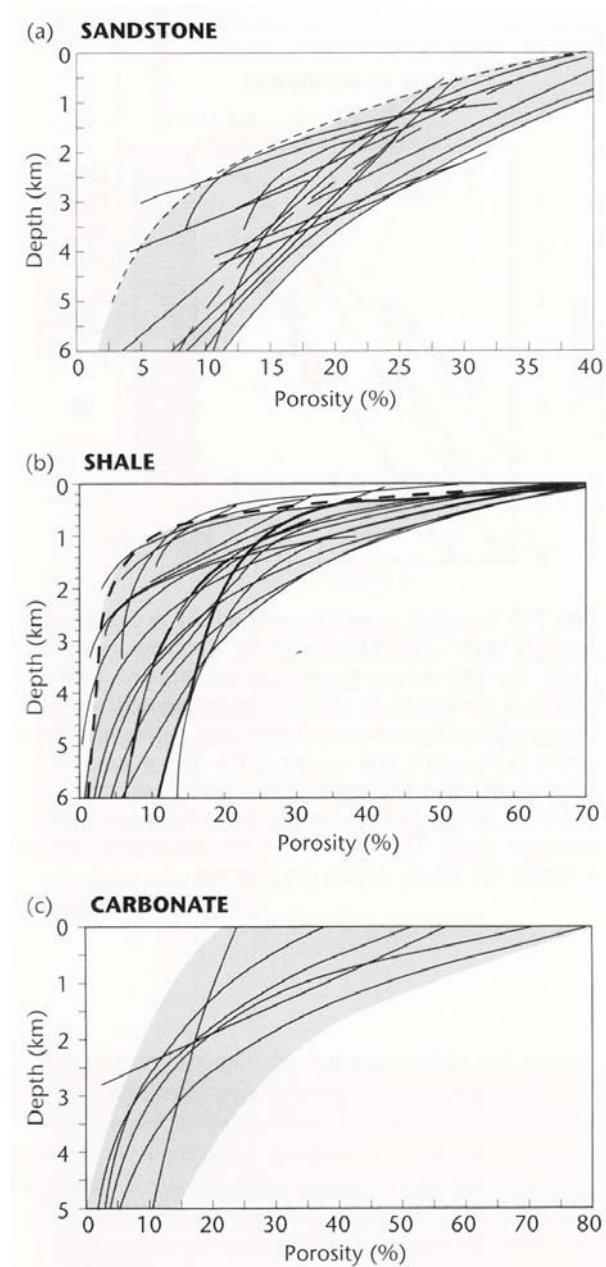


FIGURE 6.12 – Compilation de courbes de porosité en fonction de la profondeur pour des lithologies variables : a) sables, b) argiles, c) carbonates. [Allen and Allen, 2005].

tives de décompaction 3D. Etant donné la résolution attendue, nous allons décompacter nos séries sédimentaires en ne considérant que la compaction mécanique des sédiments liée à l'enfouissement avec augmentation de la pression et expulsion progressive des fluides intersticiels.

Après avoir estimé des lithologies moyennes et des profondeurs d'enfouissement moyennes sur chacun de nos intervalles stratigraphiques d'après les fig. 5.30 et fig. 6.2, nous avons estimé les porosités initiales et finales pour chaque lithologie d'après la fig. 6.12. Nous avons alors pu calculer les volumes de vide avant et après décompaction pour chacune de ces lithologies, en considérant une diminution de ces volumes égale à la réduction de porosité. Nous avons également quantifié les volumes réels de matière qui, eux, sont constants quelque soit l'ampleur de la compaction (fig. 6.5).

Unités	Lithologies	Profondeur d'enfouissement	Porosités initiales (%)	Porosités finales (%)	Pertes porosités (%)	Volumés compactés (+Matière)		Volumés compactés de Vide (km3)	Volume décompactés de Vide (km3)		Volumés de Matière compactée ou non compactée (km3)		Volumés initiaux Vides + Matières (km3)	
						7467	5 974		4 181	4 779	2 689	3 615	6 870	8 393
Q5-Fond	80 % argiles	0m - 227m	70%	55%	15%	7467	5 974	4 181	4 779	2 689	3 615	6 870	8 393	
	20 % sables		40%	38%	2%	1 494	568	598	926	926	1 524	1 524	8 393	
Q10-Q5	80 % argiles	227m - 438m	70%	50%	20%	7240	5 792	4 054	4 634	2 896	3 822	6 950	8 456	
	20 % sables		40%	36%	4%	1 448	522	580	926	926	1 506	1 506	8 456	
PXX-Q10	80 % argiles	438m - 646m	70%	45%	25%	5850	4 680	3 276	3 744	2 574	3 335	5 850	7 079	
	20 % sables		40%	35%	5%	1 170	410	468	761	761	1 229	1 229	7 079	
P11-PXX	80 % argiles	646m - 886m	70%	40%	30%	6621	5 297	3 708	4 237	3 178	4 065	6 886	8 303	
	20 % sables		40%	33%	7%	1 324	437	530	887	887	1 417	1 417	8 303	
Toit Messinien-P11	70% argiles	886m - 1803m	70%	20%	50%	17 999	17 999	12 599	15 813	14 399	20 120	26 999	35 934	
	25% sables		40%	25%	15%	25 713	6 428	2 571	4 821	4 821	7 392	7 392	35 934	
Résidus d'abrasion	5 % carbonates	1803m - 1903 m	50%	30%	20%	1 286	386	643	900	900	1 543	1 543	518	
	30% argiles		70%	15%	55%	402	121	84	197	103	321	187	518	
Evaporites supérieurs	70% sables	1903m - 2065 m	40%	22,5%	17,5 %	281	63	113	218	218	331	331	?	
	40% argiles		70%	15%	55%	1 952	293	1 366	?	1 659	?	3 026	?	
Sel	10% sables	2065 m - 2566m	40%	22,5%	17,5 %	4880	488	195	?	378	?	573	?	
	50% évaporites		?	?	?	2 440	?	?	?	?	?	?	?	
Mb	100% halite	2566m - 3800m	?	?	?	12934	12 934	?	?	?	?	?	?	
	40% argiles		70%	10%	60%	8 307	831	5 815	?	7 476	?	13 292	?	
M2	10% sables	1903m - 2003m	40%	12,50%	27,5%	20 768	2 077	260	?	1 817	?	2 648	?	
	50% évaporites ?		?	?	?	10 384	?	?	?	?	?	?	?	
Base unité M-Base Mb	80% argiles	3800m -4711 m	70%	15%	55%	1 192	954	668	763	811	995	1 478	1 758	
	20% sables		40%	22,50%	17,5%	238	238	54	95	185	185	280	280	
Miocène ante Messinien	50% argiles	4711m - 6545m	70%	7,50%	62,5%	20 558	10 279	771	12 129	9 508	18 759	16 703	30 888	
	10% sables		40%	10%	30%	20 558	2 056	206	822	1 850	18 759	2 673	30 888	
	40% carbonates		50%	10%	40%	8 223	8 223	4 112	?	7 401	?	11 512	?	
	70% argiles		40%	7,50%	62,5%	22 274	22 274	1 671	15 592	20 603	29 434	36 195	49 480	
	10% sables		40%	7,50%	32,5%	31 820	3 182	239	20 047	2 943	29 434	4 216	49 480	
	30% carbonates		50%	7,50%	42,50%	6 364	6 364	477	3 182	5 887	5 887	9 069	9 069	

TABLE 6.5 – Estimation des volumés sédimentaires non compactés pour l'ensemble de nos unités stratigraphiques.

Les flux de matière et flux totaux (vide+matière) décompactés ont été ensuite calculé (fig. 6.5) pour chacune de nos unités stratigraphiques. Ces flux sont résumés sur la fig. 6.13 selon l'hypothèse considérée 1 ([Lofi, 2002]) et 2 ([Bache, 2008]) de la position de base du Messinien.

Unités	Âges (Ma)	Durées (Ma)	Flux de matière (km ³ /Ma)	Flux de matière Hyp1 (km ³ /Ma)	Flux de matière Hyp2 (km ³ /Ma)	Flux de matière (km ³ /Ma)	Flux (Vide + Matière) non compactés (km ³ /Ma)	Flux non compactés Hyp 1 (km ³ /Ma)	Flux non compactés Hyp 2 (km ³ /Ma)	Flux non compactés (km ³ /Ma)
Q5-Fond	0.45 - 0.00	0.45	8 032	8 032			18 652	18 652		Plio-Pléistocène : 13 804
Q10-Q5	0.90 - 0.45	0.45	8493	8493			18 792	18 792		
PXX-Q10	1.60 - 0.90	0.70	4764	4764		Plio-Pléistocène : 6545	10 112	10 112		
P11-PXX	2.60 - 1.60	1.00	4065	4065			8303	8303		
Toit Messinien-P11	5.33 - 2.60	2.73	7370	7370			13 163	13 163		
M3 (Résidu d'abrasion)	5.96 - 5.33	0.63	509	509		509	822	822		Résidu d'abrasion : 822
UU (Evaporites supérieures)	5.96 - 5.33	0.63	?	?			?	?		Fraction évaporitique messinienne : ?
MU (Sel)	5.96 - 5.33	0.63	?	?		Fraction évaporitique messinienne : ?	?	?		
Mb (LU ou Evaporites inférieures)	5.96 - 5.33	0.63	?	?			?	?		
M2	5.96 - 5.33	0.63	1580	1580		Fraction détritique messinienne : 1580/31 356	2791	2791		Fraction détritique messinienne : 2791/ 51 820
M0 + M1 + Ma	5.96 - 5.33	0.63	29 776		31 356		49 029		51 820	
	23.00 - 5.96	17.04	712	1888		Miocène ante Messinien : 1176/1888	1813	4717		
Miocène ante Messinien	23.00 - 5.96	17.04	1176		1176		2904		2904	Miocène ante Messinien : 2904 / 4717

FIGURE 6.13 – Estimation des flux sédimentaires (km^3/Ma) après décompaction pour l'ensemble de nos unités stratigraphiques. L'hypothèse 1 considère la base de l'unité Mb comme base du Messinien, faisant des sous-unités M0, M1, Ma des unités miocènes antérieures au Messinien. L'hypothèse 2 considère la base de l'unité M comme base du Messinien, faisant de M0, M1, Ma des unités détritiques messiniennes.

Les flux sédimentaires précédemment calculés sont illustrés sur les fig. 6.14 et 6.15

Calculés en fonction des 2 hypothèses de base de l'évènement messinien (fig. 6.13) et illustrés sur les fig. 6.14 et 6.15, ces flux sédimentaires montrent :

- Qu'au Plio-Pléistocène,

- entre 5.33 et 2.6 Ma les taux de sédimentation sont relativement forts ($13\ 000\ km^3/Ma$) : ils ont presque triplé par rapport au flux moyen du Miocène en considérant l'hypothèse 1 du Messinien, et quadruplé si l'on considère l'hypothèse 2. Ils diminuent ensuite entre 2.6 et 0.9 Ma, avoisinant alors $9\ 000\ km^3/Ma$ en moyenne ;

- la hausse des flux autour de 0.9 Ma est bien effective, avec un quasi-doublement ($10\ 000$ à $19\ 000\ km^3/Ma$) par rapport à l'intervalle stratigraphique précédent. On peut noter ici que les flux entre 0.9 Ma et 0.45 Ma sont légèrement plus élevés que ceux sur les derniers 450 000 ans, contrairement à ce qu'indiquaient les flux avant décompaction.

- Qu'au Miocène,

- les flux antérieurs au Messinien restent relativement faibles ($< 5\ 000\ km^3/Ma$), donc toujours inférieurs aux flux plio-pléistocènes), et cela, quel que soit l'hypothèse de base du Messinien.

- le flux détritique messinien s'avère très faible dans la première hypothèse ($< 3\ 000\ km^3/Ma$), le plus faible observé sur l'histoire du bassin. Etant donné l'ampleur de l'érosion à terre et en mer, ce flux détritique, s'il doit inclure la totalité du matériel terrigène parvenant au bassin, nous apparaît beaucoup trop minimisé. Une grande partie des dépôts détritiques se retrouveraient en effet mélangés aux dépôts évaporitiques (LU, MU et UU) [Lofi et al., 2005], [Lofi and Berné, 2008].

- le flux détritique messinien s'avère à l'inverse très important dans la seconde hypothèse ($50\ 000\ km^3/Ma$) soit plus de 15 fois supérieur au précédent. Cette différence est beaucoup plus prononcée que sur les sédiments compactés (alors X10) ; les unités M0, M1, Ma sont enfouies à des profondeurs supérieures par rapport à M2, elles ont subi une compaction plus importante que M2. La décompaction a donc eu pour effet d'amplifier les conséquences et l'importance de la position de base du Messinien sur les flux sédimentaires détritiques du bassin.

Les hauteurs plio-pléistocènes (fig. 6.6) et miocènes (fig. 6.7) moyennes de sédimentation (m/Ma) après décompaction ont également été calculées.

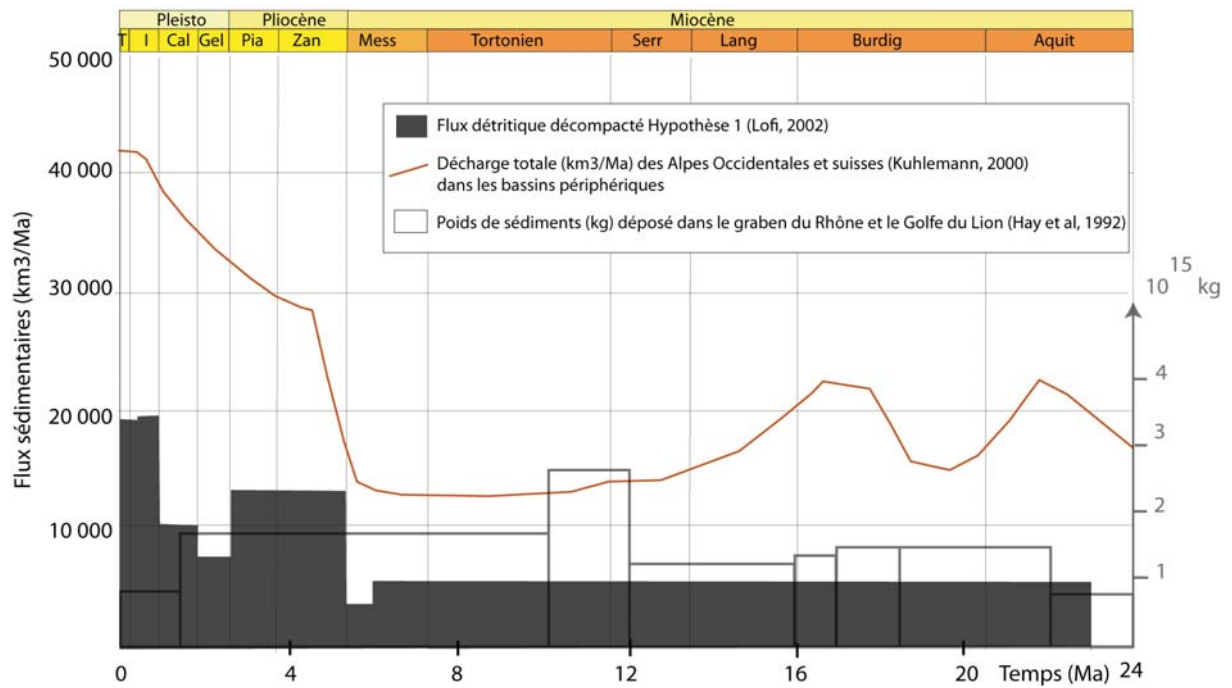


FIGURE 6.14 – Flux sédimentaires après décompaction replacés sur une échelle chronostratigraphique. On se place ici dans le cas de l'hypothèse 1 considérant les unités M0, M1 et Ma comme antérieures au Messinien.

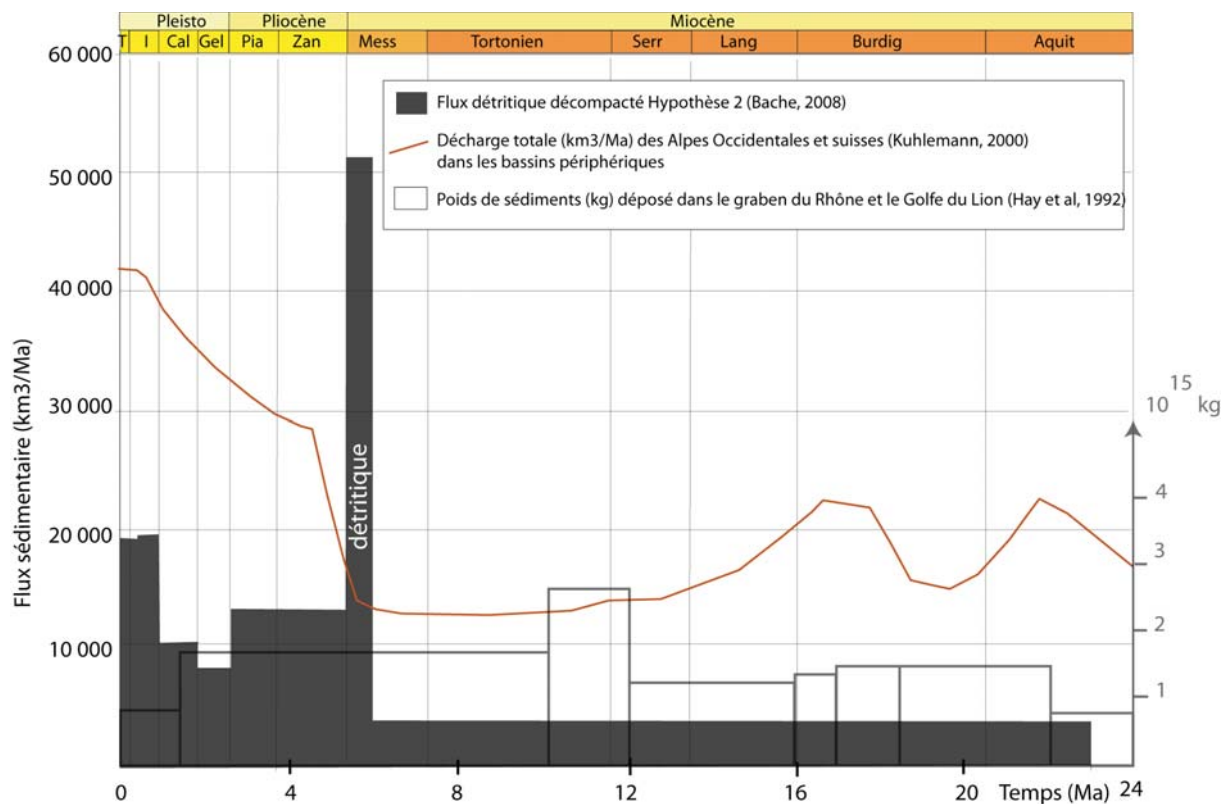


FIGURE 6.15 – Flux sédimentaires après décompaction replacés sur une échelle chronostratigraphique. On se place ici dans le cas de l'hypothèse 2 considérant les unités M0, M1 et Ma comme des unités messiniennes détritiques.

Unités	Volumes décompactés (km ³)	Surface (km ²)	H moyen (m)	Âges (Ma)	Durées (Ma)	Tx séd (m/Ma)
Q5-Fond	8 393	32 957	255	0.45 - 0.00	0.45	566
Q10-Q5	8 456	34 311	246	0.90 - 0.45	0.45	548
PXX-Q10	7 079	28 088	252	1.60 - 0.90	0.70	360
P11-PXX	8 303	27 553	301	2.60 - 1.60	1.00	301
Toit Messinien-P11	35 934	28 035	1 282	5.33 - 2.60	2.73	470

TABLE 6.6 – Estimation des taux de sédimentation moyens (m/Ma) après décompactation pour nos unités plio-pléistocènes.

Unités	Volumes décompactés (km ³)	Surface (km ²)	H moyen (m)	Âges (Ma)	Durées (Ma)	Tx séd (m/Ma)		Tx séd détritique (m/Ma)	
						Hyp1	Hyp2	Hyp1	Hyp2
M3 (Résidus d'abrasion)	518	2 550	203	5.96 - 5.33	0.63	322		322	
UU (Evaporites supérieures)	?	30 032		5.96 - 5.33	0.63			?	
MU (Scl)	?	25 792		5.96 - 5.33	0.63				
Mb (LU ou évaporites inférieures)	?	16 834		5.96 - 5.33	0.63			?	
M2	1 758	5 265	334	5.96 - 5.33	0.63	530		Détritique	Détritique
M0 + M1 + Ma	30 888	22 560	1 370	5.96 - 5.33	0.63		2175	Messinien :	Messinien :
				23.00 - 5.96	17.04	80			
Miocène ante Messinien	49 480	11 375	4 350	23.00 - 5.96	17.04	255		335	255

TABLE 6.7 – Estimation des taux de sédimentation moyens (m/Ma) après décompactation pour nos unités messiniennes et miocène.

L'évolution de ces valeurs est illustrée sur la fig. 6.16 et confrontée à l'évolution des taux de sédimentation non compactés.

Les taux de sédimentation montrent exactement les mêmes évolutions avant et après compactation. Quantitativement :

- les taux de sédimentation miocènes pré-messiniens sont 10 fois plus petits que les taux détritiques messiniens dans l'hypothèse de [Bache, 2008], et 1,5 fois plus petits dans l'hypothèse de [Lofi, 2002],
- les taux de sédimentation diminuent d'un facteur 5 (80 %) à la fin de la crise d'après l'interprétation de [Bache, 2008], et de moins de 12 % d'après [Lofi, 2002],
- les taux de sédimentation du Miocène *ante* messinien sont multipliés par 1.4 (hypothèse 1) ou par 1.8 (hypothèse 2) au Pliocène si l'on exclut l'événement messinien,
- les taux de sédimentation montrent une forte baisse de 35 % à 2.6 Ma puis une légère hausse à 1.6 Ma avant de fortement augmenter (35 %) à 0.9 Ma et de poursuivre leur augmentation (4 %) à 0.45 Ma.

6.3 Comparaison de nos budgets sédimentaires avec d'autres travaux

Cette section a pour but de comparer les travaux existants avec nos estimations de flux, afin de vérifier s'ils s'intègrent de manière cohérente avec les précédentes études. L'idée ici est aussi de quantifier les incertitudes et/ou l'influence de paramètres telle que la vitesse de conversion temps/profondeur sur nos estimations de budgets sédimentaires. Nous comparerons donc nos résultats avec :

- les travaux sur les budgets sédimentaires miocènes et plio-pléistocènes de [Kuhlemann, 2000],
- la carte des épaisseurs plio-pléistocènes établie à l'échelle de l'ensemble de la Méditerranée par M. Genesseeux (1993), redigitalisée et aimablement transmises par Dan Praeg,
- la carte de profondeur du substratum, ainsi que celle des épaisseurs messiniennes établies par Mauffret et aimablement transmise par Jeffrey Poort.

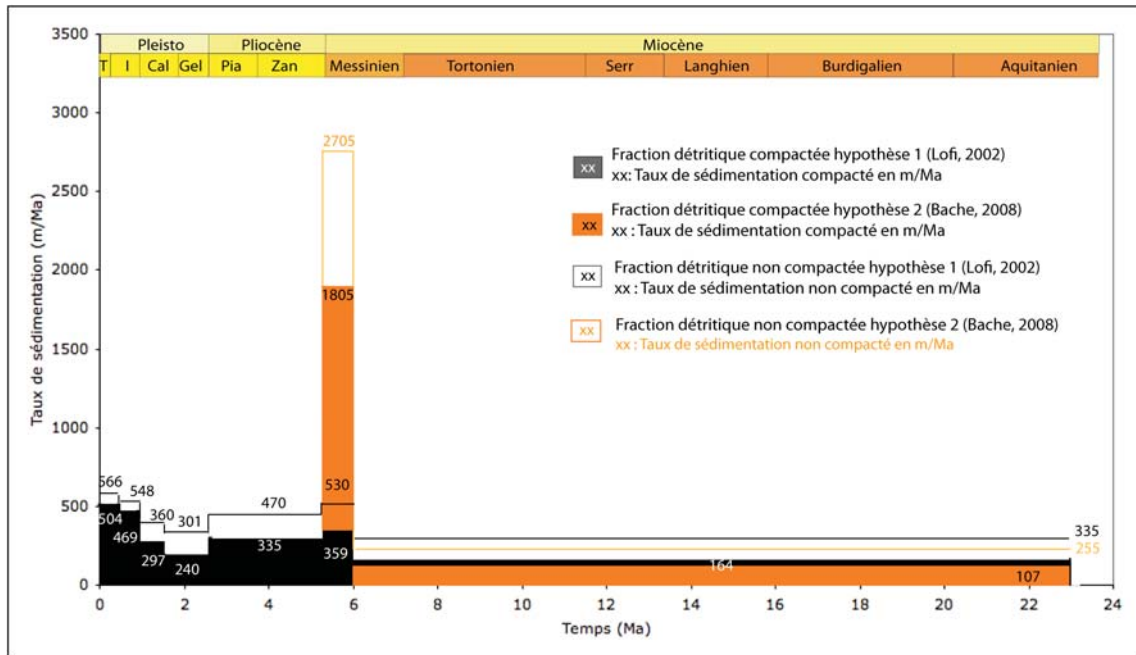


FIGURE 6.16 – Comparaison des taux de sédimentation détritiques (m/Ma) avant et après décompaction. Ici nous n'avons pas inclus l'unité M3 (interprétée comme les résidus d'abrasion) dans la comparaison des taux de sédimentation terrigène associés à l'hypothèse 1 ([Lofi, 2002] et 2 [Bache, 2008]) quant à la position de base de l'évènement messinien.

6.3.1 Comparaison avec les budgets sédimentaires de [Kuhlemann, 2000]

La fig. 6.17 compare les estimations des volumes de sédiments miocènes (22 Ma - 5 Ma) et plio-pléistocènes (5 Ma - Actuel) de [Kuhlemann, 2000] aux nôtres.

Notre estimation de volume plio-pléistocène compacté ($53\,000\text{ km}^3$) est trois fois plus petit que celui de [Kuhlemann, 2000] calculé autour de $151\,000\text{ km}^3$. Considérant l'extension de notre carte d'épaisseur du Plio-Pleistocène (fig. 5.58 - chapitre 5 et fig. 10.14 en annexe), réduite d'un tiers environ par rapport à la fig. 6.17, ces valeurs nous paraissent (grossièrement) en accord.

Nous avons estimé un volume de sédiments miocènes compactés de $114\,696\text{ km}^3$ et non compactés de $120\,708\text{ km}^3$ (en considérant que les sédiments évaporitiques n'ont pas subi de compaction cf tab. 6.5) tandis que [Kuhlemann, 2000] indique $162\,500\text{ km}^3$. Ici l'extension de sa carte n'est que légèrement supérieure à la nôtre, car, si elle s'étend plus vers le Nord-Est et inclus des dépôts à terre (Sud de la France), notre carte est plus étendue à l'Ouest. Ses valeurs, supérieures à nos estimations, nous semblent donc surestimées. D'autant que, si l'on retire le sel et les évaporites messiniens, la fraction détritique sédimentée n'atteint que $82\,126\text{ km}^3$, équivalente à un volume de roche érodée de $66\,917\text{ km}^3$, bien moindre que le volume de roche érodée indiqué par l'auteur à $153\,500\text{ km}^3$.

6.3.2 Comparaison avec la carte d'épaisseur sédimentaire plio-pléistocène de Gennesseaux, 1993 à l'échelle de la Méditerranée

Nos cartes en profondeurs ont été établies avec des intervalles de vitesses variables avec la profondeur et dans l'espace (cf section 5.4). Nous ne connaissons pas en revanche les vitesses de conversion temps/profondeurs utilisées par M. Gennesseaux.

La fig. 6.18 compare nos isopaques plio-pléistocènes (A) avec ceux de M. Gennesseaux, retracés en ayant extrait les données concernant uniquement notre zone d'étude (B). Nous avons ainsi pu soustraire notre carte à celle de M. Gennesseaux (en C : B - A). Les valeurs négatives en C correspondent alors aux zones où nos estimations sont supérieures à celles de la carte de la Méditerranée de M. Gennesseaux. On remarque une bonne cohérence qualitative dans la géométrie de nos isopaques plio-pléistocène avec celles des données de M. Gennesseaux, les maxima et minima étant répartis de manière identique. En revanche, on observe des différences quantitatives. L'échelle de couleur est identique sur les 2 cartes d'épaisseurs, pour faciliter la comparaison. On observe ainsi que :

- sur le plateau, les épaisseurs sédimentaires de M. Gennesseaux sont supérieures aux nôtres (d'environ 0 à 200 m)
- dans le bassin, à l'inverse, les épaisseurs sédimentaires de la carte de M. Gennesseaux sont inférieures à nos estimations d'environ 400 m, les maxima d'épaisseurs étant respectivement de 2250 m et 2750 m.

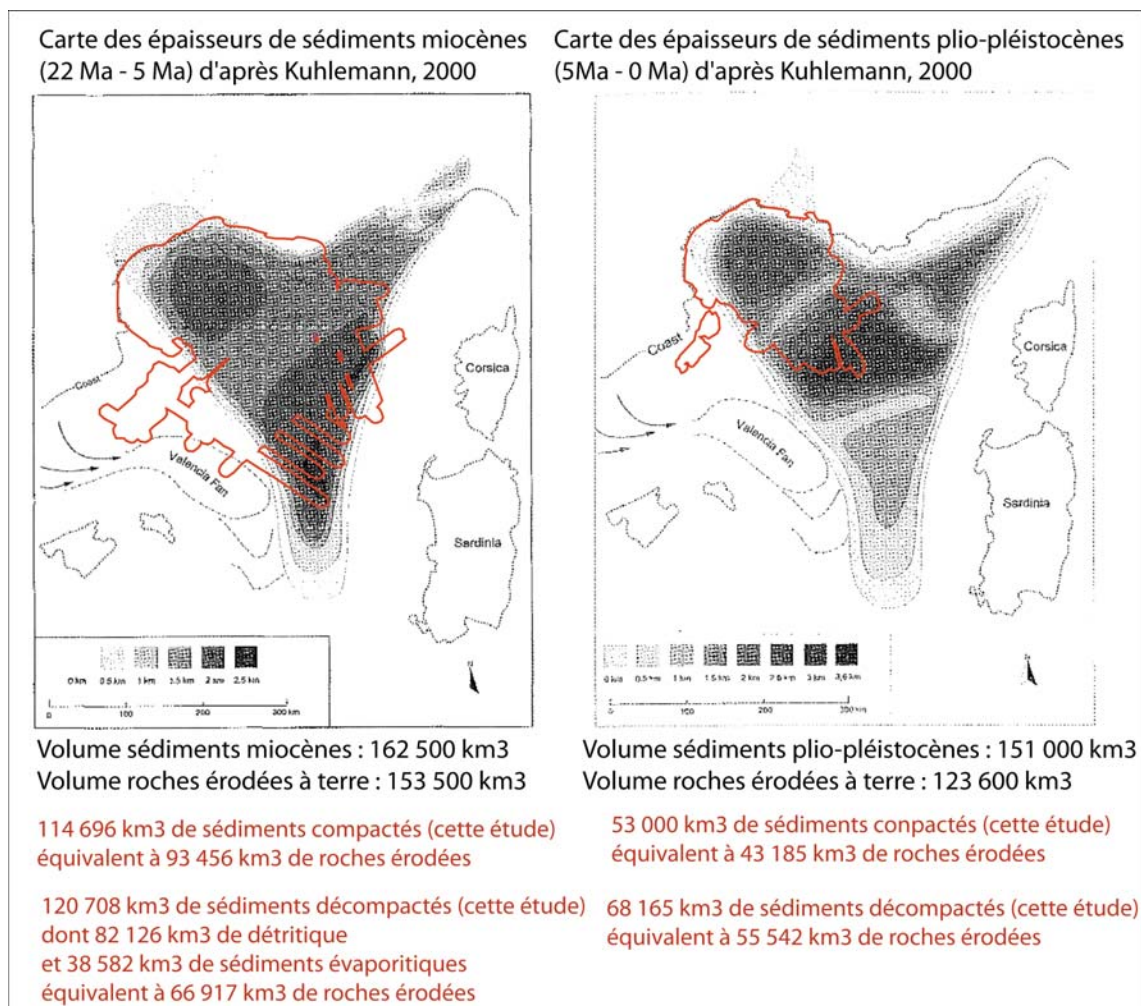


FIGURE 6.17 – Carte d'épaisseurs des sédiments miocènes (gauche) et plio-pléistocènes (droite) déposés dans le delta du Rhône, le Golfe du Lion et le bassin Nord-Provençal d'après [Kuhlemann, 2000]. En noir : estimations des volumes de sédiments et volumes de roches érodées d'après [Kuhlemann, 2000]. En rouge : emprise de notre carte par rapport à celle de [Kuhlemann, 2000] et estimations de nos volumes de sédiments déposés et volumes de roches érodées. Les densités de [Kuhlemann, 2000] sont reprises, à savoir 2.2 g/cm^3 pour les sédiments et $2,7 \text{ g/cm}^3$ pour les roches solides.

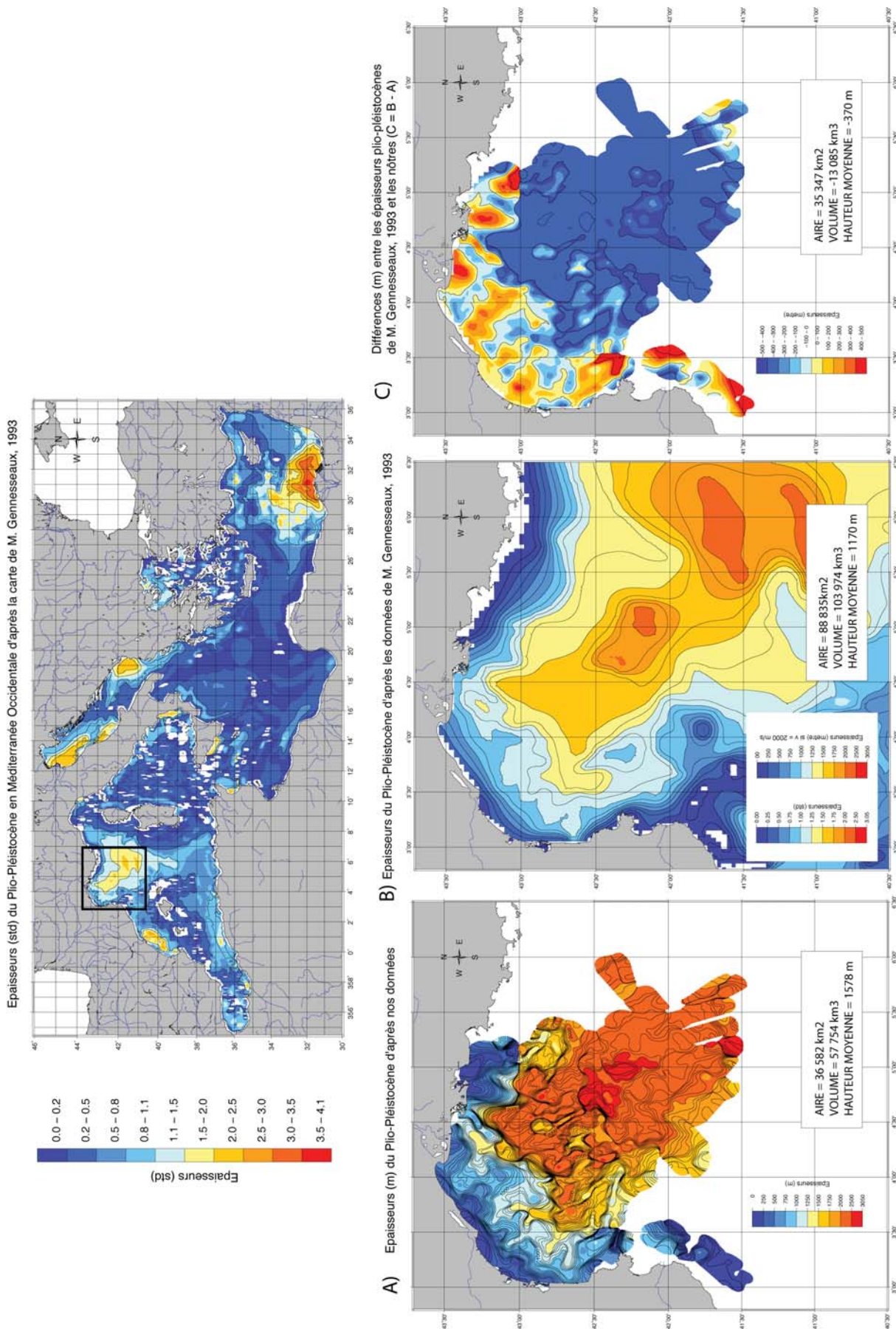


FIGURE 6.18 – Comparaison de nos cartes d'épaisseurs (m) et volumes du Plio-Pléistocène avec la carte de M. Gennesseaux, 1993 à l'échelle de la Méditerranée (en haut). A) Isopaques plio-pléistocènes (m) déduits de nos cartes. B) Isopaques plio-pléistocènes (m) extraits de la carte de M. Gennesseaux. C) Différence entre les données de M. Gennesseaux et cette étude ($C = B - A$). Les valeurs négatives correspondent alors aux zones où nos données sont supérieures à celles de M. Gennesseaux. L'échelle de couleur est identique pour A et B.

Cela implique une différence de volume ($-13\,085\text{ km}^3$, qui, ramené à la différence de superficie des cartes ($35\,347\text{ km}^2$), équivaut à une différence de hauteur moyenne d'environ 370 m. Ici en moyenne, nos épaisseurs sédimentaires sont supérieures de 20% à celles de M. Genesseeux.

NB : on observe une légère différence de superficie entre les cartes (A) et (C), cette dernière ayant été recalculée avec mon emprise. Ces différences sont respectivement de $36\,582\text{ km}^2$ et $35\,347\text{ km}^2$. Cette diminution correspond notamment à la partie la plus amont de la plate-forme (proche du trait de côte) non cartographiée en (B).

En faisant l'hypothèse que la vitesse de conversion temps/profondeur adoptée par M. Genesseeux était constante (ce qui est probable considérant l'échelle de la carte) et de 2000 m/s (parce que c'est une vitesse classiquement utilisée pour les séries sédimentaires récentes), nous avons recalculé les épaisseurs en adoptant une vitesse de 2500 m/s (fig. 6.19). Dans cette hypothèse :

- sur le plateau, les épaisseurs sédimentaires de M. Genesseeux sont supérieures aux nôtres (d'environ 100 m jusqu'à 500 m),

- les épaisseurs plio-pléistocènes de M. Genesseeux dans le bassin se rapprochent plus de nos valeurs avec des maximas d'épaisseurs identiques (autour de 3000 m), et une différence moyenne de 100 m environ. Ces différences ne s'avèrent plus strictement négatives et sont comprises entre -400 et +100 m.

D'après les vitesses de forages (chapitre 5), une vitesse moyenne de 2500 m/s est, sur l'ensemble de la marge, plus représentative de la sédimentation plio-pléistocène qu'une vitesse de 2000 m/s. Cette vitesse implique des volumes différentiels avec nos données qui sont alors minimisés (2014 km^3), ce qui équivaut à une hauteur différentielle de 55m. Sur une pile sédimentaire de 1580 m de hauteur moyenne, la différence moyenne entre notre carte et celle de M. Genesseeux est alors de 3%. Localement, évidemment, l'erreur peut être plus ou moins grande. Une vitesse moyenne de 2500 m/s sur-estime (d'environ 400 m) les épaisseurs de la plate-forme, tandis qu'elle sous-estime d'environ 100 m les épaisseurs dans le bassin.

Une vitesse de conversion temps/profondeur constante, quelle que soit sa valeur, conduit à des épaisseurs sédimentaires moyennes qui peuvent en réalité varier énormément selon le domaine morphologique de la marge.

6.3.3 Comparaison avec les données de A. Mauffret *et al.* (non publiées)

La fig. 6.20 montre la carte de profondeur (m) du substratum de A. Mauffret et celle issue de notre étude.

La fig. 6.20 montre une très forte similarité qualitative et quantitative entre nos profondeurs du substratum (isobathes volontairement épurés ici) et ceux d'A. Mauffret et son équipe (C. Gorini, A. Maillard en particulier). Cette comparaison tend alors à valider nos transformations temps/profondeurs, la conversion du substratum étant notre étape ultime de conversion puisque nous avons appliqué notre loi de vitesse couche après couche de haut en bas.

La fig. 6.21 compare nos cartes d'épaisseurs et nos estimations de volumes des dépôts messiniens avec les travaux de A. Mauffret.

D'après l'interprétation d'A. Mauffret (fig. E et F de la fig. 6.21), l'épaisseur et l'extension des dépôts messiniens sont fortement liées au sel (cf nos isopaques du sel (B) et sa carte (F) sur la fig 6.21) tandis que notre carte (fig. D) met en avant la prépondérance des unités détritiques et des évaporites inférieures dans la géométrie des dépôts messiniens (fig. A et D). Les dépôts maximum selon A. Mauffret atteignent 2000 m d'épaisseurs au centre du bassin (fig. F), tandis que nos maximas sont d'environ 2800 m. Cette différence (800 m) est liée à la prise en compte de l'unité M, que nous avons ici considérée comme messinienne.

La comparaison de ces deux interprétations permet d'évaluer leur implication en terme de volume sédimentaire (incertitudes des transformations temps/profondeurs incluses) : sur notre zone de pointé, c'est environ $27\,000\text{ km}^3$ de sédiments (détritiques et évaporitiques) que nous ajoutons, soit 65 % supplémentaire.

6.4 Discussion

6.4.1 Origines des variations des budgets sédimentaires observées au Plio-Pléistocène

6.4.1.1 Doublement des flux sédimentaires à 0.9 Ma

L'augmentation significative des reliefs des Alpes Européennes serait la conséquence des glaciations pendant la révolution de la Mi-Pléistocène. Le climat serait capable d'inciser dramatiquement les vallées tout en préservant les hauts reliefs. Des données de thermochronologie indiquent que la vallée du Rhône en Suisse s'est ainsi approfondit de 1 à 1.5 km sur le dernier million d'années [Valla *et al.*, 2011]. Confirmant le lien entre le développement d'une érosion glaciaire efficace et la *Mid-Pleistocene Revolution*, ces travaux ont dans le même sens que le doublement de nos flux depuis 1Ma. Le bassin Provençal est le réceptacle d'un flux massif de sédiments alpins lié au changement climatique de la révolution Mi-Pléistocène.

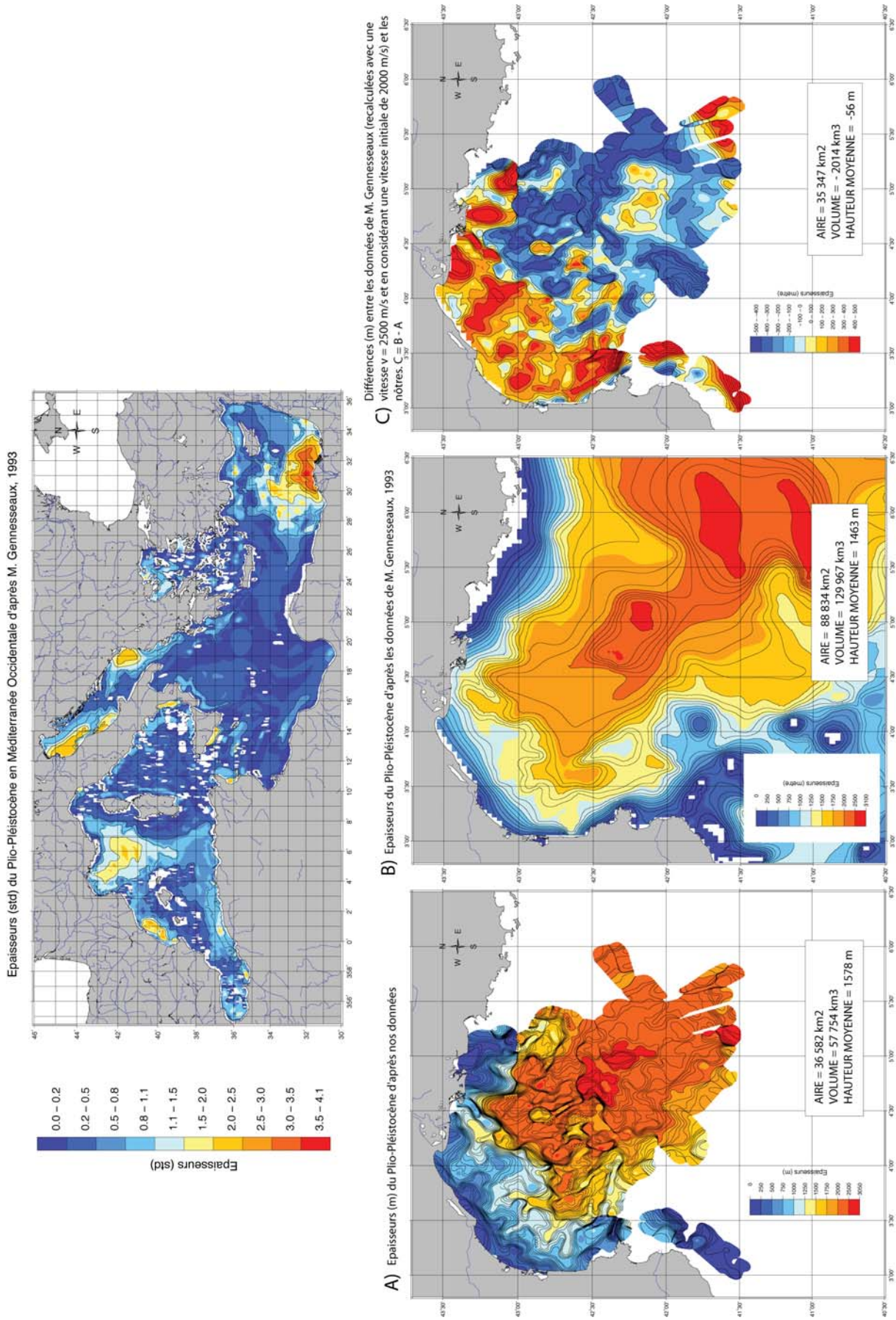


FIGURE 6.19 – Comparaison de nos cartes d'épaisseurs (m) et volumes du Plio-Pléistocène avec la carte de M. Genesseeux, 1993 à l'échelle de la Méditerranée (en haut). A) Isoques plio-pléistocènes (m) déduits de nos cartes. B) Isoques plio-pléistocènes extraits de la carte de M. Genesseeux recalculés avec une vitesse de 2500 m/s en considérant la carte initiale obtenue avec une vitesse de conversion temps/profondeur de 2000 m/s. C) Différence entre les données de M. Genesseeux et cette étude (C = B - A). Les valeurs négatives correspondent alors aux zones où nos données sont supérieures à celles de M. Genesseeux. L'échelle de couleur est identique pour A et B.

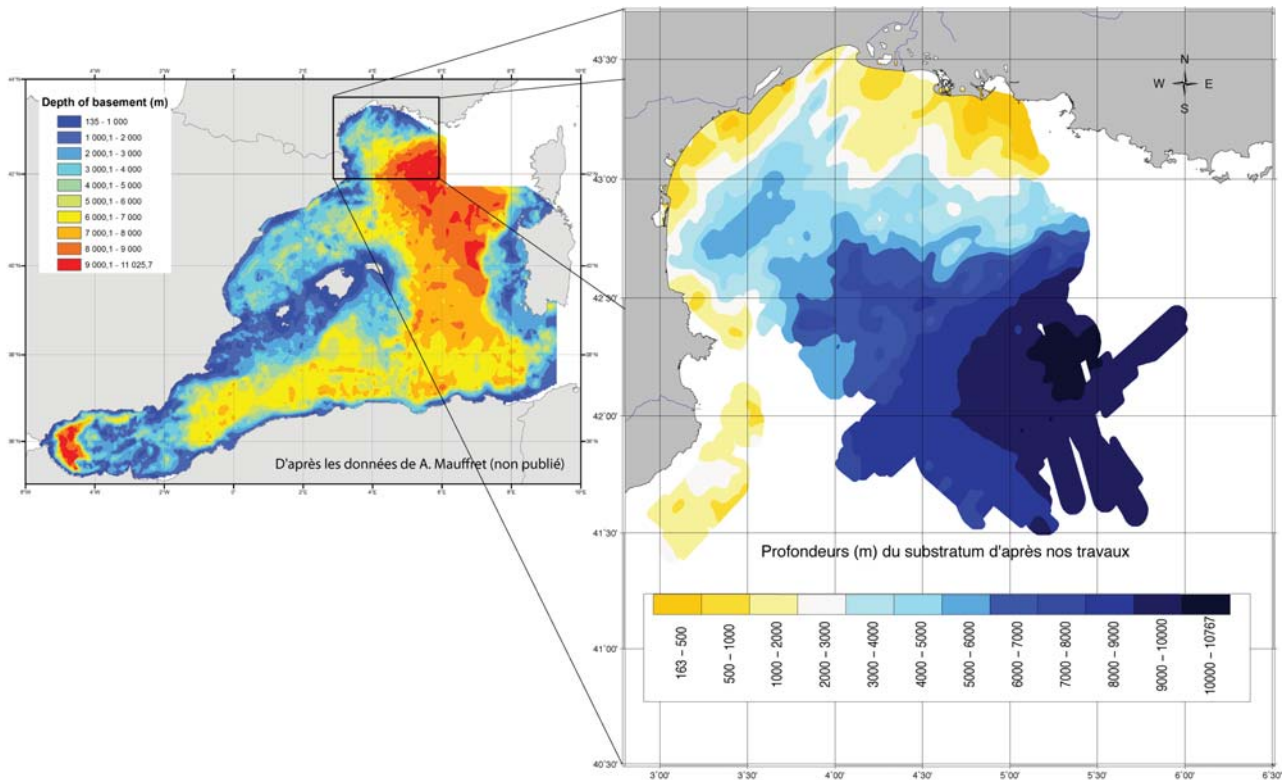


FIGURE 6.20 – Comparaison de notre carte de la profondeur (m) du substratum avec la carte d' A. Mauffret (non publiée).

On peut noter que les conséquences visibles de la révolution pléistocène (généralement datées entre 0.8-0.9 Ma voire 1.2 Ma), en ce qui nous concerne, sont clairement établies à 1Ma.

En plus de l'apport terrigène du continent, le changement de cyclicités (50 000 à 100 000 ans) et d'amplitudes (de 40 à 100 m) du niveau marin en Méditerranée depuis 1 Ma facilitent les connections entre les fleuves à terre et les canyons en mer. Il contribue alors également à l'augmentation de la sédimentation récente dans le bassin profond.

6.4.1.2 Augmentation des flux sédimentaires entre Miocène et Pliocène

Les flux pliocènes estimés entre 5.33 Ma et 2.6 Ma (fig. 6.14 et 6.15) sont 3 fois plus grands par rapport à la période Miocène (hors évènement messinien). L'augmentation est d'un même ordre de grandeur que celle estimée par [Hay et al., 1988] au niveau mondial autour de 5 Ma.

Ces résultats s'avèrent également en accord avec l'augmentation (X2) de la décharge alpine relevée par [Kuhle-mann, 2000] début Pliocène, imputable à la tectonique locale.

Notre étude ne nous a pas permis d'individualiser des taux de sédimentation entre 5.33 Ma et 2.6 Ma. Sur cet intervalle, nous n'avons donc estimé qu'un taux moyen, n'excluant pas la possibilité d'une augmentation autour de 3.7 Ma comme indiquée, au niveau mondial, par [Lisiecki and Raymo, 2005]. Nos simulations stratigraphiques 2D testant la subsidence sur la plate-forme du Golfe du Lion ont cependant montré une augmentation des flux sédimentaires autour de 3.8Ma, ce qui va dans le sens de l'hypothèse de [Lisiecki and Raymo, 2005]. Ce pic détritique, observé à l'échelle globale, serait alors lié à un facteur tectonique ou climatique mondial : au premier refroidissement du climat vers 3.8 Ma. Il est par ailleurs envisageable de considérer que les effets de la tectonique alpine locale puissent se surimposer au climat, participant également à l'augmentation des flux de sédiments dans notre bassin, de manière simultanée ou plus précocément, avant 3.8Ma. On peut d'ailleurs préciser qu'avant 3.8 Ma, les sédiments sont piégés en amont de notre bassin, comblant les Gilbert Delta à terre et qu'au Pliocène, le tracé de l'Aude est modifié : auparavant tributaire de l'Atlantique, ce fleuve contribue certainement (mais dans quelle mesure?) à l'augmentation des flux sédimentaires pliocènes dans notre bassin.

Une troisième cause peut être proposée pour expliquer l'augmentation des flux pliocènes observée : la crise d'érosion messinienne. L'ampleur de l'évaporation messinienne, et le réennoiment quasiment instantané (à l'échelle géologique) qui a suivi, pourrait fortement participer à l'augmentation des flux sédimentaires vers 5Ma. Les conséquences de cet évènement peuvent être d'ordre tectonique (réajustement isostatique affectant le bassin de drainage [?]) et/ou

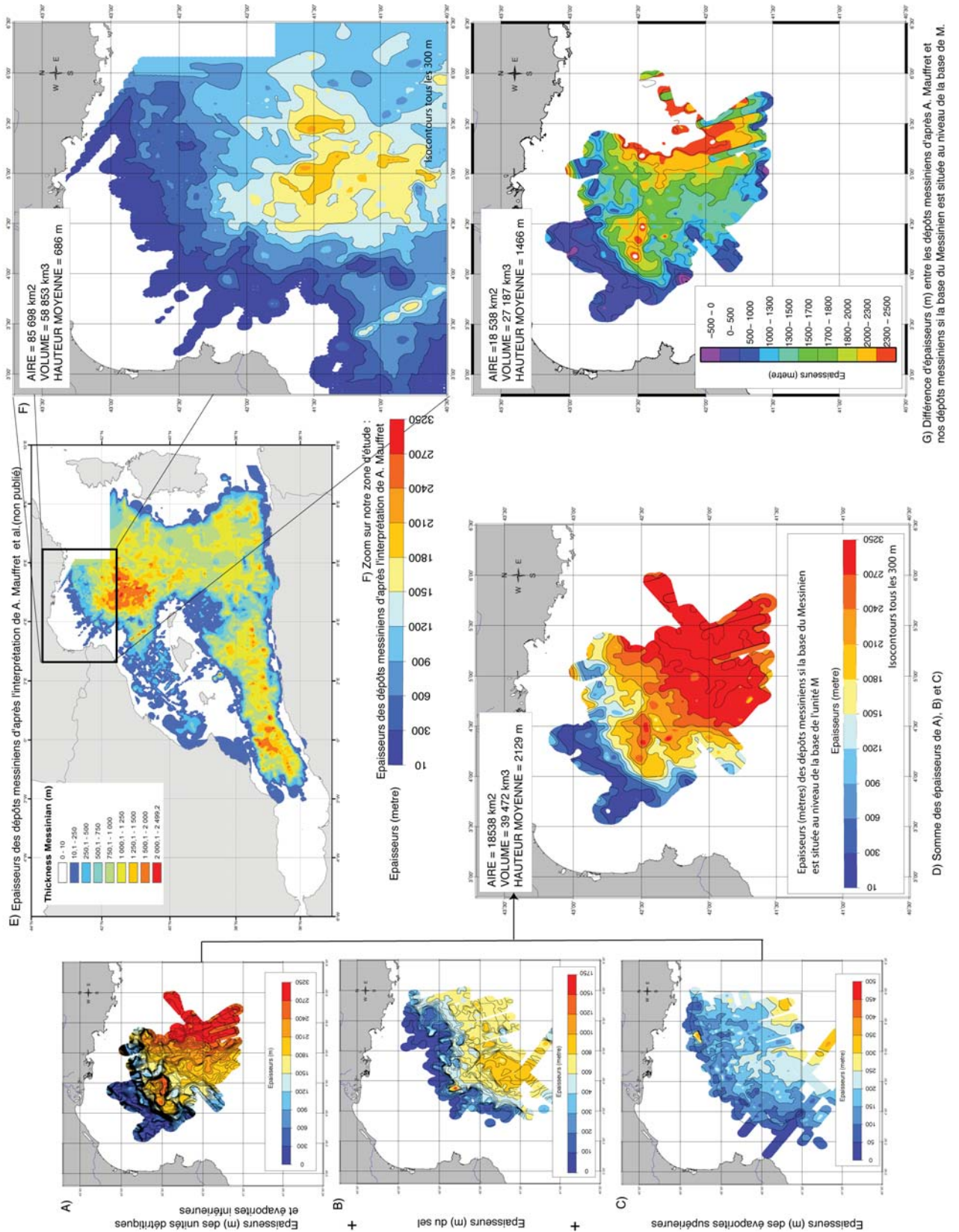


FIGURE 6.21 – Comparaison de nos cartes d'épaisseurs et volumes Messiniens avec les données de A. Mauffret (non publiées). A) Isopaques (m) des séries détritiques (unités M0, M1, Ma) et évaporites inférieures (Mb) ; B) Isopaques (m) du sel ; C) Isopaques des évaporites supérieures ; D) Epaisseurs (m) des dépôts messiniens (épaisseurs cumulées de A, B et C) ; E) Epaisseurs (m) des dépôts messiniens d'après l'interprétation d'A. Mauffret ; F) Epaisseurs (m) des dépôts messiniens d'après l'interprétation d'A. Mauffret extraites sur notre zone d'étude ; G) Différence d'épaisseurs (m) entre nos dépôts messiniens (si la base de l'unité M correspond à la base de la crise) et les dépôts messiniens d'après A. Mauffret. NB : la même échelle de couleurs est adoptée pour les cartes D) et F).

climatiques (une évaporation d'un bassin océanique de 2500 m de profondeur doit engendrer une perturbation océanique et climatique).

La crise Messinienne expliquerait ainsi :

- l'augmentation des taux d'exhumation et d'érosion recensés (par des réajustement isostatiques, les reliefs sont soulevés),

- l'augmentation de la décharge sédimentaire dans les Alpes et les Pyrénées.

Considérant en effet des reliefs plus hauts il semblerait logique d'y observer des taux de dénudation plus importants, entraînant une décharge de sédiments silicatés (arrachés par érosion mécanique) dans les bassins.

- l'augmentation très supérieure de la décharge sédimentaires des Alpes occidentales par rapport aux Alpes orientales illustrée par [Kuhlemann, 2000] (cf section 2.3) par des réajustements isostatiques différentiels au sein de la chaîne alpine.

6.4.1.3 Baisse successive des flux sédimentaires entre 2.6 Ma et 0.9 Ma ?

Les taux de sédimentation mondiaux de [Lisiecki and Raymo, 2005] montrent une relative constance entre 2.6 Ma et 1.8 Ma. Après 1.8 Ma jusqu'à l'actuel, il apparaît ensuite une légère tendance à l'augmentation. De plus, si la tectonique alpine induit une augmentation des budgets terrestres alpins sur la totalité du Plio-Pléistocène d'après [Kuhlemann and Kempf, 2002], notre étude montre à l'inverse une baisse relative de la sédimentation dans le bassin Provençal entre 2.6 Ma et 0.9 Ma (fig. 6.14 ou fig. 6.15) par rapport aux périodes antérieures (5.33-2.6 Ma) et postérieures (après 0.9Ma).

Or, autour de 2.6 Ma correspond une seconde phase de refroidissement à partir de laquelle se mettent en place les glaciations de l'Hémisphère Nord. On aurait pu penser que l'érosion mécanique étant éventuellement plus active les flux détritiques augmentent.

Si cette logique est avérée (comme le suggèrent [Valla et al., 2011]), cette baisse est-elle alors dûe à un décalage temporel (alors d'environ 1Ma) entre la mise en place des glaciations et ses conséquences visibles sur l'enregistrement sédimentaire ? A un piégeage des particules dans des bassins en amont du nôtre ?

Si l'on considère les flux du Pliocène inférieur en grande partie liés aux conséquences de la crise messinienne, la baisse d'apport terrigène observée à 2.6 Ma pourrait signifier un retour à des conditions de sédimentation normale après que les reliefs aient retrouvé leur équilibre. Cela implique une compensation du rebond isostatique messinien en 2.73 Ma environ, l'ensemble des reliefs exhumés pendant ou après la crise, ayant été érodé à 2.6Ma.

6.4.2 Transfert Terre/Mer : Dénudation à terre et Sédimentation marine

6.4.2.1 Estimation des masses et volumes sédimentés et dénudés à terre

Le flux sédimentaire, considéré ici comme un volume de sédiments déposés dans un bassin par unité de temps, est équivalent à un volume de roches érodées et/ou de sédiments déjà déposés dans le bassin versant par unité de temps. Cette vision unificatrice entre sédimentologie et géomorphologie a déjà fait ses preuves [Collier et al., 2000]. Les sédiments plio-pléistocènes (fig. 6.17) déposés dans le bassin provençal représentent, nous l'avons vu, un volume total de $151\,000\text{ km}^3$, équivalent à un volume érodé en amont de $123\,600\text{ km}^3$ (en considérant une densité moyenne de 2.2 g/cm^3 pour les sédiments et de 2.7 g/cm^3 pour les roches solides [Kuhlemann, 2000]).

Reprenant les densités de [Kuhlemann, 2000], nous avons calculé les volumes (et flux) érodés à terre correspondant aux volumes et flux déposés dans notre bassin (fig. 6.8).

Unités	Âges (Ma)	Durées (Ma)	MER										TERRE													
			Volumes non compactés (km ³)	Volumes (km ³) Hyp1	Volumes (kg) avec d = 2,2g/cm ³	Masses (kg) Hyp1	Masses (kg) Hyp2	Flux non compactés (km ³ /Ma) Hyp1	Flux non compactés (kg/Ma) Hyp2	Flux non compactés (kg/Ma) Hyp1	Flux non compactés (kg/Ma) Hyp2	Flux non compactés (km ³) Hyp1	Flux non compactés (km ³) Hyp2	Flux érodés à terre (km ³ /Ma) Hyp1	Flux érodés à terre (kg/Ma) Hyp2	Flux érodés à terre (km ³ /Ma) Hyp1	Flux érodés à terre (km ³ /Ma) Hyp2									
Q5-Fond	0.45 - 0.00	0.45	8393		1,85E+16			18 652		4,10E+16					1,85E+16	6 839		4,10E+16				15 198				
Q10-Q5	0.90 - 0.45	0.45	8456		1,86E+16		18 792		4,13E+16						1,86E+16	6 890		4,13E+16				15 311				
PXX-Q10	1.60 - 0.90	0.70	7079	68 165	1,56E+16	1,50E+17	10 112	12 789	2,22E+16	2,81E+16				1,56E+16	5 768	55 542	2,22E+16				8 240			10 421		
P11-PXX	2.60 - 1.60	1.00	8303		1,83E+16		8303		1,83E+16					1,83E+16	6 765		1,83E+16				6 765					
Toit Messinien-P11	5.33 - 2.60	2.73	35 934		7,91E+16		13 163		2,90E+16					7,91E+16	29 280		2,90E+16				10 725					
Résidus d'abrasion	5.96 - 5.33	0.63	518	564	1,14E+15	1,24E+15	822	822	1,97E+15	1,97E+15				1,14E+15	422	422	1,97E+15				670			670		
Evaporites supérieurs	5.96 - 5.33	0.63																								
Sel	5.96 - 5.33	0.63																								
Mb	5.96 - 5.33	0.63																								
M2	5.96 - 5.33	0.63	1 758	1 758	3,87E+15	3,87E+15	2791	2791	6,14E+15	6,14E+15				3,87E+15	1 432	1 432	6,14E+15				2 274			2 274	42 223	
Base unité M-Base Mb	5.96 - 5.33	0.63	30 888	30 888	6,80E+16	1,77E+17	49 029	4 717	1,08E+17	1,04E+16				6,80E+16	25 168	26 600	1,08E+17				39 949			3 843		
Miocène ante Messinier	23.00 - 5.96	17.04		80 368	1,09E+17	1,09E+17	1813	2904	3,99E+15	6,39E+15				1,09E+17	40 317	40 317	6,39E+15				2 366			2 366		

FRACTION EVAPORITIQUE

TABLE 6.8 – Volumes et flux sédimentaires déposés en mer *vs* volumes et flux sédimentaires érodés à terre avec une densité de 2,2g/cm³ pour les sédiments et de 2,7g/cm³ pour les roches solides à terre. Les valeurs en rouge correspondent aux volumes, celles en vert aux flux volumiques (km³/Ma), en bleu, les poids de sédiments et flux massiques (en kg/Ma) qui, eux, ne varient pas dans les transferts Terre-Mer, la masse étant conservée.

Dans l'océan mondial, [Hay et al., 1988] évalue une sédimentation depuis 5Ma d'environ 50.10^{21} g dont 31.10^{21} g terrigène (fig. 6.22 et chapitre 2). Dans notre bassin, nous l'évaluons à $1.50.10^{17}$ kg ($1.50.10^{20}$ g) (fig. 6.8) soit 1/200

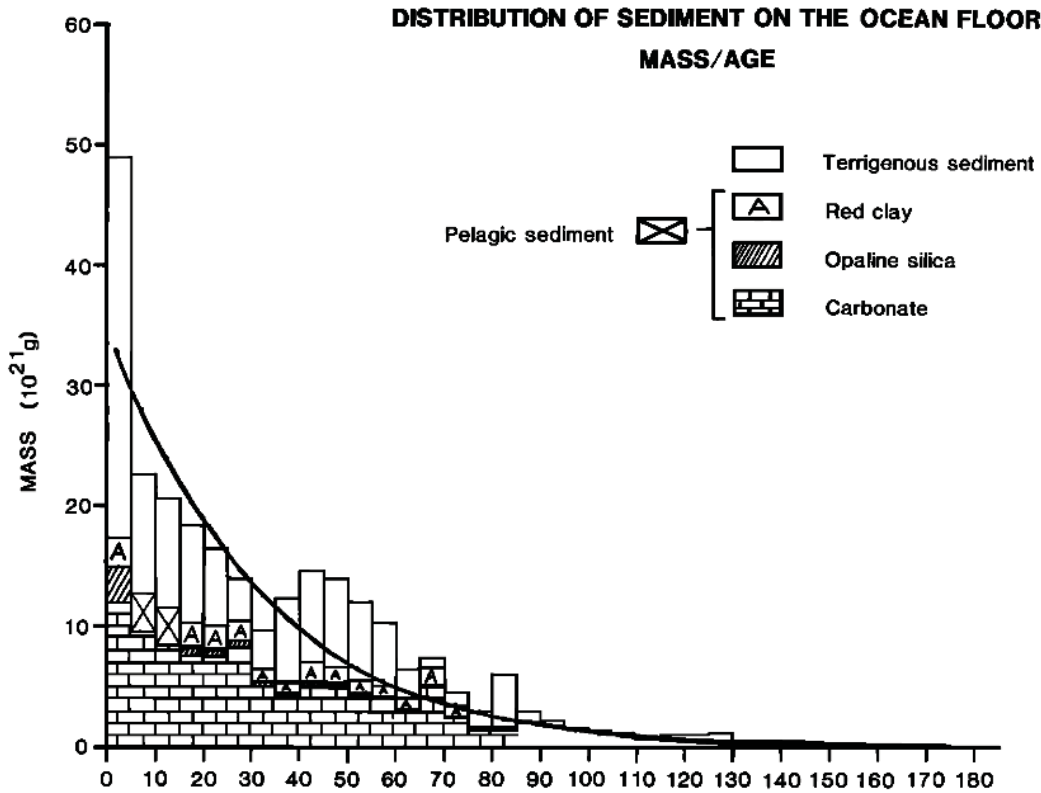


FIGURE 6.22 – Distribution des sédiments sur les fonds océaniques mondiaux en fonction de leur lithologie [Hay et al., 1988]

ème de la sédimentation mondiale. Or, la Méditerranée représente 0.8% de la superficie de l'océan mondial. Si l'on juge un volume de dépôt proportionnel à la superficie, le bassin Méditerranéen, dans sa totalité, recevrait un peu moins de 1/100 ème (8/1000ème) des dépôts plio-pléistocènes mondiaux. Ce n'est qu'une approximation, car on peut supposer que la Méditerranée, bordée de continents (avec des fleuves relativement importants), reçoit plus de matériel détritique qu'un océan ouvert. Si notre bassin reçoit 1/200 ème et la Méditerranée plus de 1/100 ème des sédiments totaux déposés dans les océans, le bassin Liguro-Provençal recevrait un peu moins de la moitié (entre 1/2 et 1/3) des apports sédimentaires de la Méditerranée.

Or la carte des épaisseurs de sédiments plio-pléistocènes de M. Genesseeux (fig. 6.18) montre une répartition hétérogène en Méditerranée. Le delta du Nil en Méditerranée orientale est le plus important réceptacle des sédiments plio-pléistocènes. Le bassin Provençal ainsi que l'Adriatique sont les seconds lieux privilégiés de ces dépôts. On peut grossièrement estimer que la sédimentation du bassin-Liguro-Provençal participe pour plus d' 1/3 de la sédimentation du bassin méditerranéen depuis 5 Ma.

L'ordre de grandeur de la masse de sédiments plio-pléistocène déposée dans notre bassin semble donc relativement cohérente avec les estimations de [Hay et al., 1988].

6.4.2.2 Estimation des taux d'érosion à terre à partir des volumes sédimentaires

A partir de nos cartes d'épaisseurs sédimentaires et volumes sédimentaires, et reprenant les volumes érodés du tab. 6.8, nous avons pu calculer les taux d'érosion plio-pléistocènes (tab. 6.9) et miocènes (tab. 6.10) à terre :

$$\text{Tx Erosion} = \frac{V_s \cdot \rho_s}{t \cdot \rho_r \cdot A}$$

avec :

V_s = Volume de sédiments, t = l'âge du dépôt, A = Aire du bassin versant, ρ_s la densité du sédiment (2.2 g/cm^3) et ρ_r la densité de la roche en place (2.7 g/cm^3) NB : Nous avons considéré une aire de bassin versant constante et similaire à l'extension de notre zone d'étude en mer.

Unités	Ages (Ma)	Durées (Ma)	Taux de sédimentation (m/Ma)	Taux de dénudation à terre (m/Ma)
Q5-Fond	0.45 - 0.00	0.45	566	461
Q10-Q5	0.90 - 0.45	0.45	548	446
PXX-Q10	1.60 - 0.90	0.70	360	293
P11-PXX	2.60 - 1.60	1.00	301	245
Toit Messinien-P11	5.33 - 2.60	2.73	470	383

TABLE 6.9 – Taux de dénudation plio-pléistocène à terre correspondant aux taux de sédimentation dans notre bassin.

Unités	Ages (Ma)	Durées (Ma)	Tx séd détritique (m/Ma)		Taux de dénudation à terre (m/Ma)	
			Hyp1 (Lofi, 2002)	Hyp2 (Bache 2008)	Hyp 1 (Lofi, 2002)	Hyp 2 (Bache2008)
M3 (Résidus d'abrasion)	5.96 - 5.33	0.63	322		262	
UU (Evaporites supérieures)	5.96 - 5.33	0.63	?		?	
MU (Sel)	5.96 - 5.33	0.63				
Mb (LU ou évaporites inférieures)	5.96 - 5.33	0.63	?		?	
M2	5.96 - 5.33	0.63	Détritique Messinien : 530	Détritique Messinien : 2705	Détritique Messinien : 431	Détritique Messinien : 2204
M0 + M1 + Ma	5.96 - 5.33	0.63	335		273	
	23.00 - 5.96	17.04				
Miocène ante Messinien	23.00 - 5.96	17.04				207

TABLE 6.10 – Taux de dénudation messinien et miocène à terre correspondant aux taux de sédimentation dans notre bassin.

D'après [Kuhlemann, 2000], au plio-pléistocène, "l'érosion du Jura suisse (11000 km²) apporterait 4000 km³ de sédiments dans notre bassin, les Cévennes et leur continuation vers le Nord (13000 km²) amènent 5000 km³, le NE des Pyrénées (2000 km²) 2000 km³, le Sud de la Provence (6000 km²) 3500 km³, les Vosges et les reliefs mineurs au SO des Vosges (8000 km²) 4000 km³". En conservant les mêmes densités que précédemment, ces estimations nous ont permis de recalculer les taux d'érosion moyens depuis 5 Ma : le Jura suisse subit des taux d'érosion d'environ 72 m/Ma, les Cévennes 77 m/Ma, le NE des Pyrénées 200 m/Ma, le Sud de la Provence 117 m/Ma, les Vosges 100m/Ma. En considérant un bassin versant alpin de 96000 km², les alpes subissent une dénudation moyenne plio-pléistocène de 200 m/Ma, similaire à celle du NE des Pyrénées.

"En retirant également les dépôts de molasse suisses et françaises (respectivement de 2200 km³ et 4000 km³) du volume total, 18 500 km³ soit 15% du volume plio-pléistocène serait issu de sources non alpines. Les Alpes apporteraient alors environ 99 000 km³ de matériel détritique au bassin soit 85 % du volume post-messinien".

Ces taux de dénudation peuvent être discutées au regard des différents taux d'exhumation et d'érosion (fig. 2.2) synthétisés dans la section 2.3 (l'ensemble de ces valeurs sont compilés sur la fig. 6.23), ainsi qu'avec les premiers résultats des travaux de S. Mollieux (en cours) dans le bassin versant du bassin Provençal.

La fig. 6.23 montre des valeurs et des tendances qui, comme on l'a vu au chapitre 2, varient beaucoup selon les auteurs :

- Autour de 5Ma, les taux de dénudation doublent (300 à 600 m/Ma) d'après [Vernon et al., 2008] tandis que les taux d'exhumation des Alpes occidentales indiqués par [Glottbach et al., 2011] diminuent drastiquement (par 5) de 800 m/Ma jusqu'à des valeurs faibles, de l'ordre de 150 m/Ma autour de 6 Ma +/- 2 Ma.

Nos résultats, quant à eux, indiquent une augmentation (X1.4) début Pliocène (à 5.33 Ma) des taux moyens d'érosion : le taux moyen miocène (événement messinien inclus) est de 278 m/Ma, le taux d'érosion entre 5.33 ma et 2.6 Ma est de 383 m/Ma. Nos valeurs sont donc en accord avec ceux de [Vernon et al., 2008] avec une augmentation qui est cependant moins prononcée.

Etant donné l'incertitude accompagnant la datation de [Glottbach et al., 2011], son estimation peut sembler en contradiction avec la nôtre (et celle de [Vernon et al., 2008]), si l'on considère une diminution drastique autour de 6 Ma. En revanche, si l'on place cette transition à 5.33 Ma, cette baisse par 5 est bien du même ordre de grandeur que celle que l'on observe à la fin de la crise messinienne (nos taux d'érosion diminuent de 2204 m/Ma à 383 m/Ma). Les

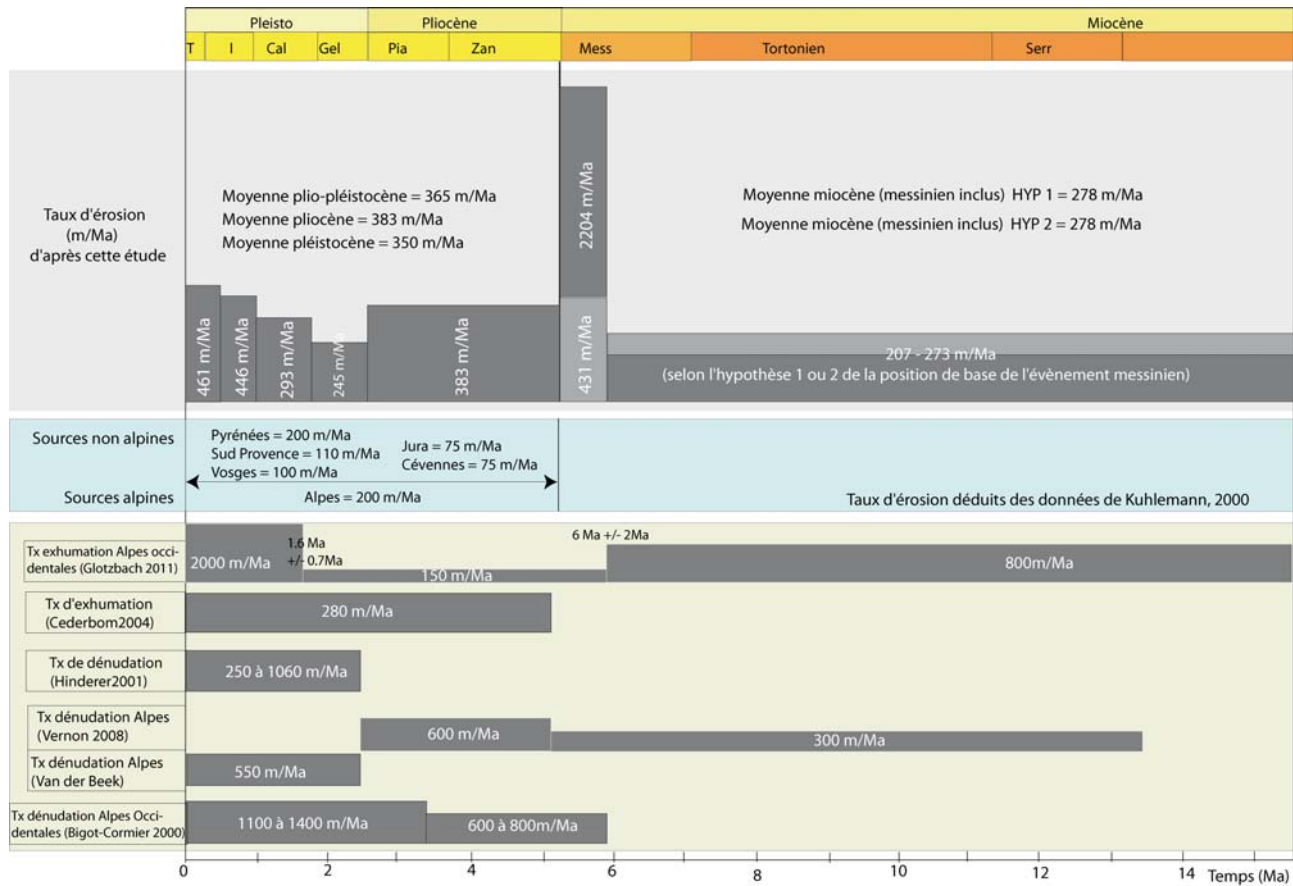


FIGURE 6.23 – Comparaison de nos résultats avec les estimations des taux d'érosion à terre issues de la bibliographie. Attention : les tailles des colonnes ne sont pas strictement à l'échelle.

comparaisons ne sont donc pas toujours faciles, puisqu'elles dépendent de l'échantillonnage et de la résolution de la technique de mesure.

- Nos taux d'érosion augmentent de 293 m/Ma à 446 m/Ma à 0.9 Ma. En tenant compte de l'incertitude de l'âge, ces résultats vont dans le sens de l'augmentation des taux d'exhumation indiqués par [Glotzbach et al., 2011] autour de 1.6Ma +/- 0,7Ma. Si la tendance semble complètement cohérente, nos valeurs restent toutefois très inférieures aux taux d'exhumation indiqués par l'auteur de 2000 m/Ma. Nos estimations s'avèrent en revanche du même ordre de grandeur que celles (très larges) de [Hinderer, 2001] comprises entre 250 m/Ma et 1060 m/Ma.
- Notre taux moyen d'érosion pliocène (365 m/Ma) est également dans les mêmes gammes de valeurs (quoique légèrement supérieur) à celui indiqué par [Cederbom et al., 2004] de 280 m/Ma. Notre taux d'érosion du Pléistocène supérieur (450-500 m/Ma) s'avère également cohérent avec la valeur de Van der Beek (550 m/Ma) même si notre taux moyen pléistocène (350 m/Ma) s'avère légèrement inférieur au sien.

Des études de géomorphologie quantitative et des analyses cosmogéniques (Be) de S. Molliex en cours (*Comm. pers.*) montrent que :

- Les taux d'érosion actuels des bassins cévénoles sont de l'ordre de 80 m/Ma.
- Plus de 75 % des volumes érodés actuels sont issus des Alpes. Seulement 5.5 % des volumes sédimentaires sont issus des Pyrénées.
- L'érosion moyenne alpine associée est de l'ordre de 300 +/- 140 m/Ma, dans les autres massifs, elle est de l'ordre de 100 +/- 50 m/Ma.

Ces valeurs sont très similaires à celles du Plio-Pléistocène déduites des données de [Kuhlemann, 2000], excepté pour les Pyrénées qui présentent des taux d'érosion actuels inférieurs à ceux du Plio-Pléistocène.

Quant à nos estimations des taux d'érosion plio-pléistocènes d'après les volumes sédimentaires (tab. 6.9), elles sont comprises entre 245 m/Ma et 461m/Ma. En considérant que l'essentiel des sédiments sont alpins, l'ordre de grandeur de nos estimations s'avèrent donc tout à fait cohérent avec les mesures des taux d'érosion alpins actuels de S. Molliex par analyses cosmogéniques.

La quantification de l'enregistrement sédimentaire en mer constitue donc une approche valide pour reconstituer les volumes et taux d'érosion à terre. Excepté pour le massif pyrénéen, les valeurs actuelles sont représentatives de celles moyennées depuis 5 Ma.

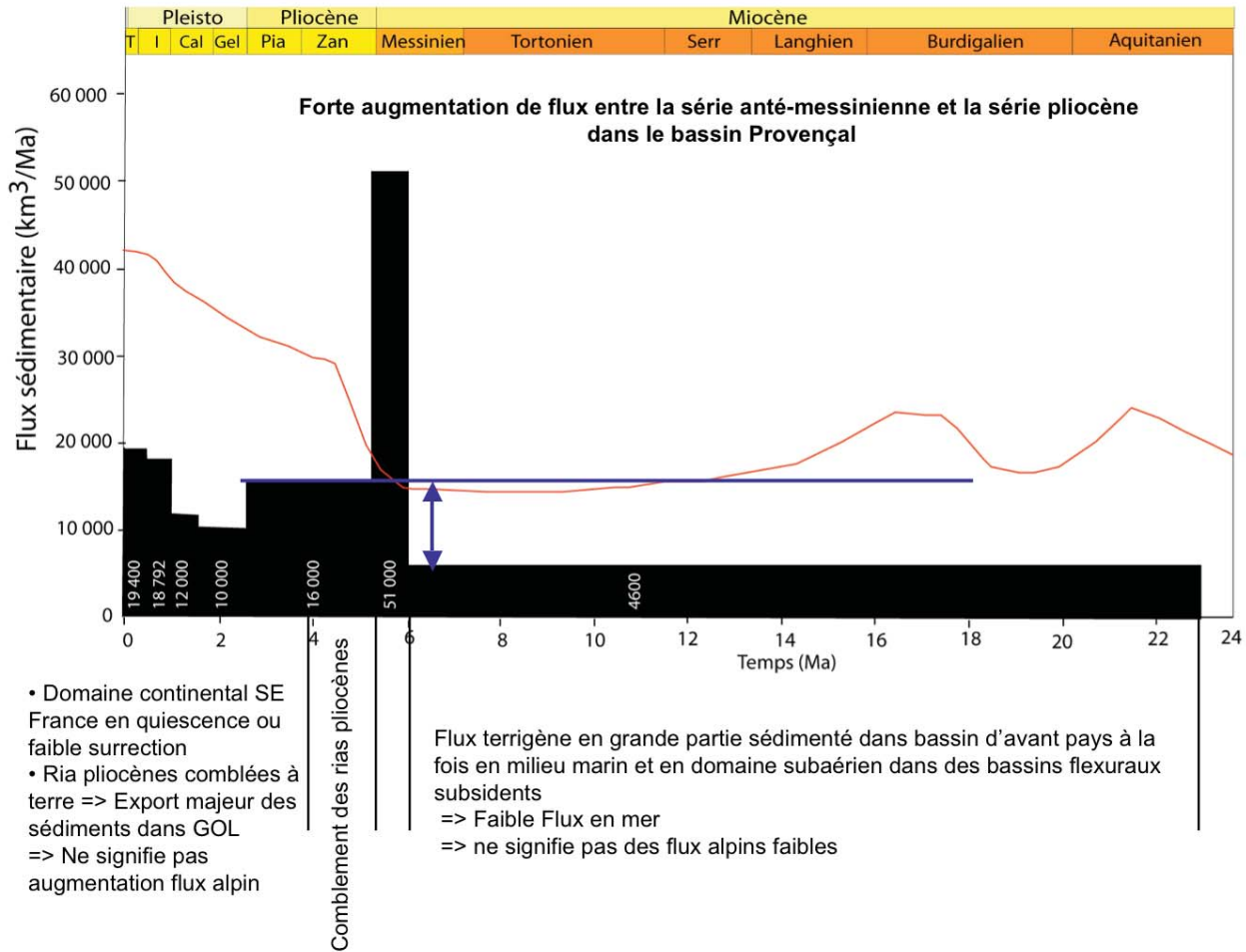


TABLE 6.11 – Illustration des limites de l'établissement quantitatif du bilan Erosion/Dépôt d'après les flux sédimentaires en mer. La corrélation flux en mer et flux alpin à terre n'est pas immédiate, beaucoup de facteurs (souvent difficiles à quantifier) sont à prendre en compte afin d'établir une liaison Terre-mer ou *Source to Sink*.

La fig. 6.11 confronte l'évolution de nos estimations de flux sédimentaires en mer avec celle qualitative des flux alpins à terre (d'après la bibliographie). Ainsi au Miocène, la sédimentation est importante dans les bassins d'avant-pays. Le flux terrigène est en grande partie sédimenté dans ces bassins à la fois en domaine marin et en domaine subaérien dans des bassins flexuraux subsidents. Les flux parvenant en mer sont donc faibles, ce qui ne signifie pas forcément des flux alpins (et une érosion en amont) faibles. A l'inverse, d'importants flux sédimentaires marins comme ceux repérés au Pliocène ne correspondent pas forcément à une érosion forte en amont. Une augmentation des flux à 3.8Ma serait, en partie au moins, imputable aux comblements des *Gilbert Deltas* à terre. Le domaine du SE de la France est alors en quiescence ou faible surrection et la majorité des sédiments alpins, auparavant piégés, peuvent alors être exportés dans le Golfe du Lion.

En terme de bilan érosion/dépôt, on peut également noter que l'on sous ou sur-estime les flux détritiques en ne considérant que la sédimentation marine. Ces erreurs sont inhérentes à l'extension de la zone d'étude, ainsi qu'aux phénomènes de remaniements et non préservation des sédiments. C'est notamment le cas au Messinien où nos flux sont surestimés par rapport au Miocène puisqu'une fraction non négligeable de ces flux est en réalité constituée de sédiments miocènes remaniés et, donc, à associer à une érosion miocène.

Pour avoir accès aux taux d'érosion à terre, il est donc indispensable de prendre également en compte l'évolution des flux du bassin versant à terre.

6.4.2.3 Répartition des sédiments en mer

Afin d'évaluer les transferts de sédiments en mer, les volumes de la fig. 6.12 ont été calculés par domaine morphologique (plateau, pente et bassin) en prenant des isobathes (m) moyens pour chaque isopaque. La superficie de chaque domaine est répartie entre le plateau représentant 25% de l'aire cartographiée, la pente 30% et bassin 45% environ. Cette répartition est sensiblement identique pour l'ensemble de nos intervalles stratigraphiques permettant de comparer les répartitions de volumes entre nos différentes unités.

Isopaques	Domaines	Aires (km ²)	% Aires	Volumes (km ³)	% Volumes	H moyen(m)	Taux Séd (km ³ /Ma)
Q5 - Fond	Plateau (0-250m)	8388	29	472	7	56	1049
	Pente (250m-2000m)	6973	24	2715	41	389	6033
	Bassin (> 2000m)	13748	47	3400	52	247	7556
Q10 - Q5	Plateau (0-350m)	7610	27	426	7	55	947
	Pente (350m-2300m)	7225	25	2059	33	284	4576
	Bassin (>2300m)	13559	48	3712	60	274	8249
PXX - Q10	Plateau (0-450m)	5984	23	438	8	73	626
	Pente (450m-2600m)	8075	32	2312	44	286	3303
	Bassin (>2600m)	11514	45	2553	48	221	3647
P11 - PXX	Plateau (0-700m)	5585	23	693	11	124	693
	Pente (700m-2800m)	7716	31	2862	47	370	2862
	Bassin (>2800m)	11349	46	2498	41	220	2498
Toit du Messinien - P11	Plateau (0-700m)	5934	24	4005	17	674	1467
	Pente (700m-2800m)	7776	31	4743	21	609	1737
	Bassin (>2800m)	11399	45	14169	62	1242	5190

TABLE 6.12 – Volumes sédimentaires estimés par domaine morphologique (plateau, pente, bassin) pour chaque intervalle stratigraphique.

Les volumes déposés sur le plateau s'avèrent très faibles (< 17 %) et l'on s'aperçoit que le plateau retient de moins en moins de sédiments avec le temps : au Pliocène, 17% des sédiments contribuent à la formation de la plate-forme, tandis que depuis 450 000 ans, c'est seulement 7%. Ces proportions apparaissent logiques avec le piégeage pliocène des sédiments dans les incisions messiniennes, ainsi qu'avec la reconstruction et la forte progradation de la marge entre 2.6 Ma et 1.6 Ma (P11- PXX).

La proportion de sédiments sur la pente, quant à elle, varie de 21% (entre 5.33 Ma et 2.6Ma) à 47%(entre 2.6 Ma et 1.6 Ma). Les intervalles plus récents indiquent que leur pente conserve environ 40% des sédiments. Vers 2.6Ma, s'opère donc un changement de dynamique sédimentaire, avec des flux qui nourrissent en premier lieu la pente. Le développement des canyons (en nombre et amplitude d'incision) à cette époque pourraient expliquer cette tendance. Entre 1.6 Ma et 0.9 Ma, pente et plateau se partagent encore équitablement l'essentiel des apports sédimentaires (environ 45%), mais après 0.9 Ma, le bassin devient lieu de dépôt privilégié (60%) au détriment de la pente (33 % soit quasiment moitié moins) et du plateau (7%). On peut supposer que le changement de cyclicité du niveau marin et l'augmentation de l'amplitude des cycles érode plus fortement la pente, transférant ces flux dans le bassin. Les processus turbiditiques, plus actifs, amènent alors à une sédimentation plus distale.

Depuis 450 000 ans toutefois, les proportions des dépôts entre pente et bassin se rééquilibrent, même si le dépôt dans le bassin reste majoritaire. Entre 450 000 ans (Q5) et 320 000 ans (entre les stades isotopiques 12 et 8), les bas niveaux marins des cycles transgressifs-régressifs sont particulièrement bas (-160 m par rapport à l'actuel) tandis que les cycles qui suivent montrent des bas niveau marin situés à -100 m par rapport au niveau marin actuel (cf fig. 3.26 - chapitre 3 et [Rabineau, 2001]). On aurait donc une tendance transgressive relative, ramenant une sédimentation en position plus proximale.

6.4.3 Flux Messinien : hypothèse 1 ou 2 ?

Les volumes messiniens estimés nous amènent-ils à privilégier l'une des deux hypothèses quant à la position de base du Messinien sur les profils sismiques ? L'évolution et l'ampleur des flux attendus face à une telle crise paraît-elle plus cohérente dans l'une des hypothèses ? Connaissant l'ampleur de l'érosion à terre des canyons et des incisions sur la plate-forme du Golfe du Lion, les flux peuvent-ils nous aider à privilégier l'une de ces 2 hypothèses ? Nous cherchons donc ici à quantifier un volume d'érosion totale (à terre et en mer, sur la plate-forme et la pente) au Messinien, afin de comparer l'ordre de grandeur de cette valeur avec nos volumes détritiques estimés selon les hypothèses de [Lofi, 2002] et [Bache, 2008].

Les fig. 6.24 et 6.25 comparent l'évolution des flux sédimentaires que nous avons calculés à partir de ces deux hypothèses.

En tenant compte de la fraction terrigène de LU, nous observons une augmentation des flux sédimentaires au Messinien dans les deux hypothèses. D'après l'interprétation de [Lofi, 2002], les flux messiniens restent toutefois dans le même ordre de grandeur des flux plioquaternaires. Ces valeurs semblent donc insuffisantes pour expliquer l'ampleur de la crise avec une érosion à terre du Rhône qui a creusé une vallée visible jusqu'à Lyon (soit 600 km en amont) et qui atteint par endroit plus de 1000 m de profondeur. Le pic obtenu en positionnant la base de l'événement messinien plus basse semble, lui, beaucoup plus cohérent avec l'ampleur de l'érosion à terre.

L'analyse des forages montre que les incisions rhodaniennes se sont faites localement au sein de séries fortement indurées telles que les dolomies jurassiques forées par le sondage Cicindèle. L'incision crée localement des vallées

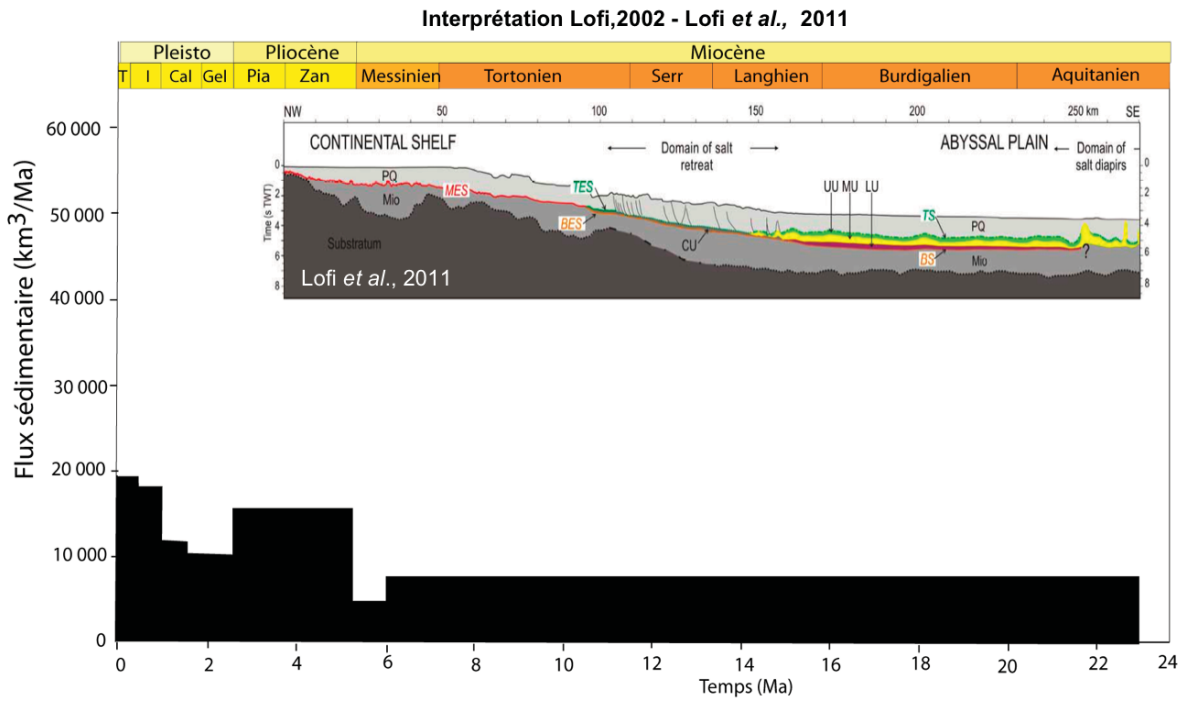


FIGURE 6.24 – Les flux sédimentaires détritiques calculés à partir des volumes sédimentaires en mer d’après l’interprétation de [Lofi, 2002], [Lofi et al., 2011]. Il est à noter qu’ici le volume détritique de l’unité LU n’est pas pris en compte. On observe une baisse des flux au Messinien par rapport au Miocène.

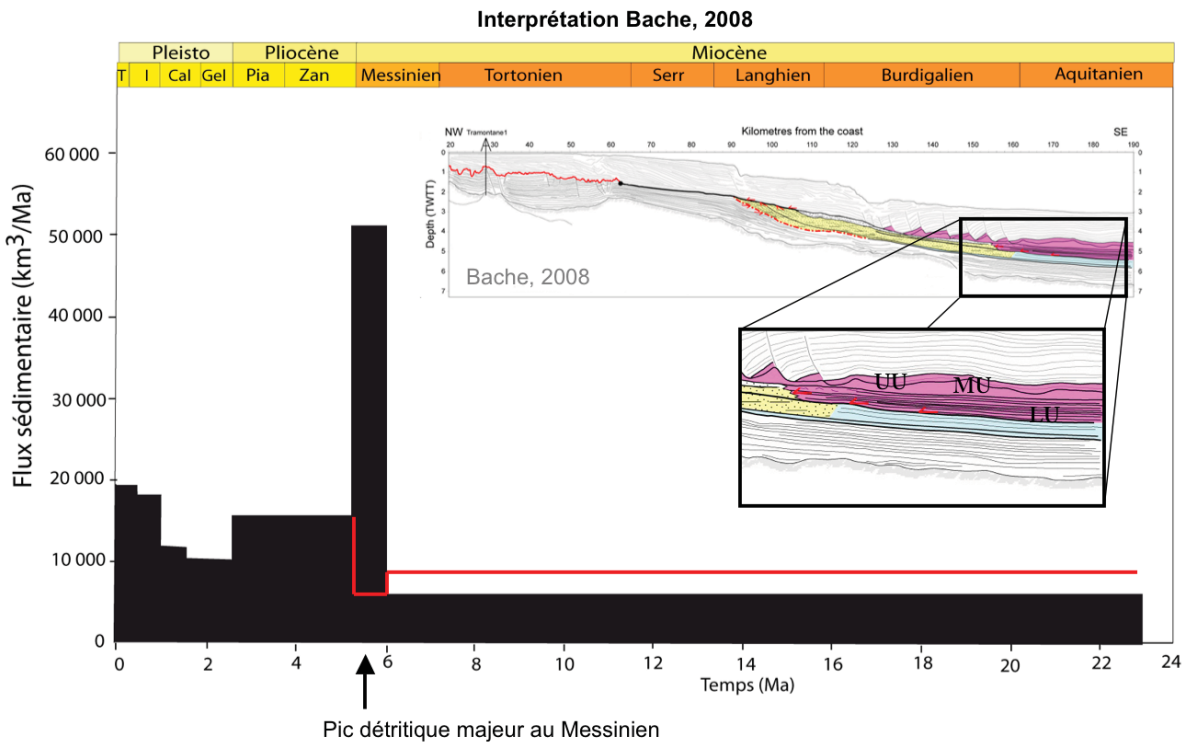


FIGURE 6.25 – Les flux sédimentaires détritiques calculés à partir des volumes sédimentaires en mer d’après l’interprétation de [Bache, 2008]. Il est à noter qu’ici le volume détritique de l’unité LU n’est pas pris en compte. La quantification des flux précédents d’après l’interprétation de [Lofi, 2002] est superposée en rouge. Un pic détritique est ici bien visible au Messinien.

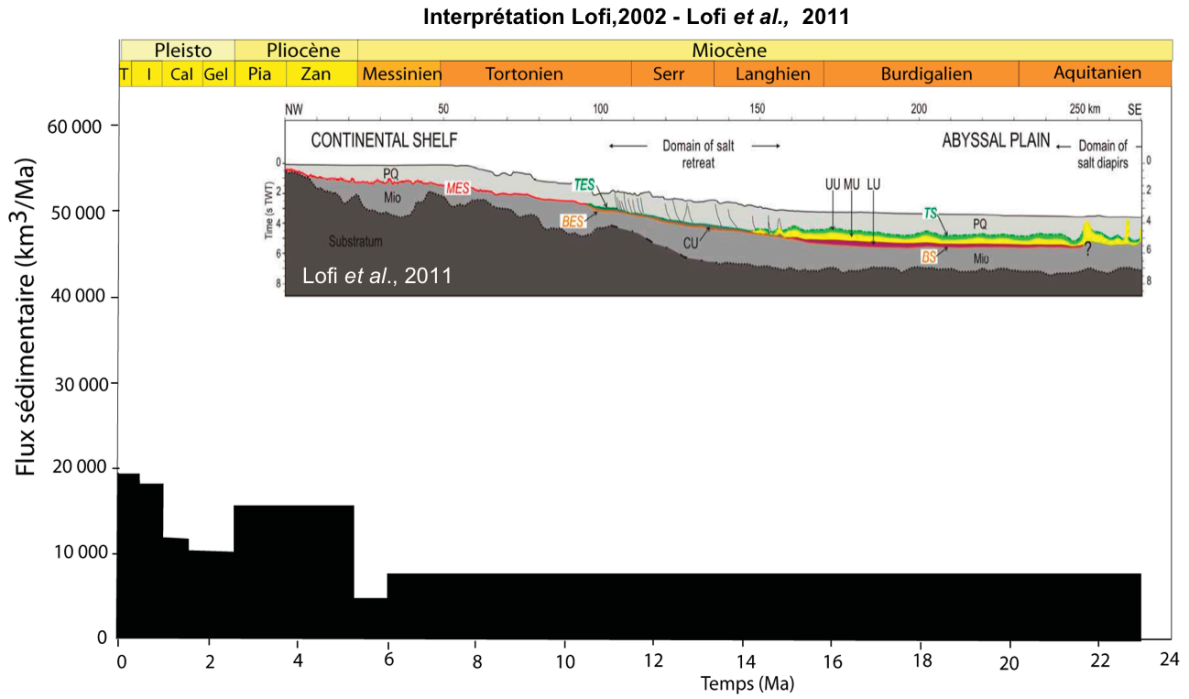


FIGURE 6.26 – Evolution des flux sédimentaires détritiques maximum calculés en tenant compte de LU d’après l’interprétation de [Lofi, 2002], [Lofi et al., 2011]. Nous avons choisi de considérer 20% puis 50 % (paraissant volontairement exagéré) de détritisme au sein de LU.

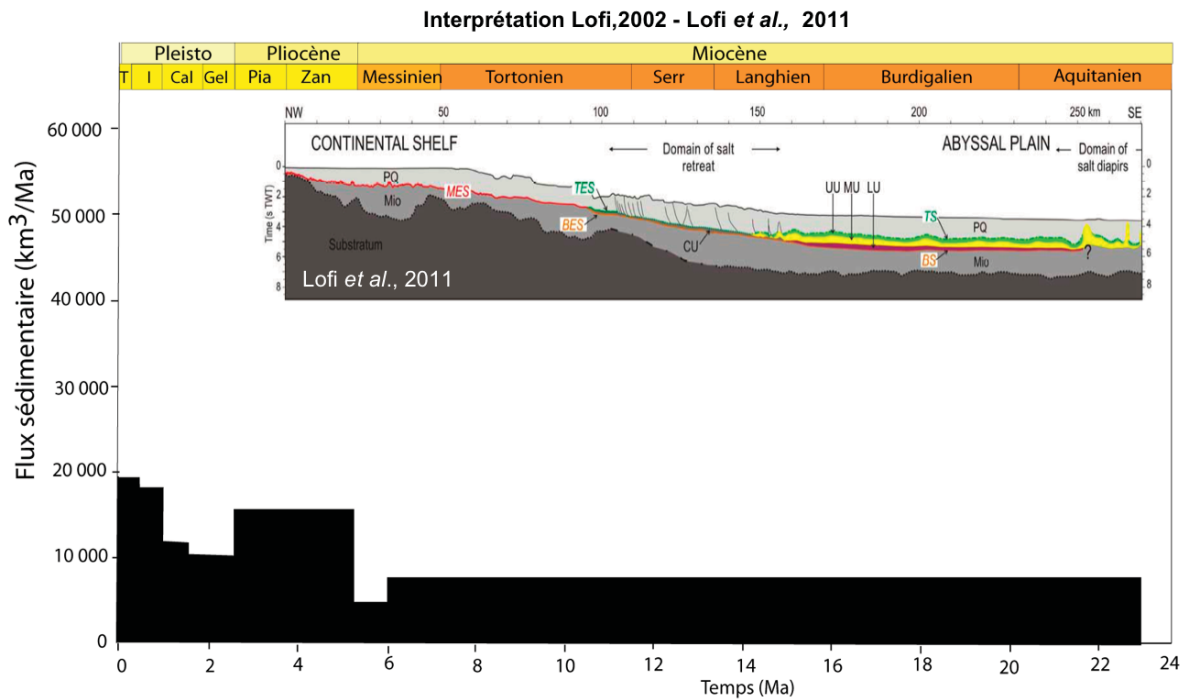


FIGURE 6.27 – Evolution des flux sédimentaires détritiques maximum calculés en tenant compte de LU d’après l’interprétation de [Lofi, 2002], [Lofi et al., 2011].

étroites et très encaissées, une gorge de plus de 700 m de profondeur s'observe ainsi sur le cours du Rhône messinien et de plus de 400 m sur celui de l'Aude [Lefebvre, 1980].

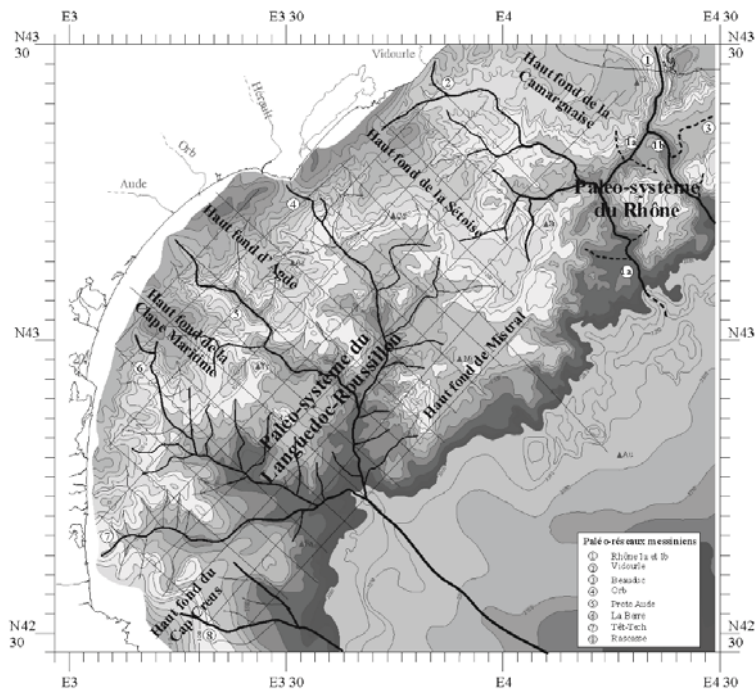


FIGURE 6.28 – Carte du réseau détaillé des fleuves messiniens et de leurs affluents sur les isobathes de la surface d'érosion messinienne de la plate-forme du Golfe du Lion [Lofi, 2002].

D'après l'amplitude des incisions sur la plate-forme, [Lofi, 2002] a estimé à 3080 km^3 le volume de sédiments érodés par le système fluvial pyrénéo-languedocien (avec une vitesse de 4000 m/s). Ce volume est éventuellement surestimé car il considère une destruction totale du *roller* de Rascasse au Messinien bien que le nivellement de cette structure ait pu débiter au Tortonien. Un tel volume équivaut à un arasement de la plate-forme occidentale sur une épaisseur de 500 m et une superficie de 6000 km^2 [Lofi, 2002].

Cette érosion est comparable à un transfert vers le bassin pendant $75\,000$ ans à $150\,000$ ans des sédiments apportés actuellement par le Rhône (débit solide : $17.10^6 \text{ m}^3/\text{an}$ [Surrell, 1847] à $40.10^6 \text{ m}^3/\text{an}$ [Colenam and Wright, 1975]). [Bache, 2008], quant à lui, estime un volume érodé sur la plate-forme de 4000 km^3 . Cependant cette nouvelle estimation ne tient pas compte de l'intégralité de la plate-forme, notamment des incisions rhodaniennes (fig. 6.29). En considérant la vallée du Rhône (fig. 6.30 et l'intégralité de la plate-forme du Golfe du Lion ($> 20\,000 \text{ km}^2$), l'auteur suggère un volume érodé d'environ $10\,000 \text{ km}^3$ ([Bache et al., 2009]).

Près de 600m d'incision verticale au niveau du Vaucluse (coupe de Bollène) et 1300m en Camargue ont été repérés [Clauzon, 1982]. Si l'on considère une vallée large de 10 km en moyenne et une incision moyenne de 600m jusqu'à Lyon, sur plus de 300 km de distance en amont de la côte actuelle, on estime très grossièrement environ 2000 km^3 d'érosion par le canyon messinien du Rhône. A cela s'ajoute une érosion en mer au moins égale à celle des fleuves pyrénéo-languedocien (les incisions rhodaniennes apparaissent souvent plus importantes) soit un volume de 3000 à 4000 km^3 au minimum. C'est donc environ 6000 km^3 de sédiments érodés à ajouter, cohérents avec l'estimation minimum de $10\,000 \text{ km}^3$ de [Bache et al., 2009].

Dans le prolongement des incisions de la plate-forme, s'ajoute l'érosion au niveau des vallées terrestres de la paléo-Durance et des paleo-fleuves pyrénéo-languedociens (fig. 6.31, fig. 6.32), ainsi que l'érosion sur la pente. Ces érosions restent difficiles à quantifier.

Durant la crise de salinité, la portion amont de l'Aude messinienne était drainée vers l'Atlantique [Lofi, 2002]. Il devait néanmoins exister un système fluvial réduit drainant le Sud de la Montagne Noire et la zone basse de l'actuel bassin de l'Aude (fig. 6.31). Quant à la section amont de la paléo-vallée du Têt-Tech (fig. 6.32), une incision localisée actuellement à terre constitue le canyon messinien du Roussillon [Clauzon, 1987b]. Nous estimons un volume érodé (très grossier) d'environ 1000 km^3 pour ces paléo-canyons soit $11\,000 \text{ km}^3$.

Ce volume correspond à une érosion directement liée aux oscillations du niveau marin et au rééquilibrage du niveau de base des fleuves pendant la crise de salinité messinienne. A ce volume érodé, on peut supposer que s'ajoute le

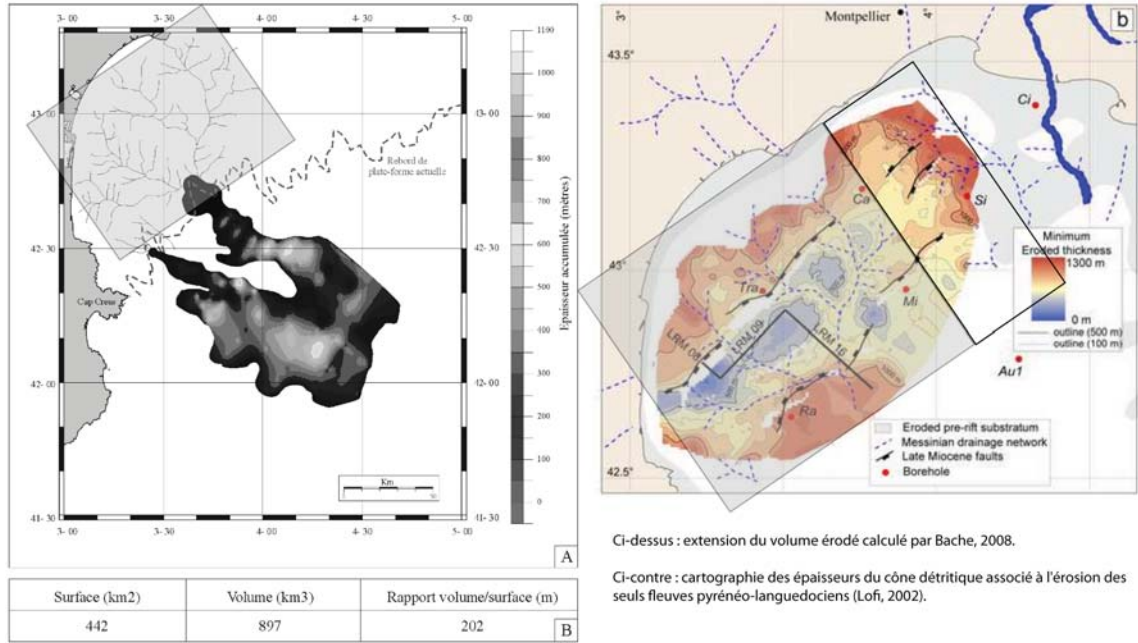


FIGURE 6.29 – Comparaison de l'extension des volumes érodés calculés par [Lofi, 2002] et [Bache et al., 2009]. En grisé, l'extension commune, correspondant à un volume de 3000 km³ de sédiments érodés d'après [Lofi, 2002]. [Bache et al., 2009] estime 4000 km³ d'érosion sur sa zone, extrapolant à 10 000 km³ en tenant compte de la vallée du Rhône.

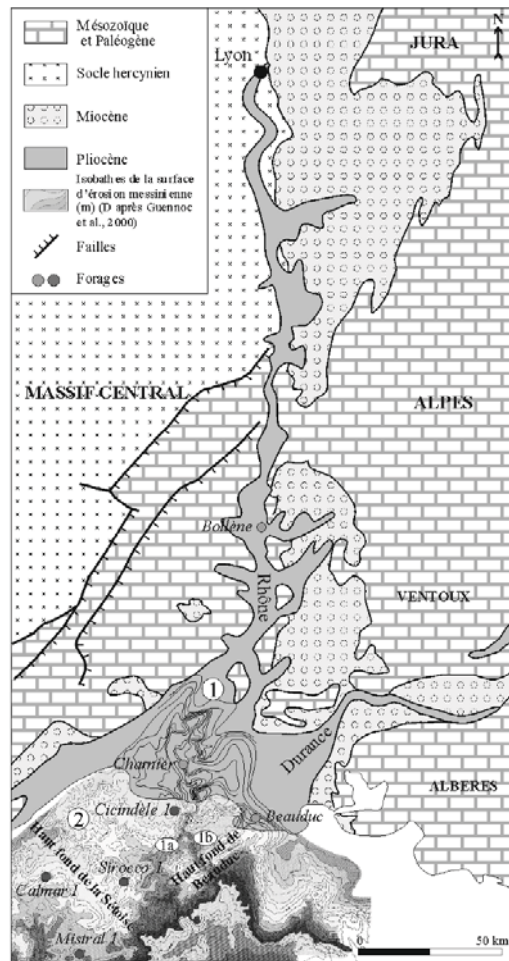


FIGURE 6.30 – Carte synthétique de la vallée messinienne du Rhône et de son canyon messinien à terre [Lofi, 2002] modifié d'après [Clauzon, 1982] et [Guennoc et al., 2000] 1 : Rhône; 1a : cours occidental du Rhône; 1b : cours oriental du Rhône; 2 : Vidourle.

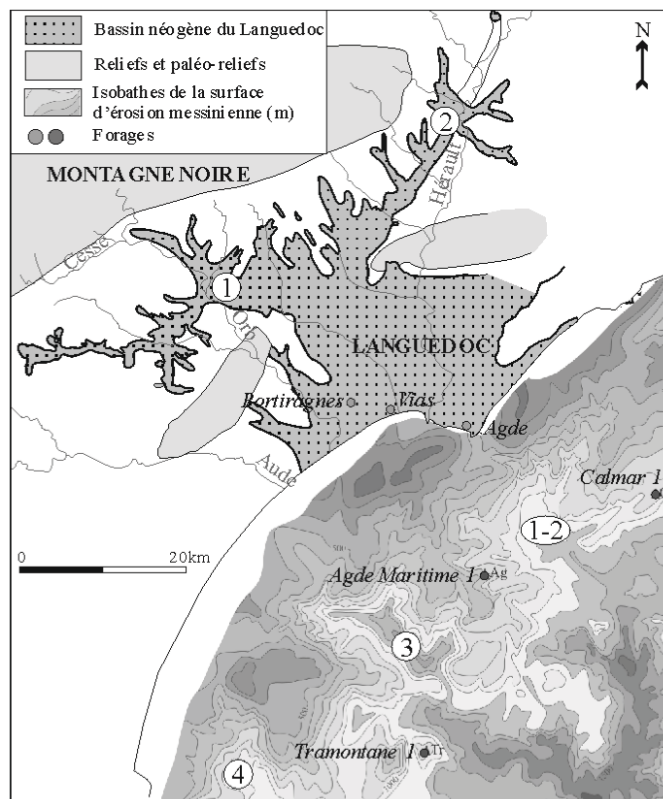


FIGURE 6.31 – Carte synthétique de la vallée messinienne de l’Orb-Hérault. [Lofi, 2002] modifié d’après [Suc and Drivaliari, 1991] et [Guennoc et al., 2000]. 1 : Orb ; 2 : Hérault ; 1-2 : Orb-Hérault ; 3 : Aude ; 4 : Berre.

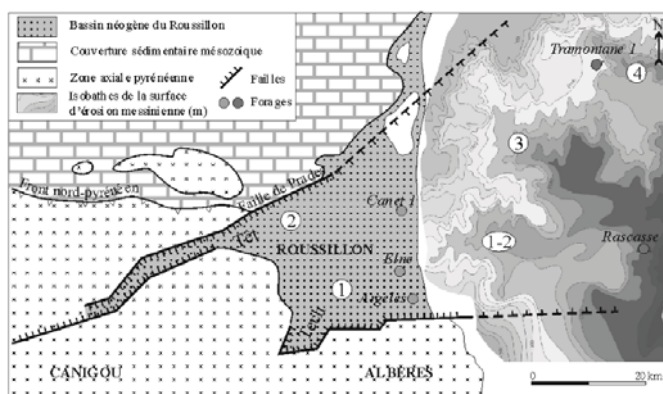


FIGURE 6.32 – Carte synthétique de la vallée messinienne de la Têt-Tech dont la partie amont constitue le canyon messinien du Roussillon [Lofi, 2002] modifié d’après [Clauzon, 1987b] et [Guennoc et al., 2000]. 1 : Tech ; 2 : Têt ; 1-2 : Têt-Tech ; 3 : Berre ; 4 : Aude.

volume érodé des reliefs (alpins notamment) non piégé dans les sous-bassins alpins. Ces flux sont indépendants de la crise. Il est probable que la crise ait amplifié les reliefs à terre, par réajustement isostatique et augmenté les taux d'incision. Nous considérerons toutefois l'incision actuelle comme référence.

En considérant alors une décharge solide moyenne du Rhône de $30.10^6 \text{ m}^3/\text{an}$ (valeur intermédiaire d'après [Surrell, 1847] et [Colenam and Wright, 1975]), et une durée de crise (5.96 Ma-5.33Ma) de 630 000 ans, la décharge "normale" du Rhône est de $18\,900 \text{ km}^3$.

Ce qui fait un apport total détritique minimum de $30\,000 \text{ km}^3$ durant la crise.

Le volume de l'unité détritique au débouché des fleuves pyrénéens estimé par [Lofi, 2002] est de 1500 km^3 (si $v=2000\text{m/s}$) et de 3080 km^3 (si $v=4000\text{m/s}$) [Lofi et al., 2005]. En effectuant une décompaction identique à celle de notre unité M2 (fig. 6.5), le volume décompacté représente alors un volume initial de 4543 km^3 (dont 2572 km^3 de sédiments et 1971 km^3 de vide).

Le volume des unités Ma, M0, M1 et M2 de [Bache et al., 2009] représente $20\,500 \text{ km}^3$ (compacté) soit $30\,888 \text{ km}^3$ de sédiments décompactés (fig. 6.5).

Les volumes détritiques messiniens impliqués d'après l'hypothèse de [Bache et al., 2009] sont donc beaucoup plus cohérents que ceux de l'hypothèse de [Lofi et al., 2005]. La base de l'évènement Messinien, est, alors, à positionner au niveau de la DBM.

Toutefois les profils sismiques en bas de pente montrent un passage latéral des produits de l'érosion aux évaporites inférieures. Cela suggère une équivalence entre la partie distale des éventails détritiques et ces évaporites inférieures. Ces dernières, dont le volume compacté indique $20\,700 \text{ km}^3$, pourraient par conséquent contenir une part non négligeable de sédiments issus du démantèlement précoce de la plate-forme avec une accumulation sous la forme de vastes épandages turbiditiques. Si l'on considère ces évaporites inférieures constituées pour moitié de matériel détritique, c'est alors 9300 km^3 de sédiments terrigènes que l'on a prélevé en amont.

Les évaporites supérieures, quant à elles, se caractérisent par des alternances marnes/évaporites, contenant parfois plus de 50% de sédiments terrigènes [Ryan, 1973]. Dans ce cas, nos estimations indiquent un volume compacté de 4880 km^3 dont 2037 km^3 de matière détritique.

C'est donc environ $11\,000 \text{ km}^3$ de sédiments terrigènes qui sont à exclure du volume disponible précédemment estimé à $30\,000 \text{ km}^3$. Il reste alors $20\,000 \text{ km}^3$ pour nourrir les unités détritiques messiniennes. Ayant ici raisonné sur la quantité de matériel purement détritique, cette valeur est à comparer au 2572 km^3 de sédiments de l'unité détritique de [Lofi et al., 2005] et au 19750 km^3 de celle de [Bache et al., 2009] (fig. 6.13).

Précisons tout de même que l'unité détritique de [Bache et al., 2009] se prolonge dans le bassin. Son volume, calculé ici, est donc en réalité supérieur. Il ne s'agit toutefois que de l'extension (très distale) de la sous-unité Ma, puisque M0, M1 et M2 ont été entièrement cartées. Etant donné les minimisations dans nos estimations du matériel terrigène érodé à terre, et sur la pente, l'hypothèse d'une base Messinienne située au niveau de la DBM paraît toujours cohérente.

D'autant plus, qu' "Entre 6 et 4 Ma, la sédimentation dans les bassins versants des alpes suisses et occidentales enregistre la plus forte hausse de l'histoire alpine" [Kuhlemann, 2000]. La cause de l'augmentation drastique de cette érosion n'est pas claire. Cet évènement n'apparaît pas affecter la totalité des Alpes, mais exclusivement les massifs externes et le dôme Lepontin dans les Alpes Suisses et Occidentale [Hunziker et al., 1992]. En attribuant cette érosion au Messinien, on peut supposer une arrivée massive de sédiments dans le bassin, beaucoup plus que celle adoptée ici.

C'est pourquoi nous considérons l'unité M comme incluse dans les séries messiniennes, faisant des unités M0, M1 et Ma des unités détritiques précoces liées au démantèlement de la marge et positionnant la base de la crise dans le bassin 1500 m sous la base du sel actuel.

La quantification des volumes sédimentaires confirme l'hypothèse de [Bache et al., 2009] déjà privilégiée par l'analyse des environnements de dépôts de [Cravatte et al., 1974] (cf chapitre 5).

6.4.4 Ampleur et conséquences de la crise messinienne

La fig. 6.33 représente l'évolution des flux détritiques du bassin Provençal depuis 23 Ma convertis en masse à partir des valeurs du tab. 6.8. Nos résultats sont confrontés à la courbe de masse de sédiments terrigènes déposés dans les océans depuis 85 Ma à l'échelle mondiale d'après les données de [Hay et al., 1988]. A gauche, la courbe originale, à droite ces valeurs ont été divisées d'un facteur 500 pour être superposées à nos résultats.

En faisant abstraction du pic détritique lié à l'évènement messinien, l'ordre de grandeur de la hausse des flux

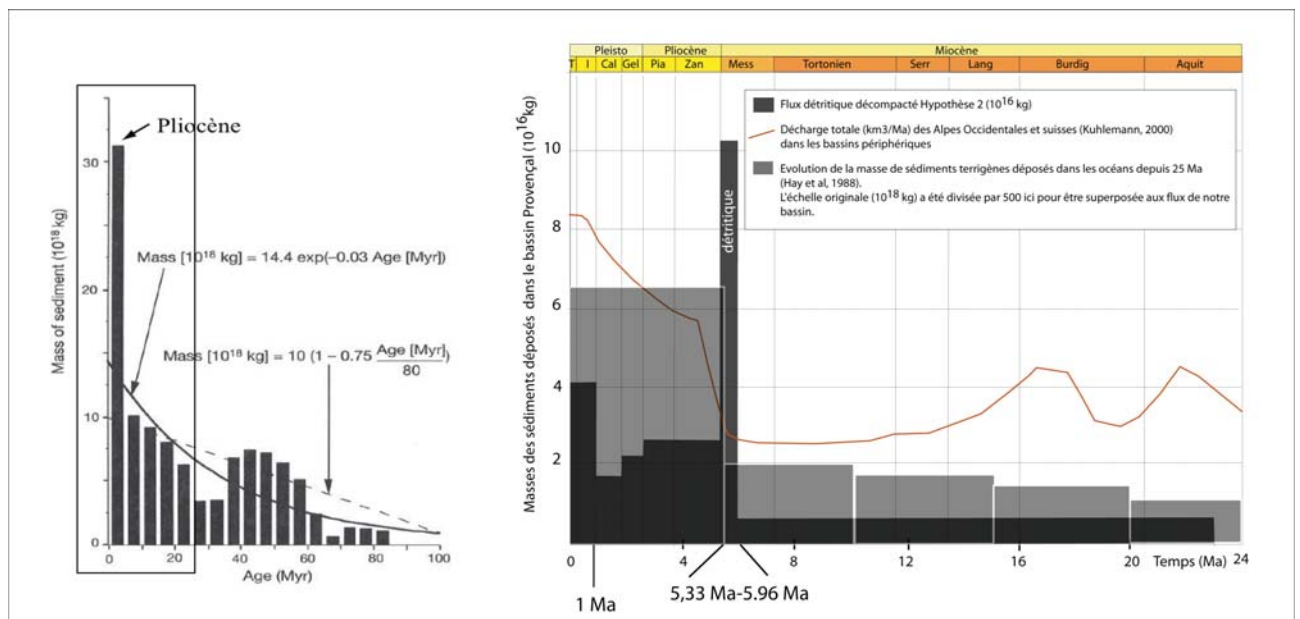


FIGURE 6.33 – Evolution de la masse de sédiments terrigènes déposés dans le bassin Provençal confrontée à l'évolution des sédiments terrigènes déposés dans les océans à l'échelle mondiale. La courbe de gauche dessinée par [Zhang et al., 2001] est issue des données de [Hay et al., 1988].

sédimentaires autour de 5 Ma dans notre bassin s'avère également être d'un facteur 3 (0,7.10¹⁶ kg à 2.10¹⁶ kg). Les flux au Plio-Pléistocène sont globalement 3 fois plus grands que celui (moyen) du Miocène (qui, dans notre étude, n'est pas étudié en détail). Sur l'intervalle Pléistocène, les flux rebaissent puis doublent depuis 1 Ma.

L'élément le plus remarquable reste toutefois le pic détritique du Messinien (5.96 Ma-5.33 Ma) précédent l'intervalle Pliocène. Les flux terrigènes dans notre bassin sont alors multipliés par 15 atteignant 11.10¹⁶ kg/Ma; cette ampleur masque la hausse des flux pliocènes relatifs au Miocène, induisant une chute drastique des dépôts détritiques autour de 5.33 Ma.

Dès lors, on peut se demander dans quelle mesure la crise de salinité messinienne participe à l'augmentation des flux repérés vers 5 Ma. L'évènement messinien n'est-il pas la cause principale du débat qui anime la communauté scientifique sur la réalité et les origines de cette hausse ?

La fig. 2.2 mettait l'accent sur le débat de l'augmentation des taux de dénudation, d'érosion ou d'exhumation dans les Alpes vers 5Ma. Beaucoup d'auteurs ([Vernon et al., 2008], [Cederbom et al., 2004], VanDerBeek in [Vernon et al., 2008]) s'accordent sur cette augmentation dans les Alpes, rejoints par l'observation d'une augmentation des taux de sédimentation au niveau mondial associée à un soulèvement des grandes orogènes [Raymo and Ruddiman, 1992], [Kuhlemann and Kempf, 2002]. Rappelons toutefois que [Glotzbach et al., 2011] considère la tendance inverse à une échelle globale avec une diminution des taux d'exhumation vers 5 Ma, mais admet des augmentations locales de 2 mm/an ; que [Bernet et al., 2009] n'observe pas de hausse des taux de dénudation pliocène mais mettait aussi en cause la résolution de sa méthode ; et, qu'enfin, [Willenbring and Blanckenburg, 2010] réfute l'augmentation de ces taux, stables, selon lui depuis le miocène moyen, excepté pour les Alpes. Considérant le scénario de crise de [Bache, 2008], [Bache et al., 2009] valide, le taux de sédimentation détritique pendant la crise messinienne atteint $51\ 800\ km^3/Ma$. La fraction évaporitique se déposant sensiblement à la même vitesse, en à peine 1 Ma, le bassin se remplit extrêmement vite. Les réajustements isostatiques liés au poids des sédiments doivent jouer un rôle conséquent.

Comme on l'a dit précédemment, on suggère qu'ils expliquent l'augmentation drastique des taux d'érosion des Alpes Suisses et Occidentales repérés par [Hunziker et al., 1992] entre 6 et 4 Ma, ainsi que l'ampleur logique de la décharge alpine et les différences observées par [Kuhlemann and Kempf, 2002] entre Alpes de l'Est et Alpes de l'Ouest. L'ampleur de ce réajustement sera discuté dans le chapitre suivant.

La crise messinienne, par son ampleur, modifierait le climat et entraînerait ou accentuerait le soulèvement des reliefs à proximité de notre bassin et l'érosion qui lui est associée. Cela, en ce qui concerne le bassin Provençal, à une échelle régionale, celle des Alpes, et plus particulièrement au niveau des Alpes Suisses et Occidentales. Rappelons d'ailleurs, qu' "Entre 6 et 4 Ma, la sédimentation dans les bassins versants des alpes suisses et occidentales enregistre la plus forte hausse de l'histoire alpine" [Kuhlemann, 2000], et dont "la cause n'est pas établie clairement" [Hunziker et al., 1992].

Etant donné que la crise affecte l'ensemble de la Méditerranée, en considérant l'ampleur des modifications au sein de tous les sous-bassins (occidentaux et orientaux), on est en droit d'imaginer que cette crise a eu des conséquences à une échelle plus large que celle de la Méditerranée.

La fig. 6.34 montre les rapports isotopiques $^{10}Be/^{9}Be$ dissous dans les océans. La plupart des flux cosmogéniques de ^{10}Be vers l'océan ont une origine directement atmosphérique. Bien que des fluctuations de champs géomagnétiques et d'insolation solaire produisent des variations au sein de ces flux, ^{10}Be , ceux-ci sont moyennés sur l'intervalle d'échantillonnage, si bien qu'ils restent constants dans les océans autour de 1.10^6 atomes/cm²/an. L'érosion continentale, en revanche, fait varier ce budget en ajoutant du ^{10}Be aux océans. Par contraste, le ^{9}Be dans les océans a une origine terrestre, la plupart de ce budget étant issu de particules fluviatiles. Les différences observées dans le ratio $^{10}Be/^{9}Be$ sont alors principalement dépendantes de l'apport de particules terrigènes dans l'océan. Etant donné la plus grande longueur des côtes atlantiques et l'apport plus massif en ^{9}Be , ce rapport est inférieur en Arctique et en Atlantique comparé à celui du Pacifique.

Or une augmentation du matériel terrigène vers 5 Ma aurait entraîné une chute de rapport $^{10}Be/^{9}Be$, ce qui n'est observé dans aucun des 3 océans d'après [Willenbring and Blanckenburg, 2010]. L'auteur réfute ainsi toute augmentation récente de l'érosion climatique à une échelle mondiale.

Sur la fig. 6.34, on n'observe effectivement aucune baisse à 5 Ma, mais le rapport $^{10}Be/^{9}Be$ diminue d'un facteur 3 en Atlantique entre 7 et 5 Ma, ce qui correspond à l'intervalle Messinien. On suggère donc que cette baisse, d'ailleurs uniquement visible en Atlantique, soit liée à la crise de salinité messinienne : à l'ampleur de l'érosion des reliefs terrestres et aux quantités massives de sédiments terrigènes alors transportés à l'océan et répercutés par la sortie des eaux Méditerranéenne en Atlantique. La crise messinienne pourrait donc avoir des effets visibles à l'échelle de l'Atlantique.

La sédimentation dans le Golfe du Mexique (fig. 6.35 montre un pic d'augmentation remarquable autour de 2 Ma, qui se corrèle avec la mise en place et l'extension des glaciations de l'Hémisphère Nord. On remarque également une seconde hausse, plus mineure, de la sédimentation vers 5 Ma. Peut-on également l'attribuer aux changements climatiques liés à l'évènement messinien ?

Ces interrogations étant posées, estimons de manière quantitative comment s'inscrivent nos mesures par rapport à l'océan mondial. L'augmentation mondiale débattue à 5 Ma est-elle influencée par le pic Messinien ?

Pour pouvoir comparer nos valeurs de flux aux valeurs en masse de [?], nous avons calculé la répartition (en %) de sédiments Miocène et Plioquaternaire (fig. 6.36 à droite) ainsi que la répartition (% des masses sédimentaires) par tranches de 5 Ma depuis 25 Ma (fig. 6.36 à gauche).

Sur la courbe de [?], on observe que les dépôts plioquaternaires représentent 50% (soit la moitié) de la sédimentation mondiale depuis 25 Ma. Nos valeurs indiquent un taux à peu près similaire de 44% (trait noir). Au Miocène entre 25 et 5 Ma (Messinien inclus), c'est une moyenne de 8% des sédiments totaux qui se déposent sur chaque intervalle de

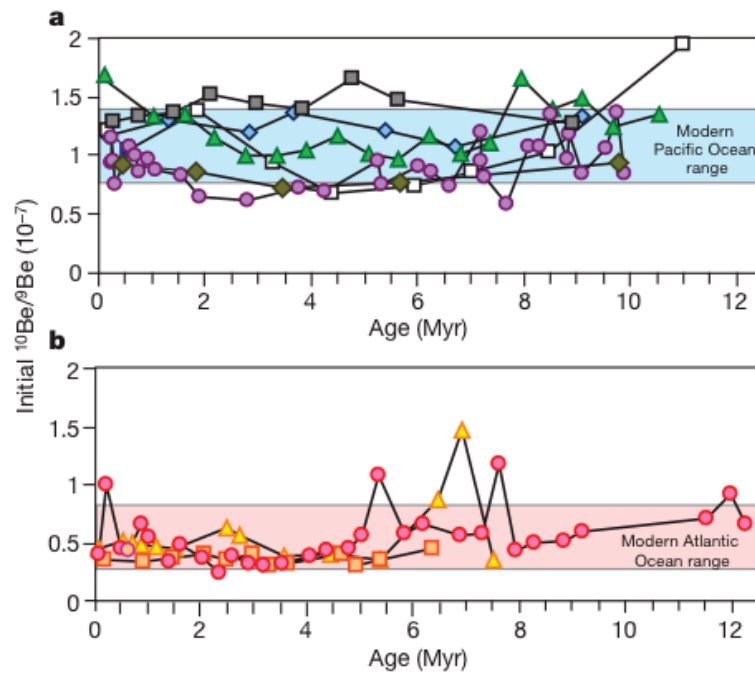


FIGURE 6.34 – Rapports isotopiques $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ dissous dans les océans. (a) données issues de carottes marines dans l'océan Pacifique (cercles violets : RC12-65; losanges bleus : F10-89-CP; carrés blancs : D11-1; triangles verts : VA-13-2/KD237; carrés gris : NovaIX/D137-01; losanges marrons : F10-89-CP; losanges verts : D27-2-1) (b) données issues de l'océan Atlantique et Arctique (Données atlantiques = triangles jaunes : ALV-539; carrés oranges : BM-1969.05. Données arctiques = cercles roses : ACEX). [Willenbring and Blanckenburg, 2010].

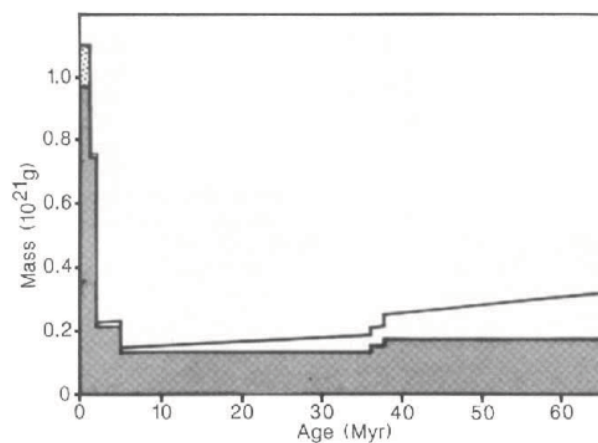


FIGURE 6.35 – Masse des sédiments cénozoïques déposés dans la partie NO du Golfe du Mexique et dans son bassin versant. L'aire en noire correspond aux sédiments existants auxquels on a soustrait les sédiments issus de la calotte canadienne et transportés par les glaces flottantes des Laurentides depuis 1-2 Ma. La ligne au-dessus montre l'estimation de ces sédiments qui ont été déposés puis remaniés. [Molnar and England, 1990].

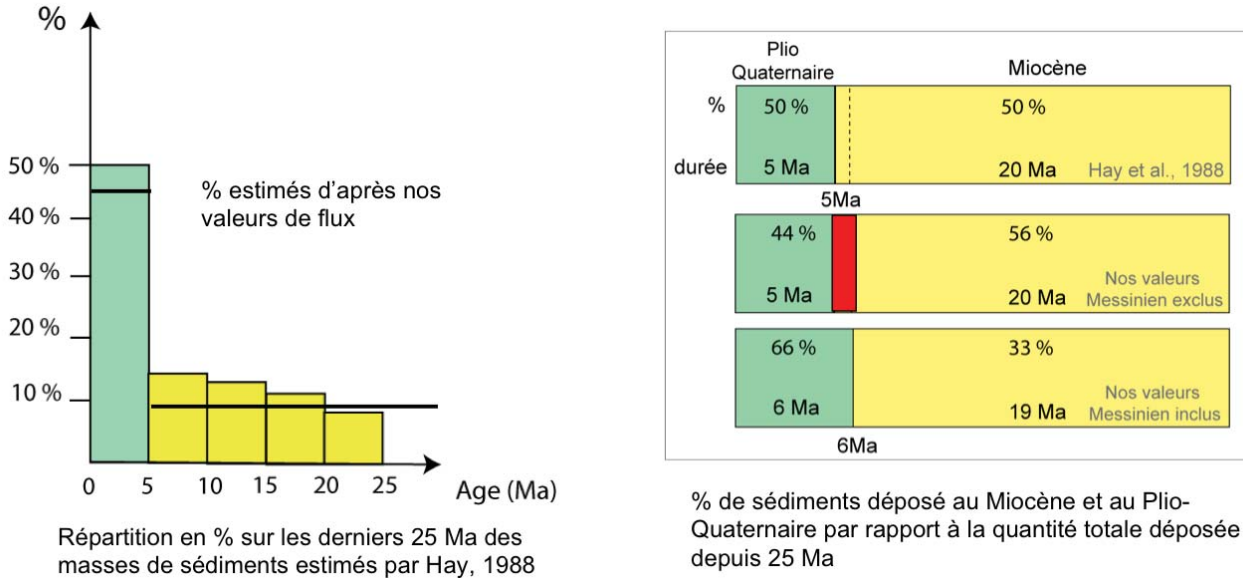


FIGURE 6.36 – A gauche, nos quantifications (en masse de sédiments) ont été remplacées (traits noirs) sur le graphique de [?] depuis 25 Ma avec des intervalles de temps de 5 Ma. A droite, nous avons calculé depuis 25 Ma la répartition de nos dépôts sédimentaires entre Miocène (jaune) et Plioquaternaire (vert).

5 Ma contribuant pour une hauteur de 56% de la sédimentation totale. Si l'on inclus les sédiments messiniens dans l'intervalle Plioquaternaire (droite de la fig. 6.36, le ratio sédimentation Plioquaternaire/sédimentation Miocène dans notre bassin est légèrement modifié : la sédimentation Plioquaternaire représente alors 50% de la sédimentation totale depuis 25 Ma.

Dans notre bassin, nous observons bien une augmentation de la sédimentation depuis 5 Ma du même ordre de grandeur que celle observée au niveau mondial par [?]. Et cela, sans tenir compte de la quantité de sédiment déposée pendant la crise Messinienne.

On peut donc en conclure, que, même si dans notre bassin le dépôt lié à la crise messinienne est considérable (il représente 22% des sédiments déposés depuis 25 Ma sur un intervalle de temps de seulement 700 000 ans), on n'a pas de contribution (ou très mineure) du Messinien au signal mondial d'augmentation des flux.

D'après nos données, en considérant notre bassin représentatif de l'océan mondial, l'augmentation mondiale des flux depuis 5 Ma apparaît bien effective. Elle serait alors la résultante de 2 signaux majeurs :

- une augmentation des flux autour de 5 Ma, à la transition Miocène/Pliocène (éventuellement associée à une exhumation des orogènes au niveau mondial),
- ainsi qu'à une augmentation des flux autour de 1Ma, conséquence d'un changement climatique mondial : la révolution mi-Pléistocène.

Chapitre 7

Quantification des mouvements verticaux et Modélisations stratigraphiques

La subsidence est un paramètre essentiel de la création d'accommodation et donc un paramètre essentiel dans le contrôle de l'enregistrement sédimentaire (cf chapitre 2). Nous allons tenter d'établir un modèle de subsidence générale de notre marge. Au Messinien (cf. chapitre 3) en particulier, d'importants mouvements de masse forcent la marge à réagir en entraînant des réajustements isostatiques. Ces mouvements verticaux sont donc à inclure dans un modèle de subsidence générale. Nous allons également tenter de quantifier l'ordre de grandeur de ces réajustements.

7.1 La subsidence sur la plate-forme du Golfe du Lion

On veut restituer les paléogéographies. Pour cela, il est nécessaire de quantifier la subsidence. Précédemment à ce travail de thèse, nous avons réalisé des simulations stratigraphiques 2D (du profil LRM18) avec Dionisos sur la plate-forme du Golfe du Lion afin d'étudier la subsidence plio-pléistocène (cf [Leroux, 2008]). Nous résumons ici les résultats de ces travaux, comparant les hypothèses de subsidence de [Rabineau, 2001] et [Duvail et al., 2005] (cf chapitre 2). Nous tenterons ensuite d'estimer la subsidence à plus large échelle de temps (depuis le remplissage post-rift) et dans l'espace afin d'essayer d'imager le remplissage sédimentaire de la marge en 3D avec Dionisos. Ces résultats font aussi l'objet d'un article en préparation ([Leroux et al., 2012] (*en préparation*), cf Annexes - Volume II).

7.1.1 Subsidence et simulation stratigraphique 2D du Plio-Pléistocène

Les principes généraux du modèle ont été préalablement présentés (cf chapitre 4).

7.1.1.1 Paramètres contraints

7.1.1.1.1 La Bathymétrie initiale

La carte des isobathes de la surface messinienne sur la plate-forme du Golfe du Lion dessinée par [Guennoc et al., 2000] (fig. 3.18 au chapitre 3) nous indique la profondeur actuelle de cette surface (et non celle au moment du dépôt) au km 6 du profil LRM18 autour de 500m. Mais il nous faut définir la bathymétrie (messinienne) de l'époque. Deux options sont considérées :

- Nous pouvons importer dans Dionisos le fichier xy du messinien pointé, le corriger, c'est-à-dire soustraire la subsidence évaluée (250m/Ma à 70 km de la côte actuelle selon [Rabineau, 2001], [Rabineau et al., 2012] (*soumis*)) et ainsi obtenir notre bathymétrie initiale. Pour cela, nous définissons la subsidence entre le temps $t_1=5.3\text{Ma}$ et $t_2=0$ dans Dionisos par une fonction mathématique : $S = (X+13)*1325/83$ dans le cas de l'hypothèse de [Rabineau, 2001], [?]*(soumis)* par exemple. X étant la distance en km sur le profil, 13 (km) la position du point de tilt par rapport à notre début de profil (km 0), 1325 (m) la valeur de subsidence (250*5.3Ma) atteinte au km70 de notre profil, et 83km étant la distance sur laquelle s'applique notre subsidence (du km -13 au km70 de notre profil).

- Nous pouvons également nous baser sur des critères purement géométriques. L'accommodation p au point X (fig. 7.1) juste après la fin de l'évènement messinien se définit par $p(x) = h(x) + b(x)$, h étant la hauteur du premier prisme déposé (mesurable sur le profil sismique) et b la position de l'*offlap-break*. En considérant le niveau de base de l'*offlap break* comme le témoin du niveau marin (soit 0m), nous obtenons une accommodation minimale (égale à la hauteur du premier prisme soit 250 m ou 300 m selon les interprétations respectives de [Rabineau, 2001] et [Duvail et al., 2005]). En considérant l'*offlap-break* comme témoin du rebord de plate-forme (soit 150m), nous obtenons l'accommodation maximum c'est-à-dire 250/300+150m soit 400-450m.

Nous disposons des horizons interprétés, digitalisés puis convertis en profondeur (tirs-profondeurs en km). Nous

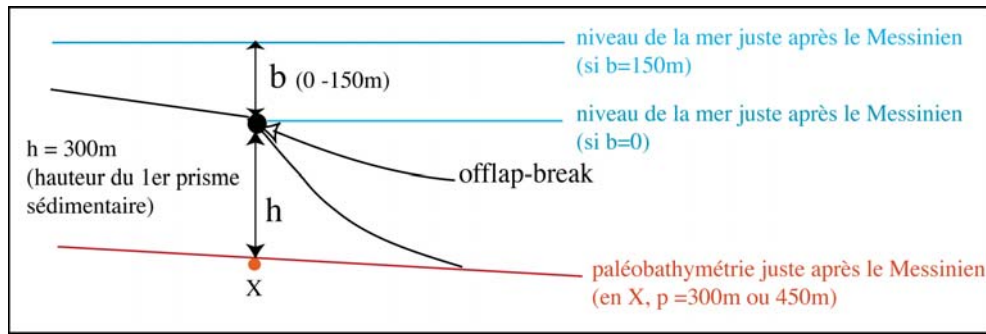


FIGURE 7.1 – Définition de la bathymétrie initiale d'après des critères géométriques

pouvons dans ce cas adopter le pointé du fond actuel (en guise d'approximation de la morphologie messinienne) et lui définir la bathymétrie initiale juste après le Messinien d'après l'accommodation estimée.

La première option a l'avantage de nous permettre de travailler avec la morphologie messinienne réelle. Etant très accidentée, on peut supposer qu'elle aura une influence sur les géométries sédimentaires à reconstituer. C'est donc celle-ci que nous utiliserons.

7.1.1.1.2 Les Lithologies : rapport sable/argile

Les lithologies sont contraintes par les descriptions des forages Mistral, Tramontane et Rascasse effectués à proximité de notre profil (cf fig. 5.1 au chapitre 5). L'essentiel de la colonne lithologique de Tramontane concernant notre intervalle de temps est constitué de marnes (450m), généralement silteuses (360m) avec une partie plus sommitale de marnes gréseuses (80m). Les marnes sont, par définition, constituées de calcaire et de 35 à 65% d'argile. La lithologie du forage Rascasse nous informe d'une proportion prépondérante d'argile grise (environ 1500m), silteuse par endroits, avec des traces de sable gris, anguleux, très fin et bien trié. Quant aux données des 1200m de sédiments plio-quadernaire de Mistral, l'argile est très majoritaire sur l'ensemble : argile grise (200m), gréseuse (330m) ou carbonatée légèrement gréseuse (500m) ou bien argile calcaire à marne légèrement silteuse (300m). Des passées franchement argileuses et de sables fins sont également observées sur quelques mètres. En moyennant ces données, nous retenons les proportions lithologiques moyennes suivantes : Sables (10 %), Silts (40%) et Argiles (50 %) (cet ordre de grandeur du rapport sable/argile est cohérent avec les mesures gamma-ray du forage Tramontane).

7.1.1.1.3 Les pentes moyennes de dépôt des prismes

Nous avons estimé les pentes moyennes actuelles (qui incluent les mouvements verticaux ayant affectés les séries depuis leur dépôt) :

- du *topset* des clinofformes à moins de 15 m/km,
- du *foreset* des clinofformes à 50-65 m/km
- du *bottomset* des clinofformes à environ 3m/km.

La pente actuelle du fond sur le plateau est considérée comme représentative de la pente de plate-forme continentale en entrée du modèle soit environ 1,5 m/km. ($\approx 0,6^\circ$) La pente marine est estimée en calculant la pente moyenne des *foresets* des prismes progradants soit environ 60 m/km (53 m/km-62 m/km soit $< 3^\circ$).

7.1.1.1.4 Les flux sédimentaires entrants

A partir du profil LRM18, dans une première approche, nous pouvons estimer un volume sédimentaire d'environ 75 km^3 ($75 \text{ km} \times 2 \text{ km} / 2$ avec une section de $1 \times 1 \text{ km}^2$) au-dessus de la surface d'érosion messinienne (en considérant une vitesse moyenne dans les sédiments de 2000m/s) ; à l'échelle des derniers 5 Ma, nous débuterons donc nos simulations avec des flux sédimentaires entrants moyens d'environ $15 \text{ km}^3/\text{Ma}$ (érosion et flux sortants alors non pris en compte). Les variations de ce flux (selon phases glaciaires et interglaciaires) constitueront l'une des variables d'ajustement majeure pour atteindre une bonne restitution des géométries sédimentaires plio-quadernaires.

7.1.1.2 Test de la Subsidence : constante ou variable ?

Nous cherchons ici à successivement reconstituer l'architecture des dépôts selon les **hypothèses de subsidence** de [Rabineau, 2001] (subsidence constante sur 5 Ma) et de [Duvail et al., 2005] (accélération de subsidence). Peut-on reconstituer les géométries sédimentaires observées (tendance progradante puis pro-aggradante) si la subsidence est constante ? Peut-on quantifier la subsidence et l'accélération selon l'hypothèse de [Duvail et al., 2005] ? Le but est

d'ajuster au mieux les horizons pointés et datés par les auteurs, en jouant les flux sédimentaires. Nous avons pour cela mesuré sur le profil la position horizontale des ruptures de pente des surfaces délimitant les prismes majeurs, à savoir p4, p7, p11, q10 et le fond selon [Rabineau, 2001] et pr3, pr4, pr5, pr6, pr7 selon [Duvail et al., 2005] (voir fig. 3.23 au chapitre 3). Nous avons alors créé des puits fictifs en chacune de ces positions (fig. 7.2) et cherché les flux sédimentaires (et flux d'eau) permettant le meilleur ajustement des *offlap-breaks* simulés aux *offlap-breaks* réels. L'ajustement se fait par itération en fonction des flux d'entrée et des géométries simulées précédemment. Les simulations sont effectuées avec la courbe eustatique d'ordre 3 de Haq ([Haq et al., 1987]), avec un pas de temps de 0.1Ma.

- Une première simulation consiste donc à considérer un tilt de la plate-forme de 1325m au km 70 du profil, conformément au point de basculement situé à environ 13 km en amont de la ligne de rivage actuelle (A de la fig. 7.2). L'analyse des géométries prédites montre que, dans le cas de la **subsidence constante**, la tendance à l'aggradation observée à partir du réflecteur P11 (2.6Ma) est effectivement bien simulée. L'accommodation créée par une telle subsidence **suffit** donc à engendrer l'aggradation et à **passer d'un dépôt progradant à un dépôt pro-aggradant**. La position aggradante des *offlap-breaks* des derniers prismes peut donc s'expliquer sans introduire la notion d'accélération de subsidence.

- La seconde simulation consiste à quantifier ces mêmes paramètres, ainsi qu'une subsidence et une accélération de la subsidence initiale autour de 2,6Ma qui sembleraient réaliste et qui se rapprocheraient au mieux de la géométrie des prismes observés sur la sismique. [Duvail et al., 2005] n'ont ni quantifié l'accélération de subsidence, ni précisé clairement le moment de début de subsidence. Pour nos simulations, nous avons choisi le même point de basculement et considéré l'accommodation finale de 1325 m au km 70 du profil (liée à un basculement de 250m/Ma), puis tenté différentes possibilités :

- d'abord une subsidence de 200m/Ma entre 5.3Ma-2.6Ma et 300m/Ma entre 2.6 à 0Ma (soit des basculements respectifs de 540m et 785m)(B1 de la fig. 7.2),
- puis une subsidence sur ces mêmes intervalles de temps de 100 m/Ma (basculement de 270m) puis 400m/Ma (basculement de 1040m) (B2 de la fig. 7.2)
- enfin une subsidence de 300m/Ma ne débutant qu'à -2.6Ma, accélérant à -1.5Ma à 665m/Ma (basculements successifs de 330m et 995m en seulement 2.6Ma)(B3 de la fig. 7.2).

Ces simulations à subsidence variable indiquent que les géométries sédimentaires ne peuvent être restituées si la subsidence initiale est nulle ou trop faible (B3 de la fig. 7.2). En effet, la hauteur des prismes déposés avant 2.6 Ma est alors trop faible. De même, une accélération de subsidence trop importante ne permet pas non plus de restituer les géométries. Une fois les positions horizontales des *offlap-breaks* bien ajustées (avant 2.6 Ma), leur position verticale finale (à 0Ma après avoir subi l'accélération de subsidence) apparaît trop profonde ; l'accommodation créée après -2.6 Ma accentue les pentes des *topsets* des premiers prismes en créant un basculement trop grand (B2, B3 de la fig. 7.2). Nos tests de simulations montrent que la subsidence initiale doit être d'au moins 200m/Ma (de -5.3 Ma à -2.6Ma) suivie d'une subsidence maximale de 300m/Ma (jusqu'à l'actuel), soit une **accélération maximale de la subsidence de 100m/Ma** (B1 de la fig. 7.2).

Ce sont donc les simulations à subsidence constante (A) de 250 m/Ma (à 70 km du trait de côte actuel) et à subsidence variable mais avec une faible accélération (inférieure à 100 m/Ma (B1)) qui restituent au mieux les géométries de dépôt plio-pléistocène.

7.1.1.3 Implication en terme de flux sédimentaires

Le tableau 7.1 synthétise les paramètres de simulation impliqués, notamment l'évolution des flux sédimentaires.

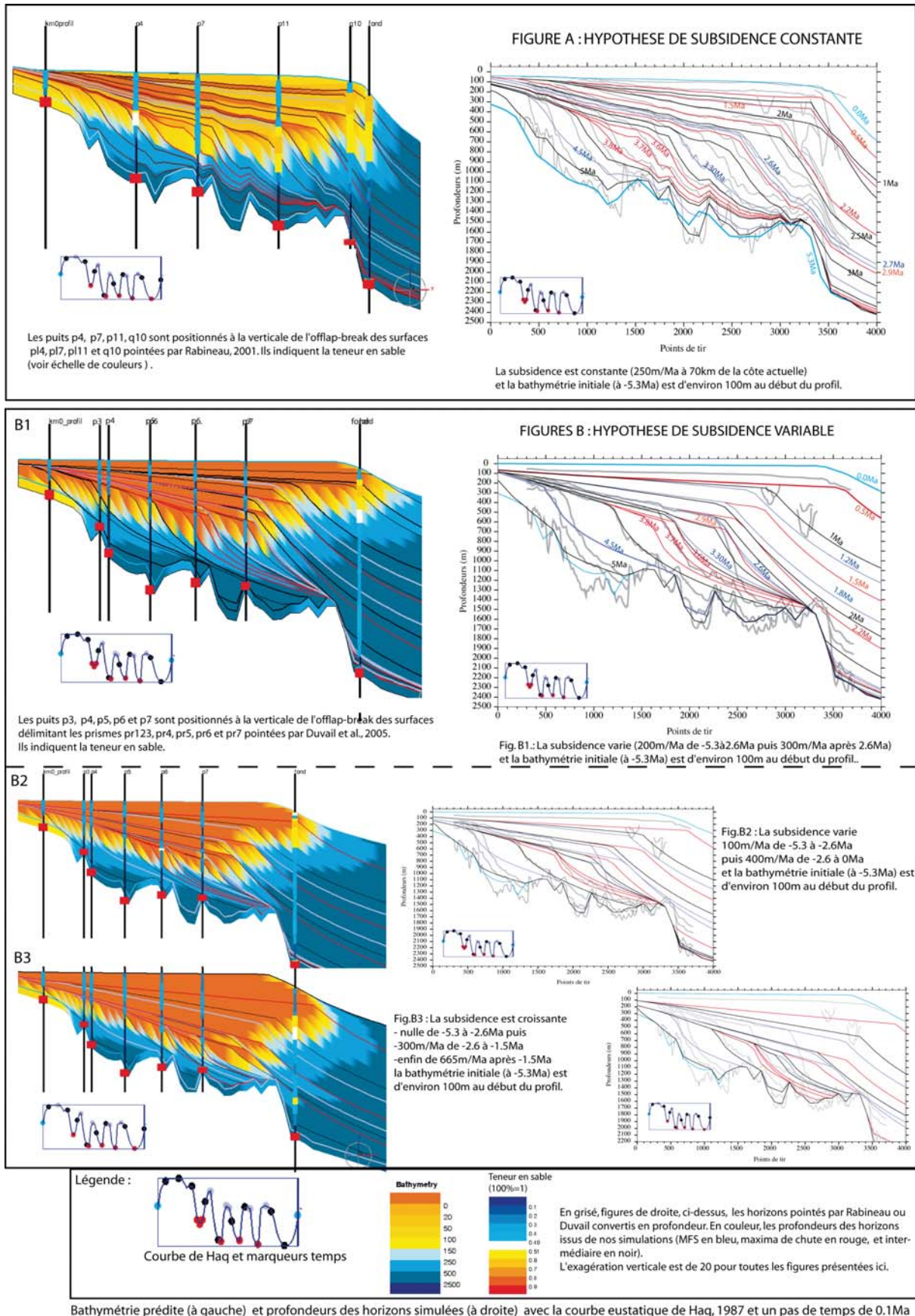


FIGURE 7.2 – Comparaison des simulations stratigraphiques du profil LRM18 à subsidence constante (A) et variable (B) avec la courbe eustatique de [Haq et al., 1987] en entrée du modèle. Les profondeurs des horizons simulés (rouge, bleu ou noirs selon qu'ils correspondent respectivement à des FS (*Flooding Surface* ou maxima de chute), des MFS (*Maximum Flooding Surface* ou non) sont replacées sur la coupe verticale du profil (converti en profondeur métrique) pour être comparées aux profondeurs des réflecteurs pointés sur la sismique (en grisés).

		Simulations/Temps (Ma)				
		-5.3 à -4.5	-4.5 à -3.8	-3.8 à -2.6	-2.6 à -1.5	-1.5 à 0
Subsidence constante (250 m/Ma)	Qsed (km ³ /Ma)	25	25	75	102	55
	Qeau (m ³ /s)	50	50	150	150	150
	K continental: sable/ silt/ argile (km ² /Ka)	4.21/13.3/42.1				
	pente continentale (m/km)	1.5				
	K marin: sable/ silt/ argile (km ² /Ka)	0.0307/0.307/3.07				
	pente marine (m/km)	65				
	Kwave	12.6/40/126				
Subsidence variable (200 puis 300 m/Ma)	Qsed (km ³ /Ma)	18	23	18	110	115
	Qeau (m ³ /s)	10	10	10	275	275
	K continental: sable/ silt/ argile (km ² /Ka)	10.5/33.3/105				
	pente continentale (m/km)	1.5				
	K marin: sable/ silt/ argile (km ² /Ka)	0.05/0.5/5				
	pente marine (m/km)	100				
	Kwave	0				

TABLE 7.1 – Tableau comparatif des flux sédimentaires, flux d'eau et coefficients de diffusion utilisés dans nos simulations selon les hypothèses de subsidence.

Quelle que soit la subsidence, les flux d'eau et de sédiments sont minimes sur les 1.5 premiers Ma de nos simulations. Cela semble cohérent avec les observations géologiques : au Pliocène basal, après l'événement messinien, c'est en effet, d'après [Clauzon et al., 1995], le temps de l'édification des *Gilbert Deltas* monopolisant les apports sédimentaires dans la partie amont du système. Les sédiments deltaïques progradants remplissent d'abord les *rias* pliocènes étroites et profondes à terre, ce qui explique les faibles flux parvenant en mer.

Autour de -3.8 Ma, dans le cas de la simulation à subsidence constante, les valeurs de flux d'eau et de sédiments triplent, tandis qu'ils restent inchangés dans le cas d'une subsidence variable. Comme nous l'avons vu au chapitre 2, les isotopes de l'oxygène et les enregistrements paléontologiques en Méditerranée occidentale témoignent des premiers signes de refroidissement vers -3.8Ma [Rio et al., 1990]. Une chute eustatique majeure, correspondant au cycle TB3.4-3.5 est également décrite par [Haq et al., 1987], [Haq et al., 1988]. Cet événement paléoclimatique majeur va donc dans le sens d'une évolution des flux sédimentaires à cette époque. Notons aussi que, sur la sismique ce réflecteur est le seul réflecteur commun des interprétations de [Rabineau, 2001], [Lofi et al., 2003] et [Duvail et al., 2005] (fig. 3.23 au chapitre 3) attestant d'un événement remarquable.

Autour de -2.6 Ma, l'augmentation commune des flux sédimentaires, particulièrement drastique pour le flux d'eau (X27) et de sédiments (X6) dans l'hypothèse de subsidence variable, semble là aussi géologiquement cohérente : elle est observée à l'échelle mondiale et est, ici aussi, corrélée aux premières glaciations dans l'hémisphère nord citepBackman1979, [Zachos et al., 2001], [Shackleton et al., 1995], [Popescu, 2010] et à la formation ou au développement des canyons du Golfe du Lion [Rabineau, 2001], [Baztan, 2004].

Finalement après -1.5Ma, les flux sédimentaires diminuent de moitié dans l'hypothèse d'une subsidence constante. Ils restent inchangés et forts dans la simulation avec accélération de subsidence, les flux d'eau restant, eux, constants dans les deux cas. La constance (voire l'augmentation légère des flux sédimentaires) autour de -1.5Ma semble cohérente avec le changement de cyclicité connu du niveau marin (à 0.8 Ma, limite Calabrien-Ionien) : les amplitudes des variations du niveau marin passent de 50 à 100m et les cyclicités dominantes de 40 000 à 100 000ans (cf chapitre 2). Cette révolution pléistocène correspond à la mise en place des grands glaciers alpins, en amont du bassin versant, et des éventails turbiditiques profonds rhodaniens moyens, inférieurs et supérieurs ([DosReis, 2001], [DosReis et al., 2005], [Droz et al., 2006]). Il ne paraît donc *a priori* pas cohérent d'obtenir des flux sédimentaires décroissants lorsque la subsidence reste contante. Cependant nos simulations sont cantonnées à la plate-forme et au rebord de plateau ; il est donc très probable que, n'ayant pas tenu compte des dépôts transférés sur la pente et comblant les canyons nous ayons largement sous-estimé les flux sédimentaires quaternaires dans les simulations.

Les simulations réalisées avec la courbe eustatique de Haq semblent arbitrer en faveur de l'hypothèse de subsidence constante. En effet, bien que les géométries soient effectivement restituées à subsidence variable, l'accélération de subsidence doit être minimes (100 m/Ma).

7.1.1.4 Résolution de la courbe eustatique en entrée du modèle

Nous avons ensuite testé l'influence de la courbe eustatique en entrée de Dionisos. Nous avons alors travaillé à partir des données de $\delta^{18}O = f(\text{temps})$ de [Lisiecki and Raymo, 2005] sur l'ensemble du Plio-Quaternaire. Pour convertir ces valeurs de $\delta^{18}O$ en variations de niveau marin, nous avons, dans une première approche, attribué un niveau marin de référence (0m) à l'actuel et considéré que le LGM (Dernier Maximum Glaciaire) il y a -20 000 ans avait engendré une baisse du niveau marin de -120 m par rapport à l'actuel. A chacune de ces deux valeurs sont associées un $\delta^{18}O$. Même s'il s'agit d'une estimation grossière (car une grande partie des variations $\delta^{18}O$ sont attribuées à la diminution de température des océans pendant le Pléistocène (e.g. [Shackleton, 1987], [Waelbroeck et al., 2002]), une simple formule de proportionnalité nous a permis d'extrapoler les variations du niveau marin sur l'ensemble du Plio-Quaternaire d'après les estimations et équations de [Fairbanks, 1989] ("un enrichissement de 0,11 ‰ de la valeur du $\delta^{18}O$ correspondrait à 10 m de chute du niveau marin").

Nous avons comparé l'effet des 2 courbes eustatiques introduites en entrée du modèle : celle de [Haq et al., 1987] d'ordre 3 et la courbe plus haute fréquence, d'ordre supérieur, issue des données de $\delta^{18}O$. Nos simulations sont alors effectuées avec un pas de temps de 0.01Ma (fig. 7.3 et fig. 7.4).

Le but est ici de simuler l'effet de la différence de fréquence et d'amplitude des cycles eustatiques. Tous les autres paramètres, coefficient de diffusion, flux sédimentaire (45km³/Ma), flux d'eau, subsidence (constante à 250m/Ma), érosion, compaction... sont identiques et constants sur le Plio-Pléistocène. Les marqueurs-temps utilisés pour chacune des courbes correspondent aux maxima de chute (en rouge) et aux Maximum Flooding Surface ou MFS (en bleu).

La géométrie résultante des dépôts varie fortement d'une courbe eustatique à l'autre (fig. 7.3). La position des *offlap-breaks* des lignes-temps dessinées sur la bathymétrie prédite montre deux configurations. Dans le cas de la simulation avec la courbe de [Haq et al., 1987] (A), nous observons une segmentation de la position de ces *offlap-breaks* : ils s'alignent sur des segments orientés alternativement vers la côte ou le bassin, correspondant aux 5 cycles eustatiques majeurs (et aux cycles successivement progradants-aggradant). La géométrie des *offlap-breaks* modélisée dans le second cas (B) se distingue par une 'continuité' beaucoup plus nette : les *offlap-breaks* s'alignent sur une courbe montrant une progradation initiale, suivie d'une tendance pro-aggradante.

En effet, tandis que la fréquence des cycles eustatiques de la seconde courbe est supérieure à celle de Haq, les amplitudes des cycles sont inférieures. L'ampleur des mouvements successifs du niveau de base est réduite et l'évolution résultante visible des *offlap-breaks* présente alors logiquement de plus petits déplacements, et sur la sismique une courbure visiblement plus régulière.

Or, l'évolution spatio-temporelle des *offlap-breaks* repérée sur la sismique (fig. 7.4) se rapproche fortement de la géométrie simulée avec la courbe eustatique suivant les variations de $\delta^{18}O$. A notre échelle de temps et de résolution, la courbe de 3ème ordre de Haq semble donc induire des biais en mettant l'accent sur ces 5 cycles eustatiques majeurs, qui ne correspondent pas à une réalité géologique. L'empreinte des cycles de dépôts haute résolution n'est pas prise en compte : de grandes chutes du niveau marin créent artificiellement des surfaces d'érosion majeure. La haute résolution des données de $\delta^{18}O$ permet d'individualiser de plus nombreux cycles de transgression/régression (hautes fréquences des oscillations eustatiques) et donc de surfaces de dépôt/érosion, qui ont effectivement été mises en évidence au Quaternaire [?], [Rabineau, 2001], [Rabineau et al., 2005], [Jouet, 2007].

On peut noter ici que les *toplaps* visibles sur la sismique ne sont probablement que des *toplaps* apparents liés à la faible résolution de la sismique.

Nous avons extrait les bathymétries, teneur en sable et faciès issus de ces simulations au niveau de différents puits fictifs le long du profil (fig. 7.3). Les MFS (bleu) et FS (rouge) correspondant à chacune des courbes eustatiques sont superposés aux différents puits. Si les mêmes tendances se retrouvent d'une simulation à l'autre, dans le détail, on observe des différences dans la distributions verticales des bathymétries de dépôts, des lithologies (faciès et teneur en sable). La position des surfaces d'érosion associées aux MFS et FS est également différente d'une simulation à l'autre.

L'influence de la courbe eustatique en entrée du modèle a donc un impact fort sur les géométries sédimentaires simulées, sur la distribution spatiale des lithologies (sable/argile par exemple), et sur l'ampleur et le lieu de l'érosion qui peuvent y être associés...Le choix de la courbe eustatique en entrée du modèle est donc crucial dans la reconstitution de l'architecture sédimentaire.

Des simulations testant les hypothèses de subsidence de [Rabineau, 2001] et de [Duvail et al., 2005], avec la courbe eustatique haute résolution ont alors été réalisées (fig.7.5). Elles aboutissent aux mêmes conclusions que les précédentes simulations avec la courbe de Haq et al. [1987] quant à la subsidence. L'évolution des flux sédimentaires reste également identique.

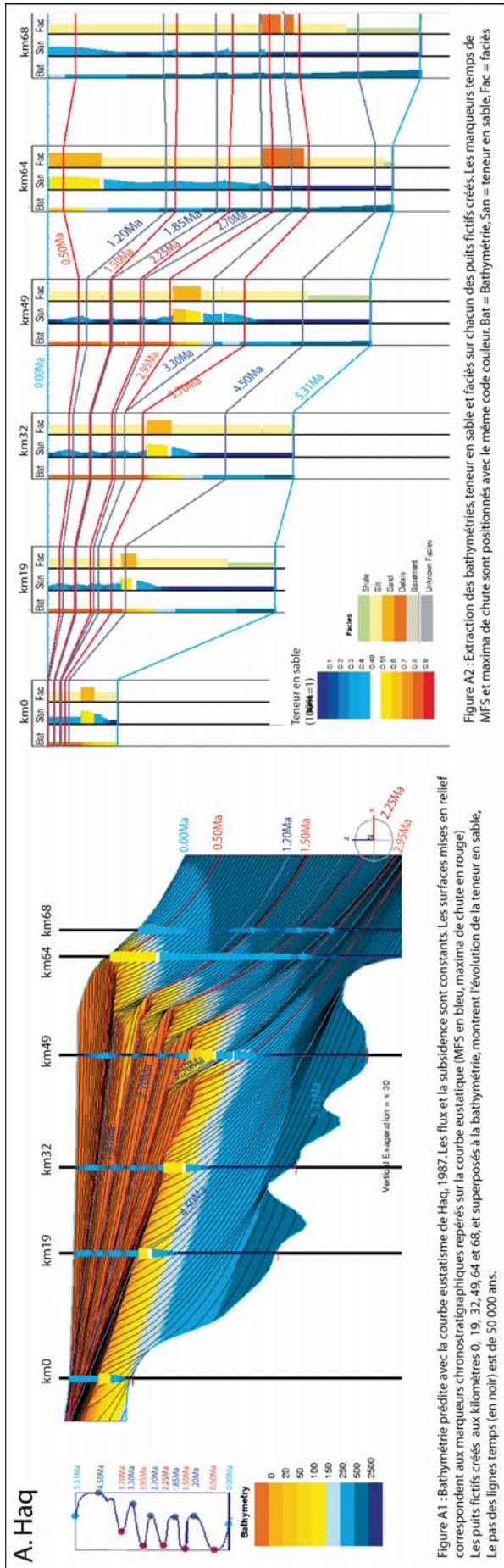


Figure A1 : Bathymétrie prédite avec la courbe eustatique de Haq, 1987. Les flux et la subsidence sont constants. Les surfaces mises en relief correspondent aux marqueurs chronostratigraphiques repérés sur la courbe eustatique (MFS en bleu, maxima de chute en rouge). Les puits fictifs créés, aux kilomètres 0, 19, 32, 49, 64 et 68, et superposés à la bathymétrie, montrent l'évolution de la teneur en sable. Le pas des lignes temps (en noir) est de 50 000 ans.

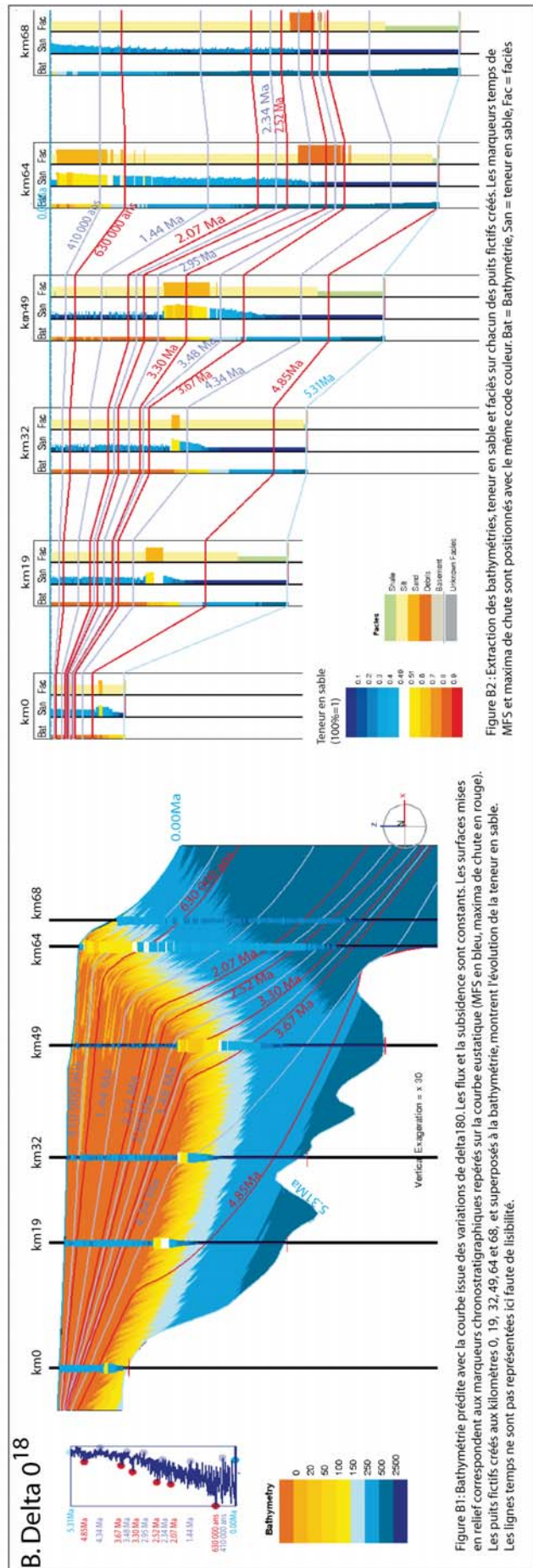


Figure B1 : Bathymétrie prédite avec la courbe issue des variations de delta 18O. Les flux et la subsidence sont constants. Les surfaces mises en relief correspondent aux marqueurs chronostratigraphiques repérés sur la courbe eustatique (MFS en bleu, maxima de chute en rouge). Les puits fictifs créés aux kilomètres 0, 19, 32, 49, 64 et 68, et superposés à la bathymétrie, montrent l'évolution de la teneur en sable. Les lignes temps ne sont pas représentées ici faute de lisibilité.

FIGURE 7.3 – La courbe eustatique en entrée du modèle : comparaison des simulations stratigraphiques du profil LRM18 à subsidence constante avec la courbe des variations du niveau marin de [Haq et al., 1987] (A) et une courbe reconstruite à partir des variations de $\delta^{18}O$ de [Lisiecki and Raymo, 2005] (B).

Comparaison de 2 simulations selon 2 courbes eustatiques, tout autre paramètre égal. Les flux et la subsidence sont constants. Les modélisations sont effectuées avec un pas de 10 000 ans. Les figures, A1, A2 se rapportent à la simulation réalisée avec la courbe de 3ème ordre de Haq. Les figures B1, B2 sont obtenues avec la courbe eustatique suivant les variations de delta¹⁸ des données de Lisiecki et Raymo.

Figure A2 : Extraction des bathymétries, teneur en sable et faciès sur chacun des puits fictifs créés. Les marqueurs temps de MFS et maxima de chute sont positionnés avec le même code couleur. Bat = Bathymétrie, San = teneur en sable, Fac = faciès

Figure B2 : Extraction des bathymétries, teneur en sable et faciès sur chacun des puits fictifs créés. Les marqueurs temps de MFS et maxima de chute sont positionnés avec le même code couleur. Bat = Bathymétrie, San = teneur en sable, Fac = faciès

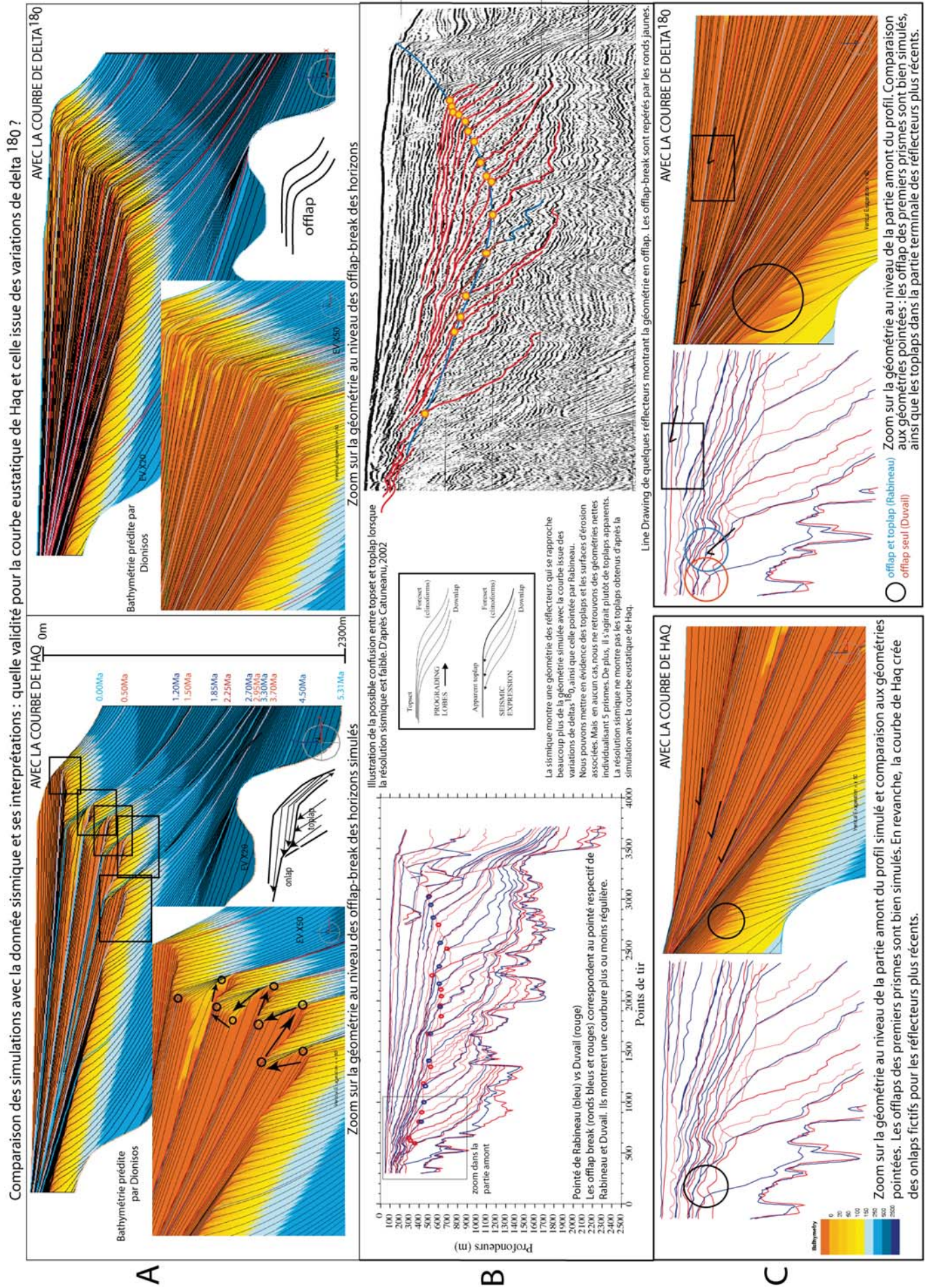


FIGURE 7.4 – Zoom sur la géométrie restituée des réflecteurs confrontée à la donnée sismique afin de comparer l'influence des courbes du niveau marin en entrée du modèle.

Comparaison des résultats de simulation à subsidence constante et variable en considérant une courbe eustatique issue des variations de $\delta^{18}O$.

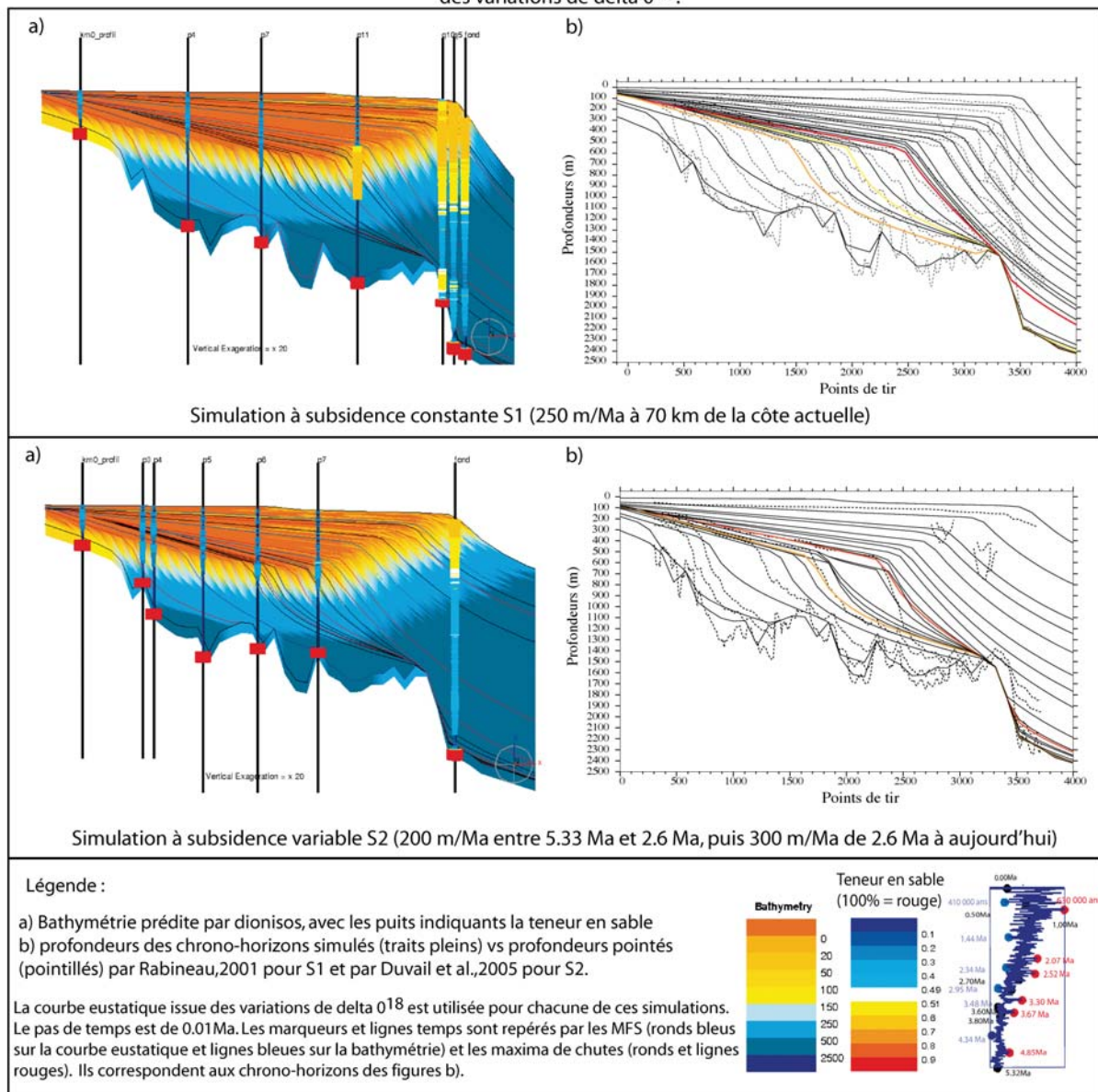


FIGURE 7.5 – Comparaison des simulations stratigraphiques du profil LRM18 à subsidence constante (A) et variable (B) avec une courbe eustatique issue des données de $\delta^{18}O$ de [Lisiecki and Raymo, 2005] en entrée du modèle. Les profondeurs des horizons simulés sont replacées sur la coupe verticale du profil (converti en profondeur métrique) pour être comparées aux profondeurs des réflecteurs pointés sur la sismique (en grisés). En orange les chrono-horizons à 3.8 Ma, en rouge les chrono-horizons à 2.6 Ma.

Ces travaux ont montré que l'hypothèse de subsidence constante ([Rabineau, 2001]) permet de restituer les géométries sédimentaires, notamment l'aggradation des *offlap-breaks* observée après la phase de progradation des prismes (A de la fig. 7.2 et S1 de la fig. 7.5).

Une subsidence variable [Duvail et al., 2005] restitue également l'architecture des dépôts à condition que la subsidence initiale (post-messinienne) soit d'au moins 200m/Ma et l'accélération à 2.6Ma inférieure à 100m/Ma (B de la fig. 7.2 et S2 de la fig. 7.5). Ces résultats tendent à privilégier l'hypothèse d'une subsidence constante depuis 5 Ma et quantifiée à 250 m/Ma à 70 km de la côte actuelle à partir d'un point de basculement situé à 13 km en amont de la côte actuelle.

Les flux sédimentaires montrent alors une augmentation autour de 3.8 Ma.

Ces simulations montrent en outre que les oscillations repérées dans la *Shelf Break Trajectory* sur la fig. 5.9 au chapitre 5) correspondent bien aux variations eustatiques.

Elles remettent également en question la validité de la résolution de la courbe eustatique de 3ème ordre de [Haq et al., 1987] pour des études à l'échelle des 5 derniers Ma. Une courbe d'ordre supérieur, issue des variations de $\delta^{18}O$ (d'après les données de [Lisiecki and Raymo, 2005]) semble préférable à cette résolution d'étude : elle permet une meilleure restitution des géométries de nos réflecteurs sismiques (fig. 7.3 et fig. 7.4).

7.1.2 Estimation des taux de basculement plio-pléistocène en 3D

La subsidence plio-pléistocène s'avère constante dans le temps sur un profil 2D. Mais peut-on appliquer la méthode de [Rabineau, 2001] à des plans ? Nous avons voulu quantifier la subsidence moyenne plio-pléistocène en valeur angulaire sur chacun de nos intervalles stratigraphiques. Restreignant l'extension de nos surfaces (converties en profondeurs métriques) au domaine de plate-forme, nous les avons alors assimilées à des plans inclinés grâce au logiciel Sonarcope, puis estimé leurs pentes (tab. 7.2). La différence de pente entre chaque plan incliné et la pente moyenne du fond actuel nous a alors permis d'évaluer les taux de basculement sur chaque intervalle stratigraphique. Ces résultats sont présentés dans le tableau tab. 7.3 : **la plate-forme a subi un basculement constant depuis 2.6 Ma avec un taux moyen de 0,16°/Ma.**

Surfaces	Pentes du Plateau	Direction de la pente
Fond	0,046366°	-54,7981° N
Q5	0,116367°	-67,2209°N
Q10	0,196210°	-71,8068°N
PXX	0,324210°	-62,6911°N
P11	0,457007°	-68,5076°N

TABLE 7.2 – Pente moyenne des plateaux successifs depuis P11(2.6Ma). La plate-forme de chaque surface a été assimilée à un plan incliné avec Sonarscope.

Intervalles stratigraphiques	Durée (Ma)	Angle de basculement avec le fond	Taux de basculement
Q5-Fond	0,45	0,070001°	0,155°/Ma
Q10-Fond	0,90	0,149844°	0,166°/Ma
PXX-Fond	1,60	0,277844°	0,173°/Ma
P11-Fond	2,60	0,410641°	0,158°/Ma

TABLE 7.3 – Taux de basculement de la plate-forme par rapport au fond actuel depuis 2.6Ma. La plate-forme de chaque surface a été assimilée à un plan incliné avec Sonarscope.

NB : une différence d'angle de 0.01° correspond à un dénivelé de 0,17m (17 cm) à une distance de 1000m.

Les valeurs estimées précédemment, correspondent aux angles de plus grande pente et donc à la subsidence maximale. Elles ne tiennent pas compte des variations éventuelles de subsidence dans l'espace.

Afin d'appréhender les variations locales éventuelles, nous avons repositionné sur un même graphique (en msdt) les pointés de chacune des discontinuités majeures sur différents profils (selon la distance à la côte) (fig. 7.6). Ces graphiques nous permettent de visualiser les grandes tendances dans la topographie et de mettre en évidence les variations et anomalies locales de profondeurs selon la répartition spatiale des profils.

Lorem ipsum dolor sit amet, consectetur adipiscing elit. Ut purus elit, vestibulum ut, placerat ac, adipiscing vitae, felis. Curabitur dictum gravida mauris. Nam arcu libero, nonummy eget, consectetuer id, vulputate a, magna. Donec vehicula augue eu neque. Pellentesque habitant morbi tristique senectus et netus et malesuada fames ac turpis egestas. Mauris ut leo. Cras viverra metus rhoncus sem. Nulla et lectus vestibulum urna fringilla ultrices. Phasellus eu tellus sit amet tortor gravida placerat. Integer sapien est, iaculis in, pretium quis, viverra ac, nunc. Praesent eget sem vel leo ultrices bibendum. Aenean faucibus. Morbi dolor nulla, malesuada eu, pulvinar at, mollis ac, nulla. Curabitur auctor semper nulla. Donec varius orci eget risus. Duis nibh mi, congue eu, accumsan eleifend, sagittis quis, diam. Duis eget orci sit amet orci dignissim rutrum.

- Les pentes des *topset* de P7 sont très similaires sur la partie proximale des profils, à l'exception du profil LRM02 qui montre une morphologie de P7 bombée. Les profondeurs de P7 au niveau des profils LRM 10, 14 et 18 restent assez semblables mais la profondeur de P7 sur le profil LRM10 est plus grande. A 50 km de la côte, la surface extraite du profil LRM18 montre une seconde rupture de pente similaire à celle observée sur LRM28. La surface P7 sur les profils LRM 06, 32 et 36 affichent des profondeurs croissantes

- La pente moyenne des *topset* de P11 est identique sur l'ensemble des profils excepté sur les profils LRM02 et LRM06. Sur le premier, la morphologie de P11 en aval (jusqu'à 20 km de la côte) est particulièrement bombée (comme à P7), tandis que sur le second, la topographie de P11 apparaît creusée à une distance d'environ 10 km de la côte. Les profondeurs de P11 sur les profils LRM10, 14 et 18 sont, comme pour Q10 et Q5, très similaires, montrant là aussi les profondeurs les plus élevées; sur LRM28 et 32, P11 se situe à une profondeur intermédiaire et reste à une altitude plus élevée sur le profil LRM36.

- La pente de Q10 est identique sur l'ensemble de ces profils. On distingue cependant les profils LRM10, 14 et 18 montrant une topographie extrêmement similaire et des profondeurs toujours supérieures à celles des profils LRM28, 32, 06, 36. La profondeur de Q10 sur ces derniers indiquent des profondeurs progressivement décroissantes.

- Les pentes des *topset* de Q5 sont semblables sur l'ensemble des profils. Le profil LRM28 se situe à des profondeurs intermédiaires, encadré de part et d'autre par les profils LRM10, 14 et 18 en position plus basse, et les profils LRM02, 06, 32 et 36 situés à des profondeurs moins élevées.

Au cours du Plio-Pléistocène, à un temps donné (réflecteur donné), on observe la même pente des *topsets* sur la plupart des profils.

En revanche, à un temps donné les profondeurs sont variables d'un profil à l'autre. Mais les profondeurs relatives des profils restent identiques dans le temps. L'ensemble des discontinuités sur les profils LRM10, 14, 18 (au centre de la plate-forme) sont ainsi toujours situés à des profondeurs plus importantes par rapport aux autres profils. A l'inverse, les discontinuités repérées sur les profils LRM32 et 36 conservent une altitude plus grande depuis le substratum jusqu'à aujourd'hui.

Cela confirme un taux de basculement plio-pléistocène de la plate-forme constant dans le temps, exception faite au niveau de l'extrême Ouest de la plate-forme occidentale du Roussillon (profil LRM02). Début Pliocène, le littoral face aux Pyrénées subit en effet des mouvements différentiels locaux avec un bombement clairement visible dans la morphologie de la MES, P7 et P11. Ce réajustement est éventuellement à relier à l'exhumation des Pyrénées autour de 5 Ma [Mauffret et al., 2001], [Gorini et al., 2005]. Si le taux de basculement est invariable depuis 5 Ma, la subsidence, elle, varie dans l'espace (en fonction de la distance au point de basculement) : elle est plus forte au centre du bassin, et plus faible sur les bords, notamment côté rhodanien.

7.1.3 Le cas de la Surface d'Erosion Messinienne (MES)

La partie inférieure de la fig. 7.6 montre les profils topographiques du substratum et de la MES.

Le premier élément remarquable dans la topographie de la MES est son allure générale de profil de rivière quel que soit le profil considéré. Les cours d'eau modifient en effet la forme de leur lit soit par érosion, soit par dépôt, leur pente longitudinale variant en fonction de la résistance du lit et du débit ordinaire du cours d'eau [Guglielmini, 1697]. Les eaux tendent ainsi à donner au lit d'un fleuve un profil longitudinal concave (courbe généralement asymptotique avec diminution progressive de la pente vers son débouché naturel, en l'occurrence ici la mer), caractérisé par une pente forte en amont et faible en aval [Schumm, 1977].

Une fois la morphologie de la MES simplifiée avec un profil moyen, il ressort une concavité du plateau interne, passant à un profil convexe sur la plate-forme externe, autour d'un point situé à 42 km de la côte actuelle environ. On remarque toutefois que la MES sur le profil LRM02 n'obéit pas à cette morphologie commune mais montre à l'inverse un profil convexe avec un bombement maximal à 12 km de la côte.

La flexure diminue graduellement depuis le profil LRM06 jusqu'au profil LRM18 avec des points de rupture (pointillés) qui varient entre 30 et 50 km de la côte. Les profils LRM28 et LRM10 montrent un profil topographique très similaires (degré de pente et position des points de rupture de pente), même si la profondeur de la MES est inférieure sur le profil LRM28. Les profils topographiques moyens de la MES sur les profils LRM28, 32 et 36 s'avèrent également relativement proches les uns des autres.

Ces observations suggèrent un axe de soulèvement (flèche sur la fig.) situé à environ 42 km du trait de côte actuel. Les concavités de la MES pourraient représenter les soulèvements isostatiques de la plate-forme liés à la chute du niveau marin, à l'érosion associée et au dépôt d'évaporites dans le bassin.

Les topographies du substratum sont très hétérogènes d'un profil à l'autre. Elles sont très semblables sur les profils LRM 02, 32 et 36 et l'on peut également groupées celles des profils LRM10, 14 et 18, montrant des profondeurs

relativement grandes liées au Graben Central. Le profil LRM28 montre, quant à lui, une morphologie moins accidentée située à des profondeurs moyennes par rapport à l'ensemble des autres profils. En revanche la morphologie extraite du profil LRM06 se distingue particulièrement des autres avec une dépression de substratum très marquée (1500 mstd) très proche (15 km) de la côte pyrénéenne. Les profondeurs relatives des profils sont similaires à celles repérées au Plio-Pléistocène.

De plus, si l'on attribue les convexités de la MES à des réajustements isostatiques au Messinien, ceux-ci doivent également être visibles dans la morphologie du substratum. Sur les profils les plus longs, on peut effectivement observer une géométrie relativement similaire à celle de la MES. Les profils LRM10, 14, 18 et 28 montrent en effet une concavité en amont (autour du km 20) puis un domaine relativement plat (entre les km 20 et 45) suivi d'une forme convexe particulièrement marquée sur le profil LRM28. Cela ne serait pas incohérent avec le soulèvement suggéré au km 42 d'après la morphologie de la MES. Cependant la lecture est rendue difficile par les hauts et bas de socle particulièrement marqués.

7.2 Simulations de l'évènement messinien

Il s'agit ici de tester les différents scénarios de crise.

Mais de nombreux paramètres, qui ne sont pas toujours bien contraints, sont à prendre en compte. Dans cette première partie, nous n'avons donc pas cherché à contraindre au mieux ces paramètres mais à mieux comprendre la sensibilité du modèle à ces paramètres. Nous avons donc cherché à comparer l'impact de différents paramètres en entrée du modèle sur les géométries et les amplitudes de dépôt et d'érosion.

7.2.1 Paramètres invariants des simulations

La géométrie du bassin, la topographie initiale, la subsidence et les sources ont été définies tels qu'illustrés sur la fig. 7.7.

Le bassin est modélisé avec une géométrie rectangulaire de 450 km X 250 km et une maille de 5x5 km. Nous avons considéré une topographie pré-messinienne similaire à l'actuel avec un domaine de plate-forme, de pente et de bassin (A de la fig. 7.7). Nous avons adopté les valeurs de subsidence plio-pléistocènes du plateau, c'est-à-dire un basculement régulier de 250 m/Ma à 70 km du trait de côte actuel et les avons prolongées dans le bassin. Trois sources d'apports terrigènes ont été définies, le Rhône, les fleuves languedociens et les fleuves pyrénéens avec les contributions approximatives respectives de 65%, 30% et 5% du flux entrant total. Etant donné la répartition et l'ampleur des incisions messiniennes pyrénéo-languedociennes et rhodaniennes, nous considérons en effet un apport rhodanien (alpin) deux fois plus important par rapport aux autres sources, avec une contribution des fleuves pyrénéens identique à l'actuel, c'est-à-dire 5% d'après les études en cours de S. Molliex.

Les coefficients de diffusions ont été calculés par Dioniso pour chaque lithologie à partir des pentes de la topographie initiale définies en entrée du modèle. Le flux d'eau, caractérisant l'efficacité de transport, est constant sur l'intervalle de temps de simulation.

7.2.2 Premiers tests : influence de la paléobathymétrie initiale du bassin et de l'amplitude de chute du niveau marin

Nous appliquons ici :

- un flux constant de $15\,500\text{ km}^3/\text{Ma}$ (ordre de grandeur des flux plio-pléistocènes moyens estimés),
- une flexure 3D élastique avec une épaisseur élastique équivalente de 30 km, intermédiaire entre les valeurs de [Watts and Burov, 2003] et [McKenzie, 2003] (cf chapitre 2),
- des taux d'érosion maximum fixés à 1000 m/Ma pour le sable et 100 m/Ma pour les argiles.

Des incisions de plus de 1000 m de profondeurs ont en effet été observées au niveau du canyon messinien du Rhône [Clauzon, 1982]. L'argile, dont les particules sont plus fines que celles du sable, est plus cohésive, et d'autant plus difficile à éroder d'après le diagramme de [Hjulström, 1939] et de [Sundborg, 1956] (cf [Friedman and Sanders, 1978]). Son érosion nécessite des débits de fleuve plus forts, donc plus de temps. Le taux d'érosion qui lui est associé est donc plus faible. Dans le modèle, la vitesse d'altération est constante en milieu continentale et décroît de manière exponentielle en domaine marin afin de tenir compte de la diminution des agents altérants tels que les vagues ou les organismes vivants lorsque la bathymétrie augmente [Granjeon, 1996].

La profondeur initiale du bassin n'est pas bien contrainte. Nous choisissons d'effectuer des simulations avec 3 paléobathymétries pré-messiniennes successives : 1500 m, 2500 m et 3500 m (fig. 7.8).

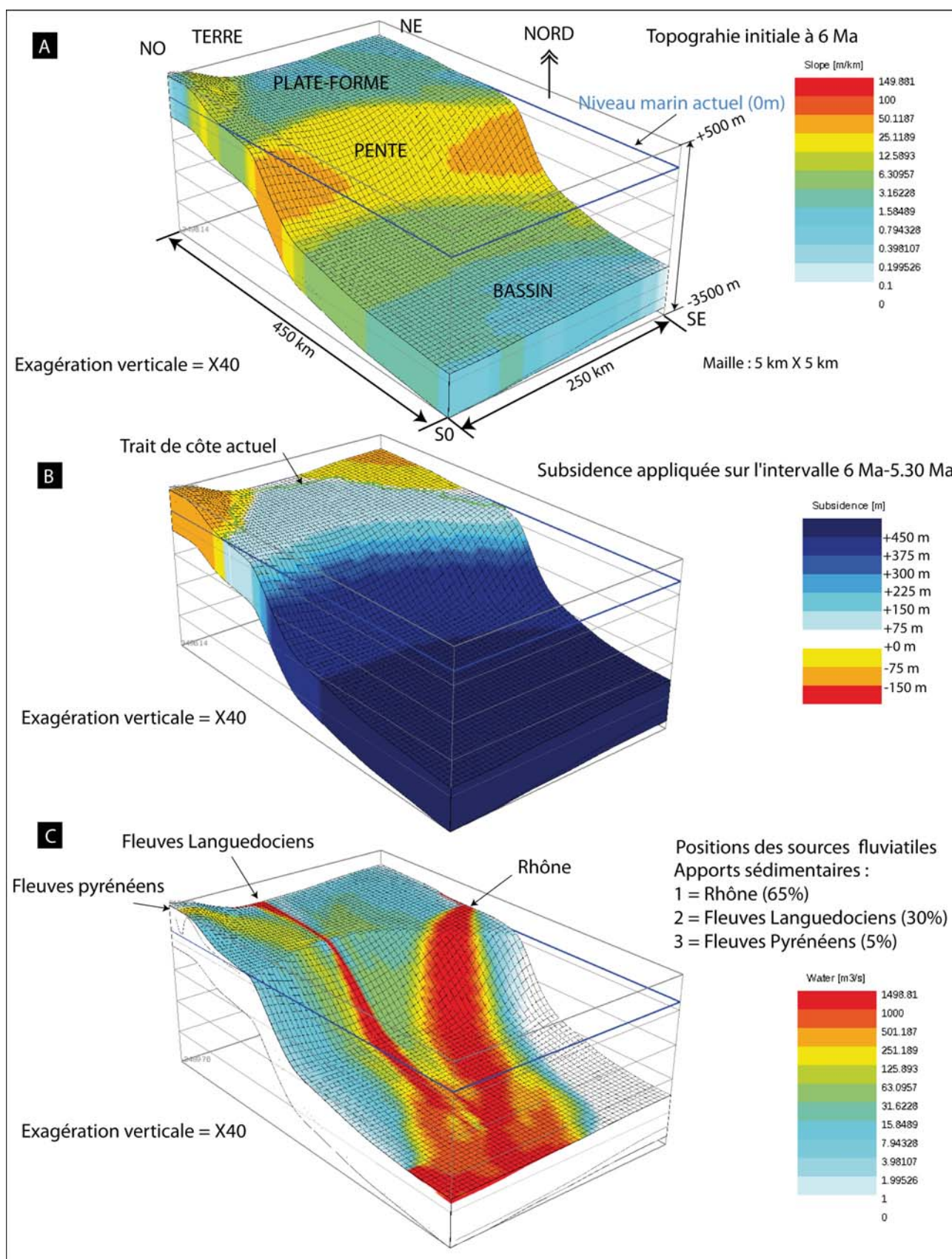


FIGURE 7.7 – Représentation géographique des paramètres invariants des simulations.

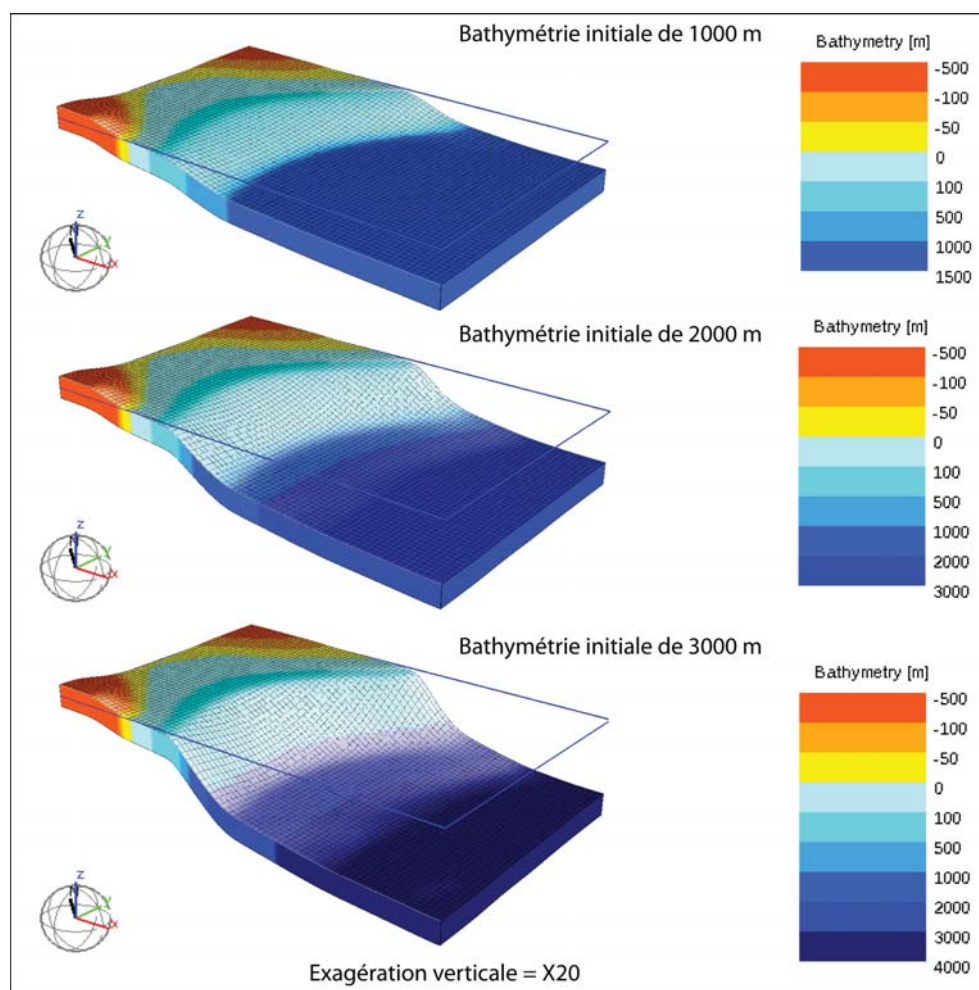


FIGURE 7.8 – Les 3 configurations bathymétriques initiales du bassin (1000, 2000 et 3000m) testées dans nos simulations. Le zéro niveau marin en début de simulation est indiqué en bleu.

Suivant un scénario de chute en 2 temps [Clauzon et al., 1996], les amplitudes de chutes associées de 100+100m, 100m+500m, puis 100m+1000m et 100m+1500m (fig. 7.9) sont testées pour chacune de ces configurations afin de simuler le dépôt des unités détritiques issu de l'érosion et du démantèlement de la marge miocène.

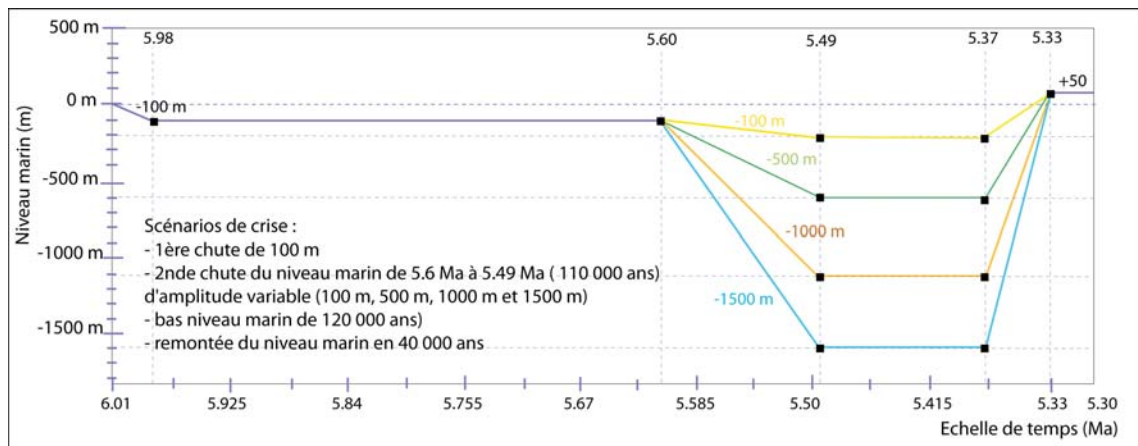


FIGURE 7.9 – Les différents scénarios de chute du niveau marin testés dans les simulations. Les amplitudes de la deuxième chute (majeure) du niveau marin varient de 100m à 1500m. Cette chute s'effectue de 5.6 Ma (d'après le scénario de [Bache et al., 2012b]) à 5.49 Ma (110 000 ans). Le bas niveau marin dure 120 000 ans. La remontée du niveau marin s'effectue en une seule phase de 40 000 ans.

Suivant un scénario de chute du niveau marin en 2 temps [Clauzon, 1982], [Clauzon et al., 1996], les modélisations montrent d'une manière générale qu'en haut niveau marin (relatif) précédant la crise, le plateau prograde et de petits prismes sableux se mettent en place face aux sources. En début d'une première chute mineure du niveau marin (-100m), se forment des prismes de rebord de plate-forme qui progradent ensuite durant la chute du niveau marin, ainsi que des dépôts en pied de pente. Une seconde chute de très forte amplitude (-1000 m) entraîne une érosion des prismes précédemment mis en place en amont et un creusement important au débouché des fleuves. En bas niveau marin, les prismes sableux progradent, et un dépôt simultané s'effectue en pied de pente et dans le bassin (fig. 7.10).

Lorem ipsum dolor sit amet, consectetur adipiscing elit. Ut purus elit, vestibulum ut, placerat ac, adipiscing vitae, felis. Curabitur dictum gravida mauris. Nam arcu libero, nonummy eget, consectetuer id, vulputate a, magna. Donec vehicula augue eu neque. Pellentesque habitant morbi tristique senectus et netus et malesuada fames ac turpis egestas. Mauris ut leo. Cras viverra metus rhoncus sem. Nulla et lectus vestibulum urna fringilla ultrices. Phasellus eu tellus sit amet tortor gravida placerat. Integer sapien est, iaculis in, pretium quis, viverra ac, nunc. Praesent eget sem vel leo ultrices bibendum. Aenean faucibus. Morbi dolor nulla, malesuada eu, pulvinar at, mollis ac, nulla. Curabitur auctor semper nulla. Donec varius orci eget risus. Duis nibh mi, congue eu, accumsan eleifend, sagittis quis, diam. Duis eget orci sit amet orci dignissim rutrum.

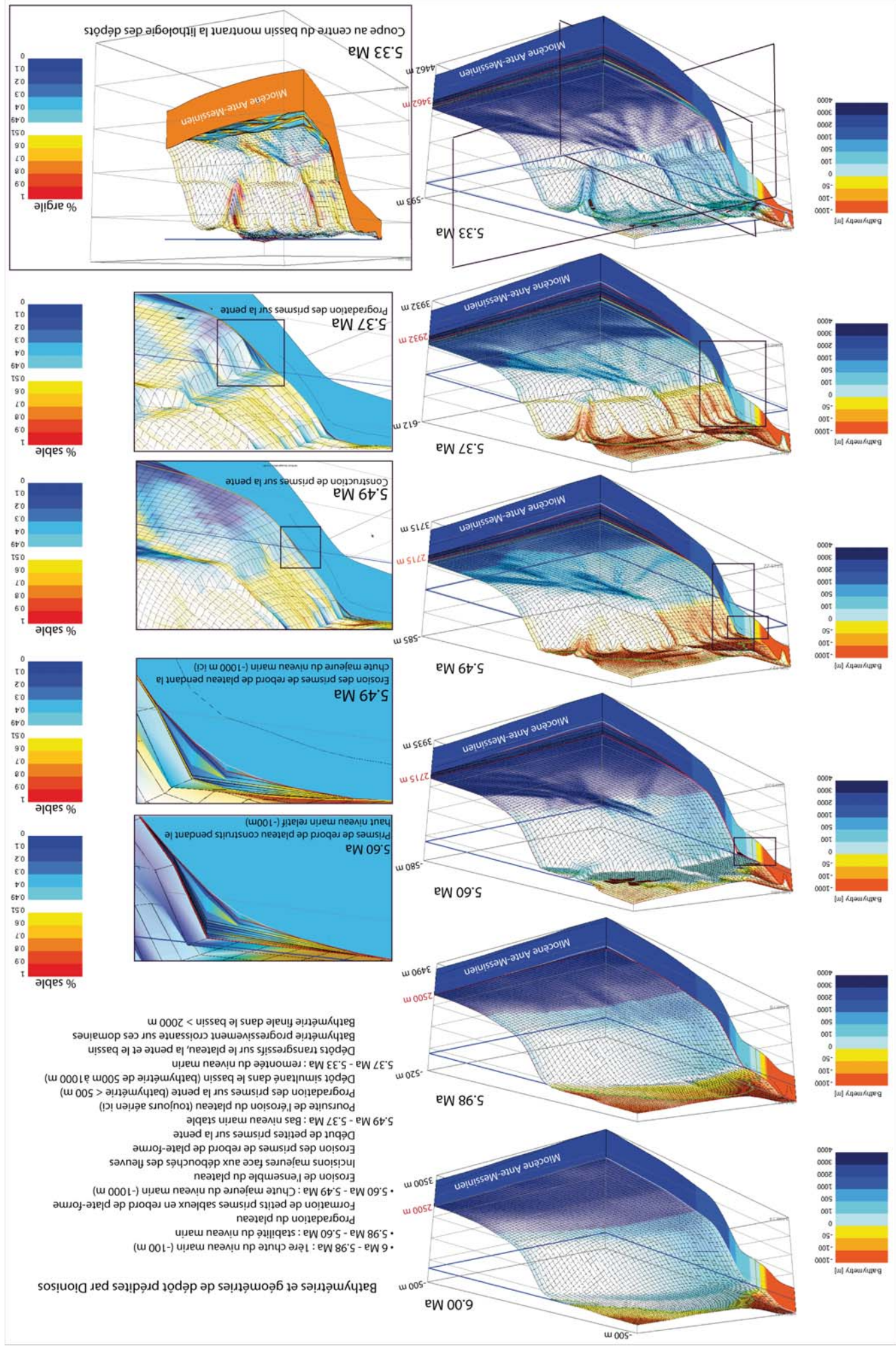


FIGURE 7.10—Exemple du modèle général de dépôt suivant un scénario de chute du niveau marin en 2 temps, d'abord mineure (100 m), puis de forte amplitude (1000 m). Ici la bathymétrie initiale du bassin est de 2500 m et les flux sont constants (15 500 km³ / Ma).

7.2.2.1 Résultats : Epaisseurs déposées et érodées selon l'amplitude de chute et la paléobathymétrie

La fig. 7.11 représente les épaisseurs finales de sédiments déposées dans les différentes configurations des scénarios de la fig. 7.9. Le flux entrant est identique dans tous ces tests. Ces cartes représentent les dépôts résultant du couple érosion/dépôt. Les épaisseurs sont négatives lorsque l'érosion prédomine et positives lorsque le dépôt est supérieur à l'érosion. Notons qu'ici le taux d'érosion maximum est fixé à 1000 m/Ma. Les épaisseurs résultantes minimum, maximum et moyennes sont indiquées sur chacune des cartes.

Lorem ipsum dolor sit amet, consectetur adipiscing elit. Ut purus elit, vestibulum ut, placerat ac, adipiscing vitae, felis. Curabitur dictum gravida mauris. Nam arcu libero, nonummy eget, consectetuer id, vulputate a, magna. Donec vehicula augue eu neque. Pellentesque habitant morbi tristique senectus et netus et malesuada fames ac turpis egestas. Mauris ut leo. Cras viverra metus rhoncus sem. Nulla et lectus vestibulum urna fringilla ultrices. Phasellus eu tellus sit amet tortor gravida placerat. Integer sapien est, iaculis in, pretium quis, viverra ac, nunc. Praesent eget sem vel leo ultrices bibendum. Aenean faucibus. Morbi dolor nulla, malesuada eu, pulvinar at, mollis ac, nulla. Curabitur auctor semper nulla. Donec varius orci eget risus. Duis nibh mi, congue eu, accumsan eleifend, sagittis quis, diam. Duis eget orci sit amet orci dignissim rutrum.

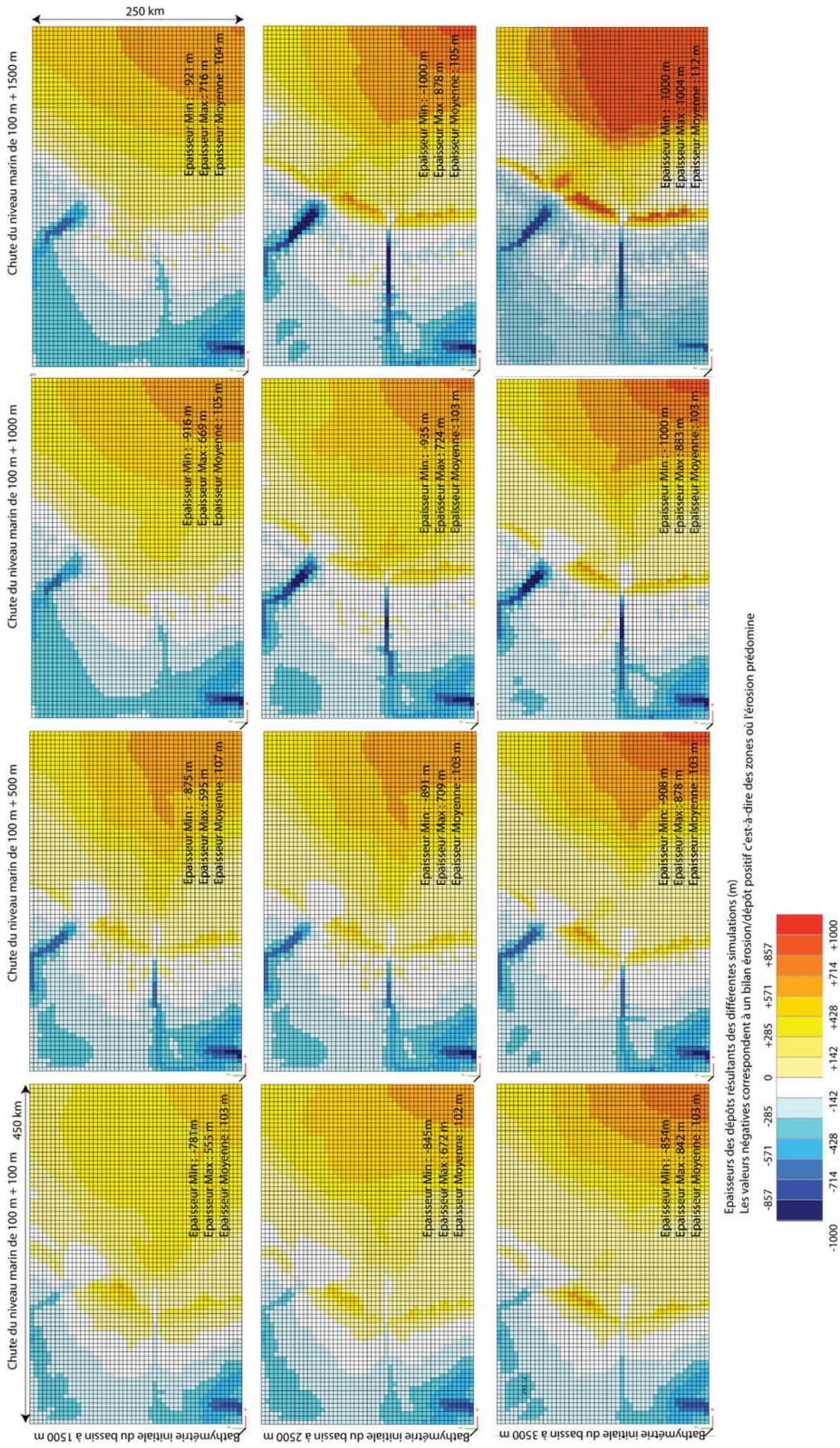


FIGURE 7.11 – Cartes des épaisseurs de sédiments finales déposés pendant la crise messinienne selon les scénarios de crise de la fig. 7.9) : ce sont les paléobathymétries initiales du bassin et les amplitudes de chute qui varient ici. Tous les autres paramètres (taux d'érosion, flux, subsidence etc...) sont constants. L'échelle de couleur est identique sur toutes les cartes.

- Pour une bathymétrie initiale du bassin de 1500 m :
 - les épaisseurs déposées dans le bassin augmentent avec l'amplitude de chute du niveau marin : elles atteignent 716 m pour une chute de 1500 m ;
 - la plate-forme est érodée avec un gradient globalement décroissant d'amont en aval (entre 500 m et 0, hors talwegs des fleuves) et l'amplitude de l'érosion sur la plate-forme interne augmente avec l'amplitude de chute du niveau marin ;
 - l'érosion est maximale au niveau des talwegs des fleuves (face aux 3 sources).
 - le bilan érosion/dépôt présente des valeurs extrêmes (-921 m / +716 m) lorsque l'amplitude de chute du niveau marin est maximale (1500 m en l'occurrence ici) ;
 - les valeurs moyennes des épaisseurs finales de sédiments restent relativement constante (autour de 104 m) quelle que soit l'amplitude de chute, les zones où l'érosion prédomine contrebalançant les zones où le dépôt est privilégié.

- Pour une bathymétrie initiale du bassin de 2500 m :
 - les épaisseurs déposées dans le bassin augmentent avec l'amplitude de chute du niveau marin : elles atteignent plus de 1000 m pour une chute de 1500 m ;
 - la plate-forme est érodée avec un gradient globalement décroissant d'amont en aval (entre 500 m et 0, hors talwegs des fleuves) ;
 - l'érosion est maximale au niveau des talwegs des fleuves (face aux 3 sources), elle augmente de 845 m à 1000 m avec l'amplitude de chute du niveau marin. Le taux d'érosion maximum fixé en entrée du modèle étant de 1000 m/Ma, on atteint ce seuil lorsque le niveau marin chute de 1500 m.
 - le bilan érosion/dépôt présente des valeurs extrêmes (-1000 m / 878 m) lorsque l'amplitude de chute du niveau marin est maximale (1500 m en l'occurrence ici) ;
 - les valeurs moyennes des épaisseurs finales de sédiments restent relativement constante (autour de 104 m) quelle que soit l'amplitude de chute, les zones où l'érosion prédomine contrebalançant les zones où le dépôt est privilégié.

- Pour une bathymétrie initiale du bassin de 3500 m :
 - les épaisseurs déposées dans le bassin augmentent avec l'amplitude de chute du niveau marin : elles atteignent plus de 1000 m pour une chute de 1500 m ;
 - la plate-forme est érodée avec un gradient globalement décroissant d'amont en aval (entre 500 m et 0, hors talwegs des fleuves) ;
 - l'érosion est maximale au niveau des talwegs des fleuves (face aux 3 sources), elle augmente de 834 m à 1000 m avec l'amplitude de chute du niveau marin. Le taux d'érosion maximum fixé en entrée du modèle étant de 1000 m/Ma, on atteint ce seuil lorsque le niveau marin chute de 1000 m (et non 1500 m comme précédemment).
 - le bilan érosion/dépôt présente des valeurs extrêmes (-1000 m / 1004 m) lorsque l'amplitude de chute du niveau marin est maximale (1500 m) ;
 - les valeurs moyennes des épaisseurs finales de sédiments augmentent ici lorsque le niveau marin chute de 1500 m, l'érosion étant limitée, elle ne contrebalance plus l'ampleur des dépôts.

- Une chute du niveau marin donné dépose une quantité de sédiments proportionnelle à la bathymétrie initiale du bassin :
 - ainsi une chute de 100 m dans un bassin initialement profond de 2500 m suffit ici à déposer 840 m de sédiments dans le bassin (à comparer au 555 m de sédiment déposé au maximum si la bathymétrie est de 1500 m) ;
 - érode proportionnellement à la bathymétrie du bassin. Cependant, ici, le maximum d'érosion (1000 m/Ma) est atteint pour une chute de 1000 m avec une bathymétrie initiale de 3500 m ou une chute de 1500 m dans un bassin profond de 2500m. Ici, on s'aperçoit que le taux maximum d'érosion fixé en entrée du modèle est un facteur fortement limitant. Il est ici très sous-estimé : si des incisions de plus de 1000 m sont visibles sur le plateau, la crise durant 700 000 ans, le taux d'érosion maximum réaliste en entrée du modèle doit être supérieur à 1500 m/Ma (voir le 3ème test plus loin).

Ainsi, pour résumer :

- **Pour un flux et une bathymétrie du bassin donnés :**
 - les épaisseurs maximales sont déposées dans le bassin, ainsi qu'au niveau des prismes de rebord de plate-forme.
 - l'amplitude de l'érosion augmente avec l'amplitude de chute notamment au niveau des incisions fluviales où elle est maximale (on s'y attendait !).
 - si le taux d'érosion maximal n'est pas atteint, les épaisseurs moyennes de dépôts s'avèrent similaires quelle que soit la profondeur initiale du bassin et l'amplitude de chute du niveau marin.
- **Pour un flux donné et une amplitude de chute identique, les épaisseurs déposées et l'amplitude des incisions semblent augmenter avec la bathymétrie initiale du bassin.**

Que se passe-t-il si les apports sédimentaires augmentent ?

7.2.3 2ème test : Influence des apports sédimentaires

- Considérant un bassin pré-messinien profond de 1500 m et une chute du niveau marin de 1500 m, on effectue un premier test où les apports fluviaux augmentent. Deux simulations sont réalisées : la première avec un flux à $15\,500\text{ km}^3/\text{Ma}$ puis la seconde avec un flux (qui a plus que doublé) à $35\,000\text{ km}^3/\text{Ma}$.

La fig. 7.12 montre les étapes successives du remplissage du bassin, les bathymétries de dépôts associées et les cartes d'épaisseurs finales de dépôt pour chacune de ces simulations.

La répartition des dépôts reste identique, mais on voit que les épaisseurs moyennes déposées augmentent (102 à 232 m) du même facteur que l'augmentation des apports sédimentaires. Les épaisseurs maximum mesurées dans le bassin augmentent d'un quart environ (200 m).

Les épaisseurs minimum (négatives car correspondant à des zones où l'érosion prend le pas sur la sédimentation), quant à elles, diminuent de 921 m à 904 m : cette diminution est clairement visible au niveau des dépôts dans les incisions fluviales de plate-forme et de pente liées à la chute du niveau marin. Les taux d'érosion, la chute du niveau marin et la bathymétrie initiale du bassin étant identiques d'une simulation à l'autre, cette diminution signifie un comblement plus important des incisions fluviales. Ce comblement s'effectue à la fois pendant la chute du niveau marin (l'incision du Rhône dans la simulation de droite est très peu visible), mais également pendant la remontée du niveau marin sur la pente. Les dépôts transgressifs comblent ainsi l'incision languedocienne. Seule l'incision par la source pyrénéenne est conservée ici (au-dessus du niveau marin final).

- Dans un second test considérant un bassin pré-messinien profond de 3500 m et une chute du niveau marin de 1500 m, on réalise deux simulations : les flux d'abord fixés à $15\,500\text{ km}^3/\text{Ma}$ sont quasiment multipliés par 4 pour atteindre $60\,000\text{ km}^3/\text{Ma}$.

La fig. 7.13 compare le remplissage du bassin, les bathymétries de dépôts associées et les cartes d'épaisseurs sédimentaires résultantes de ces variations de flux.

On y observe, comme précédemment, que les épaisseurs moyennes finales sont multipliées par 4, proportionnellement au facteur d'augmentation des flux entrants. Les épaisseurs finales maximales ont quasiment doublé lorsque les flux ont été multipliés par 4. Les incisions rhodanienne et languedocienne de la plate-forme sont également moins prononcées lorsque les flux sont plus forts car très rapidement comblées.

Les épaisseurs sédimentaires déposées dans le bassin sont proportionnelles aux apports sédimentaires entrants. Une augmentation des flux d'un facteur quelconque entraîne une augmentation des épaisseurs sédimentaires finales moyennes du même facteur, et cela, quelles que soient la bathymétrie initiale du bassin. En outre, des flux particulièrement élevés semblent combler très vite les incisions fluviales de chute du niveau marin, ne leur laissant pas le temps de se développer et les dépôts transgressifs alors importants finissent par les masquer totalement.

Lorem ipsum dolor sit amet, consectetur adipiscing elit. Ut purus elit, vestibulum ut, placerat ac, adipiscing vitae, felis. Curabitur dictum gravida mauris. Nam arcu libero, nonummy eget, consectetuer id, vulputate a, magna. Donec vehicula augue eu neque. Pellentesque habitant morbi tristique senectus et netus et malesuada fames ac turpis egestas. Mauris ut leo. Cras viverra metus rhoncus sem. Nulla et lectus vestibulum urna fringilla ultrices. Phasellus eu tellus sit amet tortor gravida placerat. Integer sapien est, iaculis in, pretium quis, viverra ac, nunc. Praesent eget sem vel leo ultrices bibendum. Aenean faucibus. Morbi dolor nulla, malesuada eu, pulvinar at, mollis ac, nulla. Curabitur auctor semper nulla. Donec varius orci eget risus. Duis nibh mi, congue eu, accumsan eleifend, sagittis quis, diam. Duis eget orci sit amet orci dignissim rutrum.

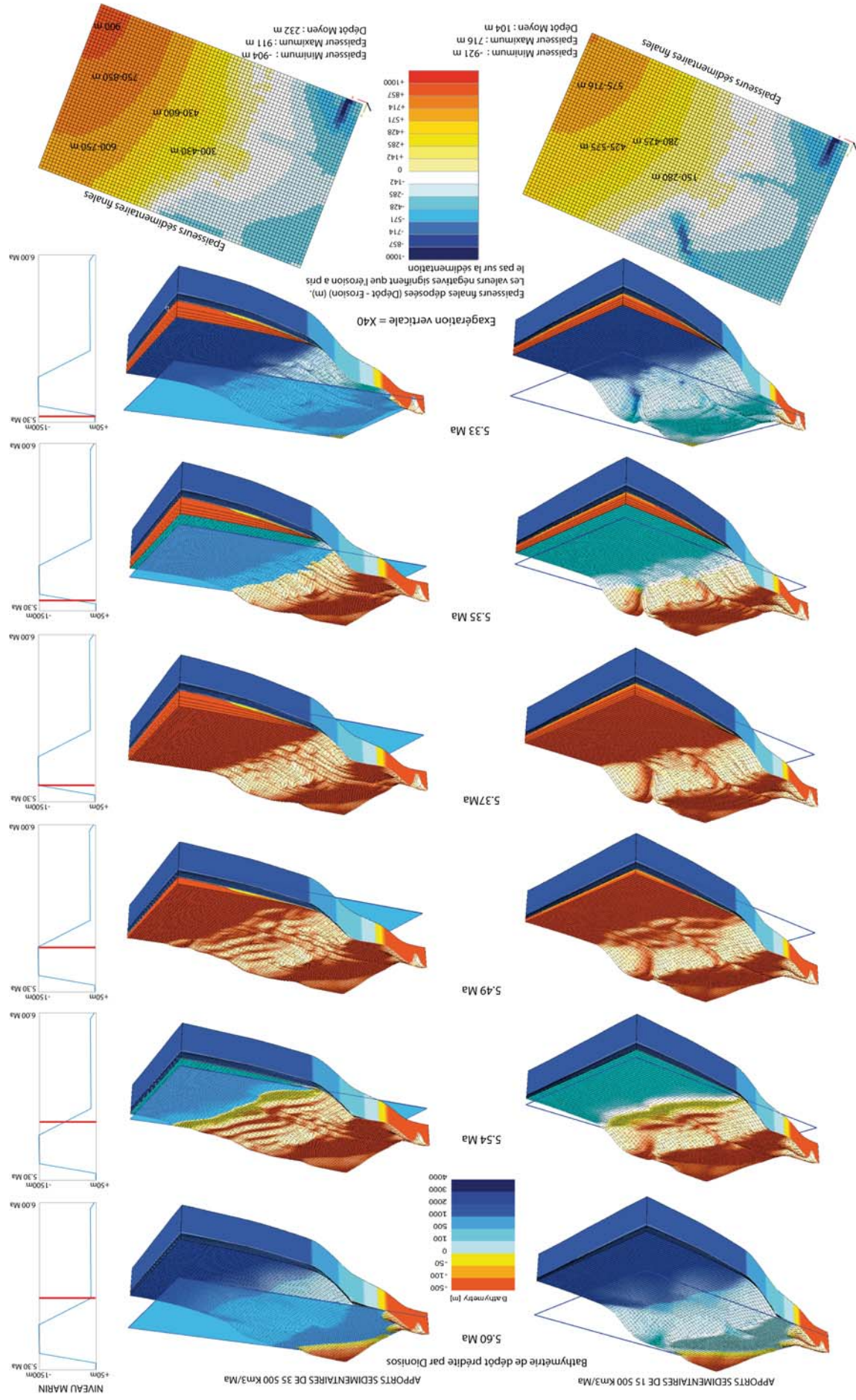


FIGURE 7.12 – Enregistrement de la sédimentation et bathymétries prédites par Dionisos pendant la crise messinienne dans un scénario de crise considérant une paléobathymétrie initiale du bassin de 1500 m et une chute du niveau marin de 1500m (fig. 7.9). Seuls les flux changent entre la simulation de gauche (15 500 km³/Ma) et de droite (35 000 km³/Ma). Les cartes des épaisseurs finales de sédiments déposées dans chacune de ces simulations sont illustrées en bas de la figure.

Lorem ipsum dolor sit amet, consectetur adipiscing elit. Ut purus elit, vestibulum ut, placerat ac, adipiscing vitae, felis. Curabitur dictum gravida mauris. Nam arcu libero, nonummy eget, consectetuer id, vulputate a, magna. Donec vehicula augue eu neque. Pellentesque habitant morbi tristique senectus et netus et malesuada fames ac turpis egestas. Mauris ut leo. Cras viverra metus rhoncus sem. Nulla et lectus vestibulum urna fringilla ultrices. Phasellus eu tellus sit amet tortor gravida placerat. Integer sapien est, iaculis in, pretium quis, viverra ac, nunc. Praesent eget sem vel leo ultrices bibendum. Aenean faucibus. Morbi dolor nulla, malesuada eu, pulvinar at, mollis ac, nulla. Curabitur auctor semper nulla. Donec varius orci eget risus. Duis nibh mi, congue eu, accumsan eleifend, sagittis quis, diam. Duis eget orci sit amet orci dignissim rutrum.

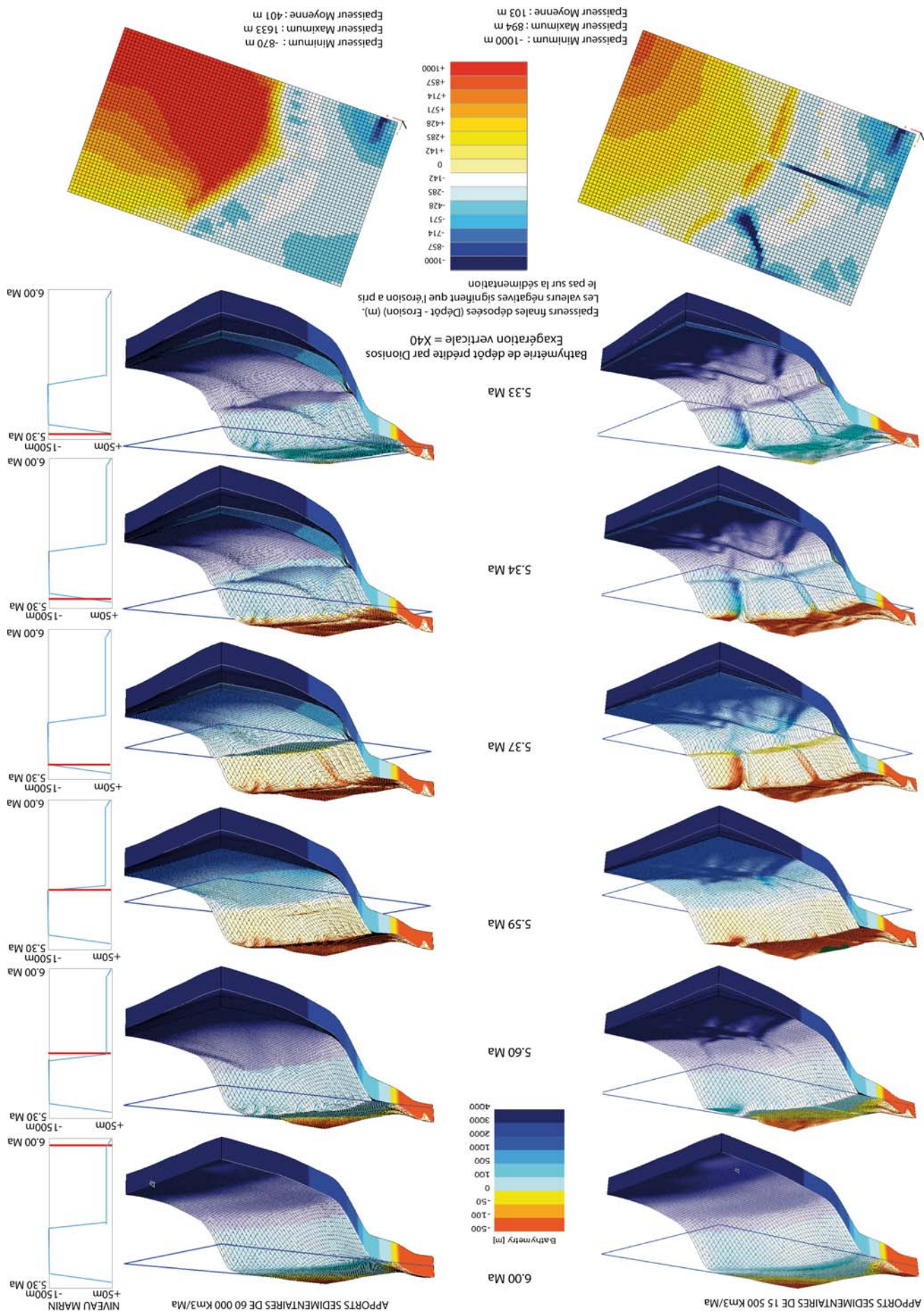


FIGURE 7.13 – Enregistrement de la sédimentation et bathymétries prédites par Dionisios pendant la crise messinienne dans un scénario de crise (fig. 7.9) de crise considérant une paléobathymétrie initiale du bassin de 3500 m et une chute du niveau marin de 1500m (fig. 7.9). Seuls les flux changent entre la simulation de gauche (15 000 km³/Ma) et de droite (60 000 km³/Ma). Les cartes des épaisseurs finales de sédiments déposés dans chacune de ces simulations sont illustrées en bas de la figure.

7.2.4 3ème test : Influence des taux d'érosion maximum

Jusqu'ici on ne permettait que 1000 m/Ma d'érosion pour les sables et 100 m/Ma pour les argiles. Cela implique que l'érosion n'augmentait pas au-delà de ces limites, quelle que soit l'amplitude de chute du niveau marin (nous avons vu que nous avons atteint ce seuil sur la fig. 7.11). Nous augmentons maintenant ces taux respectifs à 2500 m/Ma (nous avons estimé un taux d'érosion Messinien à 2200 m/Ma, cf fig.6.23) et 1000 m/Ma. Pour ce test, nous adoptons alors un scénario de crise avec une bathymétrie du bassin initialement profonde (3500 m) et une chute du niveau marin de 1500 m. Ce choix se justifie par les fig. 7.13 et fig. 7.11 indiquant que, dans cette configuration, l'érosion maximale simulée est bloquée par la valeur donnée en entrée du modèle.

Lorem ipsum dolor sit amet, consectetur adipiscing elit. Ut purus elit, vestibulum ut, placerat ac, adipiscing vitae, felis. Curabitur dictum gravida mauris. Nam arcu libero, nonummy eget, consectetuer id, vulputate a, magna. Donec vehicula augue eu neque. Pellentesque habitant morbi tristique senectus et netus et malesuada fames ac turpis egestas. Mauris ut leo. Cras viverra metus rhoncus sem. Nulla et lectus vestibulum urna fringilla ultrices. Phasellus eu tellus sit amet tortor gravida placerat. Integer sapien est, iaculis in, pretium quis, viverra ac, nunc. Praesent eget sem vel leo ultrices bibendum. Aenean faucibus. Morbi dolor nulla, malesuada eu, pulvinar at, mollis ac, nulla. Curabitur auctor semper nulla. Donec varius orci eget risus. Duis nibh mi, congue eu, accumsan eleifend, sagittis quis, diam. Duis eget orci sit amet orci dignissim rutrum.

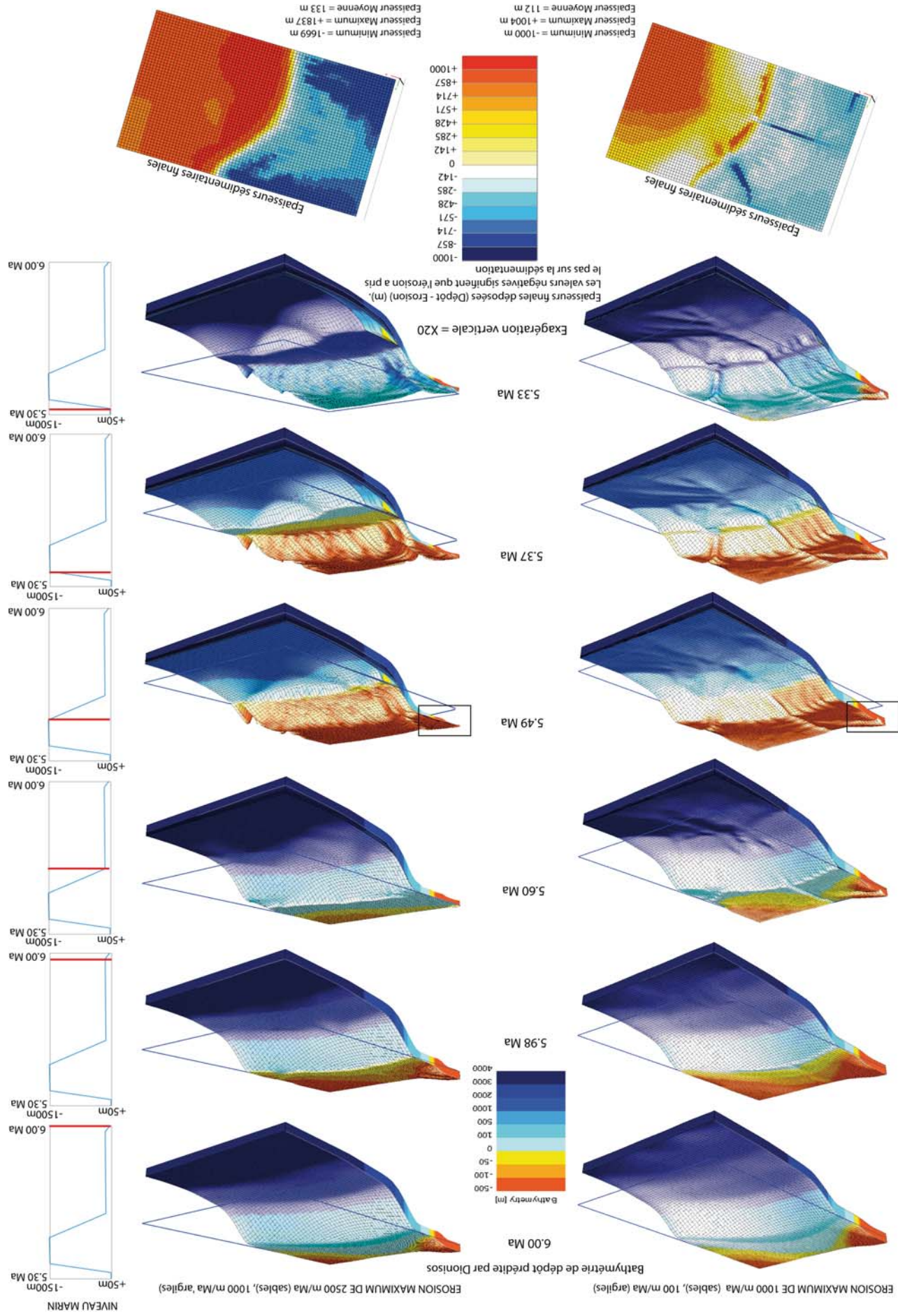


FIGURE 7.14 – Enregistrement de la sédimentation et bathymétries prédites par Dionisos pendant la crise messinienne dans un scénario de crise (fig. 7.9) considérant une paléobathymétrie initiale du bassin de 3500 m et une chute du niveau marin de 1500m. Seuls les taux d'érosion maximum changent entre la simulation de gauche (1000 m/Ma pour le sable et 100 m/Ma pour l'argile) et de droite (2500 m/Ma et 1 000 m/Ma pour les 2 même lithologies). Les cartes des épaisseurs finales de sédiments déposés dans chacune de ces simulations sont illustrées en bas de la figure.

Un taux d'érosion supérieur (fig. 7.14) résulte en une construction plus large d'un plateau à mi-pente, les prismes de bas niveau marin sur la pente étant alimentés par les produits de l'érosion, progradent beaucoup plus. Les incisions de plate-forme sont également beaucoup moins localisées face aux sources, plus nombreuses (entre 5.49 Ma - 5.37 Ma) et plus profondes (1669 m *vs* 1000 m pour les incisions maximales soit une augmentation de presque 40%). Les épaisseurs *ante*-messiniennes résultantes sur la plate-forme sont beaucoup plus faibles voire inexistantes (rectangles noirs), la plate-forme ayant été largement plus érodées (est-ce pour cela que les incisions semblent moins chenalisées?).

En adoptant des taux d'érosion respectifs de 2500 m/Ma et 1000 m/Ma pour les sables et les argiles, les dépôts sont nettement plus forts en pied de pente et dans le bassin : ils augmentent par endroit jusqu'à 40%. Les dépôts maximum atteignent en effet plus de 1837 m d'épaisseur (contre 1004 m lorsque le taux d'érosion est limité à 1000 m/Ma).

Les dépôts moyens résultants augmentent légèrement (de 112 m à 133m) puisque l'augmentation des dépôts du bassin est compensée par une érosion très supérieure sur le plateau. Les premiers prismes construits pendant la chute du niveau marin (5.60 Ma à 5.49 Ma) progradent fortement pendant le bas niveau marin (5.49 Ma à 5.37 Ma) sous une tranche d'eau inférieure à 200 m. Ils reçoivent en effet le matériel détritique issu de l'érosion du plateau qui est alors encore active.

Nous avons testé la même augmentation des taux d'érosion avec la même ampleur de chute du niveau marin, mais cette fois dans un bassin pré-messinien peu profond (1500 m). Les flux sont constants et fixés à $35\,500\text{ km}^3/\text{Ma}$. (fig. 7.15).

Lorem ipsum dolor sit amet, consectetur adipiscing elit. Ut purus elit, vestibulum ut, placerat ac, adipiscing vitae, felis. Curabitur dictum gravida mauris. Nam arcu libero, nonummy eget, consectetuer id, vulputate a, magna. Donec vehicula augue eu neque. Pellentesque habitant morbi tristique senectus et netus et malesuada fames ac turpis egestas. Mauris ut leo. Cras viverra metus rhoncus sem. Nulla et lectus vestibulum urna fringilla ultrices. Phasellus eu tellus sit amet tortor gravida placerat. Integer sapien est, iaculis in, pretium quis, viverra ac, nunc. Praesent eget sem vel leo ultrices bibendum. Aenean faucibus. Morbi dolor nulla, malesuada eu, pulvinar at, mollis ac, nulla. Curabitur auctor semper nulla. Donec varius orci eget risus. Duis nibh mi, congue eu, accumsan eleifend, sagittis quis, diam. Duis eget orci sit amet orci dignissim rutrum.

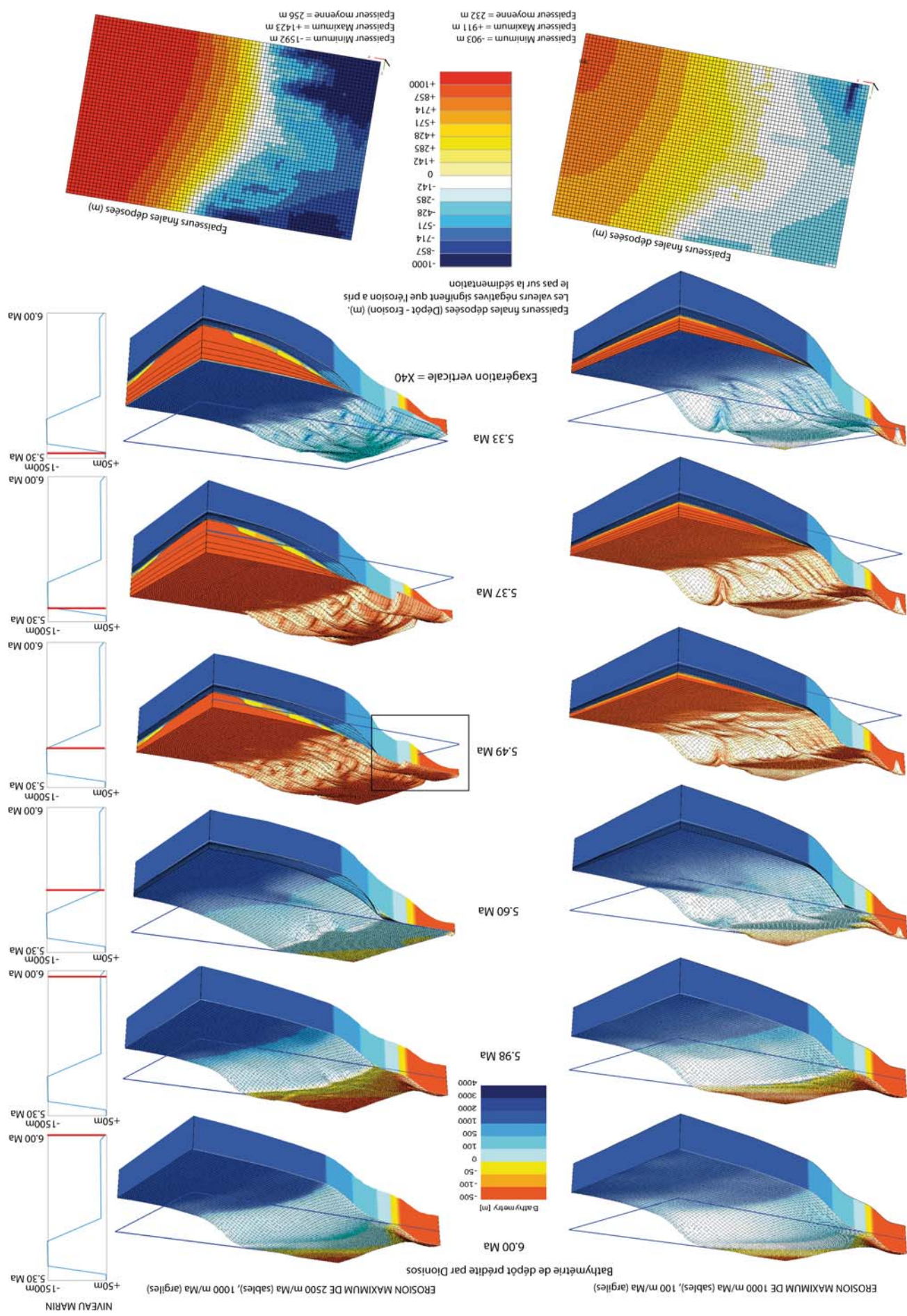


FIGURE 7.15 – Enregistrement de la sédimentation et bathymétries prédites par Dionisos pendant la crise messinienne dans un scénario de crise (fig. 7.9) considérant une paléobathymétrie initiale du bassin de 1500 m et une chute du niveau marin de 1500m. Seuls les taux d'érosion maximum changent entre la simulation de gauche (1000 m/Ma pour le sable et 100 m/Ma pour l'argile) et de droite (2500 m/Ma et 1000 m/Ma pour les 2 même lithologies). Les flux entrants sont constants et fixés à 35 500 km³/Ma. Les cartes des épaisseurs finales de sédiments déposées dans chacune de ces simulations sont illustrées en bas de la figure.

De la même manière que précédemment, le bilan érosion/dépôt montre des valeurs minimum, maximum et moyennes supérieures lorsque les taux d'érosion maximum sont plus forts.

La répartition des zones finales érodées et des zones de dépôts ne varie pas, mais l'ampleur du bilan érosion/dépôt augmente fortement. Jusqu'à 500 m (soit 35%) d'épaisseur de sédiments sont ainsi ajoutées dans le bassin (on passe de 911 m d'épaisseur à 1423 m au maximum) tandis que les incisions finales sur la plate-forme enregistrent des profondeurs presque 700 m (env. 40%) plus profondes (on passe de 903 m à 1592 m au maximum d'incision). Les incisions en amont sont donc plus importantes et transfèrent beaucoup plus de sédiments sur la pente et dans le bassin (sans que les apports fluviaux ne soient modifiés). Les épaisseurs résultantes moyennes, quant à elles, augmentent légèrement (environ 25 m passant de 232 m à 256 m).

On note ici que la bathymétrie initiale entraîne un dépôt deltaïque (sous une profondeur d'eau < 200 m) sur la pente et dans le bassin pendant la chute du niveau marin, puis un dépôt aérien pendant le bas niveau marin. On observe également qu'à 5.49 Ma, au bas niveau marin maximum, la flexure du substrat au niveau de la plate-forme est bien visible (encadrée en noir).

Le taux d'érosion maximal autorisé en entrée du modèle a donc une influence très forte sur la répartition des sédiments quelle que soit la bathymétrie initiale du bassin ou les apports sédimentaires. En conditions aériennes, l'érosion fluviale est capable d'inciser profondément les séries sous-jacentes et de fortement modifier le paysage. Elle transfère alors d'importante quantité de sédiments de la plate-forme au bassin et augmente considérablement les épaisseurs sédimentaires déposées en aval. On observe ainsi que si le taux d'érosion maximal en entrée de Dionisos passe de 1000 m/Ma à 2500 m/Ma pour les sables et de 100 m/Ma à 1000 m/Ma pour les argiles, l'épaisseur finale de sédiments déposés augmente de 10% en moyenne, mais peut atteindre 40% dans le bassin. Et la profondeur finale des incisions sur la plate-forme et la pente augmente d'un même ordre de grandeur.

7.2.5 4ème test : Influence des vitesses de chute et de remontée du niveau marin

7.2.5.1 Influence des vitesses de chute et durée du bas niveau marin

Nous avons testé 3 scénarios dont les débuts et durées de chute et de bas niveau varient (fig. 7.16). La durée de chute est progressivement décroissante (de A à C), tandis que la durée du bas niveau marin augmente à l'inverse (de A à C).

- En A, la chute majeure du niveau marin dure 110 000 ans, le bas niveau marin qui lui succède 120 000 ans,
 - En B, la chute majeure du niveau marin dure 60 000 ans, le bas niveau marin qui lui succède 170 000 ans,
 - En C, la chute majeure du niveau marin dure 10 000 ans, le bas niveau marin qui lui succède 40 000 ans.
- L'amplitude de chute du niveau marin est fixée à 1500 m et la bathymétrie initiale du bassin est fixée à 3500 m.

Les géométries et épaisseurs de dépôt résultantes sont comparées sur la fig. 7.17.

Les sédiments déposés dans le bassin pendant la chute du niveau marin progradent (entre les réflecteur rouge et jaune) proportionnellement à la durée de chute. Les sédiments déposés en bas niveau marin (entre les réflecteurs jaune et vert) se déposent ensuite par aggradation avec un volume (et une hauteur) proportionnelle à la durée du bas niveau marin.

Les prismes sur la pente, quant à eux, se forment pendant la chute du niveau marin mais progradent essentiellement pendant le bas niveau marin (entre réflecteur jaune et vert respectivement confondus avec les réflecteurs rouge et rose).

D'après les cartes d'épaisseurs finales, on observe que la régression la moins rapide, avec un bas niveau marin plus court (A) implique une érosion supérieure sur le plateau et un dépôt plus important au niveau des prismes sur la pente ainsi que dans le bassin. **Ce ne sont donc pas seulement l'ampleur et la vitesse de chute du niveau marin, mais également sa durée qui contrôlent l'ampleur de la sédimentation : une même amplitude de chute s'avère d'autant plus érosive qu'elle s'effectue sur une plus longue durée.**

7.2.5.2 Influence de la vitesse de remontée du niveau marin

Différents scénarios de remontée du niveau marin ont été testés (fig. 7.18 et fig. 7.19) :

- remontée relativement rapide en une seule phase (+1500 m en 40 000 ans) après un bas niveau marin de 220 000 ans (scénario 1),
- remontée relativement lente en une seule phase (+1500 m en 260 000 ans) immédiatement après la chute (scénario 2),
- remontée en 2 phases : une première relativement lente (+1000 m en 250 000 ans) puis une seconde rapide (+500 m en 10 000 ans) (scénario 3),
- remontée en 2 phases avec stabilisation du niveau marin entre ces 2 phases avec une première transgression lente

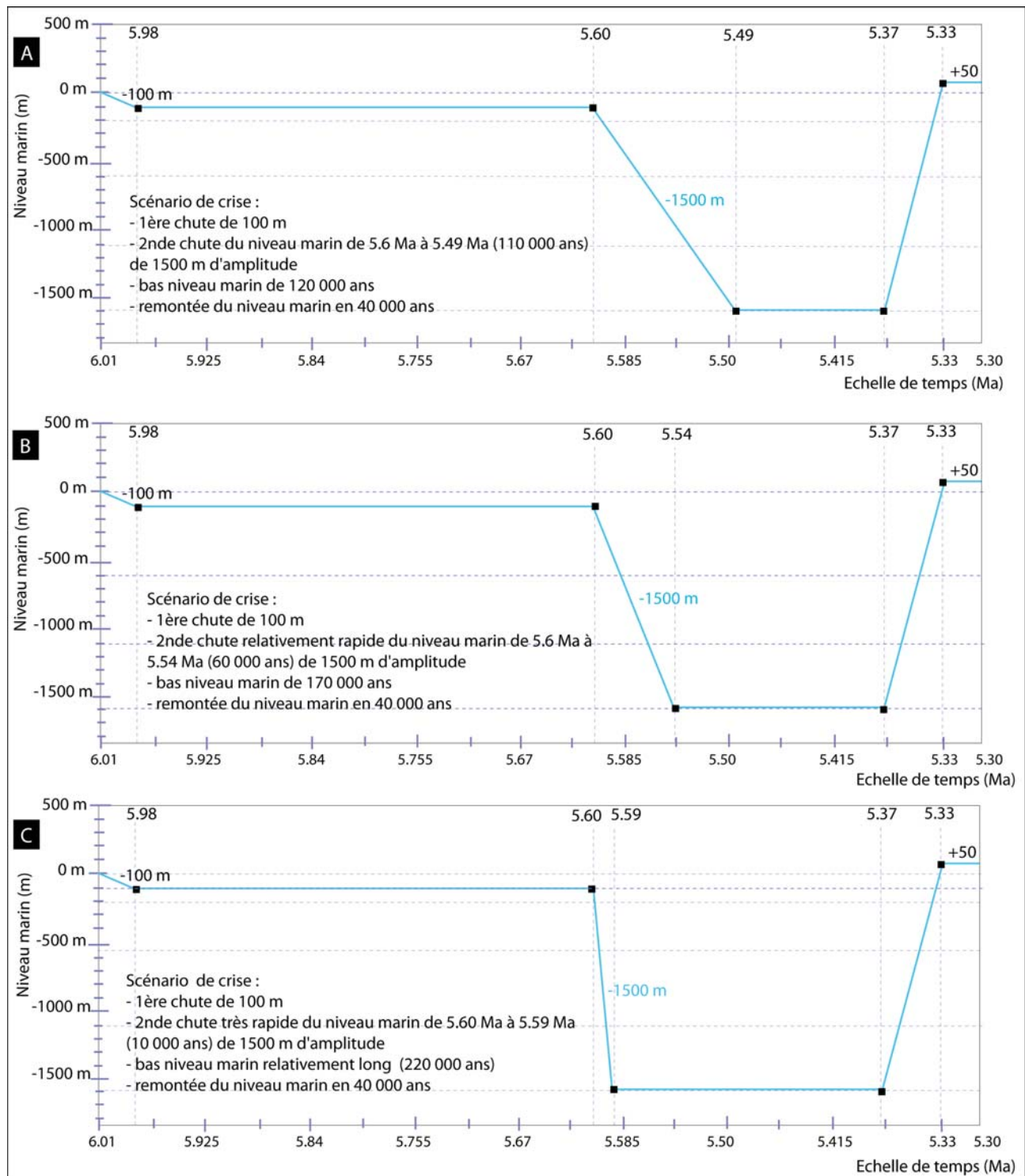


FIGURE 7.16 – Influence de la vitesse de chute du niveau marin et de la durée du bas niveau marin sur la sédimentation.

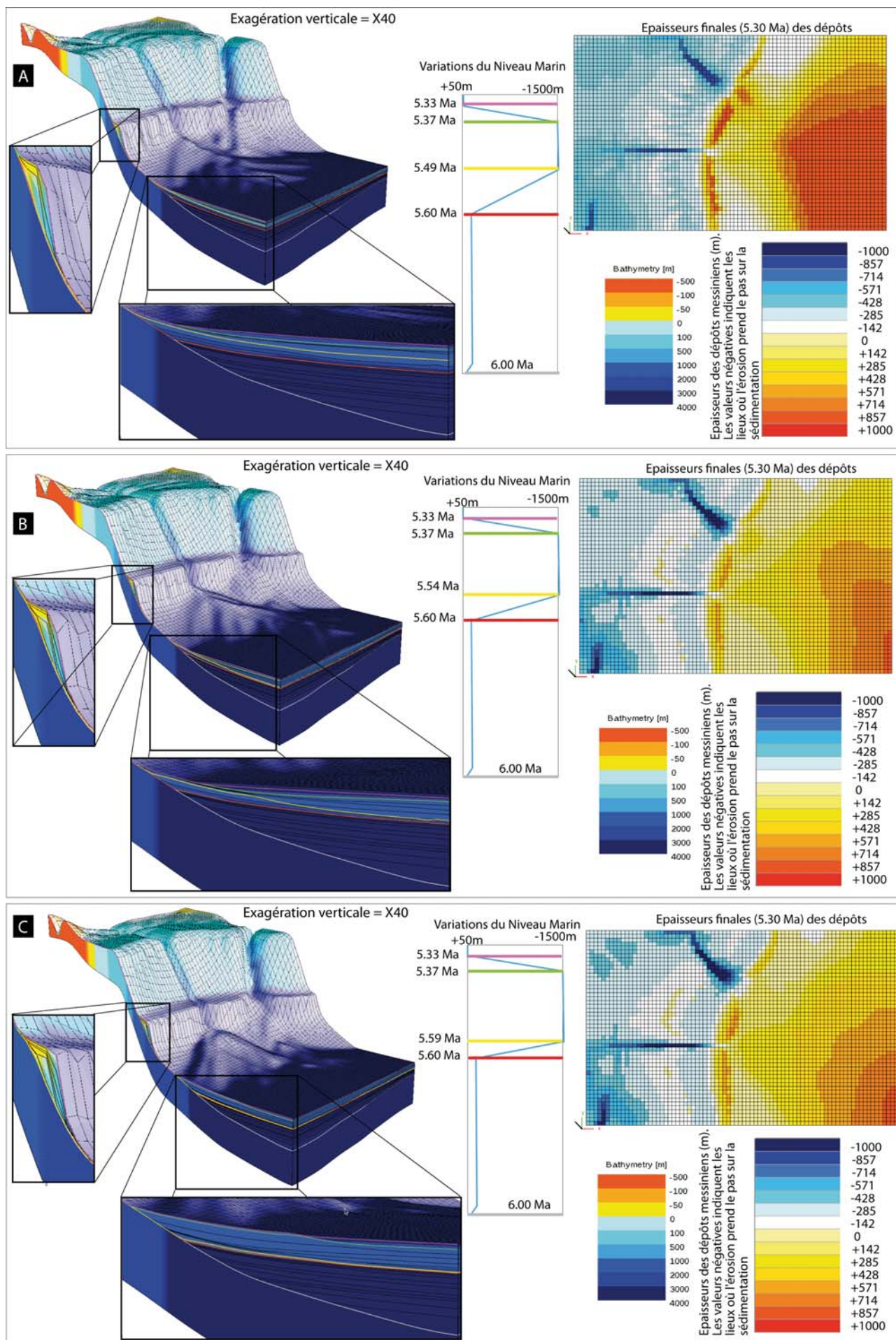


FIGURE 7.17 – Influence de la vitesse de chute du niveau marin et de la durée du bas niveau marin sur la sédimentation.

(+1000 m en 100 000 ans), un palier à -500 m de 150 000 ans, une seconde remontée rapide de +500 m en 10 000 ans (scénario 4).

La fig. 7.18 montre que :

- **L'épaisseur des dépôts transgressifs est d'autant plus faible que la remontée du niveau marin est courte et rapide** (scénario 1).
- **Pour une même durée de transgression continue (scénarios 2 et 3), la plus lente déposera globalement plus de sédiments** (comparer les cartes d'épaisseurs finales du scénario 2 et celle des dépôts de 5.59Ma à 5.34 Ma du scénario 3).

Si la transgression s'effectue immédiatement et de façon continue après la chute du niveau marin, une faible sédimentation sous la forme de petits prismes transgressifs rétrogradants est visible sur la pente (scénarios 2 et 3 de la fig. 7.19). En revanche, si un bas niveau marin (à -1500 m ici) précède la remontée du niveau marin, les prismes progradent et forment une rampe en pied de pente (scénarios 1 et 4 de la fig. 7.19). Lorsque la stabilisation du niveau marin est plus tardive, à un niveau bathymétrique supérieur (-500 m), des prismes se développent en haut de pente (visibles sur la carte d'épaisseur 5.49-5.34 Ma du scénario 4 sur la fig. 7.18). Ils s'avèrent relativement moins développés que les précédents en pied de pente (scénario 1), formant une rampe moins large, la stabilisation du niveau marin étant ici plus courte. L'ampleur et la position du cortège de bas niveau marin sont donc fonction du *timing* et de la durée du bas niveau marin (fig. 7.19).

7.2.5.3 Influence du ravinement par les vagues

En appliquant un ravinement par les vagues (dans une direction perpendiculaire à la pente et une profondeur d'action de 20 m), les reliefs sont visiblement aplanis et les prismes érodés sur la pente. On crée également une parasequence transgressive plus importante (correspondant à nos résidus d'abrasion -notre unité M3-) (fig. 7.20).

7.2.6 6^{ème} test : Dépôt évaporitiques (évaporites inférieures, halite et évaporites supérieures)

Les environnements des dépôts évaporitiques messiniens posent toujours question :

- les évaporites inférieures correspondent-elles à des dépôts de delta ou de turbidites profondes ?
- le sel et les évaporites supérieures se sont-ils déposés dans un bassin asséché ou rempli d'eau ? Sous quelles profondeurs d'eau ?

Les forages n'ont jamais atteint les évaporites inférieures des bassins profonds. En revanche, les évaporites supérieures y ont été échantillonnées au niveau du Sud des Baléares (Leg13, puit 124). Constituées d'alternances d'anhydrite et de stromatolites (caractéristiques d'environnements de dépôt arides et peu profonds de type Sebkhass) avec des niveaux marneux riches en faunes profondes et parfois dessalées. Entre 8 et 10 "cycles" de ce type y ont été observés. L'alternance de ces environnements peu profonds et profonds met en évidence l'existence de cycles de dessiccation et de réapprovisionnement en eau du bassin peu avant l'achèvement de la Crise de Salinité Messinienne. Ces évaporites supérieures ont également été échantillonnées dans le bassin de Méditerranée orientale sur plusieurs sites de forage [Hsü et al., 1978]. Au large de l'actuel delta du Nil, la formation de Rosetta surmonte les sédiments détritiques messiniens [Rizzini et al., 1978]. Epaisse de quelques dizaines de mètres et composée d'une alternance d'épaisses couches d'anhydrite et de fines couches d'argile, elle correspondrait aux évaporites supérieures [Barber, 1981].

La présence d'évaporites supérieures à la fois en Méditerranée orientale et occidentale soulève un problème concernant les processus responsables des alternances anhydrite/marnes au sein de l'unité. En effet si ces variations lithologique résultent d'incursions répétées d'eau atlantique en Méditerranée, les volumes d'eau salée entrants devaient être suffisants pour permettre le remplissage partiel du bassin occidental jusqu'au niveau du seuil de Sicile puis le déversement des eaux dans le bassin oriental. Etablir une correspondance entre les cycles d'anhydrites et des incursions marines implique un remplissage et un assèchement partiels des bassins à 8 à 10 reprises en une très courte période de temps (moins de 300 000 ans), mettant en jeu des processus complexes dans la région de Gibraltar (facteurs à l'origine des entrées d'eaux atlantiques ?), ainsi qu'au niveau des budgets hydriques dans les bassins orientaux et occidentaux. Par conséquent, il est possible que ces alternances lithologiques aient une autre origine, climatique. Les niveaux marneux seraient mis en place durant des périodes de fortes précipitations entraînant la dilution des saumures dans les bassins et l'accroissement des apports sédimentaires par les fleuves [Lofi, 2002]. Toutefois, ces processus n'expliqueraient pas la quantité de sel déposée.

Dans notre modèle, c'est l'opérateur qui contrôle la période de production des dépôts évaporitiques, c'est lui qui ouvre et ferme le robinet à loisir. Les paléobathymétries des dépôts évaporitiques étant fonction de paramètres mal contraints (la bathymétrie initiale pré-messinienne, la quantité de sédiments déposés et l'accommodation), le problème est que l'on ne sait pas à quel moment débute les dépôts évaporitiques, et donc quand ouvrir le robinet

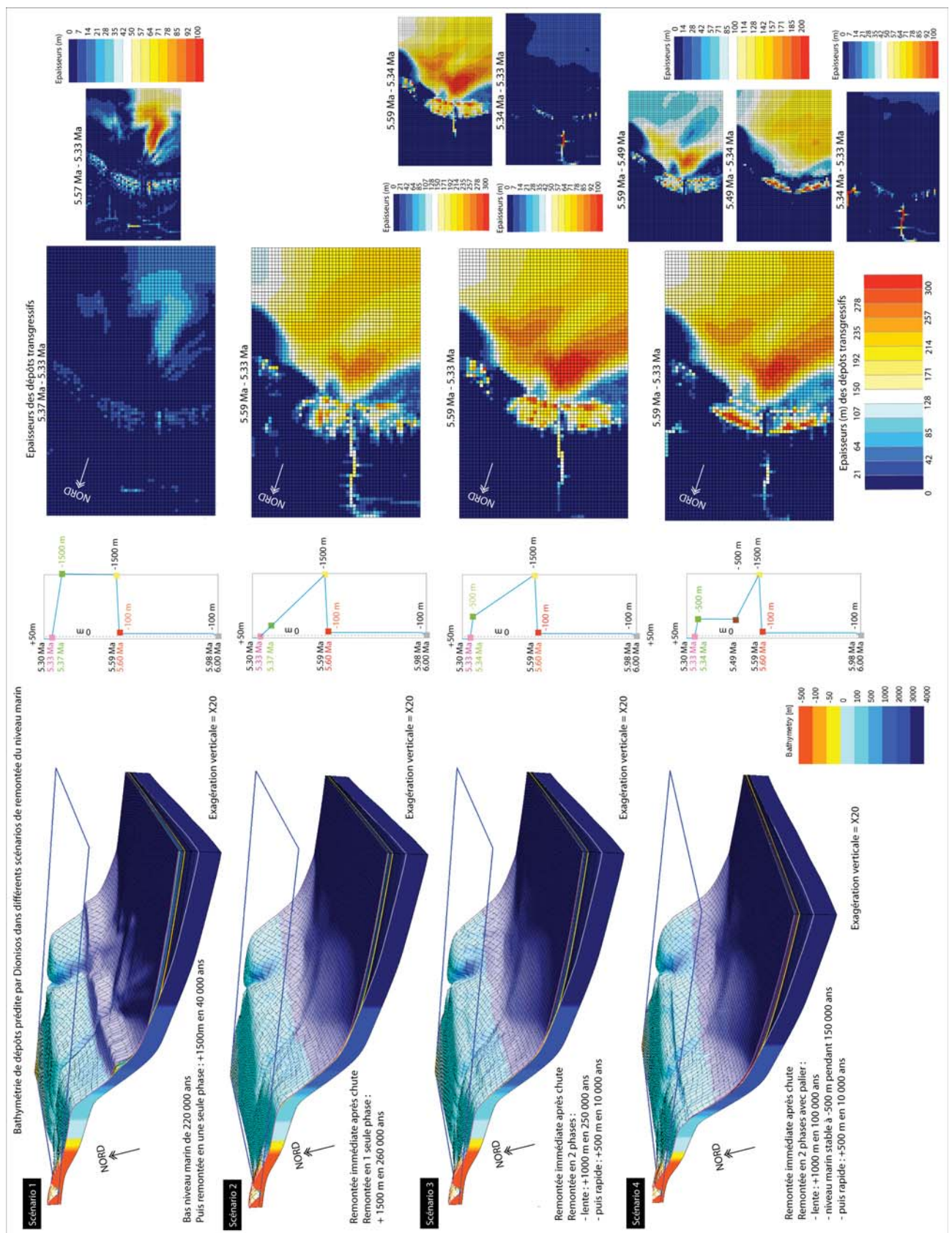


FIGURE 7.18 – Comparaison des géométries et épaisseurs des dépôts transgressifs à la fin de l'évènement messinien (5.33 Ma) selon différents scénarios de remontée du niveau marin. Tous les autres paramètres sont identiques d'une simulation à l'autre. La bathymétrie initiale du bassin est de 3500 m, la chute du niveau marin est fixée à 1500 m, la remontée du niveau marin est de 1550 m (+50 m début Pliocène) et les flux sont constants sur l'intervalle de modélisation (6.00 Ma à 5.30 Ma).

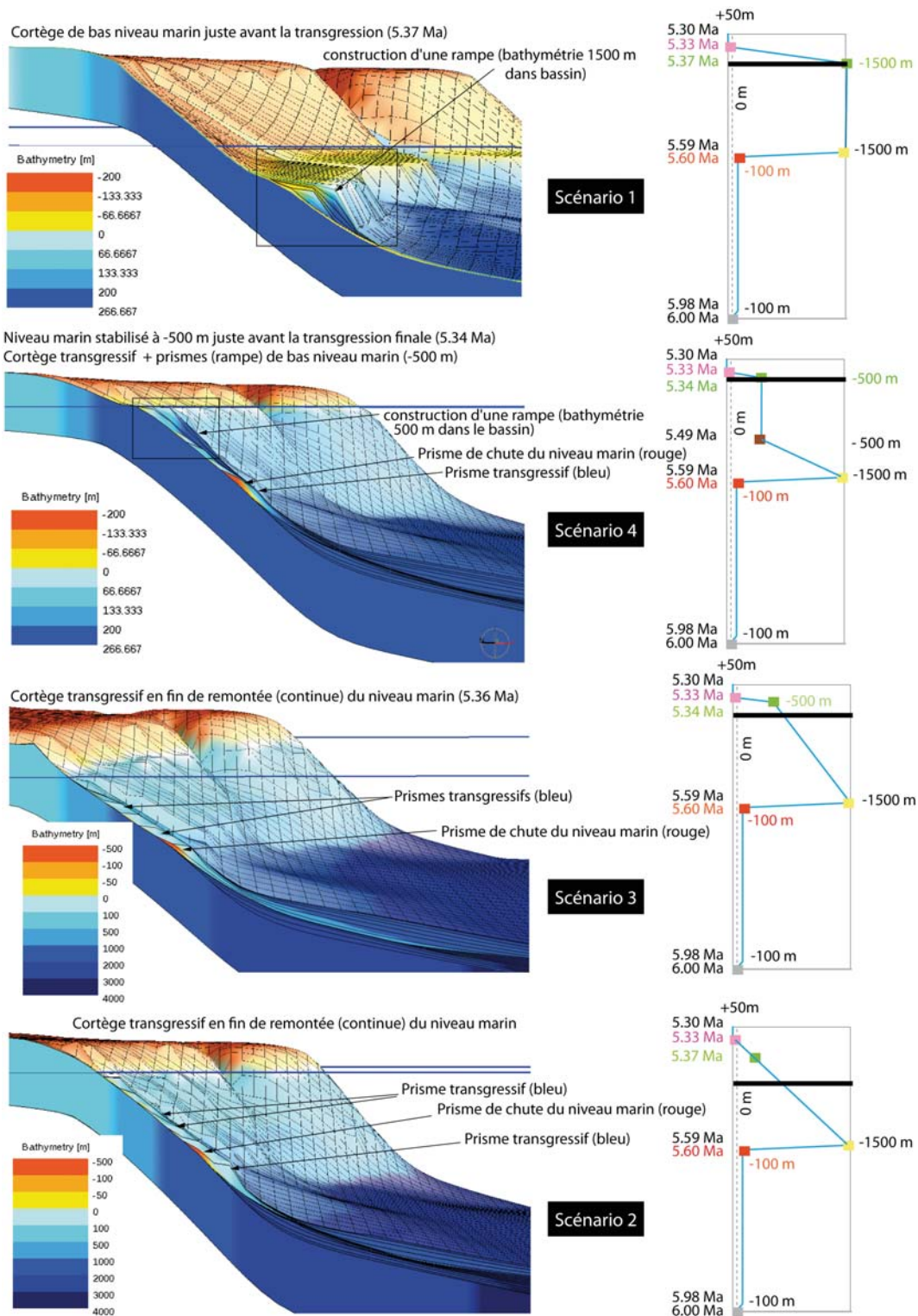


FIGURE 7.19 – Zoom sur les géométries des dépôts transgressifs selon les différents scénarios (1, 2, 3 et 4) de remontée du niveau marin testés.

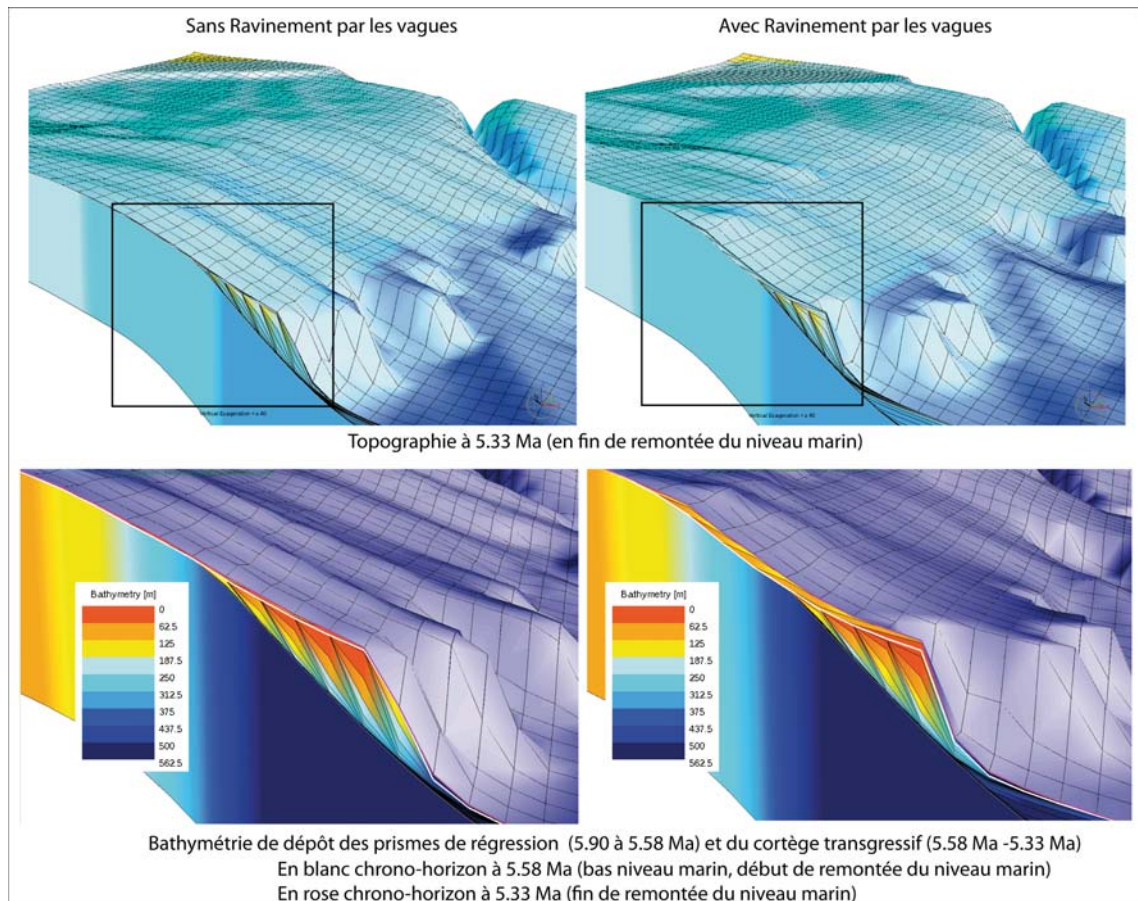


FIGURE 7.20 – Comparaison des topographies et géométries de dépôts en fin de remontée du niveau marin avec et sans ravinement par les vagues.

(en fin de chute? pendant la remontée du niveau marin?). Nous pouvons donc reproduire des paléobathymétries des dépôts évaporitiques très différentes selon divers scénarios (notamment fonction de la bathymétrie initiale du bassin). Les modélisations ne peuvent donc pas être une preuve discriminante de la chronologie de ces dépôts.

Si l'on souhaite en effet déposer les unités Ma, Mb, la halite et le sel avec les épaisseurs respectives de 800 m, 1500 m, 1000 m et 300 m (soit 3600 m selon [Bache, 2008]), nous pouvons donc considérer, avec de simples relations mathématiques (et hors réajustements isostatiques) :

- un bassin profond de 1500 m il y a 6 Ma. Il atteindra alors 1850 m vers 5.30 Ma, la subsidence messinienne adoptée ici ne créant que 350 m d'espace sur l'intervalle de temps. 1750 m de sédiments devront donc se déposer en aérien, c'est-à-dire la totalité des évaporites supérieures (300 m), de la halite (1000 m) et plus d'un quart (400 m) des évaporites inférieures .
- un bassin profond de 2500 m il y a 6 Ma . Seules les évaporites supérieures (300 m) et un tiers du sel (300 m) se déposeront en conditions aériennes.
- un bassin profond de 3500 m il y a 6 Ma. A 5.30 Ma, il s'avère alors quasiment rempli, les évaporites supérieures se situant sous une tranche d'eau finale de 250 m.

7.2.7 Bilan et Discussion des modélisations du Messinien

Les simulations conceptuelles précédentes nous amènent à utiliser les paramètres suivants :

- La simulation est réalisée sur l'intervalle 6 Ma- 5.30 Ma avec un pas de temps de 10 000 ans.
- Les sources précédentes sont conservées avec un apport détritique constant sur l'intervalle de simulation et fixé à 60 000 km^3/Ma (d'après notre quantification des budgets sédimentaires - cf section précédente). Ces sources apportent des sables (30%) et des argiles (70 %).
- La subsidence constante de 250 m/Ma à 70 km du trait de côte actuel est conservée, et s'applique dans un bassin initialement profond de 3500 m, suivant les résultats du backstriping 1D de [Bache, 2008] et l'hypothèse de [Clauzon et al., 1996] d'un bassin profond d'au moins 2500 m. Dans le bassin elle est constante et maximale autour de 450 m (cf fig. 7.7). Une flexure élastique est appliquée avec une épaisseur élastique constante (30 km).
- Nous considérons une chute du niveau marin de 1500 m suivi d'une remontée biphasée, la première relativement lente, la seconde rapide ([Bache et al., 2012b]). Etant donné la position de la limite rugueux-lisse et notre topographie initiale, nous considérons une première phase de remontée de 800 m. Sur les données sismiques, nous n'observons pas de prismes progradants ni de rampe au sein de l'unité M0 et Ma, supposée correspondre à la chute du niveau marin. Nous aurions donc tendance à ne pas considérer de stabilisation au plus bas niveau marin mais plutôt une remontée lente dès le maximum de chute atteint. Les *onlaps* de l'unité Mb sur l'unité M1 sont de plus en plus proximaux, suggérant une rétrogradation de l'unité M1 au profit de Mb (ou une baisse des flux détritiques). De la même manière, les limites amont de l'extension des unités MU (sel) et UU (les évaporites supérieures) se situent plus en amont que celle de Mb (évaporites inférieures), suggérant un dépôt de plus en plus proximal. Les dépôts évaporitiques se déposeraient alors essentiellement pendant la remontée du niveau marin.
- On ouvre donc la production évaporitique au cours de la première phase (lente) de remontée du niveau marin, les flux terrigènes restant constants.
- L'érosion est fixée à 2500 m/Ma pour les sables, 1000 m/Ma pour les argiles (et 100 m/Ma pour les évaporites). Ces taux peuvent paraître élevés par rapport aux ordres de grandeur d'érosion habituellement considérés sur de longues périodes de temps (autour de 500 à 1000 m/Ma). Mais ils s'avèrent comparables à ceux adoptés par [Rabineau, 2001] dans ses simulations quaternaires. Il s'agit en outre d'un taux ponctuel correspondant à un événement exceptionnel, et dont l'ordre de grandeur n'est pas comparable aux valeurs moyennées à long terme sur des millions d'années. De récents travaux de thermochronologie ([Glotzbach et al., 2011]) indique par ailleurs des taux d'érosion terrestres alpins atteignant 2000 m/Ma depuis 1.6 Ma (cf fig. 6.23 au chapitre 6).
- Un ravinement par les vagues est également appliqué.

Nous reproduisons alors les géométries de dépôts en adoptant le scénario suivant (fig. 7.21).

Les paléobathymétries de dépôt successives sont illustrées par étapes sur la fig. 7.22. Les horizons correspondant aux marqueurs-temps indiqués sur la fig. 7.21 sont repérés dans l'empilement sédimentaire avec les mêmes couleurs.

Une régression de 1500 m dans un bassin initialement profond de 3500 m dépose les premiers produits de l'érosion amont (terrestre et de la plate-forme) sous forme de prismes sur la pente d'environ 1600 m de hauteur. Simultanément des séries profondes (bathymétrie supérieure à 3000m) s'empilent dans le bassin, atteignant 500 m d'épaisseur à 5.60 Ma (chrono-horizon rouge sur la fig. 7.22). La chute se poursuivant, les prismes deltaïques progradent ensuite jusqu'au maximum de chute (5.49 Ma, réflecteur jaune). Le *topset* du dernier prisme déposé se situe alors 2500 m au-dessus de la discontinuité de base du Messinien (chrono-horizon gris). Les unités Ma, M0 et M1 sont donc déposées. Nous n'avons pas simulé de déstabilisations de pente, mais on peut supposer des *debris flows* et glissements en masse au sein de l'unité M (notamment M1 caractérisé par un faciès chaotique).

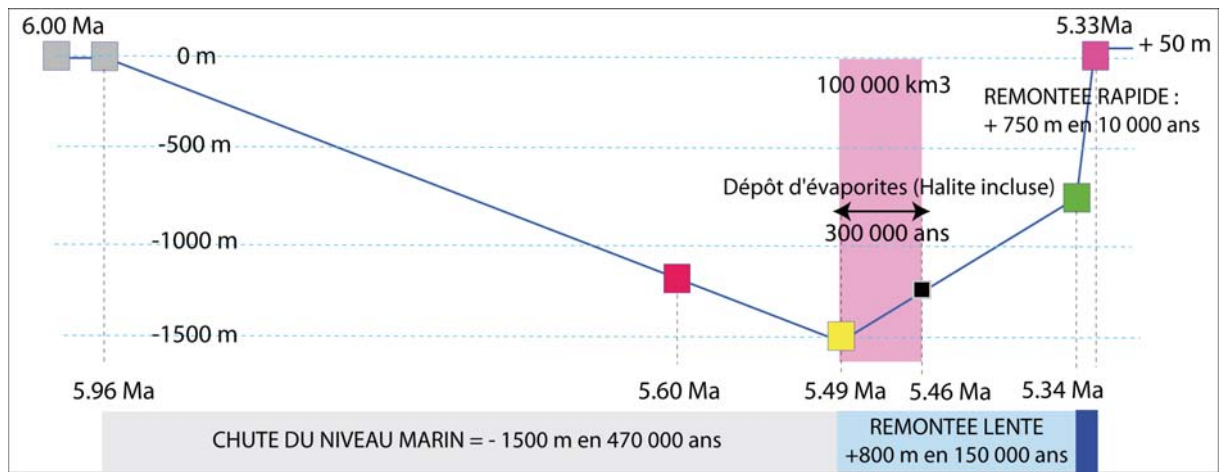


FIGURE 7.21 – Scénario du *timing* des variations du niveau marin et de la production d'évaporites adopté dans notre simulation de la crise messinienne.

A 5.49 Ma, débute la précipitation des évaporites dans un bassin alors profond de 1500 m environ. Sur la pente, l'accommodation est nulle. Les évaporites se déposent donc dans le bassin en aval de l'unité M. L'érosion se poursuivant sur la plate-forme, du matériel détritique vient donc s'ajouter aux dépôts évaporitiques, constituant l'unité Mb considérée comme le dépôt d'évaporites inférieures et épaisse d'environ 2000 m. Le remplissage du bassin montre alors un passage latéral de faciès entre les unités Ma et Mb, et des *onlap* au sein de Mb (fig. 7.23).

Les dépôts transgressifs (M2) se déposent ensuite en *downlap* au dessus des évaporites et des prismes de chute de manière rétrograde. A 5.33 Ma, le niveau marin atteint +50m, le réflecteur rose scelle les dépôts transgressifs avec une topographie rugueuse sur le plateau et lisse sur la pente, correspondant respectivement à la MES et à la surface d'abrasion.

Ce scénario amène aux géométries et répartitions des lithologies suivantes (fig. 7.24).

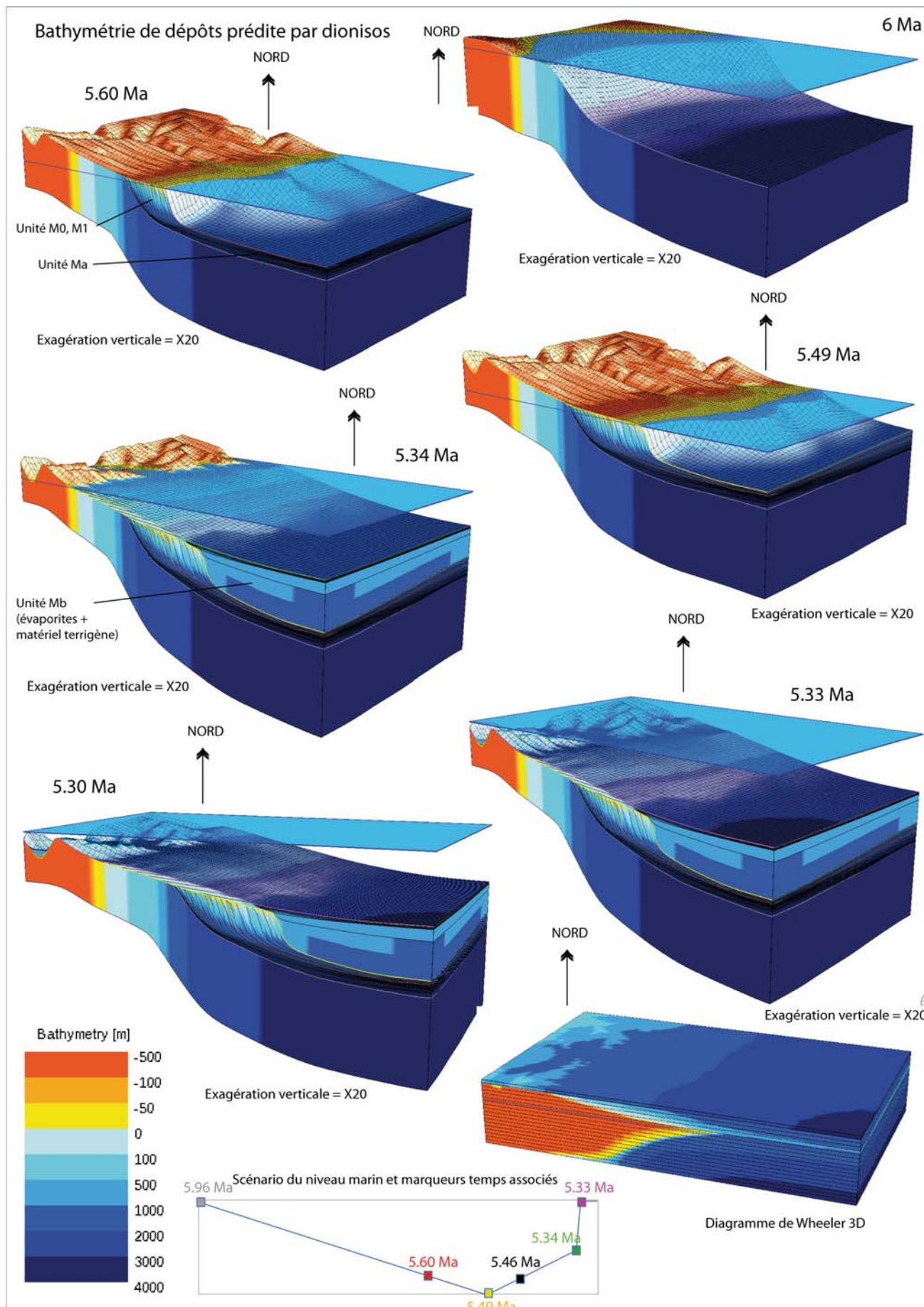


FIGURE 7.22 – Bathymétries prédites par Dionisos pendant la crise messinienne dans le scénario de la fig. 7.21) avec une paléobathymétrie initiale du bassin de 3500 m et une chute du niveau marin de 1500 m. Les flux entrants sont constants et fixés à $60\,000\text{ km}^3/\text{Ma}$. $100\,000\text{ km}^3$ d'évacorites (halite incluse) sont produites entre 5.49 et 5.46 Ma.

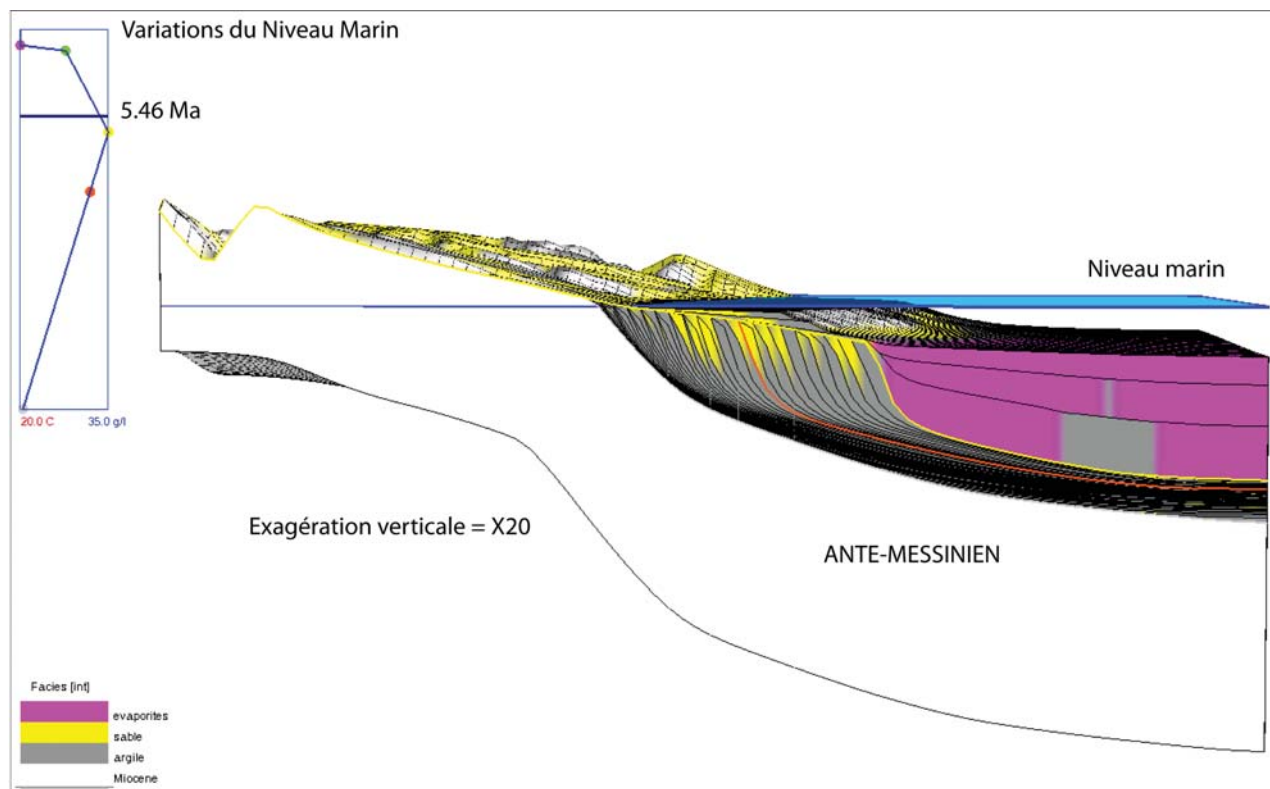


FIGURE 7.23 – Faciès déposés à 5.46 Ma, en début de remontée lente du niveau marin. Les unités M0, M1, Ma ont été préalablement déposées pendant la chute du niveau marin, Mb est transgressive. La transition entre ces dépôts s'effectue avec un passage latéral de faciès. Des *onlap* sont également visibles au sein de l'unité Mb.

A terre, des incisions de 1600 m sont visibles, la plate-forme est également érodée par endroit jusqu'à 1500 m. 3500 m de dépôt messinien sont alors déposés dans le bassin : 800 m de détritiques lors de la chute du niveau marin, puis 2700 m d'évaporites mélangées de sédiments terrigènes en début de remontée du niveau marin (fig. 7.25). Un flux constant de $60\,000\text{ km}^3/\text{Ma}$ et une production évaporitique de $100\,000\text{ km}^3$ associés à une érosion maximum de $2500\text{ m}/\text{Ma}$ permettent donc de reproduire l'amplitude des dépôts messiniens tels que supposés par [Bache, 2008].

Lors de la première phase de transgression (lente), les reliefs sont aplanis. Le réflecteur rose, à 5.33 Ma sur la pente (fig. 7.26) correspond bien à la surface d'abrasion lisse. La seconde phase de transgression est trop rapide pour pouvoir éroder les reliefs. Les incisions fluviales de la plate-forme sont donc conservées, et la topographie rugueuse de la MES fossilisée à 5.33 Ma sur la plate-forme (fig. 7.26).

Des lignes sismiques synthétiques, reconstruites à partir des résultats de modélisation, peuvent être comparées aux données sismiques (fig. 7.27). Nous observons une bonne analogie entre profil synthétique et profil vrai.

Nous pouvons cependant observer que :

- Nos dépôts transgressifs se prolongent trop en amont, impliquant de réduire les flux en fin de remontée du niveau marin pour un meilleur *fit*. Les faciès finaux indiquent également un dépôt uniquement argileux au-dessus du sel (fig. 7.24) plutôt qu'un mélange marne+évaporites censées correspondre aux évaporites supérieures. Nous aurions donc pu poursuivre la production évaporitique un peu plus longtemps (jusqu'à 5.45 Ma), afin d'imager le dépôt des évaporites supérieures, contemporaines de M2 dans ce scénario.
- Notre limite rugueux-lisse est par ailleurs également trop en amont, suggérant une première phase de remontée du niveau marin moindre que celle adoptée ici (+800 m).
- Les réflecteurs très pentés dans la partie amont du domaine intermédiaire ne sont pas visibles dans nos profils synthétiques. Ils pourraient correspondre aux dépôts détritiques très précoces résultants de la 1ère chute (mineure) du niveau marin comme l'illustre la fig. 7.28. Avec une stabilisation du niveau marin (-150 m/ -200m comme indiqué par [Clauzon et al., 1996]), ces prismes prograderaient créant une petite rampe en haut de pente. Par leur suite érodés à leur sommet par la chute majeure du niveau marin, ces prismes ne laissent apparaître aujourd'hui que leurs *foreset*. Une simulation incluant une chute en 2 étapes serait alors plus adéquate.

- La flexure élastique adoptée ici ne tient pas compte de l'épaisseur réelle de la croûte sous-jacente, plus faible dans le bassin (croûte atypique) par rapport à la croûte continentale. Des modélisations ultérieures incluant un gradient d'épaisseur élastique seraient donc souhaitables. D'autant plus que le bassin subit la plus forte décharge en eau

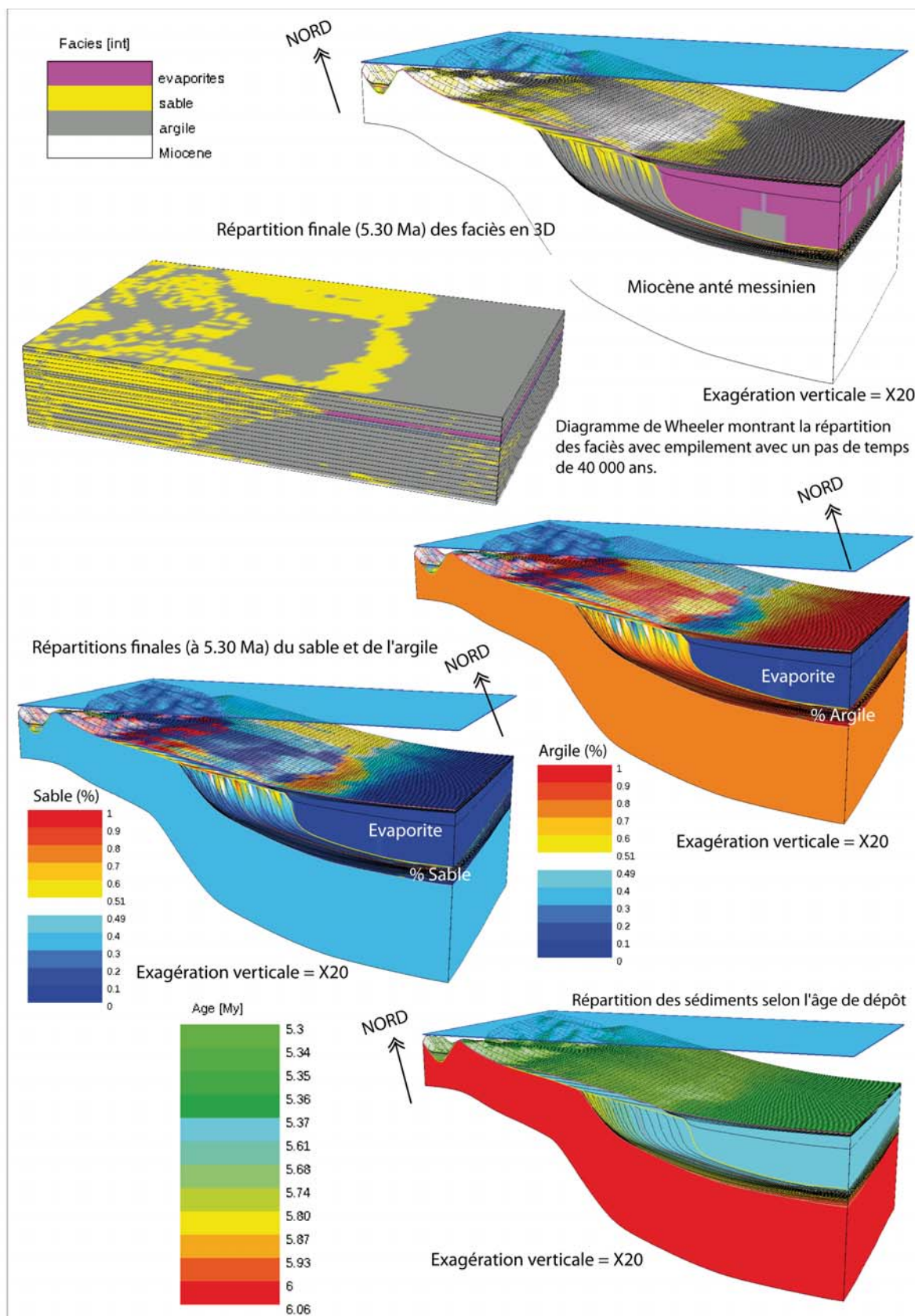


FIGURE 7.24 – Répartition finale (à 5.30 Ma) des 3 faciès définis dans la simulation : argile (gris), sable (jaune) et évaporites (rose).

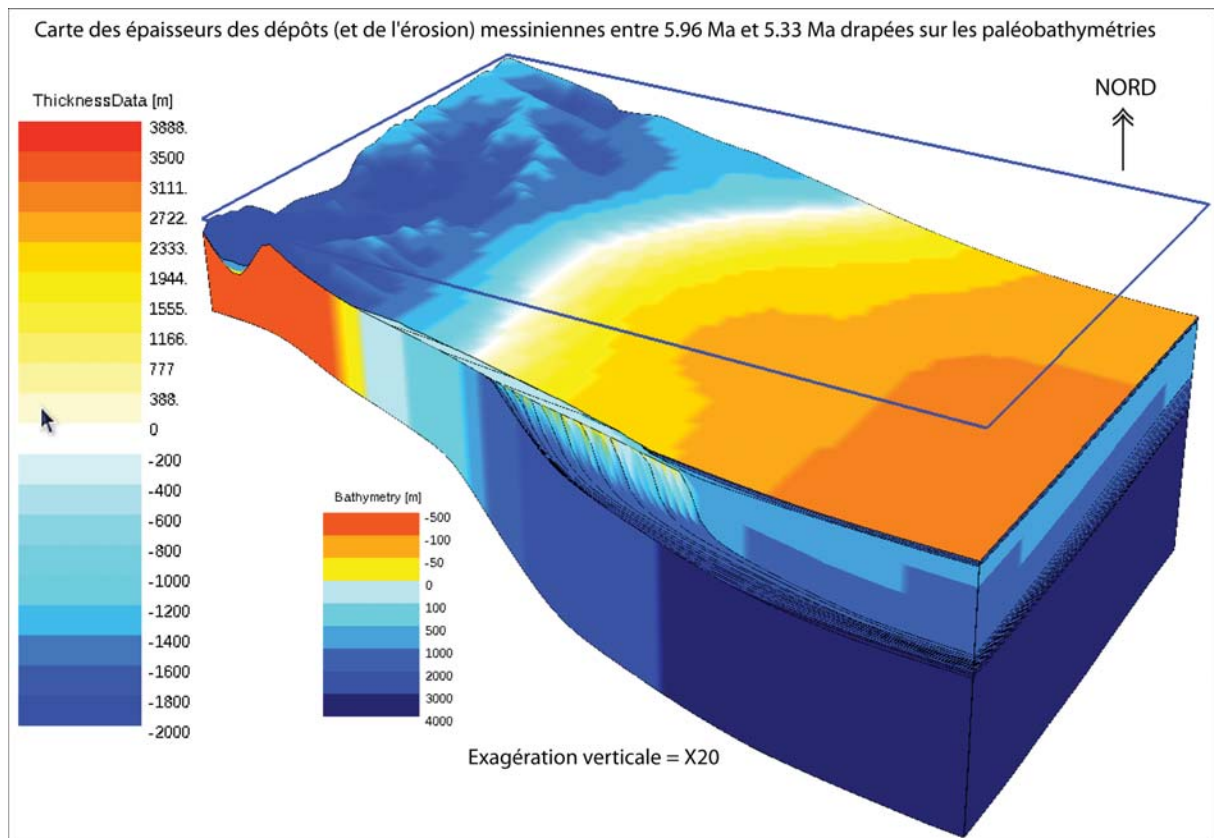


FIGURE 7.25 – Carte des épaisseurs de sédiments résultantes du bilan érosion/dépôt pendant la crise Messinienne d'après le scénario de la fig. 7.21.

lors de la chute du niveau marin (en relatif par rapport au plateau), et qu'il est le réceptacle des plus importants dépôts (sel + évaporites). Il est donc sujet à des réajustements isostatiques qu'ils seraient intéressant d'imager et de quantifier.

7.3 La subsidence à l'échelle de la marge

Nous cherchons ici à quantifier la subsidence à l'échelle de la marge afin d'établir des paléogéographies réalistes de nos jalons stratigraphiques. Il s'agit ici de prospectives. Nous allons essayer de dessiner une (ou des) configuration(s) plausible(s) de subsidence à travers l'enregistrement sédimentaire, puis de la (ou les) tester avec Dionisos.

La subsidence plio-pléistocène du plateau est connue (cf chapitre 7.1) et s'avère constante dans le temps. Il s'agit maintenant d'essayer de quantifier la subsidence à plus longue échelle de temps (depuis la fin du rifting) et d'étendre ces estimations sur la pente et dans le bassin. Peut-on considérer une subsidence homogène dans l'espace? Comment diviser le bassin et combien de domaines spécifiques de subsidence peut-on individualiser?

7.3.1 Subsidence homogène dans l'espace?

- Un point charnière est déjà défini en amont du système (point charnière 1 ou PC1). En effet, nous avons vu que la subsidence plio-pléistocène sur le plateau prenait la forme d'un basculement régulier de la marge à partir d'un point de basculement situé à 15 km environ en amont du trait de côte actuel (point charnière 1 de la fig. 7.29).

On connaît la géométrie de la marge d'après les données de réfraction [Voogd et al., 1991], [Pascal et al. [1993], [Gailler et al., 2009], [Moulin et al., 2012b] (*en préparation*) et la reconstruction sur une coupe sismique 2D des marges conjuguées de Sardaigne et du Golfe du Lion (fig. 2.4 et fig. 2.11 du chapitre 2). La fig. 7.29 synthétise la géométrie actuelle de la marge du Golfe du Lion (A) et de la marge sarde (B), d'après les profils Sardinia 1, Sardinia 2 et Ecors (positions sur la fig. 5.1).

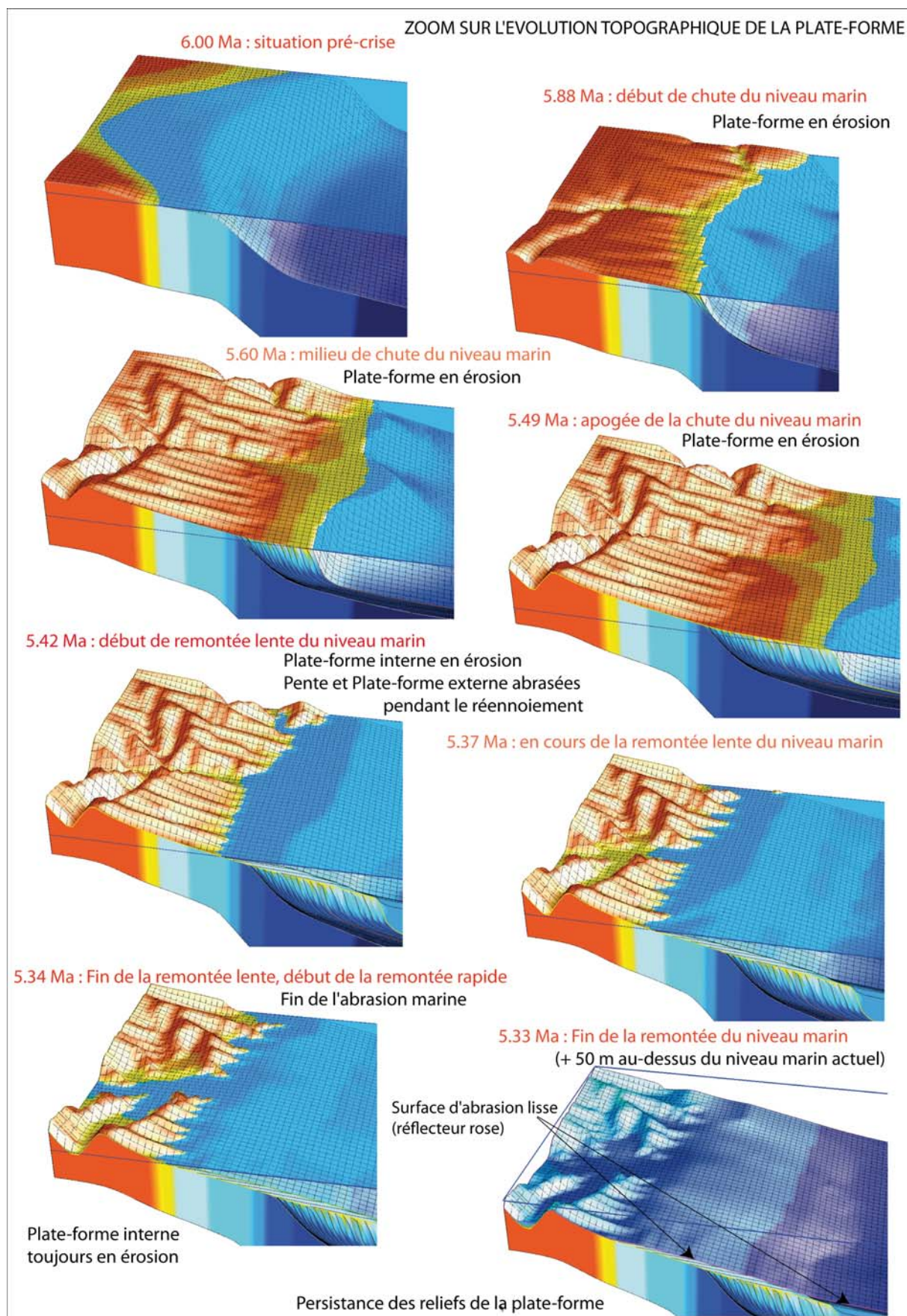


FIGURE 7.26 – Ravinement de la pente et de la plate-forme externe lors de la phase de remontée lente du niveau marin. La remontée rapide du niveau marin conserve la rugosité du paysage sur la plate-forme interne. Le réflecteur rose correspond à la fin de la transgression à 5.33 Ma.

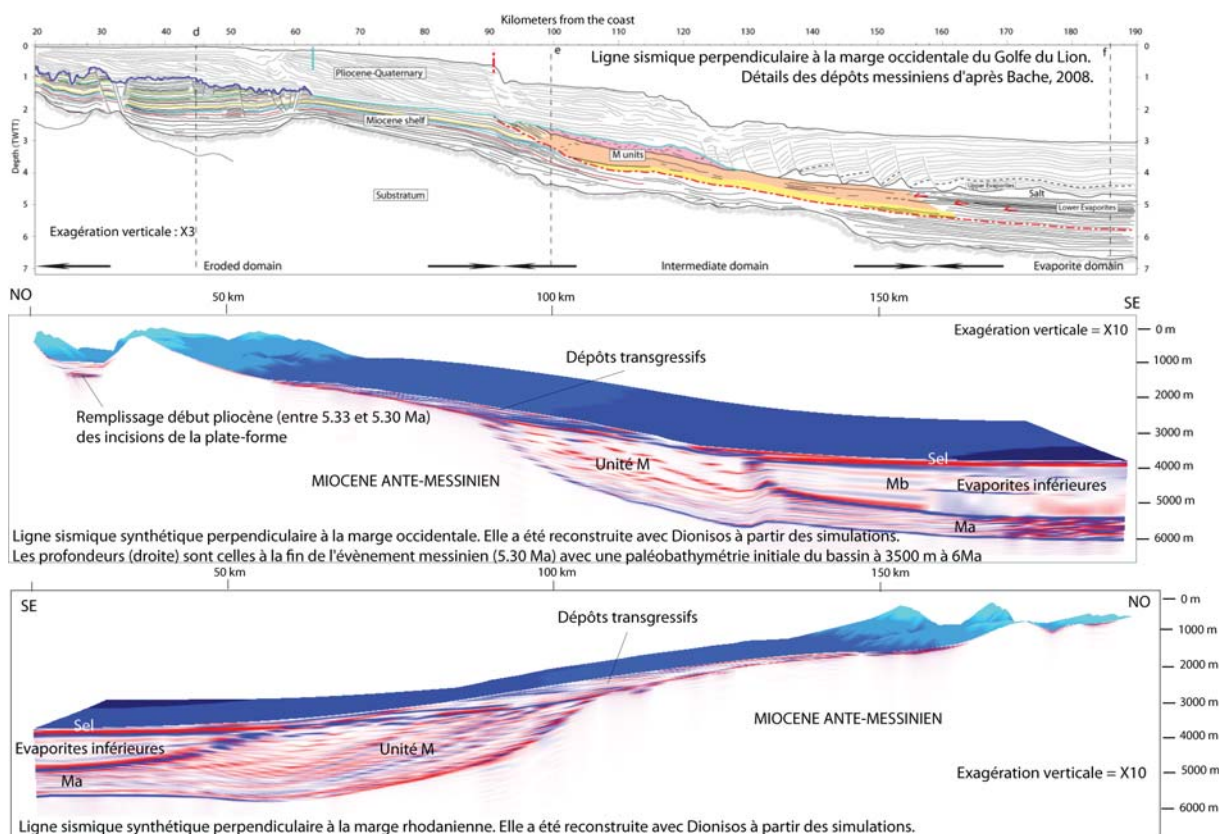


FIGURE 7.27 – Comparaison d'un profil sismique vrai avec les profils sismiques synthétiques reconstruits avec Dionisos à partir des simulations.

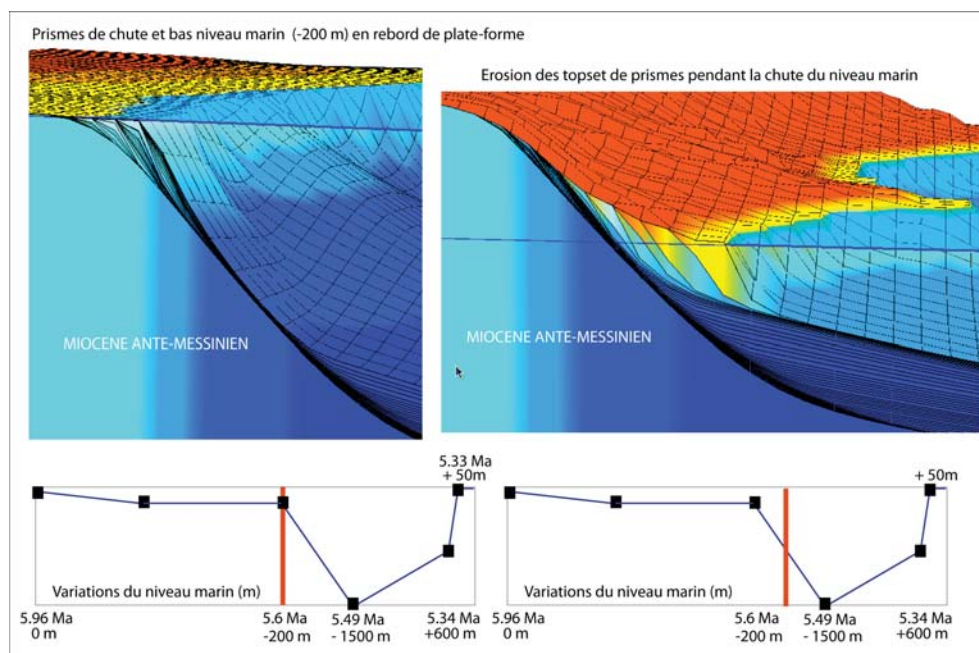


FIGURE 7.28 – Scénario de chute en 2 temps : -200 m d'abord puis -1300 m avec une stabilisation du niveau marin entre les deux chutes. Les topsets des prismes formés pendant la 1ère chute sont érodés pendant la 2nde chute.

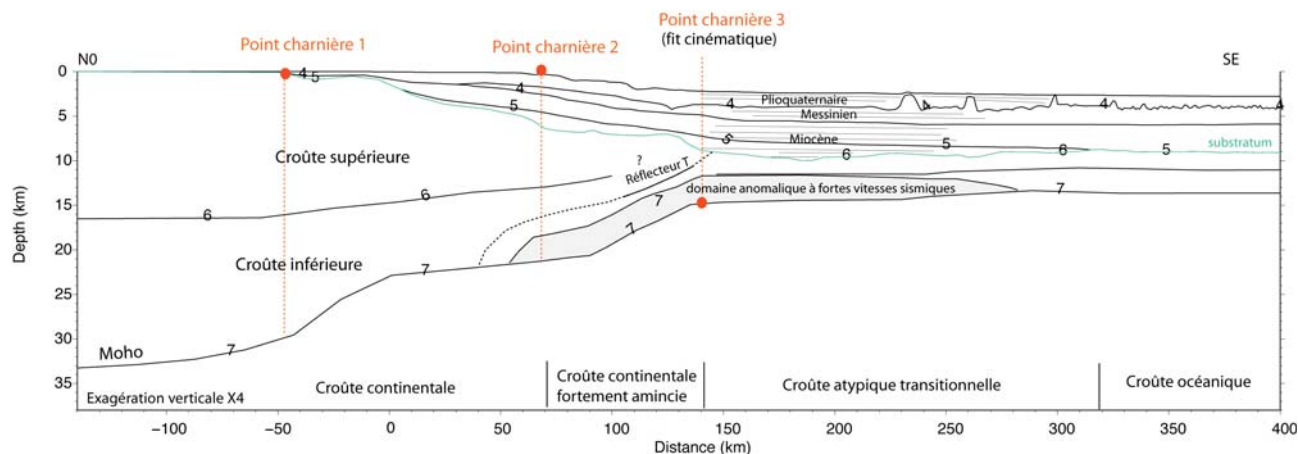


FIGURE 7.29 – Illustration de la géométrie de la marge du Golfe du Lion d’après les données du profil Sardinia 1 avec les vitesses indiquées (km/s) issues de [Moulin et al., 2012a] (*en préparation*). En coupe 2D, les observations morphologiques, géophysiques et cinématiques suggèrent 3 points charnières délimitant 3 domaines différents de subsidence.

- La fig. 7.29 montre que le point charnière 1 surmonte la première remontée du Moho et le début d’amincissement de la croûte.

- La fig. 7.29 montre clairement une rupture de pente dans la morphologie du fond (point charnière 2) à l’aplomb de la transition du domaine à croûte continentale faiblement amincie et du domaine à croûte continentale fortement amincie. Ce deuxième point charnière se situe au niveau du début d’un domaine anomalique à fortes vitesses sismiques.

- On observe enfin, qu’à partir du point charnière 3, les couches de sel, ainsi que l’ensemble des réflecteurs (visibles sur la fig. 2.42 au chapitre 2) sont plans et parallèles entre eux, définissant un troisième point charnière. Ce point correspond, d’après les études sismiques grand-angle [Gailler et al., 2009], [Moulin et al., 2012a], à la transition entre la croûte continentale amincie et le domaine transitionnel de nature inconnu mais allochtone (croûte inférieure, serpentinite, manteau exhumé?). Ce point correspond également à un *fit* cinématique : il se situe au point de fermeture maximale du bassin lorsque l’on cherche à replacer le bloc corso-sarde dans sa position pré-rift (cf fig. 2.5 au chapitre 2). Il se positionne aussi à l’aplomb d’un fort réflecteur intracrustal penté, appelé le réflecteur T [Voogd et al., 1991].

L’analyse de la structure profonde de la marge en 2D suggère donc 3 points charnières délimitant 3 domaines différent de subsidence.

Cette configuration peut-elle s’appliquer à tout le bassin ?

Afin de vérifier cette hypothèse, des coupes verticales synthétiques ont été construites à partir de chacune de nos grilles d’horizon converties en profondeurs métriques. Leur position est indiquée sur la fig. 7.30 : les coupes A, B, C, D, E sont perpendiculaires à la pente du Golfe du Lion, les coupes F, G, H, I, J sont parallèles à la pente du Golfe du Lion.

En assimilant nos réflecteurs à des droites, nous avons repéré les ruptures systématiques de pente pour chaque horizon et sur chacune des coupes (fig. 7.31 et fig. 7.32). Les trois zones charnières délimitant des domaines de subsidence différentielle (en grisé sur la fig. 7.31) se retrouvent bien dans la morphologie du substratum sur l’ensemble de la marge, mais également dans les morphologies des réflecteurs sus-jacents. La totalité de l’enregistrement sédimentaire dans le bassin montre que, dans le bassin, au-delà des points charnières 3, nos réflecteurs sont plans et parallèles entre eux. La subsidence s’y effectue visiblement avec une composante purement verticale. Les points charnières 3 correspondant à la transition du domaine à croûte continentale amincie et du domaine à croûte atypique (points charnières 3 de la fig. 7.29), ce dernier domaine subit donc une subsidence verticale depuis le substratum jusqu’à l’actuel, comme le bassin *sag* sur la marge Angolaise [Moulin et al., 2012a], [Aslanian and Moulin, 2012].

Sur les coupes parallèles à la marge (fig. 7.32), les réflecteurs montrent également une géométrie en cuvette avec un domaine de subsidence maximale au centre du bassin, confirmant une subsidence variable dans l’espace.

Ces coupes permettent de repositionner les 3 points charnières de subsidence dans l’espace (fig. 7.33).

NB : on peut noter que sur le domaine 2 de la fig. 7.33, l’enregistrement sédimentaire du Plio-Pléistocène montre une autre rupture systématique de pente (charnière 2’) qui pourrait être lié à un quatrième point charnière de subsidence

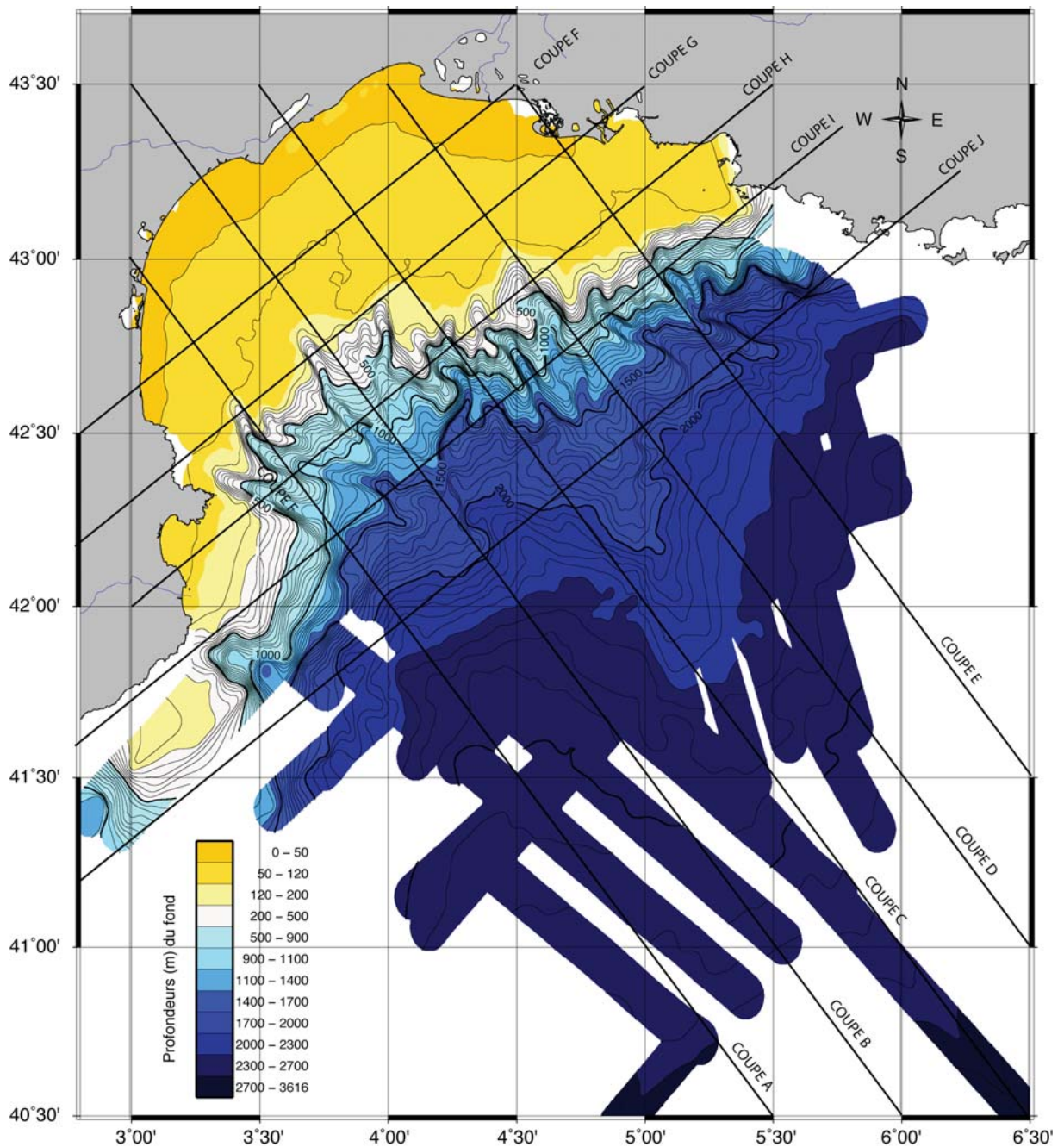


FIGURE 7.30 – Position des coupes verticales synthétiques recrées à partir de nos grilles d'horizon en profondeurs (mètre). Ces coupes sont ici superposées sur la bathymétrie construite à partir de nos profils sismiques.

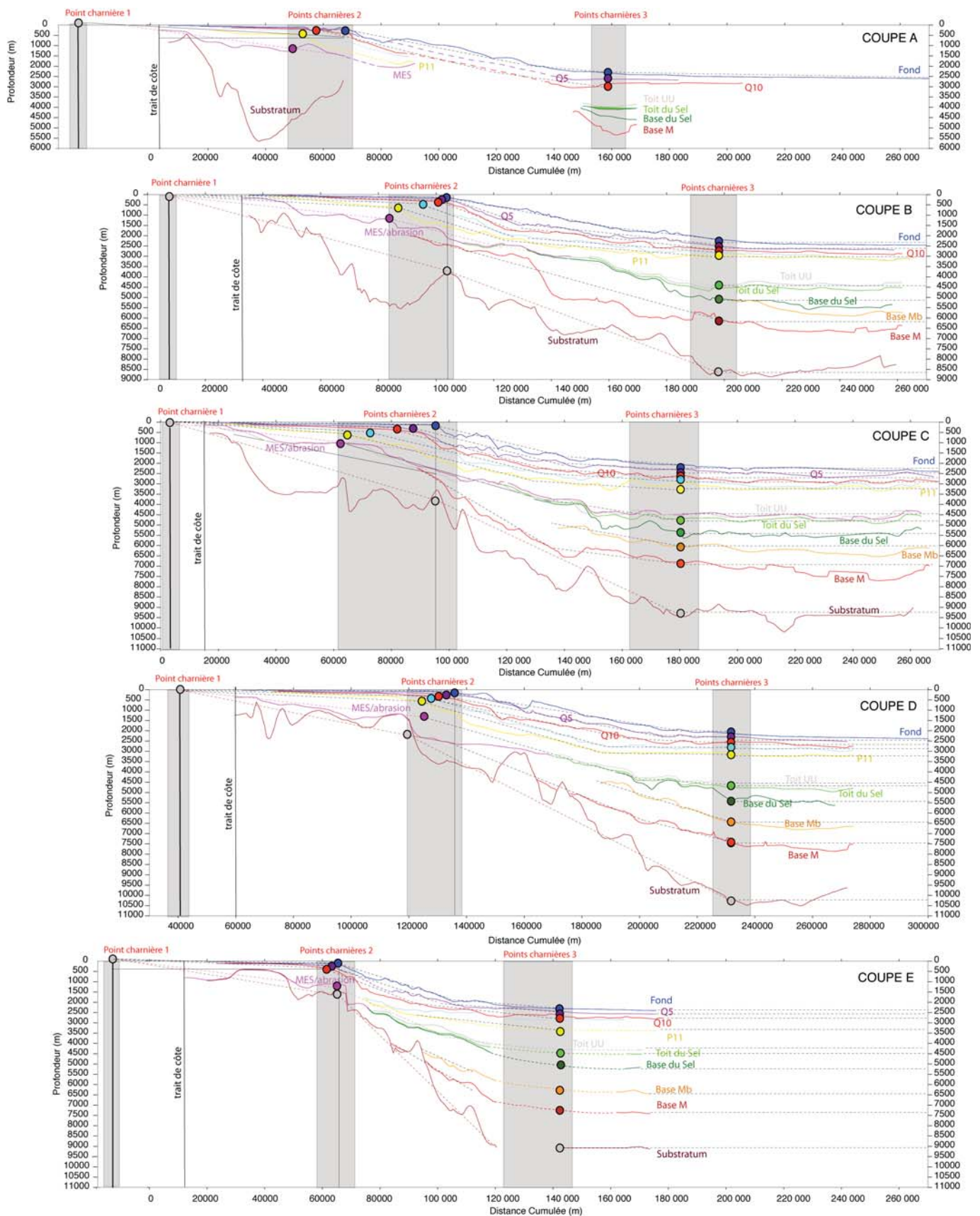


FIGURE 7.31 – Coupes verticales perpendiculaires à la pente du Golfe du Lion. Positions sur la fig. 7.30. Nos réflecteurs sont assimilés à des droites (pointillés). Les ruptures de pente sont repérées par des ronds colorés selon le code couleur de nos horizons. Elles sont systématiques pour l'ensemble des réflecteurs : on a ainsi grisé les zones charnières délimitant des domaines de subsidence spécifique sur chacune des coupes.

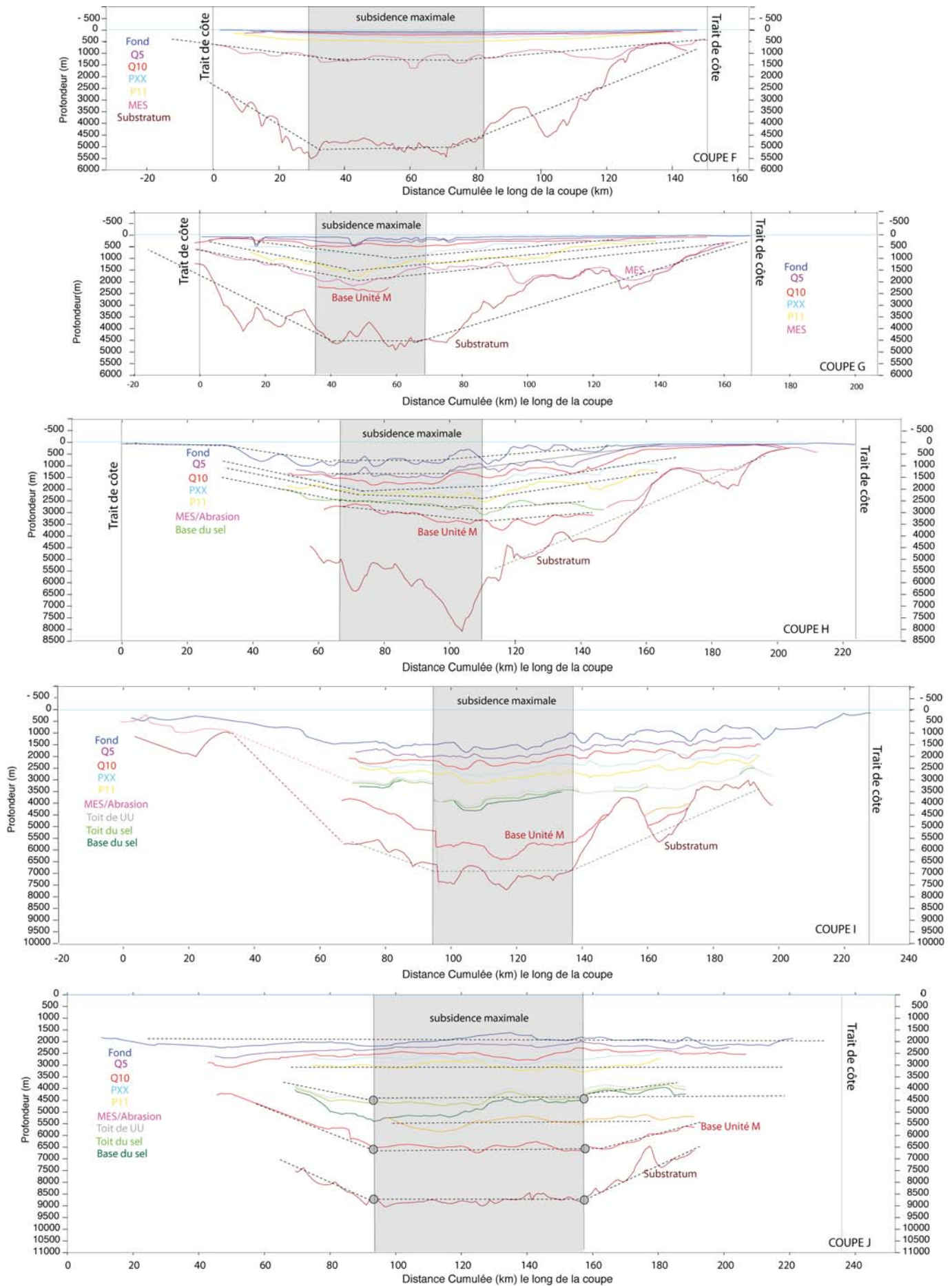


FIGURE 7.32 – Coupes verticales parallèles à la pente du Golfe du Lion. Positions sur la fig. 7.30. Nos réflecteurs sont assimilés à des droites (pointillés). Les points charnières 3 de la subsidence sont repérés par des ronds grisés sur la coupe J (la plus en aval). Les réflecteurs sur la plate-forme et la pente montrent une géométrie en cuvette avec un domaine de subsidence maximale (grisé) au centre du bassin.

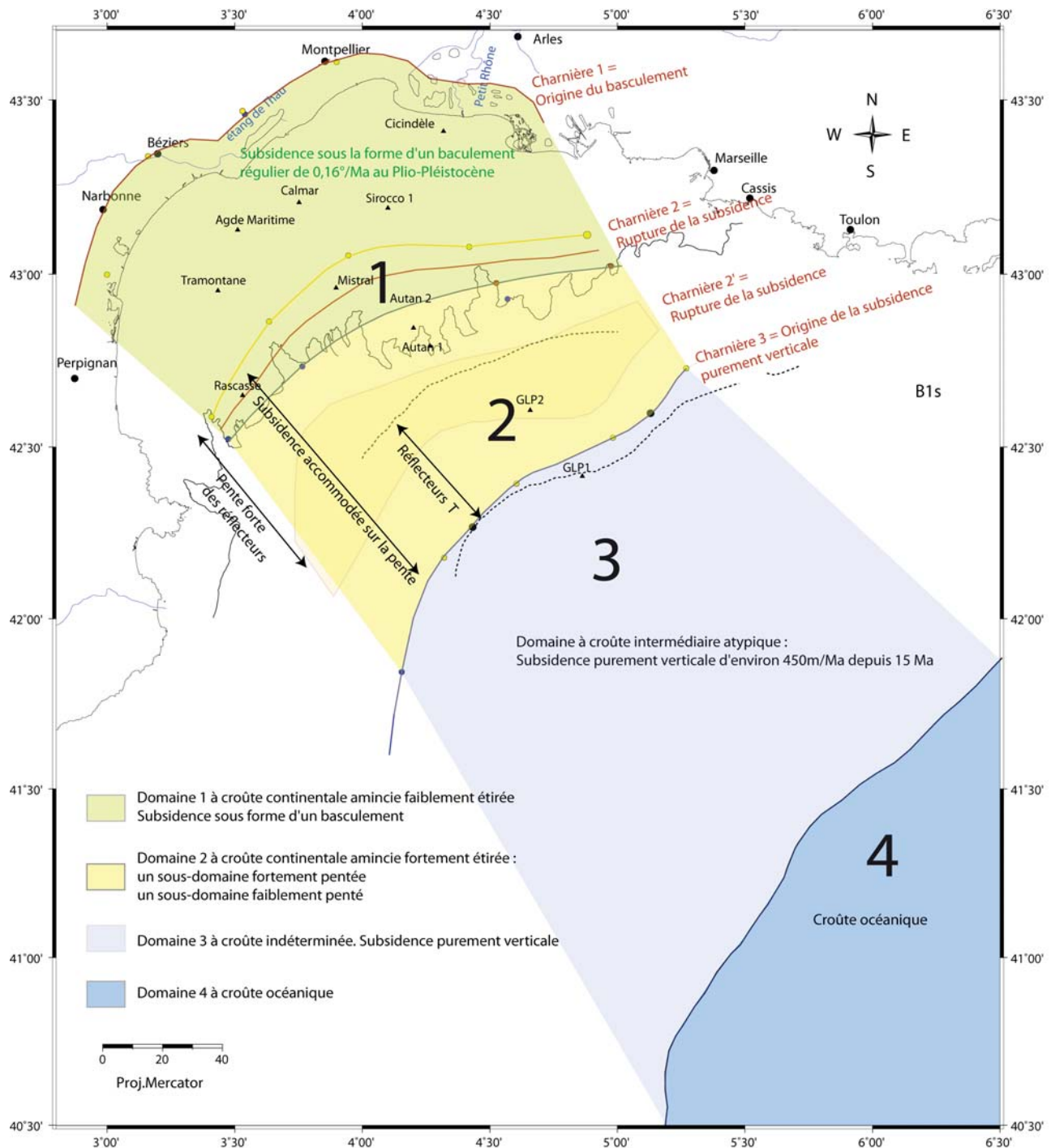


FIGURE 7.33 – Points charnières de la subsidence repositionnés en plan. Corrélation avec les limites des grands domaines structuraux.

(en relation avec des processus sédimentaires tels que la compaction différentielle ou la tectonique salifère ?).

Nous pouvons alors tenter d'estimer un ordre de grandeur de la subsidence depuis la fin du rifting sur chacun de ces domaines.

7.3.2 Quantification de la subsidence

La subsidence est contrainte par :

- la subsidence plio-pléistocène connue sur la plate-forme [Rabineau, 2001], [Rabineau et al., 2012], *soumis*, [Leroux, 2008], [Leroux et al., 2012], *en préparation*,
- la position du point charnière 3 correspondant au *fit* cinématique,
- l'érosion subaérienne de la marge à l'Oligo-Aquitainien impliquant une position haute pendant le rifting [Bache, 2008], [Bache et al., 2010], et donc une subsidence syn-rift très faible (voire quasi-nulle ?).

Nous avons vu précédemment que la subsidence plio-pléistocène sur le plateau prend la forme d'un basculement régulier d'un angle de $0,16^\circ/\text{Ma}$, s'appliquant à partir d'un point de basculement (Charnière 1) situé à environ 15-20 km de la côte actuelle. Les coupes A, B, C, D, E (fig. 7.31) confirment ces résultats en précisant la position du point de rotation. La fig. 7.34 illustre la géométrie du domaine de plate-forme en zoomant sur les coupes B, C et E. L'angle de basculement estimé correspond bien à une subsidence de $250\text{m}/\text{Ma}$ à la verticale du rebord actuel de plate-forme. On observe que, même si la plate-forme de la marge rhodanienne (coupe E) s'avère plus étroite, le basculement en rebord de plateau actuel étant légèrement plus faible, l'angle de subsidence reste identique ($0,16^\circ/\text{Ma}$) à celui de la marge pyrénéo-languedocienne.

Sur le plateau et la pente de la marge pyrénéo-languedocienne (zoom des coupes B, C et E de la fig. 7.34), nous avons assimilé le substratum à une droite pour tenter de quantifier son basculement. Nous avons fait abstraction du graben central considéré résulter d'une subsidence locale syn-rift particulièrement forte.

Sur la coupe B, la subsidence du substratum prend la forme d'un basculement régulier à partir du même point Charnière 1 origine de la rotation des séries pliocènes du plateau. Le substratum est alors situé à une distance verticale constante de 3700 m sous le rebord actuel du plateau. En faisant l'hypothèse d'une subsidence constante sur le plateau depuis le rifting, et d'un basculement oligo-miocène débutant il y a 20 Ma, la subsidence sur le plateau du substratum serait alors d'environ $0,12^\circ/\text{Ma}$, en s'appliquant à partir du point charnière 1 à 15-20 km du trait de côte actuel. La subsidence post-rift n'est donc pas constante dans le temps mais accélère au début du Pliocène.

Sur la coupe C, la subsidence du substratum prend la forme d'un basculement régulier à partir du même point Charnière 1 origine de la rotation des séries pliocènes du plateau. Nous mesurons un angle de $0,11^\circ/\text{Ma}$ dont l'ordre de grandeur est similaire à celui de la coupe B.

Au niveau des coupes D et E (les plus orientales), le substratum montre une rupture morphologique nette entre domaine de plate-forme et domaine de pente, avec une position haute sur le plateau (1500 m en rebord de plate-forme actuelle) et une pente particulièrement forte jusqu'au bassin profond. Sur la coupe E, la subsidence post-rift (depuis 20 Ma) moyenne du substratum est estimé à $75\text{m}/\text{Ma}$ ou $0,06^\circ/\text{Ma}$. La subsidence plio-pléistocène du plateau étant de $250\text{m}/\text{Ma}$ (1350m en $5,33\text{Ma}$ ou $0,16^\circ/\text{Ma}$) en rebord de plateau actuel, la subsidence post-rift n'est pas constante dans le temps, et le substratum rhodanien semble ne pas avoir subi de subsidence (ou très peu : moins de $10\text{m}/\text{Ma}$ environ en 20 Ma) avant $5,33\text{Ma}$.

La subsidence post-rift du plateau n'apparaît pas constante dans le temps : la dynamique de basculement oligo-miocène semble varier entre le Miocène et le Plio-Pléistocène. La subsidence *post* rift moyenne est estimée à $0,06^\circ/\text{Ma}$ sur le plateau oriental, valeur beaucoup plus faible qu'à l'Ouest, où elle est mesurée autour de $0,11^\circ/\text{Ma}$. Si au Plio-Pléistocène, le taux de basculement est constant dans le temps et l'espace ($0,16^\circ/\text{Ma}$), au Miocène il apparaît inférieur et semble varier dans l'espace. Cependant nous ne tenons pas compte ici des mouvements verticaux messiniens. Nous mesurons ici des angles de basculement sur des réflecteurs qui ont probablement subis des réajustements isostatiques différentiels. Ces valeurs sont donc à prendre avec précaution. Il se peut par exemple que le taux de basculement miocène sur la plate-forme soit effectivement constant dans le temps et l'espace, mais qu'au Messinien un soulèvement de plus grande ampleur se produise sur la plate-forme rhodanienne comparé à celui sur la plate-forme languedocienne.

Ces réajustements isostatiques n'étant pas quantifiés, la subsidence de la plate-forme plio-pléistocène sera extrapolée au Miocène.

La partie distale du bassin, au-delà du point charnière 3 correspond à un domaine allochtone qui subside verticalement. La valeur de sa subsidence dépend de la subsidence de la pente entre le point charnière 2 et 3. Si l'on veut estimer un ordre de grandeur de la subsidence, avec les contraintes précédemment citées, on peut alors considérer trois configurations (1), (2), (3) qui sont fonction de la paléoposition du point charnière 3 par rapport au *fit* cinématique :

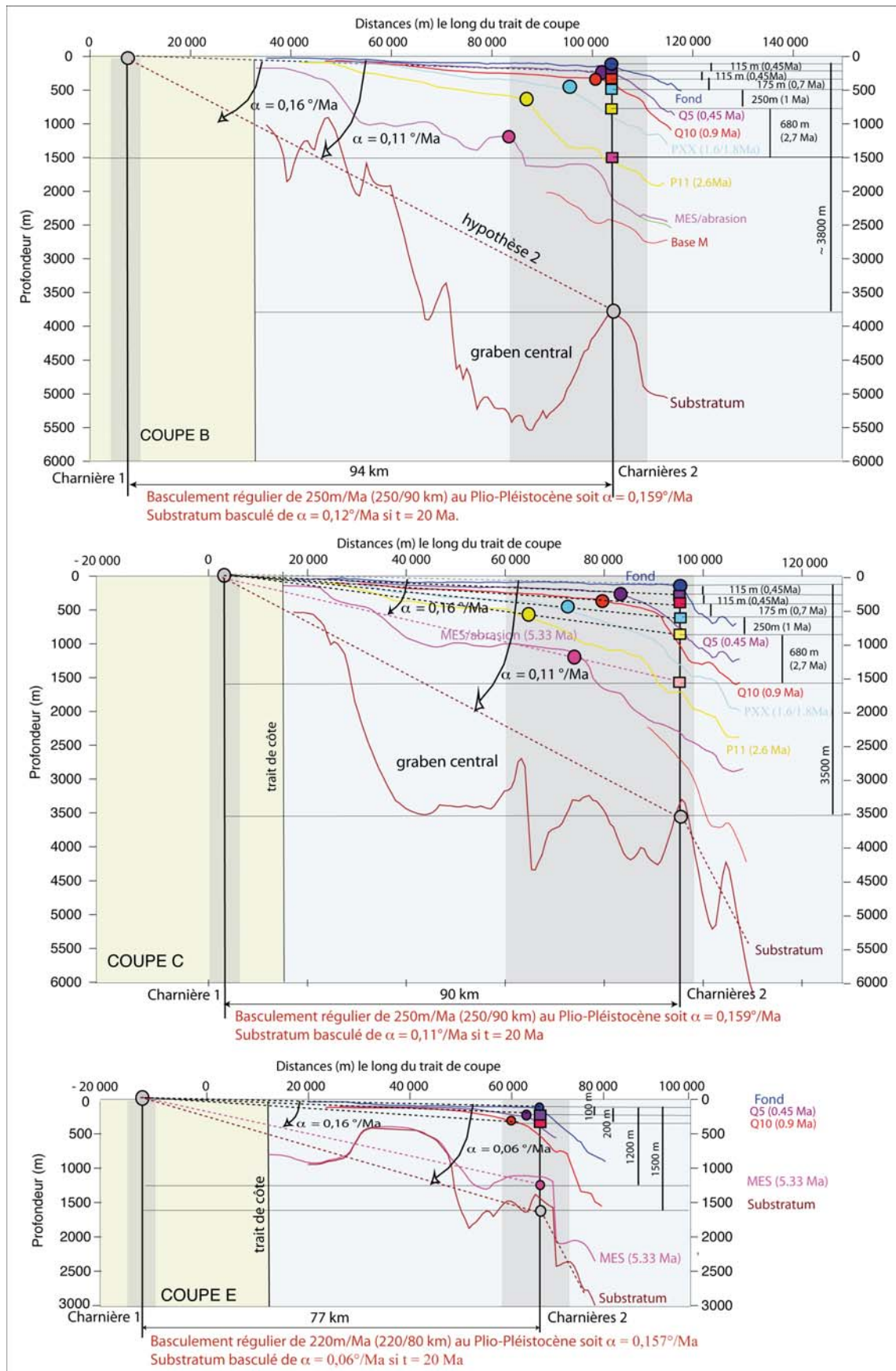


FIGURE 7.34 – La subsidence plio-pléistocène sur le plateau est constante dans le temps : illustration à partir d'un zoom des coupes verticales synthétiques B, C, E. Les points charnières de la subsidence sont repérés par des ronds colorés selon le code couleur de nos horizons.

(1) la subsidence est maximale dans le bassin avec une subsidence sur la plate-forme et la pente identique, entre les points charnières 1 et 3 (fig. 7.35).

La subsidence maximale dans le bassin est alors de 450 m/Ma. Elle implique nécessairement une pente préexistante

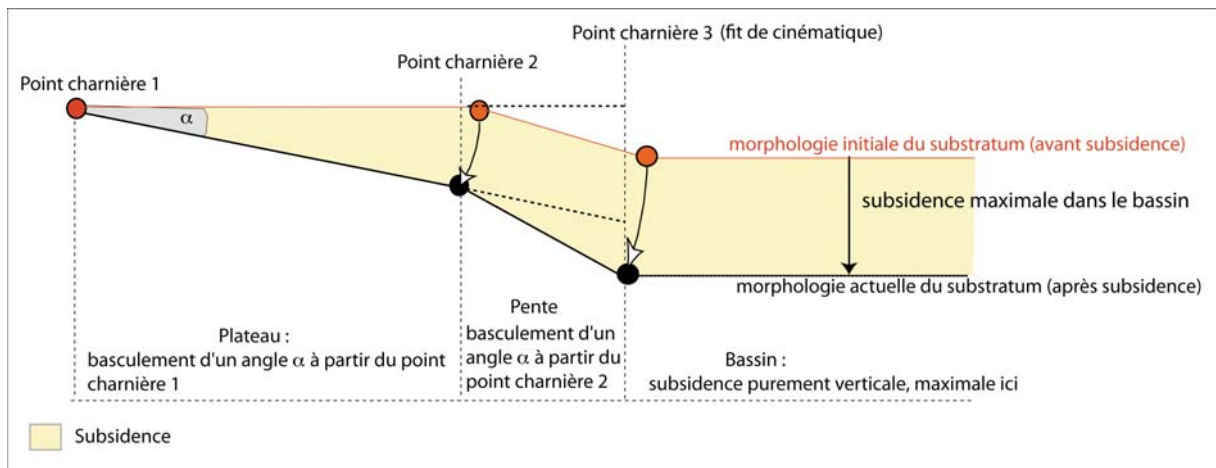


FIGURE 7.35 – Illustration schématique d'une subsidence maximale dans le bassin avec une continuité de la subsidence plateau-pente (basculement d'un angle α à partir du point charnière 1).

sur chacune des marges conjuguées, et donc, une vallée préexistante en forme de V lors de la refermeture du système (avant le rifting). Cette dépression mesure 1000 à 1500 m de profondeur.

(2) la subsidence est minimale dans le bassin (fig. 7.36).

La subsidence minimale est atteinte dans le bassin si on amène le point charnière 3 sur la ligne du *fit* cinématique.

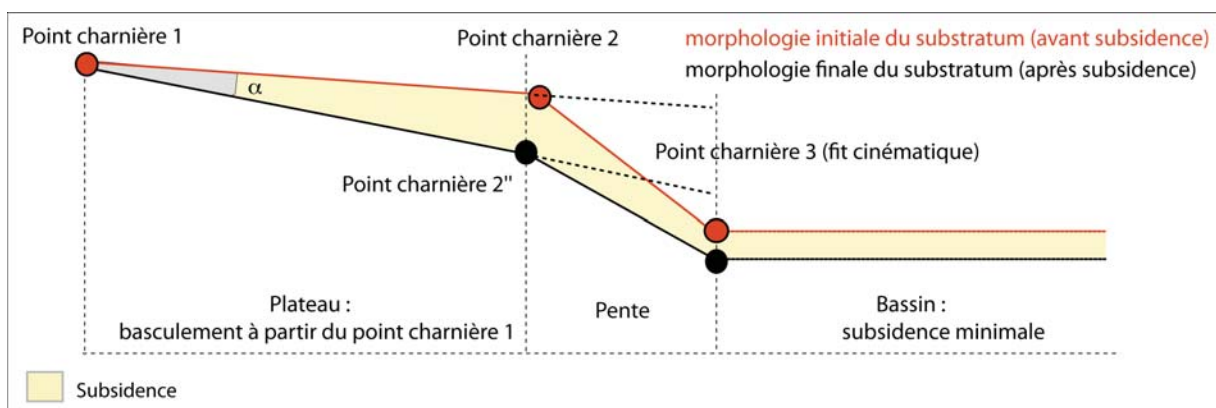


FIGURE 7.36 – Illustration schématique d'une subsidence minimale dans le bassin. Les subsidences sur le plateau et la pente sont alors différentes.

Au-delà, il y aurait déficit de matière, ce qui impliquerait une compression entre le rift et l'actuel.

Une subsidence de 0,16°/Ma du substratum sur le plateau depuis 20 Ma implique une subsidence dans le bassin qui est au minimum de 4500 m soit un taux de subsidence minimale de 225m/Ma. L'angle de basculement post-rift sur le plateau et la pente sont nécessairement différents, impliquant que la morphologie de la marge existait déjà au moment du rifting. La pente initiale était alors plus grande que la pente actuelle.

La distension est alors nulle.

(3) La subsidence est maximale dans le bassin (fig. 7.37).

Cette valeur est atteinte lorsque l'on ramène le point charnière 3 (reconstruit au moment du rifting) à l'horizontale. Pour cela, nous devons considérer un substratum initial en position haute avec une topographie plane depuis la plate-forme jusque dans le bassin. Dans cette hypothèse, la subsidence crée entièrement les ruptures de pente aujourd'hui visibles. On n'a donc pas de reliefs préexistants avant le rifting.

Si l'on considère une paléogéographie alors proche du zéro niveau marin actuel, la subsidence correspond à la profondeur actuelle du substratum dans le bassin soit 10 000 m environ. Depuis 20 Ma, le taux de subsidence

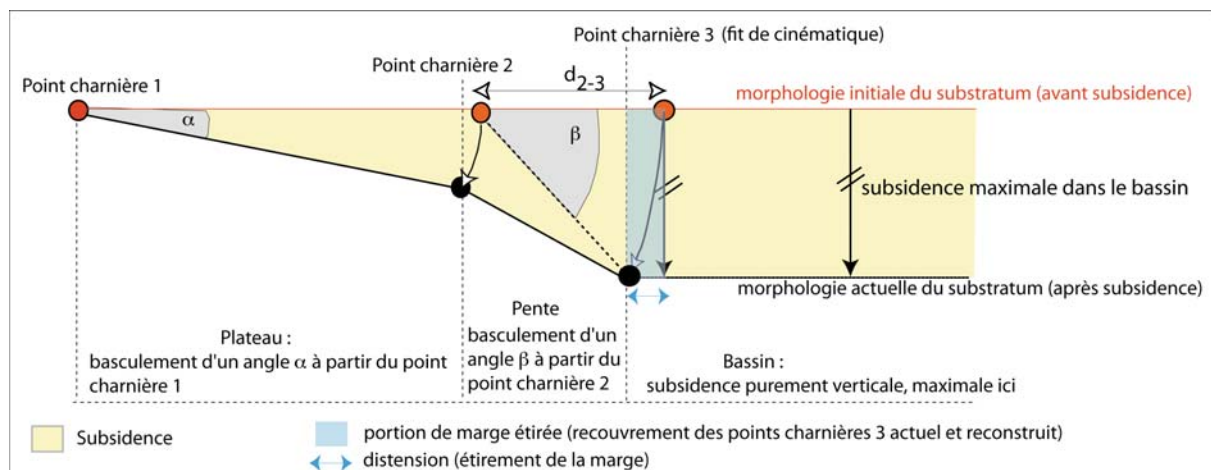


FIGURE 7.37 – Illustration schématique d’une subsidence maximale dans le bassin : la subsidence est alors différente sur le plateau (basculement d’un angle α à partir du point charnière 1) et la pente (basculement d’un angle β à partir du point charnière 2).

post-rift maximal dans le bassin est alors de 500 m/Ma, identique à celle estimée par [Séranne, 1999]. L’étirement du substratum est alors maximale et estimée à 10 km.

Les dépôts synrift sur la marge du Golfe du Lion sont très faibles (< 1 s twt) selon [Bache et al., 2010], excepté dans certains bassins (Camargue ou Marseille) dans lesquels plus de 2000 km de sédiments syn-rift ont été forés [Benedicto, 1996], [Guennoc et al., 2000]. De plus, une érosion aérienne oligo-aquitaine a été mise en évidence par [Bache et al., 2010], indiquant que la marge est restée en position haute pendant tout le rifting et que la subsidence syn-rift est donc minimale. Parmi les 3 configurations développées, les paléogéographies impliquées dans la configuration (2) supposant une subsidence minimale semblent donc peu réalistes. La configuration (1), quant à elle, semble plausible, la petite dépression en forme de V pouvant trouver son origine au système cassant du rifting. Mais l’hypothèse (3) d’une subsidence maximale avec une paléogéographie initiale plane et en position haute des marges nous semble donc à privilégier.

Dans l’hypothèse du subsidence *post-rift* constante et maximale de 500 m/Ma dans le bassin, on peut estimer les implications sur les profondeurs maximales pré et *post* crise messinienne. Le substratum à 5.96 Ma a subi une subsidence dans le bassin de 7020 m depuis 20 Ma. Or, les épaisseurs miocènes pré-messinienne selon les interprétations de [Lofi, 2002] et [Bache, 2008] sont respectivement de 4700 m (335 m/Ma) et 3600 m (255 m/Ma). La base de l’événement messinien est alors, selon ces auteurs respectifs, située à des profondeurs maximum d’environ 2300 m et 3400 m. La profondeur maximum du toit du Messinien est, elle, identique pour les deux auteurs et calculée à environ 2665 m.

Si la subsidence *post rift* du bassin varie et qu’au Miocène elle est inférieure à celle du Messinien et du Plio-Pléistocène, les épaisseurs sédimentaires et taux de sédimentation miocènes nous donnent directement la subsidence et le taux de subsidence minimale sur cette période de temps. Au Miocène avant 5.96 Ma, son taux est donc de 335 m/Ma d’après [Lofi, 2002] et 255 m/Ma d’après [Bache, 2008]. Si la subsidence moyenne *post-rift* est de 500 m/Ma et la subsidence entre 20 et 5.96 Ma minimale, on calcule alors des taux de subsidence Messinien et Plio-Pléistocène maximum (depuis 5.96 Ma) d’environ 890 m/Ma d’après [Lofi, 2002], et de 1070 m/Ma d’après [Bache, 2008].

7.3.3 Simulations stratigraphiques à l’échelle de la marge : résultats préliminaires

7.3.3.1 Géométries de dépôt

On cherche ici à reconstruire les géométries de dépôts observées sur le substratum d’après nos données sismiques. Le but est de tester l’hypothèse d’une subsidence de 500 m/Ma dans le bassin.

- Les simulations sont effectuées sur les derniers 20 Ma, âge approximatif des premiers dépôts *post-rift* d’après [Séranne, 1999], [Voogd et al., 1991].
- Les estimations précédentes de flux sédimentaires et de subsidence contraignent les paramètres de nos modélisations. Ainsi, les apports sédimentaires en entrée du modèle obéiront aux variations établies avec des flux moyens au Miocène relativement faibles, une augmentation au Messinien et à 1Ma. Un basculement plio-pléistocène du plateau constant de $0,16^\circ/\text{Ma}$ est adopté à partir d’une *Hinge Line* située à environ 15 km du trait de côte actuel.
- Dans une première approche, nous considérons une subsidence de la plate-forme et du bassin constante depuis 20 Ma. La subsidence sur le domaine de pente accomode de manière linéaire les mouvements verticaux des domaines qui l’entoure.

• Les mouvements verticaux sont contraints par l'opérateur au travers du paramètre purement "subsidence", ainsi que du paramètre de flexure élastique. Les simulations effectuées sans flexure élastique, obéissent strictement à l'opérateur, c'est-à-dire qu'appliquer une subsidence de 5000 m à partir d'une paléobathymétrie à 0 m conduit à une profondeur finale du bassin de 5000 m. Mais dans ce cas, la simulation ne tient pas compte de la rhéologie de la marge et de sa déformation en fonction de l'épaisseur de croûte. Dans nos estimations, nous avons évalué une subsidence totale. C'est pourquoi nous choisissons dans un premier temps de ne pas inclure de flexure.

Des simulations ultérieures incluant une flexure 3D (variable dans l'espace en fonction de l'épaisseur de croûte sous-jacente) permettront d'individualiser et de quantifier chacune de ces composantes verticales.

A partir d'une paléobathymétrie plane (+100m), la subsidence est ici discontinue entre plate-forme et pente. Nous adoptons une ligne charnière sur la pente (correspondant grossièrement au rebord de plateau actuel) à partir de laquelle la subsidence accélère sur la pente. La subsidence dans le bassin reste constante sur tout l'intervalle à un taux de 500m/Ma (fig. 7.38).

Les paramètres d'entrée de cette simulation permettent de reproduire les géométries des dépôts messiniens et plio-pléistocènes (fig. 7.39).

Les évaporites (halite et évaporites inférieures) remplissent le bassin (ici en bas niveau et remontée du niveau marin), surplombant les dépôts détritiques précoces liés à la chute eustatique messinienne de 1500m. Au-dessus de ce remplissage, les prismes pliocènes progradent et reconstruisant progressivement la plate-forme avec une tendance progradante au Pliocène puis pro-aggradante au Pléistocène bien visible avec les *offlaps-breaks* redessinés en gris sur la fig. 7.39.

Le bassin pré-messinien est, dans cette simulation, profond de 3100 m avec un dépôt entre 6 et 5.3 Ma nul sur la plate-forme, augmentant progressivement sur la pente (1200 m d'épaisseur en moyenne) pour atteindre 2600 m dans le bassin.

7.3.3.2 Evolution des flux sédimentaires

Les modélisations ont été effectuées dans un bassin défini comme rectangulaire aux dimensions de 250 X 400 km. L'extension de nos cartes à partir desquelles nous avons estimés les flux sédimentaires ont une extension plus réduite (d'un facteur 2 à 3 selon les cartes). Les flux sédimentaires en entrée du modèle suivent la même évolution qualitative que les flux estimés d'après la sismique mais sont donc supérieurs à ceux estimés d'après nos cartes (d'un facteur 2 à 3). Le tab. 7.4 synthétise ces flux.

Age (Ma)	Estimations	20	5.9	5.7	5.6	5.5	5.3	3.8	1	0.45
Flux séd. détritiques (km ³ /Ma)	D'après nos cartes (km ³ /Ma)	3000	51 820			51 820	13 163		18 792	18652
	Dionisos (km ³ /Ma)	9 000	80 000			30 000	25 000	35 000	45 000	

TABLE 7.4 – Tableau comparatif des flux détritiques estimés d'après nos cartes et ceux introduits en entrée de Dionisos. L'évolution des flux est identique. La différence quantitative est liée à l'extension réduite de nos cartes (entre 2 et 3 fois) comparée à l'extension de la zone modélisée.

Les modélisations confirment donc l'évolution des flux détritiques estimés d'après nos données sismiques, à savoir :

- des flux miocènes *ante* messinien relativement faibles,
- une augmentation très forte pendant la crise de salinité,
- une chute des flux début Pliocène (restant cependant 2 à 3 fois plus élevés qu'au Miocène),
- un doublement des flux depuis 1 Ma par rapport au Pliocène basal.

Nous n'avons pas pu quantifier une augmentation éventuelle des flux autour de 3.8 Ma, ce réflecteur n'étant pas prolongé dans le bassin. Les modélisations (du Plio-Quaternaire, ainsi que celle à l'échelle de la marge) semblent confirmer la hausse de la sédimentation au Pliocène Supérieur.

On peut cependant noter qu'au Messinien les flux sédimentaires introduits dans notre modèle ne sont pas 2 à 3 fois plus forts que ceux calculés d'après la sismique. Cette différence s'explique :

- par le fait que les volumes calculés d'après nos données incluent les volumes érodés sur la plate-forme et la pente et transférés dans le bassin. Les flux entrants dans Dionisos, quant à eux, ne représentent que les apports fluviaux. Les flux transférés d'amont en aval *via* l'érosion ou les glissements en masse sont paramétrés en fonction des pentes et des taux d'érosion maximum et ne sont donc pas intégrés dans les valeurs du tab. 7.4.
- De plus la proportion de sédiments détritiques au sein de l'unité UU (ou Mb considérée comme les évaporites

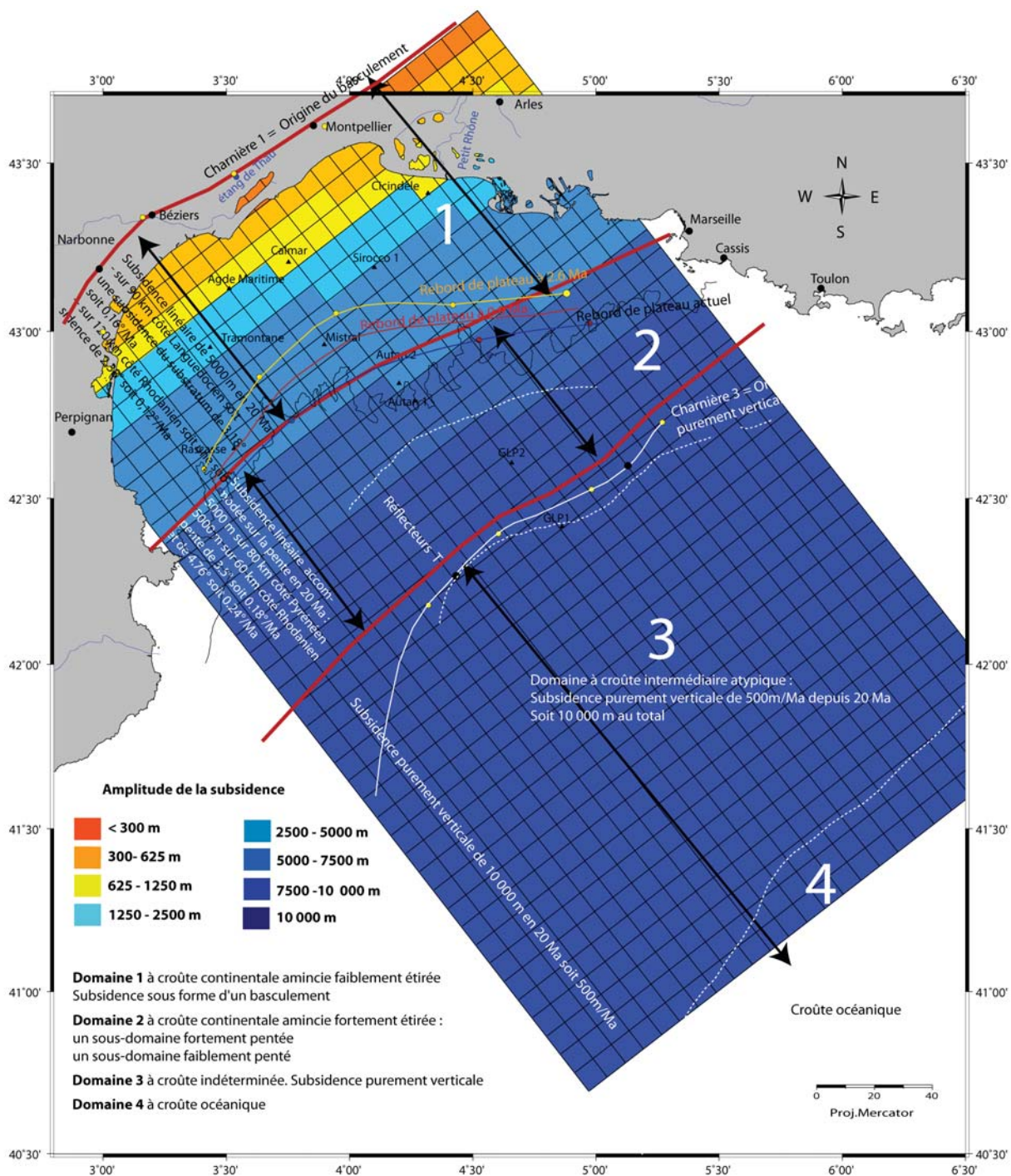


FIGURE 7.38 – Carte de subsidence définie en entrée de Dionis. La géométrie du bassin est définie par un rectangle de 250 X 400 km avec une maille de 10X10 km. 3 sources sont déclarées, une 1ère représentant le Rhône, une 2ème représentant les fleuves languedociens, et une 3ème, mineure, les petits fleuves pyrénéens.

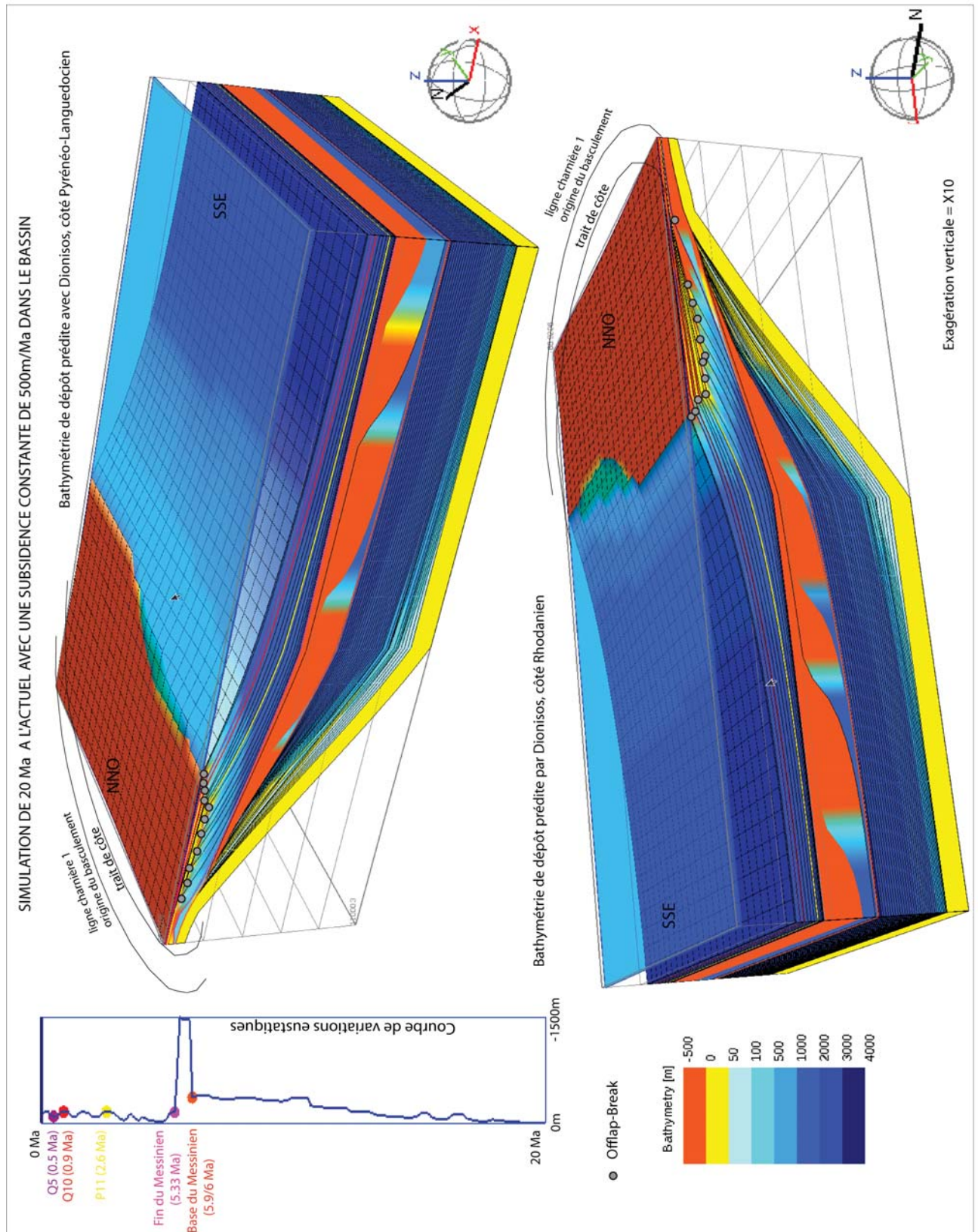


FIGURE 7.39 – Bathymétrie de dépôt prédite par Dionisos dans une simulation depuis 20 Ma avec une subsidence purement verticale et constante dans le bassin de 500 m/Ma.

inférieures) n'est pas connue et cette fraction détritique est *a priori* sous-estimée dans notre modèle.

- Enfin dans notre simulation, nous avons réduit les flux détritiques lors de la remontée du niveau marin tandis que notre estimation à partir de la sismique moyennait un flux détritique sur tout l'intervalle Messinien.

7.3.3.3 Position et Estimation des contributions relatives des différentes source

Nous avons considéré une source rhodanienne prépondérante (66 % des apports), une source Languedocienne participant à 28% des apports et une source mineure des fleuves pyrénéens (6% des apports). Dans nos modélisations, elles sont également fixes dans l'espace sur l'intervalle de temps simulé.

Or, les fleuves évoluant au cours du temps, les positions et les contributions relatives des différentes sources ne sont

Apports séd. (km ³ /Ma)/Age	Moyens (km ³ /Ma)	20 Ma	5.9 Ma	5.5 Ma	5.3 Ma	3.8 Ma	1 Ma
Source 1 Rhodanienne	20190	13 333	53 333	20 000	15 385	23 333	30 000
Source 2 Languedocienne	8390	5333	21 333	8000	7690	9333	12 000
Source 3 Pyrénéenne	1950	1333	5 334	2000	1925	2333	3000
Totale	30 525	20 000	80 000	30 000	25 000	35 000	45 000

TABLE 7.5 – Contribution des différentes sources aux apports terrigènes du bassin Provençal.

pas forcément constantes dans le temps et nécessitent d'être affinées.

Au Quaternaire par exemple, les sédiments contribuant à la croissance du plateau du Golfe du Lion sont principalement délivrés par 2 sources : le bassin versant du Rhône et celui des fleuves Aude, Orb et Agly. Les rivières les plus méridionales du Roussillon, le Têt et la Tech n'auraient, elles, que peu d'influence [Tesson et al., 2005]. A l'actuel, des études récentes en cours (S. Molliex) estiment que 75% des volumes érodés actuels sont issus des Alpes. Seulement 5.5 % des volumes sédimentaires sont issus des Pyrénées. Début Pliocène en revanche, la décharge des petits fleuves pyrénéens semble particulièrement forte sur la plate-forme du Golfe du Lion, beaucoup plus qu'au Quaternaire ou qu'à l'actuel. Or, un soulèvement du massif des Albères (Est des Pyrénées) est recensé [Mauffret et al., 2001]. On peut supposer que les taux d'érosion pyrénéen sont accrus par cette surrection et augmentent la décharge des fleuves pyrénéens. Les débits de ces derniers sont d'ailleurs probablement accentués par les pentes plus fortes après la surrection. De plus, début Pliocène, les sédiments sont d'abord employés à combler les *rias* creusées au Messinien. Etant donné l'ampleur du canyon messinien du Rhône par rapport à celle du Languedoc et du Roussillon, on peut supposer que les sédiments rhodaniens parviennent plus tardivement en mer. Début Pliocène, les contributions relatives des sources au remplissage de la plate-forme seraient donc différentes de celles actuelles.

En incluant les événements tectoniques alpins et pyrénéens à terre, ainsi que la tectonique salifère en mer, des simulations à plus haute résolution du Pliocène et du Quaternaire permettraient alors d'imager de manière plus précise le remplissage des 5 derniers Ma avec les éventuels détournements des canyons par les mouvements salifères et l'évolution des contributions des sources participant à l'édification des différents appareils sédimentaires observés.

7.3.3.4 Perspectives dans les modélisations stratigraphiques

Une subsidence constante depuis 20 Ma de la marge avec un affaissement de 500m/Ma dans le bassin permet de reproduire les géométries de dépôts observées.

Il ne s'agit pas de l'unique configuration possible. Aussi il faudrait pouvoir réitérer les mêmes simulations en considérant :

- la subsidence définie dans la configuration (2),
- une subsidence éventuellement variable dans le temps. Un important dépôt de sel dans le bassin, ainsi que l'augmentation des flux sédimentaires au Pliocène et au Pléistocène entraîne une surcharge sédimentaire qui serait cohérente avec une accélération de subsidence après le Messinien. D'autant plus que cette charge s'applique sur un domaine où la croûte sous-jacente (dont la nature est indéterminée) est relativement mince.
- un quatrième point charnière, situé sur la pente entre les points charnières 1 et 2.

Quantifier et modéliser les éventuels réajustements isostatiques au Messinien permettraient d'établir les paléogéographies précises *ante*, *syn* et *post*- crise afin de mieux comprendre l'ampleur et les effets de la crise messinienne sur l'évolution de la marge.

Il serait intéressant d'inclure une flexure élastique fonction de l'épaisseur et du type de croûte sous-jacente aux dépôts. La composante flexurale n'a, en effet, pas été prise en compte dans les modélisations présentées dans ce manuscrit.

Des tests préliminaires ont cependant été réalisés avec une subsidence constante moyenne de 350 m/Ma et incluant une épaisseur élastique progressivement décroissante de 70 à 30 km en fonction de l'épaisseur décroissante de croûte vers le bassin. Ils indiquent une composante de subsidence tectonique de 250 m/Ma à laquelle s'ajoute une déformation flexurale de 100m/Ma.

7.4 Réajustements isostatiques liés à l'évènement messinien : résultats préliminaires et perspectives

La quantification de la subsidence plio-pléistocène nous a permis d'évaluer un ordre de grandeur de l'amplitude du rebond isostatique lié à la crise messinienne : la plate-forme externe, au niveau des têtes du canyon actuel de Sète, enregistre un soulèvement de plus de 1300 m (résultats intégrés dans l'article de [Rabineau et al., 2012] *soumis*, cf Annexes - Volume II). Cette valeur est du même ordre de grandeur que le soulèvement estimé par [Mauffret et al., 2001] (1700 m) au large du massif des Albères (Pyrénées), à 20 km environ au Sud de notre estimation. En considérant une durée de crise de 700 000 ans [CIESM, 2008], nous estimons un taux de soulèvement de 1830 m/Ma, montrant l'importance et la rapidité des mouvements verticaux de réajustements au Messinien.

Cette valeur est en revanche très supérieure aux estimations de [Govers et al., 2009] dans le Golfe du Lion issus de modélisations d'isostasie. Ces auteurs décrivent les réajustements liés à l'assèchement du bassin (entraînant un soulèvement de la marge) et au dépôt des évaporites dans le bassin (entraînant une surcharge dans le bassin). Il en résulterait un soulèvement limité entre 300 m et 600 m à 100 km au large du trait de côte actuel, le soulèvement lié à la décharge en eau étant compensé par la charge des évaporites. Cependant, ces modélisations ne prennent en compte ni l'ampleur de l'érosion sur le plateau (plus de 1000 m [Bache et al., 2009]), ni la quantité de dépôts détritiques et évaporitiques récemment observée (environ 3000 m [Bache et al., 2009]). [Gargani, 2004], en modélisant une décharge en eau de la Méditerranée de 1500 m (sur 700 km de long et 2500 m de profondeur), avait estimé une surrection de plus de 500 m du bassin méditerranéen, et entre 30 et 300 m théorique de bombement sur le continent dû à la flexure. En additionnant les effets de la compensation isostatique dues à l'incision, à ceux dus à la disparition de la charge en eau, l'auteur estime entre 350 m et 1000 m de surrection offshore. Ces modélisations donnent un ordre de grandeur supérieur à celles de [Govers et al., 2009], mais comme précédemment la quantité de dépôts détritiques et évaporitiques du bassin ne sont pas pris en compte.

On a déjà vu au chapitre 5 que les séries miocènes de la plate-forme suivent la morphologie du substratum ; elles sont faillées et parfois fortement décalées mais n'apparaissent pas basculées de manière constante comme les séries plio-pléistocènes (fig. 5.8). Elles sont en effet plus ou moins inclinées selon les profils. Au centre de la plate-forme (LRM18, LRM28), les réflecteurs (repères intra-miocènes sur les figures) sont même horizontaux à sub-horizontaux, et si, vers le littoral pyrénéen, leur pente est abrupte, ils conservent leur parallélisme sur la totalité du plateau. Même si l'on considère une subsidence miocène nulle, les séries miocènes devraient être basculées par la subsidence plio-pléistocène qu'elles subissent. Or, si un rebond isostatique lié à l'assèchement du bassin et au dépôt de sel messinien s'est exercé sur la marge, on peut supposer que la subsidence plio-pléistocène (et miocène en partie) a compensé les effets de ce rebond sur les séries déposées avant et pendant le Messinien et qui apparaissent aujourd'hui horizontales. Les séries plio-pléistocènes, n'étant pas encore déposées au moment du rebond isostatique, ne subissent que la subsidence plio-pléistocène. Le basculement plio-pléistocène fournirait alors un ordre de grandeur (minimum) de ce réajustement isostatique.

- Sur la plate-forme centrale, le soulèvement serait donc graduel et compris entre 500 m et 1250 m de la côte au rebord actuel de plate-forme.
- Le basculement le plus fort des séries miocènes se situe sur l'extrême Ouest de la plate-forme du Golfe du Lion entre la faille de transfert catalane et la faille de transfert Rascasse [Gorini et al., 2005]. C'est cette zone, au large du massif des Albères (Pyrénées) qui enregistre un soulèvement de plus de 1700 m, probablement au Messinien d'après [Mauffret et al., 2001], [Calvet, 1996]. C'est également dans cette zone qu'un bombement, celui du *rollover* Rascasse, est clairement visible aujourd'hui (sur le profil LRM04). Il serait issu d'une "réactivation considérable des failles du socle au cours du Miocène-début Pliocène [Gorini et al., 2005]. Ce *rollover* pourrait, de la même manière, indiquer l'amplitude et l'axe du rebond isostatique qui n'a pas encore été compensé par la subsidence plio-pléistocène.
- A l'Est, sur la plate-forme rhodanienne, les strates miocènes sont également courbées et basculées en liaison à "des mouvements verticaux entre la côte et le domaine de plate-forme" [Gorini et al., 2005].

Il serait alors envisageable de quantifier et carter précisément les basculements des réflecteurs miocènes visibles aujourd'hui sur les données sismiques de plate-forme. En les repositionnant avant le basculement plio-pléistocène qu'ils ont subis (qui, lui, est connu), on pourrait établir une carte des pentes de plate-forme au début du Pliocène. Leur variabilité par rapport à un basculement moyen reflèterait alors les amplitudes du réajustement isostatique. On peut également se demander si les bombements observés dans la topographie de la MES sont hérités de la topographie préexistante du substratum (lors du rifting) ou bien si ces bombements sont acquis au Messinien par

des réajustements isostatiques, affectant alors également le substratum.

Il serait alors envisageable de confronter les valeurs et positions des basculements de la plate-forme fini-miocènes avec les profils de pente des fleuves messiniens. [Lofi, 2002] avait déjà remarqué 2 ruptures systématiques de pente sur ces profils en long, les attribuant à l'érosion régressive lors de la chute du niveau marin. En considérant ces profils comme à l'équilibre, ces ruptures pourraient toutefois témoigner de l'ampleur et de la répartition des réajustements isostatiques.

De plus, la limite rugueux-lisse, représentant la date de transition (et le niveau marin associé) entre une remontée rapide et lente, se situe à une profondeur constante de 1.6 std sur la sismique, exceptée sur les bords de la marge (vers la Provence à l'Est et les Pyrénées à l'Ouest) où sa profondeur actuelle est à 1.4 std [Bache, 2008]. Il serait donc intéressant de vérifier si cette différence peut être attribuable aux réajustements isostatiques.

Chapitre 8

Conclusions et Perspectives

8.1 Conclusions

En établissant une continuité stratigraphique entre le domaine de plate-forme et le bassin profond, nos travaux ont permis d'établir une vision globale de la marge du Golfe du Lion.

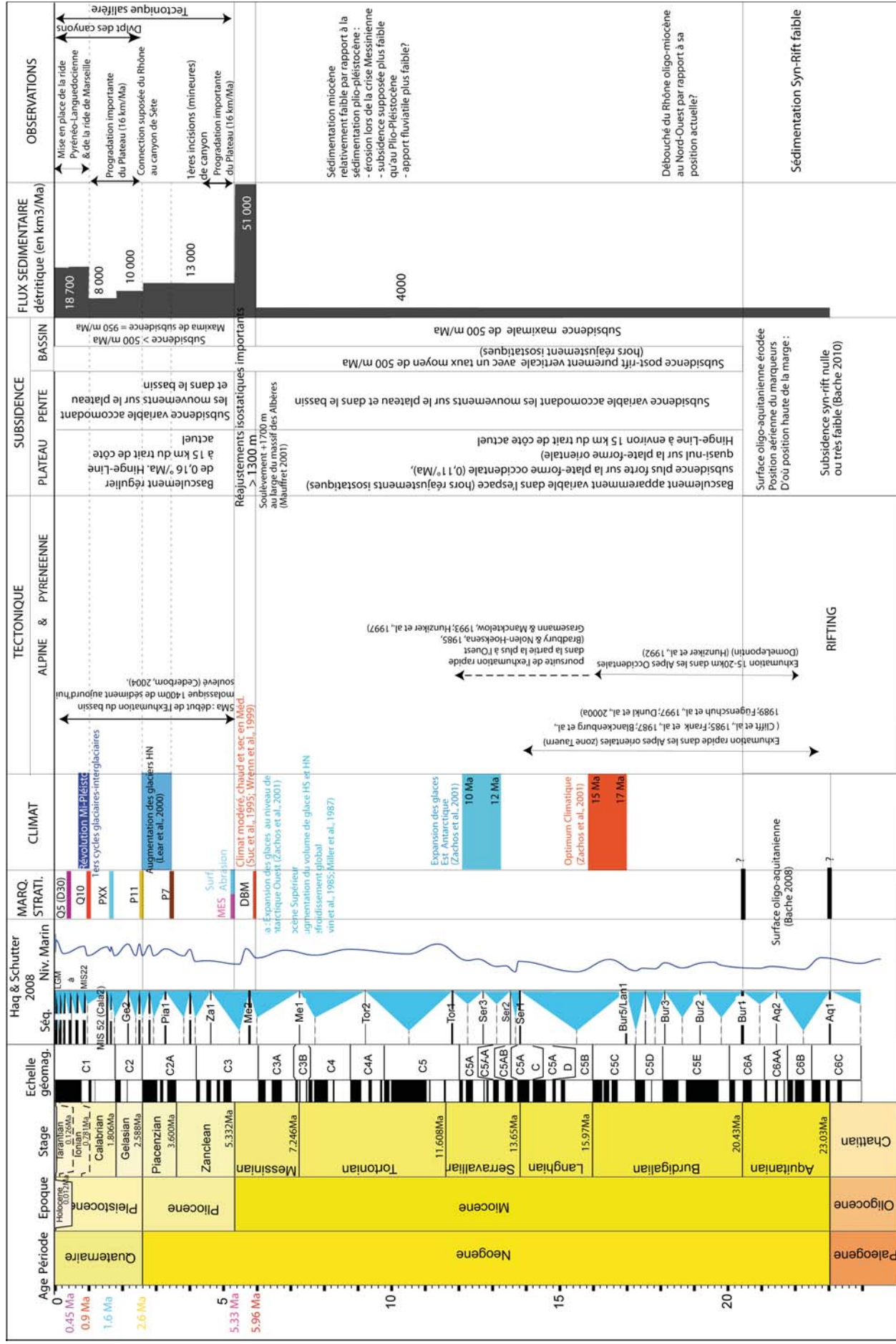
Les repères stratigraphiques du Plio-Pléistocène (2.6 Ma, 0.9 Ma et 0.45 Ma) ont notamment été corrélés jusqu'au pied de pente. Les jalons messiniens ont également été étendus et précisés à la suite des travaux de [Bache, 2008]. L'ensemble de la marge a ainsi pu être cartographiée depuis le substratum jusqu'à l'actuel.

Des lois de conversion en profondeurs (métriques) des différentes unités chronostratigraphiques ont ensuite été établies en 3D à partir de l'ensemble des données de forage et de réfraction (ESP). Appliquée pour chacun de nos horizons, les épaisseurs de dépôt et les volumes sédimentaires déposés ont pu être quantifiés sur chaque intervalle stratigraphique. Les séries sédimentaires ont été par la suite décompactées et les volumes "vrais" de dépôts et flux sédimentaires recalculés.

La géométrie des dépôts nous a fourni de précieux indicateurs des mouvements verticaux ayant affectés les sédiments. Elle nous permis de quantifier la subsidence plio-pléistocène du bassin, ainsi que la subsidence *post-rift* moyenne. Un ordre de grandeur des réajustements isostatiques au Messinien est également estimé (résultats intégrés dans l'article [Rabineau et al., 2012] *soumis*, cf Annexes - Volume II).

La fig. 8.1 synthétise les conclusions majeures de nos travaux quant à l'évolution des flux sédimentaires et la subsidence du bassin Provençal. Ces résultats sont replacés dans un cadre chronostratigraphique et mis en relation avec les événements climatiques et tectoniques locaux et/ou globaux de l'histoire du bassin.

Lorem ipsum dolor sit amet, consectetur adipiscing elit. Ut purus elit, vestibulum ut, placerat ac, adipiscing vitae, felis. Curabitur dictum gravida mauris. Nam arcu libero, nonummy eget, consectetuer id, vulputate a, magna. Donec vehicula augue eu neque. Pellentesque habitant morbi tristique senectus et netus et malesuada fames ac turpis egestas. Mauris ut leo. Cras viverra metus rhoncus sem. Nulla et lectus vestibulum urna fringilla ultrices. Phasellus eu tellus sit amet tortor gravida placerat. Integer sapien est, iaculis in, pretium quis, viverra ac, nunc. Praesent eget sem vel leo ultrices bibendum. Aenean faucibus. Morbi dolor nulla, malesuada eu, pulvinar at, mollis ac, nulla. Curabitur auctor semper nulla. Donec varius orci eget risus. Duis nibh mi, congue eu, accumsan eleifend, sagittis quis, diam. Duis eget orci sit amet orci dignissim rutrum.



8.1.1 Histoire du remplissage sédimentaire du bassin

8.1.1.1 Scénario de la crise messinienne

- Des prismes détritiques avaient été identifiés au débouché des réseaux fluviaux messiniens sur la pente du Golfe du Lion [Bache, 2008], [Bache et al., 2009], [Lofi, 2002], [Lofi et al., 2005]. Ils se situent au dessus de la plate-forme progradante pré-messinienne et sont surmontés par les sédiments pliocènes. La partie inférieure de cette unité s'étend vers le bassin sous les premières évaporites. Elle a donné lieu à deux interprétations différentes : [Lofi and Berné, 2008] attribuent ces prismes à des érosions sous-marines liées à des chutes du niveau marin *ante* messiniennes, tandis que [Bache et al., 2009] les attribuent à l'érosion aérienne du plateau liée à la chute du niveau marin au Messinien. La seconde hypothèse implique alors une épaisseur de dépôts détritiques dans le bassin, liés à l'érosion et au démantèlement de la marge au Messinien, de plus de 1500 m. Cette épaisseur est alors à ajouter à l'épaisseur totale de la trilogie messinienne (LU, MU et UU) précédemment considérée dans le bassin (1500 m) : il faudrait donc considérer environ 3000 m de sédiments messiniens dans le bassin.

Dans l'interprétation de [Lofi and Berné, 2008], une unité détritique est identifiée mais une fraction (non quantifiée) des produits détritiques serait également incluse dans les évaporites inférieures. Seule une estimation minimum du détritisme messinien est donc possible, son hypothèse est donc difficilement testable avec les simulations stratigraphiques. En revanche, nous avons pu estimer les flux nécessaires pour alimenter les unités détritiques messiniennes interprétées par [Bache, 2008], [Bache et al., 2009]. Ces flux ont été introduits dans Dionisos et nos modélisations ont permis de reproduire l'architecture et l'ampleur de ces dépôts, validant leur possible attribution au Messinien. Cela ne signifie pas que l'hypothèse de [Lofi and Berné, 2008] n'est pas valable. Cependant, les flux estimés s'avèrent également cohérents avec les estimations de l'érosion messinienne à terre et en mer, ce qui semble confirmer la validité de l'interprétation de [Bache, 2008]. L'analyse des environnements de dépôts des forages de [Cravatte et al., 1974] va également dans ce sens.

- Nous avons également mis en évidence une nouvelle unité messinienne au-dessus de la surface d'abrasion marine. Son extension est limitée en amont par la limite entre la surface d'érosion messinienne (MES) rugueuse et la surface d'abrasion lisse. Cette unité est interprétée comme les résidus d'abrasion lors de la transgression zancléenne. Cette unité, sableuse dans sa partie supérieure d'après le forage GLP2, se mettrait en place sur la pente lors d'une première phase de remontée du niveau marin, phase suffisamment lente pour laisser aux vagues le temps d'abraser les reliefs. Les indications lithologiques du forage indiquent par ailleurs que cette unité, dans sa partie inférieure, est constituée d'un mélange d'argile et d'évaporites et les indications biostratigraphiques témoignent d'un environnement marin. Cela suggère donc un dépôt (au moins en partie) des évaporites pendant une remontée du niveau marin.

- Nous avons modélisé un scénario de crise avec une régression de 1500 m dans un bassin initialement profond de 3500 m.

Une telle chute du niveau marin dépose les premiers produits de l'érosion amont (terrestre et de la plate-forme) sous forme de prismes sur la pente d'environ 1600 m de hauteur. Simultanément des séries profondes (bathymétrie supérieure à 3000m) s'empilent dans le bassin, atteignant 500 m d'épaisseur à 5.60 Ma. La chute se poursuivant, les prismes deltaïques progradent ensuite jusqu'au maximum de chute fixé ici à 5.49 Ma. Le *topset* du dernier prisme déposé se situe alors 2500 m au-dessus de la discontinuité de base du Messinien. De 5.49 Ma à 5.46 Ma, débute la précipitation des évaporites dans un bassin alors profond de 1500 m environ. Nous avons situé la fin de la transgression lente à 5.34 Ma, une transgression rapide lui succédant. A 5.33 Ma, le niveau marin atteint +50m (par rapport à l'actuel) et la plate-forme interne montre bien une topographie rugueuse tandis qu'en aval la topographie est lisse car ravinée par l'action des vagues. Toutefois, nous avons vu que l'abrasion marine, dans cette modélisation, se poursuivait trop en amont sur la plate-forme externe. Cela implique une transition entre la remontée lente et rapide plus précoce que 5.34 Ma.

Cette modélisation n'est que conceptuelle mais l'ordre de grandeur des flux entrants, des dépôts simulés et du *timing* reproduisent bien la réalité géologique.

- Cette modélisation, ainsi que la mise en évidence des résidus d'abrasion s'intègrent d'ailleurs dans le nouveau scénario de crise proposé par [Bache et al., 2012a] *soumis*, cf Annexes - Volume II).

Au paroxysme de la crise (5.60 Ma à 5.46 Ma), ce scénario considère 3 phases :

- En attribuant la chute majeure du niveau marin à 5.60 Ma, la première étape consiste au dépôt détritique lié à l'érosion aérienne de la plate-forme et au démantèlement de la marge,
- Les évaporites se déposent ensuite (plus de 2 km d'épaisseur) et ce, au moins en partie, pendant le début de remontée lente du niveau marin jusqu'à 5.46 Ma. La remontée du niveau marin est suffisamment lente pour qu'un ravinement par les vagues ait lieu et abrase la topographie rugueuse issue de l'érosion aérienne. Les résidus d'abrasions se déposent également pendant cette phase.
- Après 5.46 Ma, le réennoiment catastrophique de la Méditerranée, la troisième étape, met fin à la crise. La transgression est alors trop rapide pour éroder et fossiliser la surface d'érosion messinienne sur la plate-forme.

Suivant [**Garcia-Castellanos and Villasenor**, 2011], ce biphase dans la remontée du niveau marin serait à relier à la présence du seuil de Sicile : la première remontée, concernant uniquement la Méditerranée occidentale, s'étend jusqu'à ce que le niveau marin atteigne le niveau du seuil de Sicile. Le niveau marin stagne alors en Méditerranée occidentale pendant que la Méditerranée orientale se remplit. Une fois que le niveau d'eau entre ces 2 bassins s'équilibre (à la hauteur du seuil de Sicile), le ré-ennoisement s'achève de manière simultanée entre les bassins Est et Ouest.

- Ce scénario s'avère en désaccord avec d'autres auteurs, considérant un dépôt de sel antérieur à la chute du niveau marin et impliquant une érosion et un dépôt détritique postérieur aux dépôts des évaporites. La quantité de sel précipitée pendant la crise requiert en effet une évaporation estimée à 8 fois le volume de la Méditerranée actuelle et implique des entrées d'eau marines continues [**Benson et al.**, 1991], [**Blanc**, 2006], [**Hsü et al.**, 1978], [**Ryan**, 2009]. C'est pourquoi, la précipitation de sel dans les bassins est souvent considérée comme antérieure à la chute majeure du niveau marin et à l'isolation totale de la Méditerranée [**Krijgsman et al.**, 1999b] et plus facilement modélisée comme telle [**Blanc**, 2006], [**Garcia-Castellanos and Villasenor**, 2011], [**Meijer and Krijgsman**, 2005], [**Ryan**, 2008]. Cependant les modélisations dépendent des données disponibles et des hypothèses en entrée qui ne sont pas complètement contraintes ni testées. Les modèles ne démontrent donc pas "la vérité" mais permettent de vérifier la cohérence et la reproductibilité des interprétations.

L'observation de dépôts détritiques sous les évaporites centrales du Golfe du Lion est ainsi en désaccord avec cette hypothèse. On peut également noter que des plongées réalisées au large de Nice montrent des cônes détritiques décrits par [**Savoie and Piper**, 1991] dont la nature suggère un dépôt aérien. Des dépôts clastiques reliés à la MES ont aussi été identifiés sur la marge de Sardaigne [**Sage et al.**, 2005], de Valence [**Maillard et al.**, 2006], et Ligure [**Obone-Zue-Obame et al.**, 2011]. Ces dépôts sont toutefois interprétés comme contemporains des évaporites centrales. Cette chronostratigraphie n'est pas incohérente avec notre scénario, ces corps détritiques pouvant correspondre à des unités détritiques tardives telles que M2 ou M3 (résidus d'abrasion), l'essentiel des produits de l'érosion pouvant être déposé plus tôt. Or la résolution des données sismiques ne permettant pas toujours d'imager les unités sous les évaporites, un dépôt détritique antérieur aux évaporites ne peut pas être exclu.

8.1.1.2 Plio-Pléistocène

Notre étude stratigraphique, outre la quantification des budgets sédimentaires, a permis :

- d'évaluer les vitesses de reconstruction de la plate-forme plio-pléistocène,
- d'apporter des précisions sur les âges et les sources de certains appareils sédimentaires,
- d'établir une chronologie approximative de mise en place et d'évolution des canyons avec des connexions éventuelles aux fleuves à terre.

Il ressort les grandes lignes suivantes :

- Le Messinien et le Plio-Pléistocène constituent les 2 périodes d'activité majeure des canyons. Depuis le Messinien jusqu'à l'actuel, le transfert sédimentaire vers le bassin est préférentiellement réalisé :

- à l'Est, côté Rhône au niveau de l'actuel canyon sous-marin du Petit-Rhône,
- à l'Ouest, côté Languedoc-Roussillon au niveau de l'actuel canyon sous-marin Bourcart/Aude.

On peut donc supposer que les directions de pentes dans ces zones n'ont pas drastiquement changé entre 6 Ma et aujourd'hui. Les tracés des canyons au Plio-Pléistocène sont toutefois déviés par des changements locaux de pente, notamment induits par la tectonique salifère.

- Après l'événement messinien, de 5.33 Ma à environ 3.8 Ma, la plate-forme se reconstruit à une vitesse moyenne de 16 km/Ma, alimentée par les fleuves pyrénéens, languedociens et rhodaniens : le flux sédimentaire est élevé sur l'intervalle. L'essentiel des sédiments issus des sources rhodaniennes ou pyrénéo-languedociennes sont d'abord employés à combler les rias messiniennes à terre (sous forme de Gilbert deltas [**Gilbert**, 1885], avant de parvenir sur la plate-forme. Etant donnée l'ampleur du canyon messinien du Rhône (profondeur jusqu'à plus de 1000 m, sur une distance de plus de 600 km [**Clauzon**, 1982], son comblement nécessite probablement plus de temps que le comblement des vallées du Languedoc et du Roussillon. La limite Continental/Marin dans les dépôts le long de la vallée du Rhône est d'ailleurs indiquée en amont autour de 4.8 Ma à Péage du Roussillon par [**Aguilar et al.**, 1989] et en aval autour de 4.4 Ma à Saze-Mas-Soulet par [**Clauzon et al.**, 1995] indiquant un délai d'environ 500 000 ans à 1 Ma environ après la fin de crise pour combler le paléocanyon messinien du Rhône avec des sédiments marins. Le début de reconstruction de la plate-forme occidentale est donc probablement plus précoce par rapport à celui de la plate-forme rhodanienne, avec une contribution importante des fleuves pyrénéens. Une fois les rias rhodaniennes comblées (on estime ce comblement entre 500 000 ans et 1 Ma d'après la transition marin/continentale des dépôts), la décharge importante du Rhône reconstruit rapidement la plate-forme orientale : les vitesses de progradation du plateau sont très fortes entre 5.3 Ma et 3.8 Ma (20 km/Ma) tandis que la vitesse de progradation du plateau languedocien est plus faible (13 km/Ma). Même si la progradation du plateau est légèrement plus tardive, les sédiments

rhodaniens atteignent rapidement le rebord de plate-forme. Les pentes fortes côté rhodanien semblent permettre un transfert important de sédiments dans le bassin avant 3.8 Ma.

- Vers 3.8 Ma, certaines entailles messiniennes n'ont pas encore été comblées. Elles constituent des voies de transfert privilégiées des sédiments vers le bassin, notamment au niveau des actuels canyons Bourcart, Petit Rhône et Grand-Rhône. D'autres incisions, ne correspondant pas tout à fait à l'emplacement des incisions messiniennes témoignent de l'apparition des premiers canyons depuis le Messinien. Elles indiquent également des migrations locales de pente vers l'Est par rapport au Messinien.

- Entre 3.8 Ma et 2.6 Ma, la vitesse de progradation de la plate-forme rhodanienne ralentit fortement (elle diminue de moitié et atteint 10 km/Ma) tandis qu'elle reste constante sur la plate-forme occidentale (13 km/Ma). Pourtant le flux sédimentaire augmente. Les sédiments sont transférés dans le bassin probablement avec une énergie de transport particulièrement forte liée à la surrection messinienne des Alpes et l'incision qui s'ensuit.

- Les incisions visibles dans la morphologie de P11 remontent très en amont et suggèrent une connexion des fleuves aux canyons à 2.6 Ma. Ces connexions transfèrent les sédiments et permettent un remplissage efficace du bassin. A 2.6 Ma, un haut niveau marin laisse supposer une connexion des fleuves rhodaniens aux paléo-canyons de Sète, du Petit Rhône et du Grand-Rhône (le paléo-canyon de Sète captait probablement le Rhône, et le paléo-canyon du Petit-Rhône captait probablement la Durance), ainsi qu'une connexion des fleuves languedociens aux canyons Bourcart et Hérault, et enfin, une connexion du Têt-Tech au canyon Lacaze-Duthier.

- Entre 2.6 Ma et 1.6 Ma, la progradation de l'ensemble de la plate-forme est maximale (environ 16 km/Ma). L'augmentation du nombre et de la taille des canyons après 2.6 Ma témoigne d'un premier épisode de refroidissement. Pourtant les flux détritiques estimés sont faibles. Les sédiments sont donc préférentiellement déposés sur la plate-forme, probablement caractérisés par une faible énergie de transport. Celle-ci pourrait être reliée à la baisse des taux d'érosion des reliefs du bassin versant alpin qui, après une exhumation au Messinien/début Pliocène, retrouvent leur équilibre. Les pentes alors moins fortes impliqueraient des débits fluviaux plus faibles.

- Entre 2.6 Ma et aujourd'hui, la répartition de la sédimentation pléistocène montre la forte influence du réseau de canyons sous-marins. On a également observé une migration globale vers l'Ouest des canyons de la plate-forme. Les lobes d'accumulation du *Deep Sea Fan* du Rhône ont également progressivement migré vers l'Ouest entre 2.6 Ma et environ 1 Ma/0.5 Ma.

- Après un intervalle entre 1.6 Ma et 0.9 Ma où le rythme de progradation de la plate-forme est minimal (6 km/Ma), depuis 0.9 Ma, la vitesse de progradation de la plate-forme ne cesse de s'accroître, atteignant 13 km/Ma depuis 450 000 ans. Cette vitesse est à mettre en relation au doublement des flux sédimentaires dus aux changements climatiques de la révolution Mi-Pléistocène et aux changements de fréquence et d'amplitude des cycles du niveau marin.

Depuis 1 Ma, on observe des canyons particulièrement érosifs qui surcreusent leur talweg. Le chenal principal du Petit Rhône migre, non plus vers l'Ouest, mais vers l'Est, avec une chenalisation beaucoup plus marquée. Simultanément, en amont, sur la pente, les canyons du Petit Rhône et de Sète migrent (de 10 km) vers l'Ouest.

Les rides Pyrénéo-Languedocienne et de Marseille-Planier se construisent progressivement depuis 0.9 Ma; la première est vraisemblablement alimentée par les canyons de l'Aude/Hérault, Bourcart, Pruvot (éventuellement Lacaze/Duthier et Cap Creus).

8.1.2 Evolution des flux sédimentaires

Nous cherchions à répondre à deux questions majeures :

- Quelles sont les évolutions remarquables de nos flux sédimentaires détritiques et quelle en est l'origine ? Peut-on les corréler à des variations climatiques et/ou tectoniques ?
- L'accélération des flux terrigènes depuis 5 Ma défendue par [Kuhlemann, 2000], [Kuhlemann and Kempf, 2002] dans les Alpes, et au niveau mondial [Hay et al., 2002] est-elle observée dans notre bassin ?

L'estimation de nos flux sédimentaires détritiques montre :

- d'abord des flux et taux de sédimentation moyens au Miocène *ante* messinien relativement faibles,
- puis des flux au début du Pliocène multipliés par 3 par rapport aux flux moyens du Miocène *ante* messinien,
- une augmentation, ensuite, autour de 3.8 Ma,
- enfin, une forte hausse à 0.9 Ma, les flux et taux de sédimentation doublant.

8.1.2.1 Le climat conditionne l'évolution des budgets sédimentaires

L'augmentation des flux sédimentaires autour de 1 Ma correspond à un changement climatique majeur au niveau mondial : la Révolution Mi-Pléistocène. Elle marque un changement fondamental de la cyclicité climatique terrestre : l'obliquité avec des cycles de 41 ka, prédominante début Pléistocène, est supplantée par des cycles climatiques de 100 ka de plus grandes amplitudes. Ce changement de cyclicité daté autour de 0.8-0.9Ma en Atlantique [Ruddiman et al., 1986], est aussi accompagné d'une augmentation globale du volume de glace [Muttoni et al., 2003], [Head and Gibbard, 2005] et d'une augmentation significative de l'amplitude des reliefs des Alpes Européennes qui serait la conséquence des glaciations pendant la révolution de la Mi-Pléistocène [Valla et al., 2011] : le climat serait capable d'inciser dramatiquement les vallées tout en préservant les hauts reliefs. Des données de thermochronologie indiquent que la vallée du Rhône en Suisse s'est ainsi approfondie de 1 à 1.5 km sur le dernier million d'années [Valla et al., 2011]. Confirmant le développement d'une érosion glaciaire efficace lié au refroidissement climatique, ces travaux expliquent également le doublement de nos flux depuis 1 Ma. Le bassin Provençal est alors le réceptacle d'un flux massif de sédiments alpins lié au changement climatique.

L'augmentation des budgets détritiques repérée dans nos modélisations autour de 3.8 Ma se corrèle à un premier épisode global de refroidissement recensé, correspondant à l'extension des glaces dans l'hémisphère Nord [Lear et al., 2000], [Zachos et al., 2001]. Le changement climatique conditionne là encore l'ampleur de la sédimentation terrigène dans notre bassin, un refroidissement amplifiant l'érosion à terre. L'érosion glaciaire étant accrue et/ou plus efficace, elle apporte plus de matériel détritique aux fleuves et aux bassins. On peut aussi supposer que les glaces flottantes piègent d'importantes quantités de particules détritiques, libérables dans l'océan (lors de la fonte).

Mais, un autre épisode de refroidissement apparaît vers 2.6 Ma. Il suit l'émergence des cycles glaciaires-interglaciaires de l'Hémisphère Nord depuis 3 à 3.2 Ma [Shackleton et al., 1995], [Zachos et al., 2001] et est associé à une augmentation des glaces flottantes dans l'Atlantique Nord [Backman, 1979]. Si les changements climatiques à 0.9 Ma et 3.8 Ma sont à l'origine de nos variations de flux sédimentaires, nous devrions également observer une telle augmentation autour de 2.6 Ma. Or, à cette date, nous enregistrons une tendance inverse. En considérant nos estimations d'âges valides, nous pouvons donc supposer :

- qu'un refroidissement climatique n'engendre pas systématiquement une érosion accrue à terre et une augmentation de flux sédimentaires,
- ou bien, qu'à cette époque, se produit un piégeage particulièrement fort des flux détritiques au niveau des bassins terrestres amont.
- ou encore, qu'un (ou d') autre(s) facteur(s) plus prépondérant(s) et tendant à une diminution des flux se surimpose(nt) au refroidissement climatique.

8.1.2.2 La tectonique locale conditionnerait la hausse des flux vers 5 Ma

L'estimation de nos budgets sédimentaires indique que :

- si l'on considère l'interprétation de [Bache, 2008] quant à la position de la base de l'évènement messinien, notre flux détritique est multiplié par 17.5 pendant la crise Messinienne. Il est ensuite divisé par 5 au début du Pliocène mais reste toutefois 3,5 fois plus grand qu'au Miocène *ante* Messinien.

- si l'on considère les travaux de [Lofi, 2002], [Lofi et al., 2005], le flux terrigène messinien (alimentant les unités purement détritiques) diminue de 30% par rapport au flux moyen du Miocène *ante* Messinien. Ce dernier est multiplié par 2,5 au début du Pliocène.

Si l'on exclut l'évènement messinien, le bassin Provençal enregistre donc une hausse du budget sédimentaire début Pliocène d'un facteur 3 environ par rapport au flux moyen du Miocène quelle que soit les interprétations considérées. Ceci confirme l'accélération des flux depuis 5 Ma défendue par [Kuhlemann, 2000], [Kuhlemann and Kempf, 2002] dans les Alpes, ainsi que celle observée au niveau mondial par [Hay et al., 2002] vers 5 Ma. Si cette augmentation est mondiale, un (ou des) facteur(s) global (aux) doivent expliquer cette hausse.

L'estimation de nos budgets apporte des éléments de discussion sur cette augmentation et son origine. On peut en effet se demander dans quelle mesure la crise de salinité messinienne contribue à cette augmentation.

En adoptant la base de l'évènement messinien telle que décrite par [Bache, 2008], le pic détritique majeur se situe, non pas au début du Pliocène (5.33 Ma), mais plus précocement entre l'assèchement du bassins (5.96 Ma) et son réennoisement (5.33 Ma). Ce flux se corrèle d'ailleurs aux taux d'érosion anormalement élevés observés au niveau des Alpes entre 6 Ma et 4 Ma, et dont la cause n'est pas identifiée [Hunziker et al., 1992]. [Vernon et al., 2008] indiquent également une augmentation (au moins locale) des taux d'exhumation alpin au Pliocène.

Or, nous avons estimé d'importants réajustements isostatiques liés à la crise de salinité [Rabineau et al., 2012] *soumis*. Ces réajustements, en exhumant les reliefs, pourraient être à l'origine des taux d'érosion alpins particulièrement forts et de l'ampleur des flux détritiques mesurés. La quantité d'apports détritiques des fleuves augmente drastiquement

au Messinien, en relation avec la chute du niveau marin en Méditerranée. Les fleuves, devant s'adapter à ce niveau de base, ajustent leur profil d'équilibre en érodant les terrains drainés, se chargeant de particules détritiques. L'érosion accrue des reliefs alpins entre 6 Ma et 4 Ma ([Hunziker et al., 1992], [Kuhlemann, 2000]) augmenterait encore la décharge des fleuves messiniens dans notre bassin.

Dans cette hypothèse, nous pouvons confirmer une accélération locale des flux détritiques due à la crise de salinité messinienne entre 5.96 Ma et 5.33 Ma. Après 5.33 Ma, les flux diminuent mais restent élevés. Des changements (climatiques et/ou tectoniques) mondiaux peuvent être à l'origine de ces flux, mais la crise messinienne participe probablement à cette augmentation. Il se pourrait en effet que son influence se fasse sentir jusqu'à 2.6 Ma, date autour de laquelle les reliefs exhumés lors de la crise seraient totalement rééquilibrés. Cela expliquerait la diminution de nos flux sédimentaires vers 2.6 Ma et impliquerait donc un retour à l'équilibre des reliefs en 3 Ma environ après la crise de salinité. Dans cette hypothèse, l'accélération des flux autour de 5 Ma pourrait n'être que locale ou refléter une augmentation par un facteur global inférieure à celle estimée par [Hay et al., 2002].

8.1.2.3 Influence de l'augmentation des flux sédimentaires sur la tectonique

Si, comme nous venons de le voir, le climat et la tectonique influencent l'évolution des flux sédimentaires, l'augmentation des flux sédimentaires, à cause de la surcharge qu'ils entraînent, peut également être capable d'engendrer des mouvements tectoniques. Faisant rejouer des zones de faiblesse à l'aplomb de failles miocènes sous-jacentes, l'augmentation du flux depuis 1 Ma entraîne en effet des déformations tectoniques (de 50 m d'amplitude environ) affectant localement les séries pliocènes et pléistocènes inférieures de la plate-forme interne.

De la même manière, on peut envisager que les déformations liées à la tectonique salifère évoluent conjointement à l'évolution des flux sédimentaires. Les modalités de mobilité et de fluage du sel vers le bassin, ainsi que la propagation des déformations visibles (fréquences et tailles des diapirs par exemple) sont-elles la conséquence de l'épaisseur sédimentaire et du poids des sédiments sus-jacents ou bien, comme suggéré par [Ryan, 2011], le résultat de la combinaison de processus géodynamiques qui aurait produit un basculement vers le bassin? Dater précisément les variations temporelles, le type et l'amplitude des déformations liées au sel, conjointement aux variations de flux sédimentaires, permettraient d'apporter des éléments sur les éventuels mouvements verticaux du bassin.

8.1.2.4 Transfert des flux au sein du bassin : importance de la subsidence et de l'érosion

Subsidence et érosion sont 2 facteurs influants sur la sédimentation. Les épaisseurs de sédiments sont en effet maximales au niveau des zones amincies (bas de pente actuelle) et de la croûte intermédiaire et océanique (dans le bassin profond). C'est-à-dire là où la subsidence est maximale. Créant l'accommodation et la topographie, la subsidence joue donc un rôle clé dans le remplissage et les transferts de flux sédimentaires du bassin Liguro-Provençal.

L'érosion particulièrement forte au Messinien est également capable de créer d'importants reliefs et de transférer d'énormes quantités de sédiments d'amont en aval (1500 m d'épaisseur en moins d'un Ma). [Bache, 2008] et [Lofi, 2002] avaient déjà pointé son importance en mesurant des incisions messiniennes supérieures à 1000 m sur la plate-forme. Les modélisations ont d'ailleurs montré que ce paramètre influence fortement l'ampleur des transferts de flux d'amont en aval et les épaisseurs sédimentaires déposées dans le bassin. Fixer un taux d'érosion à 1000 m/Ma contraint à des incisions maximales sur le plateau inférieur à 1000 m. En fixant un taux d'érosion maximale à 2500 m/Ma, l'ampleur des incisions sur la plate-forme et de la sédimentation en aval augmente de 10% en moyenne, mais localement les épaisseurs finales de sédiments déposés dans le bassin peuvent augmenter de 40%.

Un tel taux d'érosion n'est pas incohérent avec les mesures d'érosion à long-terme de 3000 à 6000 m/Ma dans des orogènes actives comme celle de Taiwan [Dadson et al., 2003], ni à ceux à une échelle plus petite (< 10 ka), de l'Holocène où les taux d'érosion mesurés se situent entre 1.5 mm/an (1500 m/Ma) et 15 mm/an (15 000 m/Ma). En effet, en général, plus l'échelle de temps sur laquelle les taux d'érosion sont estimés est grande, plus ces taux sont lissés et masquent les événements ponctuels (sur une échelle de temps < 1 Ma) particulièrement érosifs [Allen and Allen, 2005].

Nous avons estimé un taux d'érosion au Messinien à 2200 m/Ma et fixé un taux d'érosion maximal pour nos simulations de la crise à 2500 m/Ma (sur une échelle de temps de l'ordre du Ma). Ce taux est identique à celui employé pour des simulations du Quaternaire par [Rabineau, 2001]. Il s'avère proche du taux d'exhumation du dernier Ma estimé dans les Alpes par [Glotzbach et al., 2011] à 2000 m/Ma. [Valla et al., 2011] montre d'ailleurs que les Alpes enregistrent une érosion particulièrement forte depuis le dernier Ma. Cette étude montre donc que les processus érosifs au Messinien sont particulièrement forts et de l'ordre de 2500 m/Ma.

8.1.3 Quantification des mouvements verticaux de la marge

8.1.3.1 Subsidence *post rift*

Trois domaines de subsidence différentielle ont été distingués : le domaine de plate-forme, celui de pente et le bassin. La marge est donc caractérisée par trois lignes charnières de subsidence ou *hinge-line*.

- Nous avons montré que la subsidence calculée en 2D sur un profil (LRM18) par [Rabineau, 2001], [Rabineau et al., 2012] soumis (cf Annexes - Volume II), est extrapolable sur l'ensemble de la plate-forme. La subsidence plioquaternaire sur la plate-forme prend ainsi la forme d'un basculement régulier de $0,16^\circ/\text{Ma}$ à partir d'une ligne charnière située à environ 15 km du trait de côte actuel. Elle est constante sur tout l'intervalle.

La subsidence du substratum, quant à elle, prend également la forme d'un basculement à partir de la même ligne charnière. Mais la subsidence *post-rift* du plateau n'apparaît pas constante dans le temps : la dynamique de basculement oligo-miocène semble varier entre le Miocène et le Plio-Pléistocène. La subsidence *post rift* moyenne est estimée à $0,06^\circ/\text{Ma}$ sur le plateau oriental, valeur beaucoup plus faible qu'à l'Ouest, où elle est mesurée autour de $0,11^\circ/\text{Ma}$.

Si au Plio-Pléistocène, la subsidence est globalement constante dans le temps et l'espace ($0,16^\circ/\text{Ma}$), au Miocène elle apparaît inférieure et semble varier dans l'espace. Cependant nous n'avons pas quantifier les mouvements verticaux messiniens. Nous avons mesuré des angles de basculement sur des réflecteurs qui ont probablement subis des réajustements isostatiques différentiels. Ces valeurs sont donc à prendre avec précaution. Il se peut en effet que les réajustements isostatiques au Messinien perturbent notre vision de la subsidence miocène, celle-ci pouvant être constante à la fois dans le temps et l'espace en fonction de l'ampleur des soulèvements sur la plate-forme.

- Dans le bassin profond, les sédiments s'empilent quasiment horizontalement depuis le substratum jusqu'à l'actuel. L'épaisseur sédimentée entre ces différentes strates s'avère relativement constante dans le temps. La subsidence dans le bassin prend donc la forme d'un affaissement purement vertical compris entre 225 m/Ma et 500 m/Ma. Ce mouvement s'initie à l'aplomb de la transition entre la croûte continentale amincie et la croûte atypique. Cette dernière, de nature inconnue, s'enfonce donc verticalement, permettant un dépôt oligo-miocène sus-jacent important, comparé à la sédimentation en amont (notamment sur la plate-forme rhodanienne).

- La subsidence sur la pente prend la forme d'un basculement à partir d'une ligne charnière grossièrement située au niveau du rebord de plate-forme actuel. Les réflecteurs montrant également une rupture de pente quasi-systématique à l'aplomb de la transition entre croûte continentale et croûte continentale, il n'est pas exclu qu'une autre ligne charnière y doivent être considérée. Cette subsidence, accommodant la subsidence de la plate-forme et du bassin, s'avère légèrement plus forte que celle du plateau.

Une simulation préliminaire avec Dionisos, incluant ces lignes charnières, et considérant une subsidence constante de $0,16^\circ/\text{Ma}$ sur le plateau, de 500 m/Ma dans le bassin, et une subsidence constante sur la pente accommodant les subsidences de part et d'autre, reproduit l'architecture sédimentaire de la marge à partir d'une topographie initiale plane de la marge. Elle montre donc que l'hypothèse d'une subsidence *post-rift* constante du bassin de 500 m/Ma depuis 20 Ma (similaire à celle indiquée par [Séranne, 1999]) est possible. Cette modélisation nécessite cependant d'être affinée.

L'enregistrement sédimentaire permet donc de décrypter les lois de subsidence qui semblent corrélées aux différents grands domaines structuraux sous-jacents : (1) le domaine à croûte continentale, (2) celui à croûte continentale amincie et (3) à croûte intermédiaire. La subsidence de ces différents types de croûte est donc fonction de leur propriété (nature, épaisseur, rhéologie...).

8.1.3.2 Estimation de l'ordre de grandeur des réajustements messiniens

La plate-forme externe, au niveau des têtes du canyon actuel de Sète, enregistre un soulèvement de plus de 1300m (résultats intégrés dans l'article de [Rabineau et al., 2012] soumis, cf Annexes - Volume II). Cette valeur est du même ordre de grandeur que le soulèvement estimé par [Mauffret et al., 2001] (1700 m) au large du massif des Albères (Py-rénées), à 20 km environ au Sud de notre estimation. En considérant une durée de crise de 700 000 ans [CIESM, 2008], nous estimons donc un taux de soulèvement de 1830 m/Ma, montrant l'importance et la rapidité des mouvements verticaux de réajustements au Messinien.

Cette valeur est en revanche très supérieure aux estimations de [Govers et al., 2009] dans le Golfe du Lion issus de modélisations d'isostasie. Ces auteurs décrivent les réajustements liés à l'assèchement du bassin (entraînant un soulèvement de la marge) et au dépôt des évaporites dans le bassin (entraînant une surcharge dans le bassin). Il en résulterait un soulèvement limité entre 300 m et 600 m à 100 km au large du trait de côte actuel, le soulèvement lié à la décharge en eau étant compensé par la charge des évaporites. Cependant, ces modélisations ne prennent en compte ni l'ampleur de l'érosion sur le plateau (plus de 1000 m [Bache et al., 2009]), ni la quantité de dépôts détritiques et

évaporitiques récemment observée (environ 3000 m [Bache et al., 2009]).

[Gargani, 2004], en modélisant une décharge en eau de la Méditerranée de 1500 m (sur 700 km de long et 2500 m de profondeur), avait estimé une surrection de plus de 500 m du bassin méditerranéen, et entre 30 et 300 m théorique de bombement sur le continent dûs à la flexure. En additionnant les effets de la compensation isostatique dues à l'incision, à ceux dus à la disparition de la charge en eau, l'auteur estime entre 350 m et 1000 m de surrection offshore. Ces modélisations donne un ordre de grandeur supérieur à celles de [Govers et al., 2009], mais comme précédemment la quantité de dépôts détritiques et évaporitiques du bassin n'est pas pris en compte.

La position haute de la plate-forme pendant le rifting [Bache, 2008], [Bache et al., 2010], les taux de subsidence particulièrement forts calculés dans cette étude, ainsi que le mouvement subsidant purement vertical dans le bassin ne correspondent pas à l'évolution attendue d'après les modèles conservatifs d'extension des marges. Des études menées sur les marges atlantiques [Moulin et al., 2005], [Aslanian et al., 2009], [Labails et al., 2010] avaient déjà mis ce point en évidence. Les résultats de nos travaux confirment donc la nécessité de considérer de nouveaux modèles d'évolution des marges dites passives [Aslanian et al., 2009], [Bache et al., 2010].

8.2 Perspectives

- La perspective immédiate de ces travaux consisterait à poursuivre les simulations tests de subsidence. Elles permettraient éventuellement d'invalider ou de privilégier certaines hypothèses et de préciser les différences visibles de morphologie de la marge entre l'Ouest et l'Est.

Pour contraindre la subsidence post-rift, il est indispensable de quantifier les réajustements isostatiques au Messinien. Cela permettrait d'établir les paléogéographies précises *ante*, *syn* et *post*- crise afin de mieux comprendre l'ampleur et les effets de la crise messinienne sur l'évolution de la marge. La cartographie et la quantification de ces mouvements seraient réalisables à partir de la sismique en étudiant précisément le basculement des réflecteurs miocènes (dont on aurait ôté la subsidence plio-pléistocène maintenant connue). Il serait également envisageable de confronter ces données aux profils de pente des fleuves messiniens. [Lofi, 2002] avait déjà remarqué 2 ruptures systématiques de pente sur ces profils en long, les attribuant à l'érosion régressive lors de la chute du niveau marin. En considérant ces profils comme à l'équilibre, ces ruptures pourraient toutefois témoigner de l'ampleur et de la répartition des réajustements isostatiques.

De plus, la limite rugueux-lisse, représentant la date de transition (et le niveau marin associé) entre une remontée rapide et lente, se situe à une profondeur constante de 1.6 std sur la sismique, exceptée sur les bords de la marge (vers la Provence à l'Est et les Pyrénées à l'Ouest) où sa profondeur actuelle est à 1.4 std [Bache, 2008]. Il serait donc intéressant de vérifier si cette différence peut être attribuable aux réajustements isostatiques.

- Prolonger le pointé sismique de l'ensemble des réflecteurs plio-quatérnaires dans le bassin profond permettrait de quantifier plus précisément l'évolution des budgets sédimentaires. L'extension sur la pente et dans le bassin (grâce aux données de sismique 6 traces de la mission Progrès) de notre horizon P7 daté à 3.8 Ma fournirait d'ailleurs une estimation réelle de l'évolution des budgets sédimentaires au sein du Pliocène.

- La tectonique salifère a joué un rôle majeur dans la sédimentation plio-pléistocène. Un autre axe de travail consisterait à quantifier et dater les rejets et l'extension liées aux failles et à analyser précisément l'évolution des déformations de la pile sédimentaire (notamment le développement du diapirisme). Cela permettrait de mieux comprendre les interactions entre tectonique salifère, sédimentation, flux sédimentaire et nature de substratum.

- Etablir des repères stratigraphiques miocènes à l'échelle de la marge serait également nécessaire pour quantifier les variations des flux sédimentaires intra-miocènes. La stratigraphie miocène permettrait aussi de contraindre les variations éventuelles de subsidence au cours du Miocène et entre Miocène et Plio-Pléistocène.

Chapitre 9

Bibliographie

Bibliographie

- Abreu, V., and J. Anderson (1998), Glacial eustasy during the cenozoic ; sequence stratigraphic implications, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 82(7), 1385–1400.
- Adams, C., R. Benson, R. Kidd, W. Ryan, and R. Wright (1977), The messinian salinity crisis and evidence of late miocene eustatic changes in the world ocean, *Nature*, 269, 383–386.
- Aguilar, J., G. Clauzon, and J. Michaux (1989), Limite mio-pliocène dans le sud de la france d’après les faunes de rongeurs : état de la question et remarques sur les datations à l’aide des rongeurs, *Bull. Soc. Paleontol. Ital. (Bologna)*, 28, 137–145.
- Aharon, P., S. L. Goldstein, C. Wheeler, and G. Jacobson (1993), Sea-level events in the south pacific linked with the messinian salinity crisis, *Geology*, 21, 771–775.
- Allen, P., and J. Allen (2005), *Basin analysis, Principles and Applications*, 549 pp., Blackwell Publishing Ltd, Second Edition.
- Aloisi, J. (1986), Sur un modèle de sédimentation deltaïque : contribution à la connaissance des marges passives, Thèse de doctorat, Université de Perpignan, 162p.
- Aloisi, J., C. Froget, H. Got, A. L’Homer, and A. Monaco (1984), *Quaternaire : précontinent et littoraux*, 559–561 pp., In : Synthèse géologique du Sud-Est de la France, Mémoire du BRGM n° 125 (Eds Debrand-Passard).
- Ambert, P., J.-P. Aguilar, and J. Michaux (1998), Evolution géodynamique messino-pliocène en languedoc central : le paléo-réseau hydrographique de l’orb et de l’hérault (sud de la france), *Geodynamica Acta*, 11, 139–146.
- Anell, I., H. Thybo, and I. Artemieva (2009), Cenozoic uplift and subsidence in the north atlantic region : Geological evidence revisited, *Tectonophysics*, 474, 78–105.
- Argand, E. (1911), Sur les plissements en retour et la structure en éventail dans les alpes occidentales, *Bulletin de la Société vaudoise de sciences naturelles*, 47, 33–36.
- Artemjev, M., and E. Artyushkov (1971), Structure and isostasy of the baikal rift and the mechanism of rifting, *Geophysical Research*, 76, 1197–1211.
- Arthaud, F., and M. Séguret (1981), Les structures pyrénéennes du languedoc et du golfe du lion et de sa bordure nord, *Bull. Soc. Geol. France*, 23, 51–63.
- Arthaud, F., M. Ogier, and M. Séguret (1980), Géologie et géophysique du golfe du lion (sud de la france), *Bulletin du B.R.G.M (deuxième série)*, 1, 175–193.
- Aslanian, D., and M. Moulin (2012), *Paleogeographic consequences of conservational models in the South Atlantic Ocean*, In : W.U. Mohriak, A. Danforth, P.J. Post, D.E. Brown, G.C. Tari, M. Nemcok & S.T. Sinha (Eds). *Conjugate Divergent Margins*. Geological Society, London, Special Publications, 369.
- Aslanian, D., M. Moulin, J.-L. Olivet, P. Unternehr, L. Matias, F. Bache, M. Rabineau, H. Nouzé, and F. Klingelhofer (2009), Brazilian and african passive margins of the central segment of the south atlantic ocean : Kinematic constraints, *Tectonophysics*, 468, 98–112.
- Asselman, N., H. Middelkoop, and P. VanDijk (2003), The impact of changes in climate and land use on soil erosion, transport and deposition of suspended sediment in the river rhine, *Hydrological Processes*, 17, 3225–3244.

- Assen, E. V., K. Kuiper, N. Barhoun, W. Krijgsman, and F. Sierro (2006), Messinian astrochronology of the melilla basin : Stepwise restriction of the mediterranean-atlantic connection through morocco, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 238(1-4), 15–31.
- Bache, F. (2008), Evolution oligo-miocène des marges du micro-océan liguro-provençal, Thèse de doctorat, Université de Bretagne Occidentale.
- Bache, F., J.-L. Olivet, C. Gorini, M. Rabineau, J. Baztan, D. Aslanian, and J.-P. Suc (2009), Messinian erosional and salinity crises : View from the provence basin (gulf of lions, western mediterranean), *Earth and Planetary Science Letters*, 286, 139–157.
- Bache, F., J.-L. Olivet, C. Gorini, D. Aslanian, C. Labails, and M. Rabineau (2010), Evolution of rifted continental margins : The case of the gulf of lions (western mediterranean basin), *Earth and Planetary Science Letters*, 292, 345–356.
- Bache, F., J. Gargani, J.-P. Suc, C. Gorini, M. Rabineau, J.-L. Olivet, S.-M. Popescu, E. Leroux, G. Jouannic, D. D. Couto, J.-L. Rubino, G. Clauzon, A. D. Reis, and D. Aslanians (2012a), Detailed process of the peak of the messinian salinity crisis : Evidences from the gulf of lions (nw mediterranean), *xxx, xx, xx–xx*.
- Bache, F., S.-M. Popescu, M. Rabineau, C. Gorini, J.-P. Suc, G. Clauzon, J.-L. Olivet, J.-L. Rubino, M.-C. Melinte-Dobrinescu, F. Estradan, L. Londeix, R. Armijo, B. Meyer, L. Jolivet, G. Jouannic, E. Leroux, D. Aslanian, A. D. Reis, L. Macochain, N. Dumurdzanov, I. Zagorchev, V. Lesić, D. Tomić, M. Namik, Cagatay, J.-P. Brun, D. Sokoutis, I. Csato, G. Ucar, and J. B. Z. Çakir (2012b), A two step process for the reflooding of the mediterranean after the messinian salinity crisis, *Basin Research*, 23, 1–29.
- Backman, J. (1979), Pliocene biostratigraphy of dsdp sites 111 and 116 from the north atlantic ocean and the age of northern hemisphere glaciation, stockholm contrib., *Geology*, 32, 115–137.
- Backman, J., and I. Raffi (1997), Calibration of miocene nannofossil events to orbitally-tuned cyclostratigraphies from cearea rise : Proc. odp., *Sci. Res.*, 154, 83–99.
- Balco, G., J. Stone, N. Lifton, and T. Dunai (2008), A complete and easily accessible means of calculating surface exposure ages or erosion rates from ¹⁰be and ²⁶al measurements, *Quaternary Geochronology*, 3, 174–195.
- Ballevre, M., Y. Lagabrielle, and O. Merle (1990), Tertiary ductile normal faulting as a consequence of lithospheric stacking in the western alps, *Mémoire de la Société géologique de France*, 156, 27–236.
- Bally, A. (1982), Musings over sedimentary basin evolution, *Philosophical Transaction of the Royal Society of London*, A305, 325–338.
- Banda, E., and S. Wickham (1986), The geological evolution of the pyrenees, *Tectonophysics*, 129 (1-4), 381 pp.
- Barber, P. (1981), Messinian subaerial erosion of the proto-nil delta, *Marine Geology*, 44 (3/4), 253–272.
- Barr, F., and B. Walker (1973), *Late Tertiary channel system in northern Libya and its implications on Mediterranean sea level changes*, vol. 13, Part 2. U.S. Government Printing Office, Washington, D.C, 1244–1250 pp., In : W.B.F. Ryan and K.J. Hsü (Eds.), Initial Reports of Deep Sea Drilling Project.
- Barruol, G., A. Deschamps, and O. Coutant (2004), Mapping upper mantle anisotropy beneath se france by sks splitting indicates neogene asthenospheric flow induced by apenninic slab roll-back deflected by the deep alpine roots, *Tectonophysics*, 394(1-2), 125–138.
- Bassetti, M., G. Jouet, F. Dufois, S. Berné, M. Rabineau, and M. Taviani (2006), Sand bodies at the shelf edge in the gulf of lions (western mediterranean) : Deglacial history and modern processes, *Marine Geology*, 234(1-4).
- Bassetti, M., S. Berné, G. Jouet, M. Taviani, B. Dennielou, J.-A. Flores, A. Gaillot, R. Gelfort, S. Lafuerza, and N. Sultan (2008), The 100-ka and rapid sea level changes recorded by prograding shelf sand bodies in the gulf of lions (western mediterranean sea), *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(Q11R05).
- Bayer, R., J. L. Mouël, and X. L. Pichon (1973), Magnetic anomaly pattern in the western mediterranean, *Earth and Planetary Science Letters*, 12, 168–176.
- Baztan, J. (2004), Formation et évolution des canyons sous-marins du golfe du lion : relation avec les cycles glacio-eustatiques, Thèse de doctorat, Université de Bretagne Occidentale.
- Baztan, J., S. Berné, J.-L. Olivet, M. Rabineau, D. Aslanian, M. Gaudin, J.-P. Rehault, and M. Canals (2005), Axial incision : the key to understand submarine canyon evolution (in the western gulf of lion), *Marine and Petroleum geology*, 22, 805–826.

- Beaumont, C., C. Keen, and R. Boutillier (1982a), Comparison of foreland and atlantic type basins, *In : P. Kent and M.P.H. Boot and D.P. MacKenzie and C.A. Williams (Eds), The Evolution of Sedimentary Basins, ptysl A305*, pp. 295–317.
- Beaumont, C., C. Keen, and R. Boutillier (1982b), On the evolution of rifted continental margins : comparison of models and observations for the nova scotian margin, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society of London*, 70, 667–715.
- Bellaiche, G., and Y. Mart (1995), Morphostructure, growth patterns and tectonic control of the rhone and nile deep-sea-fans, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 79, 259–284.
- Bellaiche, G., V. Coutellier, and L. Droz (1989), Detailed morphology, sedimentary structure and evolution of the continental margin of the western provençal basin (south of france) since late miocene, *Marine Geology*, 89, 259–268.
- Benedicto, E. (1996), Modèles tectono-sédimentaires de bassins en extension et style structural de la marge passive du golfe du lion (partie nord), sud-est france, Ph.D. thesis, Université de Montpellier 2, France, 235 p.
- Benjamin, M., N. Johnson, and C. Naeser (1987), Recent rapid uplift in the bolivian andes ; evidence from fission-track dating, *Geology*, 15, 680–683.
- Benson, R., K. R.-E. Bied, and G. Bonaduce (1991), An important current reversal (influx) in the rifian corridor (morocco) at the tortonian-messinian boundary : The end of tethys ocean, *Paleoceanography*, 6(1), 165–192.
- Bentounsi, F. (1990), Ecors golfe du lion, interprétation des profils de sismique réflexion longue écoute : cinématique d'ouverture de la méditerranée occidentale, Ph.D. thesis, rapport de DEA Géosciences marines et physique des océans, Brest.
- Berggren, W., D. Kent, and J. Flynn (1985a), Jurassic to paleogene, 2. paleogene geochronology and chronostratigraphy, *In : The Chronology of the Geological Record, Snelling, N.J. (Eds.), Memoirs of the Geological Society*, 10, 141–186.
- Berggren, W., D. Kent, and J. V. Couvering (1985b), The neogene, 2. neogene geochronology and chronostratigraphy, *In : The Chronology of the Geological Record, Snelling, N.J. (Eds.), Memoirs of the Geological Society*, 10, 211–250.
- Berggren, W., F. Hilgen, C. Langereis, D. Kent, J. Obradovitch, I. Raffi, M. Raymo, and N. Shackleton (1995a), Late neogene chronology : new perspectives in high-resolution stratigraphy, *Geological Society of America Bulletin*, 107, 1272–1287.
- Berggren, W., D. Kent, C. Swisher, and M.-P. Aubry (1995b), A revised cenozoic geochronology and chronostratigraphy, *In : Berggren et al. (Eds.), Geochronology, Times Scales and Global Stratigraphic Correlation, SEPM Spec. Publ.*, 54, 129–212.
- Bernet, M., M. Brandon, J. I. Garver, and B. Molitor (2004), Downstream changes in alpine detrital zircon ft ages of the rhône and rhine rivers, *J. Sediment. Res.*, 74, 82–94.
- Bernet, M., M. Brandon, J. Garver, M. Balestieri, B. Ventura, and M. Zattin (2009), Exhuming the alps through time : clues from detrital zircon fission-track thermochronology, *Basin Research*, 21, 781–798.
- Berné, S., B. Loubrieu, and C. C. Team (1999), Canyons et processus sédimentaires récents sur la marge occidentale du golfe du lion. premiers résultats de la campagne calmar, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 328, 471–477.
- Bessis, F. (1986), Some remarks on the study of subsidence of sedimentary basins : Application to the gulf of lions margin (western mediterranean), *Marine and Petroleum geology*, 3, 37–63.
- Bessis, F., and J. Burrus (1985), Etude de la subsidence de la marge du golfe du lion, *Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 10, 123–141.
- Besson, D. (2005), Architecture du bassin rhodano-provençal miocène (alpes, se france). relations entre déformation, physiographie et sédimentation dans un bassin molassique d'avant-pays, 437 p., Thèse de doctorat, Ecole des Mines de Paris.
- Bierman, P., and E. Steig (1996), Estimating rates of denudation using cosmogenic isotope abundance in sediment, *Earth Surf. Proc. Land*, 21, 125–139.
- Bigot-Cormier, F. (2002), La surrection du massif cristallin externe de l'argentera (france-italie) et ses relations avec la déformation pliocène de la marge nord-ligure : arguments thermochronologiques (traces de fission), géomorphologiques et interprétations de sismique marine, Thèse de doctorat, Université de Nice, France.

- Bigot-Cormier, F., G. Poupeau, and M. Sosson (2000), Dénudations différentielles du massif cristallin externe alpin de l'argentera (sud-est de la France) révélées par thermochronologie traces de fission (apatites, zircons), *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 330, 363–370.
- Biju-Duval, B. (1984), *Les marges continentales françaises autour de la Méditerranée*, 249–333 pp., In : G. Boillot, M. Montadert, L. Lemoine & B. Biju-Duval (Eds.), *Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France*, Editions Masson, Paris.
- Biju-Duval, B. (1999), *Géologie sédimentaire : Bassins, Environnements de dépôts, Formation du pétrole*, Editions Technip, Paris et Institut Français du Pétrole, Rueil-Malmaison.
- Biju-Duval, B., and B. Savoye (2001), *Océanologie, 2nd Edition*, Dunod, Paris.
- Biju-Duval, B., B. Letouzet, and L. Montadert (1978), Structure and evolution of the mediterranean basins., In : K. Hsü, L. Montadert et al. (Eds), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Vol. 42, Part I, U.S. Government Printing Office, Washington*, pp. 951–984.
- Blanc, P.-L. (2000), Of sills and straits : a quantitative assessment of the messinian salinity crisis, *Deep-Sea Research I*, 47, 1429–1460.
- Blanc, P.-L. (2002), The opening of the plio-quadernary gibraltar strait : assessing the size of a cataclysm, *Geodynamica Acta*, 15, 117–122.
- Blanc, P.-L. (2006), Improved modelling of the messinian salinity crisis and conceptual implications, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 238, 349–372.
- Blanckenburg, F. (2006), The control mechanisms of erosion and weathering at basin scale from cosmogenic nuclides in river sediments., *Earth and Planetary Science Letters*, 242, 223–239.
- Blanckenburg, F., and J. Davies (1995), Slab breakoff; a model for syncollisional magmatism and tectonics in the alps, *Tectonics*, 14, 120–131.
- Boillot, G. (1990), *Géologie des marges continentales*, Masson, Paris.
- Boillot, G., and C. Coulon (1998), *La déchirure continentale et l'ouverture océanique, Géologie des marges passives*, Gordon and Breach Science Publishers.
- Boillot, G., M. Recq, E. Winterer, A. Meyer, J. Applegate, M. Baltuck, J. Bergen, M. Comas, T. Davies, K. Dunham, C. Evans, J. Girardeau, G. Goldberg, J. Haggerty, L. Jansa, J. Johnson, J. Kasahara, J. Loreau, E. Luna-Sierra, M. Moulade, J. Ogg, M. Sarti, J. Thurow, and M. Williamson (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 (4), 335–342.
- Bonnel, C., B. Dennielou, L. Droz, T. Mulder, and S. Berné (2005), Architecture and depositional pattern of the rhône neofan and recent gravity activity in the gulf of lions (western mediterranean), *Marine and Petroleum geology*, 22, 827–843.
- Bonnet, S., and A. Crave (2003), Landscape response to climate change : Insights from experimental modeling and implications for tectonic versus climatic uplift of topography, *Geology*, 31, 123–126.
- Bonow, J., P. Japsen, K. Lidmar-Bergström, J. Chalmers, and A. Pedersen (2006), Cenozoic uplift of nuussuaq and disko, west greenland - elevated erosion surfaces as uplift markers of a passive margin, *Geomorphology*, 80, 325–337.
- Bott, M. (1971), Evolution of young continental margins and formation of shelf basins, *Tectonophysics*, 11, 319–327.
- Bott, M. (1982), Origin of lithosphere tension causing basin formation, *Philosophical Transaction of the Royal Society of London*, A305, 319–324.
- Bott, M. (1992), Passive margins and their subsidence, *Journal of Geological Society*, 149(5), 805–812.
- Bourdillon, C. (1994), *Micropaléontologie de sédiments de sondage dans le Golfe du Lion (mer Méditerranée)*.
- Bourrillot, R., E. Vennin, J.-M. Rouchy, M.-M. Blanc-Valleron, A. Caruso, and C. Durlet (2010), The end of the messinian salinity crisis in the western mediterranean : Insights the carbonate platforms of south-eastern spain, *Sedimentary Geology*, 229, 224–253.
- Bravard, J. (2010), Discontinuities in braided patterns : the river rhône from geneva to the camargue delta before river training, *Geomorphology*, 117 (3-4), 219–233.

- Brocard, G., P. V. D. Beek, D. Bourles, L. Siame, and J. Mugnier (2003), Long-term fluvial incision rates and postglacial river relaxation time in the french western alps from ^{10}Be dating of alluvial terraces with assessment of inheritance, soil development and wind ablation effects, *Earth and Planetary Science Letters*, 209, 197–214.
- Broecker, W., and J. Donk (1970), Insolation changes, ice-volumes and the o (super 18) record in deep-sea cores, *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 1, 169–198.
- Brown, A., C. Carey, G. Erkens, M. Fuchs, T. Hoffman, J. Macaire, K.-M. Moldenhauer, and D. Walling (2009), From sedimentary records to sediment budgets : Multiple approaches to catchment sediment flux, *Geomorphology*, 108, 35–47.
- Brown, E., R. Stallard, M. Larsen, G. Raisberg, and F. Yiou (1995), Denudation rates determined from the accumulation of in-situ-produced ^{10}Be in the luquillo experimental forest, puerto rico, *Earth and Planetary Science Letters*, 129, 192–202.
- Brown, E., R. Stallard, M. Larsen, D. Bourlès, G. Raisbeck, and F. Yiou (1998), Determination of predevelopment denudation rates of an agricultural watershed (cayaguas river, puerto rico) using in-situ produced ^{10}Be in river-borne quartz, *Earth and Planetary Science Letters*, 160, 723–728.
- Brun, L., A. Castet, P. Grosdidier, P. Moreau, B. Prestat, C. Seyve, R. Cussey, R. Fajerweg, O. Brevart, G. Chennaux, J. Severac, J. Barlier, C. Palacios, and C. Poumot (1984), *Sondage Golfe du Lion profond n°2 GLP2, France, études de laboratoire*, SNEAP, Direction Exploration, Division recherches et applications en géologie, Boussens.
- Buddin, T., S. Kane, G. Williams, and S. Egan (1997), A sensitivity analysis of 3-dimensional restoration techniques using vertical and inclined shear constructions, *Tectonophysics*, 269, 33–50.
- Burkhard, M., and A. Sommaruga (1998), Evolution of the western swiss molasse basin : structural relations with the alps and the jura belt, *Geological Society Special Publication, London*, 134.
- Burrus, J. (1984), Contribution to a geodynamic synthesis of the provençal basin (north-western mediterranean), *Marine Geology*, 55, 247–270.
- Burrus, J., and F. Audebert (1990), Thermal and compaction processes in a young rifted basin containing evaporites : Gulf of lions, france, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 74(9), 1420–1440.
- Buscaïl, R., P. Ambatsian, A. Monaco, and M. Bernat (1997), ^{210}pb , manganese and carbon : indicators of focusing processes on the northwestern mediterranean continental margin, *Marine Geology*, 137 (Issues 3-4), 271–286.
- Butler, R., H. Lickorish, M. Grasso, H. Pedley, and L. Ramberti (1995), Tectonics and sequence stratigraphy in messinian basins, sicily, constraints on the initiation and termination of the mediterranean salinity crisis, *Geological Society of America Bulletin*, 107, 425–439.
- Butler, R., E. McClelland, and R. Jones (1999), Calibrating the duration and timing of the messinian salinity crisis in the mediterranean : linked tectonoclimatic signals in thrust-top basins of sicily, *Journal of the Geological Society of London*, 156, 827–835.
- Calais, E., J. Nocquet, F. Jouanne, and M. Tardy (2002), Current strain regime in the western alps from continuous global positioning system measurements, 1996-2001, *Geology*, 30, 651–654.
- Caldwell, J., and D. Turcotte (1979), Dependence of the tickness of the elastic oceanic lithosphere on age, *Journal of Geophysical Research*, 84(B13), 7572–7576.
- Calvet, M. (1996), Morphogenèse d'une montagne méditerranéenne : les pyrénées orientales, Thèse de doctorat, Document du BRGM n°255, 3t, 1177 p., 293 ph. h.t., pochette de cartes h.t.
- Calvet, M. (2004), The quaternary glaciation of the pyrenees, In : J. Ehlers and P.L. Gibbard (Eds), *Quaternary Glaciations -Extent and Chronology. Part I : Europe. Developments in Quaternary Science, Elsevier, Amsterdam, vol. 2a*, 119–128.
- Calvet, M., and Y. Gunnell (2008), *Planar landforms as markers of regional topographic evolution : an inversion of long-term East Pyrenean tectonics based on landscape and sedimentary basin analysis. In : K. Gallagher, S.J. Jones and J. Wainwright (Eds), Landscape Evolution : Denudation, Climate and Tectonics over Different Time and Spatial Scales.*, vol. 296, 147-166 pp.
- Campillo, A., A. Maldonado, and A. Mauffret (1992), Stratigraphic and tectonic evolution of the western alboran sea : Late miocene to recent, *Geo. Mar. Lett.*, 12(2-3), 165–172.
- Camus, H. (2001), Evolution des réseaux hydrographiques au contact cévennes-grands causses méridoniaux : conséquences sur l'évaluation de la surrection tectonique, *Bull. Soc. Geol. France*, 172(5), 549–562.

- Carr, S. (2004), The north sea basin, *In : J. Ehlers and P.L. Gibbard (Eds.), Quaternary Glaciations - Extent and Chronology, Part 1 : Europe. Developments in Quaternary Science, Elsevier, Amsterdam, vol. 2a, 261–270.*
- Caruso, A. (1999), Biostratigraphia, ciclostratigraphia e sedimentologia dei sedimenti tripolacei e terrigeni del messiniano inferiore, affioranti nel bacino di caltanissetta (sicilia) e nel bacino di lorca (spagna), Phd dissert., Palermo-Napoli Univ., Italy.
- Carvajal, C., R. Steel, and A. Petter (2009), Sediment supply : The main driver of shelf-margin growth, *Earth Science Reviews, 96, 221–248.*
- Castelltort, S., and D. D. J. Va (2003), How plausible are high-frequency sediment supply-driven cycles in the stratigraphic record, *Sedimentary Geology, 157, 3–13.*
- Castradori, D., D. Rio, F. Hilgen, and L. Lourens (1998), The global standard stratotype-section and point (gssp) of the piacentian stage (middle pliocene), *Episodes, 21, 88–93.*
- Casula, G., A. Cherchi, L. Montadert, M. Murru, and E. Sarria (2001), The cenozoic graben of sardinia (italy) : geodynamic evolution from new seismic and field data, *Marine and Petroleum geology, 18, 863–888.*
- Cathles, L., and A. Hallam (1991), Stress-induced changes in plate density, vail sequences, epeirogeny and short-lived global sea level fluctuations, *Tectonics, 10, 659–671.*
- Catuneanu, O. (2002), Sequence stratigraphy of clastic systems : concepts, merits and pitfalls, *Journal of African Earth Sciences, 35, 1–43.*
- Cavazza, W., and P. DeCelles (1998), Upper messinian siliclastic rocks in southeastern calabria (southern italy) : palaeotectonic and eustatic implications for the evolution of the central mediterranean region, *Tectonophysics, 298(1-3), 223–241.*
- Cederbom, C., H. Sinclair, F. Schlunegger, and M. Rahn (2004), Climate-induced rebound and exhumation of the european alps, *Geology, 32(8), 709–712.*
- Ceramicola, S., M. Stoker, D. Praeg, P. Shannon, L. D. Santis, R. Hoult, B. Hjelstuen, S. Laberg, and A. Mathiesen (2005), Anomalous cenozoic subsidence along the 'passive' margin from ireland to mid-norway, *Marine and Petroleum geology, 22, 1045–1067.*
- Chamot-Rooke, N., J. Gaulier, and F. Jestin (1997), Constraints on moho depth and crustal thickness in the liguro-provençal basin from a 3d gravity inversion : geodynamic implications, *Revue de l'Institut Français du Pétrole, 52, 557–583.*
- Champagnac, J., C. Sue, B. Delacou, P. Tricart, C. Allanic, and M. Burkhard (2006), Miocene orogen-parallel extension in the inner western alps revealed by dynamical fault analyses, *Tectonics, 25, doi :10.1029/2004TC001779.*
- Chappell, J., H. Zheng, and K. Fifield (2006), Yangtse river sediments and erosion rates from source to sink traced with cosmogenic ¹⁰be : Sediments from major rivers, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 241, 79–94.*
- Chenet, P., L. Montadert, H. Gainaud, and D. Roberts (1983), Extension ratio measurements on the galicia, portugal and northern biscay continental margins : implication for evolutionart models of passive continental margins, *In : J.S. Walkins and C.L. Drake (Eds), Studies in continental margin geology, Mem. Am. Assoc. of Petrol. Geol. 34, pp. 703–715.*
- Chumakov, I. (1973), Pliocene and pleistocene deposits of the nile valley in nubia and upper egypt., *In : Initial Report of Deep Sea Drilling Project, W.B.F. Ryan, K.J. Hsü and al.(Eds), U.S. Government Printing Office, Washington, 13, 1242–1243.*
- Chumakov, I. (1982), *The Earth's crust and the history of evaluation of the Mediterranean Sea : results of research of the International Geophysical Projects*, *In : Y.P. Malovitskiy, I.S. Chumakov, K.M. Shimkus, L.A. Esing and V.N. Moskalenko, Nauka, Moscow.*
- CIESM (2008), The messinian salinity crisis from mega-deposits to microbiology - a consensus report., *CIESM Workshop Monographs, 33. Monaco., 168 pp.*
- Cita, M. (1973), Mediterranean evaporite : paleontological arguments for a deep basin desiccation model, *Messinian Events in the Mediterranean. Kon. Ned. Akad. Wetensch, Amsterdam, pp. 203–223.*
- Cita, M., and W. Ryan (1978), Messinian erosional surfaces in the mediterranean, *Marine Geology, 27, 193–365.*
- Clauzon, G. (1973), The eustatic hypothesis and the pre-pliocene cutting of the rhône valley, *W.B.F. Ryan, K.J. Hsü (Eds.), Initial Report of the Deep Sea Drilling Project, pp. 1251–1256.*

- Clauzon, G. (1982), Le canyon messinien du Rhône : une preuve décisive du dessiccated deep-basin model, *Bull. Soc. Geol. France*, 24, 597–610.
- Clauzon, G. (1987a), Neogene geodynamical evolution of a pyreneo-mediterranean graben : the roussillon example (southern France), In : D. Margit (Ed.), *Proceedings of the VIIIth Congress of the Regional Committee on Mediterranean Neogene Stratigraphy, Symposium on European late Cenozoic mineral resources, Annals of the Hungarian Geological Institute, Budapest*, vol. 70, 220–226.
- Clauzon, G. (1987b), Le détritisme néogène du bassin du roussillon (pyrénées orientales, France), *Géologie Alpine, Mémoire hors série*, 13, 427–441.
- Clauzon, G. (1990), Restitution géodynamique néogène du bassin du roussillon et de l'unité adjacente des corbières d'après des données écostratigraphiques et paléogéographiques, *Paleobiologie continentale*, 17, 125–155.
- Clauzon, G., and J. Rubino (2001), *La crise de salinité messinienne et les Gilbert Deltas pliocènes marqueurs de l'évolution géodynamique du Roussillon et du Conflent*, Marges, G.D.R. (Ed.), Field Trip Guide Book of GDR Marges Atelier Golfe du Lion workshop, Perpignan, 25 pp.
- Clauzon, G., J. Rubino, and B. Savoye (1995), *Marine Pliocene Gilbert-type fan delta along the French Mediterranean coast*, 143–222 pp., Field Trip Guide Book, 16th IAS regional meeting of Sedimentology. Publ. Ass. Séd. Fr. 23.
- Clauzon, G., J.-P. Suc, F. Gautier, A. Berger, and M. Loutre (1996), Alternate interpretation of the messinian salinity crisis : controversy resolved ?, *Geology*, 24, 363–366.
- Clauzon, G., J.-P. Suc, S.-M. Popescu, M. Melinte-Dobrinescu, F. Quillévéré, S. Warny, S. Fauquette, R. Armijo, B. Meyer, J.-L. Rubino, G. Lericolais, H. Gillet, M. Cagatay, G. Uçarkus, G. Escarguel, G. Jouannic, and F. Dalesme (2008), Chronology of the messinian events and paleogeography of the mediterranean regions *s.l.*, *CIESM Workshop Monographs*, 33, 31–37.
- Clift, P., and C. Gaedicke (2002), Accelerated mass flux to the arabian sea during the middle to late miocene, *Geology*, 30, 207–210.
- Clift, P., and J. Turner (1998), Paleogene igneous underplating and subsidence anomalies in the rockall-faeroe-shetland area, *Marine and Petroleum geology*, 15, 223–243.
- Clift, P., N. Shimizu, G. Layne, J. Blusztajn, C. Gaedicke, H.-U. Schlüter, M. Clark, and S. Amjad (2001), Development of the indus fan and its significance for the erosional history of the western himalaya and karakoram, *Geological Society of America Bulletin*, 113(8), 1039–1051.
- Cloetingh, S., and H. Kooi (1992), Intraplate stresses and dynamical aspects of rifted basins, *Tectonophysics*, 215, 167–185.
- Cojan, I., and M. Renard (1999), *Sédimentologie, 2ème édition.*, 418 pp., Editions Dunod, coll. Sciences de la Terre.
- Colenam, J., and L. Wright (1975), Modern river deltas : variability of processes and sand bodies, In : M.L. Broussard (Editor), *Deltas : models for exploration*, Houston Geological Society, pp. 99–149.
- Collier, R., M. Leeder, M. Trout, G. Ferentinos, E. Lyberis, and G. Papatheodorou (2000), High sediment yields and cool, wet winters : rest of past glacial paleoclimates in the northern mediterranean, *Geology*, 28(11), 999–1002.
- Conchon, O. (1992), Que sont Günz et Mindel devenus ? approches récentes de la stratigraphie du quaternaire, *Geochronique*, 44, 16–18.
- Contrucci, I., L. Matias, M. Moulin, L. Géli, F. Klingelhoefer, H. Nouzé, D. Aslanian, J.-L. Olivet, J.-C. Sibuet, and P.-P. Rehault (2004), Deep structure of the west african continental margin, between 5°S and 8°S, from reflection/refraction seismics and gravity data, *Geophysical Journal International*, 158, 529–553.
- Cornee, J.-J., M. Ferrandini, J.-P. S. Martin, P. Münch, M. Moullade, A. Ribaud-Laurenti, S. Roger, S. S. Martin, and J. Ferrandini (2006), The late messinian erosional surface and the subsequent reflooding in the mediterranean : New insights from the melilla-nador basin (Morocco), *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 230(1–2), 129–154.
- Coutellier, V. (1985), Mise en évidence et rôle des mouvements gravitaires dans l'évolution de la marge continentale : exemple des marges du golfe du lion et de la Provence occidentale, Thèse de doctorat, 189p., Université Pierre et Marie Curie, Paris 6.
- Cravatte, J., P. Dufaure, M. Prim, and S. Rouaix (1974), Les sondages du golfe du lion : Stratigraphie, sédimentologie, *Compagnie Française des Pétroles*, Paris.

- Dadson, S., N. Hovius, et al. (2003), Erosion of the taiwan orogen, *Nature*, 426, 648–651.
- de Lange, G. J., and W. Krijgsman (2010), Messinian salinity crisis : A novel unifying shallow gypsum/deep dolomite formation mechanism, *Marine Geology*, 275, 273–277.
- Decima, A., and F. Wezel (1971), Osservazioni sulle evaporiti messiniane della sicilia centro-meridionale, *Riv. Miner. Siciliana*, 22, 172–187.
- Delacou, B., C. Sue, J. Champagnac, and M. Burkhard (2004), Present-day geodynamics in the bend of the western and central alps as constrained by earthquake analysis, *Geophysical Journal International*, 158, 753–774.
- Delunel, R., P. V. der Beek, J. Carcaillet, D. Bourlès, and P. Valla (2010), Frost-cracking control on catchment denudation rates : Insights from in situ produced ^{10}Be concentrations in stream sediments (ecrins-pelvoux massif, french western alps), *Earth and Planetary Science Letters*, 293 (1-2), 72–83.
- Demicco, R., and G. Klir (1998), Stratigraphic simulations using fuzzy logic to model sediment dispersal, *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 31, 135–155.
- Dercourt, J. (2000), *Géologie et géodynamique de la France*, Dunod, Paris.
- Derruau, M. (1957), *Précis de Géomorphologie*, Masson et Cie, Paris, 393pp.
- Dewey, J., M. Helman, E. Turco, D. Hutton, and S. Knott (1989), Kinematics of the western mediterranean, In : M.P. Coward & D. Dietrich (Eds.), *Alpine tectonics, Geological Society of London Special Publication*, vol. 45, 265–283.
- Dietrich, W., and Y. Perron (2006), The search for a topographic signature of life, *Nature*, 439, 411–418.
- Dingle, R., J. McArthur, and P. Vroon (1997), Oligocene and pliocene interglacial events in the antarctic peninsula dated using strontium isotope stratigraphy, *Journal of Geological Society*, 154(2), 257–264.
- Doglionni, C., E. Gueguen, P. Harabaglia, and F. Mongelli (1999), On the origin of west-directed subduction zones and applications to the western mediterranean, In : B. Durand, L. Jolivet, F. Horvarth & M. Seranne (Eds.), *The Mediterranean basins : Tertiary extension within the Alpine orogen, Geological Society of London Special Publication*, vol. 156, 541–561.
- DosReis, A. (2001), La tectonique salifère et son influence sur l'architecture sédimentaire quaternaire de la marge du golfe du lion - méditerranée occidentale, Thèse de doctorat, 372p., Université Pierre et Marie Curie, Paris 6.
- DosReis, A., C. Gorini, A. Mauffret, and W. Weibull (2004), Salt tectonics, a controlling factor on the development of the marseilles and grand-rhone sedimentary ridges, gulf of lions, western mediterranean sea, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 336, 143–150.
- DosReis, A., C. Gorini, and A. Mauffret (2005), Implications of salt-sediment interactions of the architecture of the gulf of lions deep water sedimentary systems - western mediterranean sea, *Marine and Petroleum geology*, 22, 713–746.
- DosReis, A., C. Gorini, W. Weibull, R. Perovano, M. Mepen, and E. Ferreira (2008), Radial gravitational gliding indicated by subsalt relief and salt-related structures : the example of the gulf of lions, western mediterranean, *Revista Brasileira de Geofísica*, 26(3), 347–365.
- Droz, L. (1991), Les éventails sous-marins profonds : structure et évolution sédimentaire à partir de l'étude comparative de trois édifices, l'éventail du rhône, la ride du var, le cône de l'indus, Habilitation à diriger des recherches, Université de Paris VI.
- Droz, L., and G. Bellaiche (1985), Rhône deep-sea-fan : morphostructure and growth pattern, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 69, 460–479.
- Droz, L., R. Kergoat, P. Cochonat, and S. Berné (2001), Recent sedimentary events in the western gulf of lions (western mediterranean), *Marine Geology*, 176, 23–37.
- Droz, L., M. Rabineau, and S. S. Party (2003), Interrelationships between the sedimentary systems in the western mediterranean (gulf of lions and balearic abyssal plain) : preliminary results from progres cruise (eurostrataform programme), In : *Abstr. Vol. Ocean Margin Research Conf., Omark, Paris, p. 130, 15-17 September*.
- Droz, L., B. Dennielou, C. Bonnel, S. Berné, P. Ferrer, I. Jegou, and P. Team (2004), The southern prolongation of the rhône neofan from recent high-resolution data (progres cruise, eurostrataform/wp3), In : *Proc. EUROSTRATAFORM 2nd Annu. Meet., Venice, 20-23 October*.
- Droz, L., A. D. Reis, M. Rabineau, S. Berne, and G. Bellaiche (2006), Quaternary turbidite systems on the northern margins of the balearic basin (western mediterranean) : a synthesis, *Geo. Mar. Lett.*, DOI-10.1007/S00367-006-0044-0.

- Duff, P. (1993), *Holmes' Principles of Physical Geology*, 791 pp., Chapman & Hall, London.
- Duggen, S., K. Hoernle, P. V. D. Bogaard, L. Rüpke, and J. Morgan (2003), Deep roots of the messinian salinity crisis, *Nature*, 422, 602–606.
- Duvail, C. (2008), Expression des facteurs régionaux et locaux dans l'enregistrement sédimentaire d'une marge passive. exemple de la marge du golfe du lion, étudiée selon un continuum terre-mer, Thèse de doctorat, Université de Montpellier II.
- Duvail, C., C. Gorini, J. Lofi, P. L. Strat, G. Clauzon, and A. D. Reis (2005), Corrélation between onshore and offshore pliocene-quaternary system tracts below the roussillon basin (eastern pyrenees, france), *Marine and Petroleum geology*, 22, 747–756.
- Edel, J., D. Dubois, R. Marchant, J. Hernandez, and M. Cosca (2001), La rotation miocène inférieur du bloc corso-sarde. nouvelles contraintes paléomagnétiques sur la fin du mouvement, *Bull. Soc. Geol. France*, 172(3), 275–283.
- Ehlers, J., and P. Gibbard (2004a), *Quaternary Glaciations - Extent and Chronology, Part 1 : Europe. Developments in Quaternary Science, vol. 2a*, Elsevier, Amsterdam.
- Ehlers, J., and P. Gibbard (2004b), *Quaternary Glaciations - Extent and Chronology, Part 2 : North America. Developments in Quaternary Science, vol. 2b*, Elsevier, Amsterdam.
- Ehlers, J., and P. Gibbard (2004c), *Quaternary Glaciations - Extent and Chronology, Part 3 : South America, Asia, Africa, Australia, Antarctica. Developments in Quaternary Science, vol. 2c*, Elsevier, Amsterdam.
- Ehlers, J., and P. L. Gibbard (2007), The extent and chronology of cenozoic global glaciation, *Quaternary International*, 164–165, 6–20.
- Einsele, G. (2000), *Sedimentary Basins - Evolution, Facies and Sediment budget*, second ed., Springer Verlag Berlin Heidelberg New York.
- Emiliani, C. (1955), Pleistocene temperatures, *Journal of Geology*, 63, 538–578.
- England, P. (1981), Metamorphic pressure estimates and sediment volumes for the alpine orogeny : an independant control on geobarometers ?, *Earth and Planetary Science Letters*, 56, 387–397.
- Escutia, C., and A. Maldonado (1992), Palaeogeographic implications of the messinian surface in the valencia trough, northwestern mediterranean sea, *Tectonophysics*, 203(1-4), 263–284.
- Fairbanks, R. (1989), A 17,000-year glacio-eustatic sea level record : influence of glacial melting rates on the younger dryas event and deep-ocean circulation, *Nature*, (342), 637–641.
- Ferrandini, J., M. Gattacceca, M. Ferrandini, A. Deino, and M. Janin (2003), Chronostratigraphy and paleomagnetism of oligo-miocene deposits of corsica (france) : geodynamic implications for the liguro-provençal basin spreading, *Bull. Soc. Geol. France*, t.174, (4), 357–371.
- Fitzgerald, P., J. Muñoz, P. Coney, and S. Baldwin (1999), Asymmetric exhumation across the pyrenan orogen : implications for the tectonic evolution of a collisional orgen, *Earth and Planetary Science Letters*, (173), 157–170.
- Flemings, P., and J. Grotzinger (1996), Strata : Freeware for analysing classic stratigraphic problems, *GSA Today*, 6, 1–7.
- Fortuin, A., and W. Krijgsman (2003), The messinian of the nijar basin (se spain), sedimentation, depositional environment and paleogeographic evolution, *Sedimentary Geology*, 160, 213–242.
- Fowler, C. (1997), *The Solid Earth : An Introduction to Global Geophysics*, 472 pp., Cambridge University Press.
- Friedman, G., and E. Sanders (1978), *Principles of sedimentology*, 769 pp., J. Wiley & sons.
- Frisch, W., J. Kuhle, I. Dunkl, and A. Brügel (1998), Palinspatic reconstruction and topographic evolution of the eastern alps during late tertiary tectonic extrusion, *Tectonophysics*, 297, 1–15.
- Gailler, A., F. Klingelhoefer, J. Olivet, D. Aslanian, the Sardinia scientific party, and T. O. team (2009), Crustal structure of a young margin pair : new results accross the liguro-provençal basin from wide-angle seismic tomography, *Earth and Planetary Science Letters*, 286, 333–345.
- Gallagher, K., R. Brown, and C. Johnson (1998), Fission track analysis and its applications to geological problems, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 26, 519–572.
- Garcia-Castellanos, D., and A. Villasenor (2011), Messinian salinity crisis regulated by competing tectonics and erosion at the gibraltar arc, *Nature*, 480, 359–363.

- Garcia-Castellanos, D., F. Estrada, I. Jiménez-Munt, C. Gorini, M. Fernández, J. Verges, and R. D. Vicente (2009), Catastrophic flood of the mediterranean after the messinian salinity crisis, *Nature*, 462, 778–781.
- Garcés, M., W. Krijgsman, and J. Agusti (1998), Chronology of the late turolian deposits of the fortuna basin (se Spain) : implications for the messinian evolution of the eastern betics, *Earth and Planetary Science Letters*, 163(1-4), 69–81.
- Gargani, J. (2004), Eustatisme, érosion et isostasie flexurale : modélisation numérique appliquée au Rhône messinien, *C.R. Geoscience*, 336, 901–907.
- Gattacceca, J., A. Deino, R. Rizzo, D. Jones, B. Henry, B. Beaudoin, and F. Vadeboin (2007), Miocene rotation of sardinia : New paleomagnetic and geochronological constraints and geodynamic implications, *Earth and Planetary Science Letters*, 258, 359–377.
- Gautier, F., G. Clauzon, J. Suc, J. Cravatte, and D. Violanti (1994), Age and duration of the messinian salinity crisis. comptes rendus de l'académie des sciences-séries iia, *Earth and Planetary Science Letters*, 318, 1103–1109.
- Genesseeux, M., and D. Lefebvre (1980), Le golfe du lion et le paléo-Rhône messinien, *Géologie Méditerranéenne*, 7(1), 71–80.
- Genesseeux, M., J. Rehault, and B. Thomas (1989), La marge continentale de la Corse, *Bull. Soc. Geol. France*, 5, 339–351.
- Gibbard, P., M. Head, M. Walker, and the Subcommittee on Quaternary Stratigraphy (2010), Formal ratification of the quaternary system/period and the pleistocene series/epoch with a base at 2.58ma, *Journal of Quaternary Science*, 25 (2), 96–102.
- Gibbs, A. (1984), Structural evolution of extensional basin margins, *Journal of the Geological Society of London*, 141, 609–620.
- Gilbert, G. (1885), The topographic features of lake shores, *U.S. Geological Survey*, 5, 75–123.
- Giraudi, C. (2004), The apennine glaciations in Italy, In : J. Ehlers and P.L. Gibbard (Eds.), *Quaternary Glaciations - Extent and Chronology, Part 1 : Europe. Developments in Quaternary Science*, Elsevier, Amsterdam, vol. 2a, 215–223.
- Giraudi, C. (2005), Middle to late holocene glacial variations, periglacial processes and alluvial sedimentation on the higher apennine massifs (Italy), *Quaternary Research*, 64, 176–184.
- Gladstone, R., R. Flecker, P. Valdes, D. Lunt, and P. Markwick (2007), The mediterranean hydrologic budget from a late miocene global climate simulation, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 251, 254–267.
- Gleadow, A., I. Duddy, P. Green, and J. Lowering (1986), Confined track lengths in apatite : a diagnostic tool for thermal history analysis, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 94, 405–415.
- Glotzbach, C., P. van der Beek, and C. Spiegel (2011), Episodic exhumation and relief growth in the Mont Blanc massif, western alps from numerical modelling of thermochronology data, *Earth and Planetary Science Letters*, 304, 417–430.
- Goffe, B., and C. Choppin (1986), High pressure metamorphism in the western alps : zoneography of metapelites, chronology and consequences, *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, Zürich, 66, 41–52.
- Gorini, C. (1989), *Inversion structurale négative : la tectonique oligo-miocène dans le fossé de Narbonne-Sigean (Aude-France)*, 75 pp., Diplôme d'Etudes Approfondies, Université Paul Sabatier, Toulouse.
- Gorini, C. (1993), Géodynamique d'une marge passive : le golfe du lion (Méditerranée occidentale), Thèse de doctorat, 256p., Université Paul Sabatier, Toulouse.
- Gorini, C. (2007), *Une synthèse de l'activité scientifique sur le micro-océan liguro-provençal : exemplaire et singulier, Etude de la genèse et de l'évolution d'un bassin et de ses marges*, Mémoire d'Habilitation à Diriger les Recherches, 411p.
- Gorini, C., P. Viallard, and J. Déramond (1991), Modèle d'inversion structurale négative : la tectonique extensive post-nappe du fossé de Narbonne-Sigean (Corbières, sud de la France), *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 312, 1013–1019.
- Gorini, C., A. Mauffret, P. Guennoc, and A. L. Marrec (1994), Structure of the gulf of lions (northwest mediterranean sea) : A review, In : *Hydrocarbon and petroleum geology of France (Ed A. Mascle)*, Special Publication of the European Association of Petroleum Geology, Springer-Verlag, Berlin, 4, 223–243.

- Gorini, C., J. Lofi, C. Duvail, A. D. Reis, P. Guennoc, P. Lestrat, and A. Mauffret (2005), The late messinian salinity crisis and late miocene tectonism : Interaction and consequences on the physiography and post-rift evolution of the gulf of lions margin, *Marine and Petroleum geology*, 22(6-7), 695–712.
- Govers, R. (2011), Choking the mediterranean to deshydration : The messinian salinity crisis, *Geology*, 37, 167–170.
- Govers, R., P. Meijer, and W. Krijgsman (2009), Regional isostatic response to messinian salinity crisis events, *Tectonophysics*, 463, 109–129.
- Granger, D., J. Kirschner, and R. Finkel (1996), Spatially averaged long-term erosion rates measured from in-situ produced cosmogenic nuclides in alluvial sediment, *J. Geol.*, 104, 249–257.
- Granjeon, D. (1996), Modélisation stratigraphique déterministe : conception et applications d'un modèle diffusif 3d multilithologique, Thèse de doctorat, Université de Rennes 1.
- Granjeon, D., and P. Joseph (1999), Concepts and applications of a 3-d multiple lithology, diffusive model in stratigraphic modelling, In : *Numerical Experiments in Stratigraphy : Recent Advances in Stratigraphic and Sedimentologic Computer Simulation*, SEPM Spec. Pub. 62, Tulsa, pp. 197–210.
- Green, P., I. Duddy, G. Laslett, K. Hegarty, A. Gleadow, and J. Lowering (1989), Thermal annealing of fission tracks in apatite. 4. quantitative modelling techniques and extension to geological time-scales, *Chemical Geology*, 79, 155–182.
- Gueguen, E. (1995), La méditerranée occidentale : un véritable océan. exemple de segmentation des marges et de hiatus cinématiques. implications sur les processus d'amincissement crustal, Thèse de doctorat, Université de Bretagne Occidentale.
- Gueguen, E., C. Doglioni, and M. Fernandez (1997), Lithospheric boudinage in the western back-arc mediterranean basins, *Terra Nova*, (9), 184–187.
- Gueguen, E., C. Doglioni, and M. Fernandez (1998), On the post-25 ma geodynamic evolution of the western mediterranean, *Tectonophysics*, (298), 259–269.
- Guennoc, P., N. Debeglia, C. Gorini, A. L. Marrec, and A. Mauffret (1994), Anatomy of a young passive margin (gulf of lions-south france) : contribution of geophysical data, In : *BCREDP 18, Eds Elf Aquitaine Production*.
- Guennoc, P., C. Gorini, and A. Mauffret (2000), Histoire géologique du golfe du lion et cartographie du rift oligo-aquitainien et de la surface d'érosion messinienne, *Géologie de la France*, (3), 67–97.
- Guglielmini, D. (1697), *Traité de la nature des fleuves*, Kessinger Legacy Reprints, Bologne.
- Guillaume, A., and S. Guillaume (1984), L'érosion dans les alpes au plio-quadernaire et au miocène., *Eclogae. Geol. Helv.*, 75, 247–268.
- Gunnell, Y., M. Calvet, S. Brichau, A. Carter, J.-P. Aguilar, and H. Zeyen (2009), Low long-term erosion rates in high-energy mountain belts : Insights from thermo- and biochronology in the eastern pyrenees, *Earth and Planetary Science Letters*, (278), 208–218.
- Hanley, T., and J. Merriam (1986), Microcomputer applications in geology, *Pergamon, Oxford*.
- Haq, B., and S. Schutter (2008), A chronology of paleozoic sea-level changes, *Science*, 3, 64–68.
- Haq, B., J. Hardenbol, and P. Vail (1987), Chronology of fluctuating sea levels since the triassic (250 million years ago to present), *Science*, 235, 1156–1166.
- Haq, B., J. Hardenbol, and P. Vail (1988), Mesozoic and cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change, In : *C.K. Wilgus et al. (Eds.), Sea level changes - An integrated approach*, SEPM Special Publication, 42, 71–108.
- Hardenbol, J., J. Thierry, M. Farley, T. Jacquin, P. de Graciansky, and P. Vail (1998), Mesozoic and cenozoic sequence chronostratigraphic framework of european basins, In : *P.C. de Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin and P.R. Vail (Eds), Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins*, , *Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists, SEPM Special Publication, Tulsa*, 60, 3–14.
- Hardie, L., and T. Lowenstein (2004), Did the mediterranean sea dry out during the miocene? a reassessment of the evaporite evidence from dsdp legs 13 and 42a cores, *Journal of Sedimentary Research*, 74 (4), 453–461.
- Hay, W. (1998), Detrital sediment fluxes from continents to oceans, *Chemical Geology*, 145, 287–323.
- Hay, W., J. Sloan, and C. Wold (1988), Mass/age distribution and composition of sediments on the ocean floor and the global rate of sediment subduction, *Journal of Geophysical Research*, 93, 14,933–14,940.

- Hay, W., C. Wold, and J. Herzog (1992), Preliminary mass-balanced, 3d reconstructions of the alps and surrounding areas during the miocene, *In : R. Pflug and J.M. Harbough (Eds.), Computer graphics in Geology. Lecture notes in Earth Sciences, 41*, 99–110.
- Hay, W., E. Soeding, R. DeConto, and C. Wold (2002), The late cenozoic uplift - climate change paradox, *International Journal of Earth Sciences, 91(5)*, 746–774.
- Head, M., and P. Gibbard (2005), Early-middle pleistocene transitions : the land-ocean evidence, *Geological Society, London, Spec. Pub., 247*.
- Helland-Hansen, W., and O. Martinsen (1996), Shoreline trajectories and sequences; description of variable depositional-dip scenarios, *Journal of Sedimentary Research, 66 (4)*, 670–688.
- Heller, P., R. Tabor, J. O'Neil, D. Pevear, M. Shafiquillah, and N. Winslow (1992), Isotopic provenance of paleogene sandstones from the accretionary core of the olympic mountains, washington, *Geological Society of America Bulletin, 104*, 140–153.
- Hilgen, F., and W. Krijgsman (1999), Cyclostratigraphy and astrochronology of the tripoli diatomite formation (pre-evaporite messinian, sicily, italy), *Terra Nova, 11*, 16–22.
- Hilgen, F., and C. Langereis (1993), A critical re-evaluation of the miocene-pliocene boundary as defined in mediterranean, *Earth and Planetary Science Letters, 118*, 167–179.
- Hilgen, F., W. Krijgsman, C. Langereis, L. Lourens, A. Santarelli, and W. Zachariasse (1995), Extending the astronomical (polarity) time scale into the miocene, *Earth and Planetary Science Letters, 136*, 495–510.
- Hilgen, F., K. Kuiper, W. Krijgsman, E. Snel, and E. V. D. Laan (2007), Astronomical tuning as the basis for high resolution chronostratigraphy : the intricate history of the messinian salinity crisis, *Stratigraphy, 4(2/3)*, 231–238.
- Hinderer, M. (2001), Late quaternary denudation of the alps, valley and lake fillings and modern river loads, *Geodynamica Acta, 14*, 231–263.
- Hodell, D., and J. Kennett (1986), Late miocene-early pliocene stratigraphy and paleoceanography of the south atlantic and southwest pacific oceans : a synthesis, *Paleoceanography, 1*, 285–311.
- Hodell, D., R. Benson, J. Kennett, and K. R. el Bied (1989), Stable isotope stratigraphy of latest miocene sequences in northwest morocco : the bou regreg section, *Paleoceanography, 4(4)*, 467–482.
- Hodell, D., R. Benson, D. Kent, A. Boersma, and K. R.-E. Bied (1994), Magnetostratigraphic, biostratigraphic, and stable isotope stratigraphy of an upper miocene drill core from the salé briqueterie (northwestern morocco) : A high-resolution chronology for the messinian stage, *Paleoceanography, 9(6)*, 835–855.
- Hodell, D., J. Curtis, F. Sierro, and M. Raymo (2001), Correlation of late miocene to early pliocene sequences between the mediterranean and north atlantic, *Paleoceanography, 16*, 164–178.
- Hodgetts, D., S. Egan, and G. Williams (1998), Flexural modelling of continental lithosphere deformation : a comparison of 2d and 3d techniques, *Tectonophysics, 294*, 1–20.
- Hoogakker, B., R. Rothwell, E. Rohling, M. Paterne, D. Stow, J. Herrle, and T. Clayton (2004), Variations in terrigenous dilution in western mediterranean sea pelagic sediments in response to climate change during the last glacial cycle, *Marine Geology, 211*, 21–43.
- Houben, P., T. Hoffman, A. Zimmermann, and R. Dikau (2006), Land use and climatic impacts on the rhine system (rheinlucifs) : quantifying sediment fluxes and human impact with available data, *Catena, 66*, 42–52.
- Hsü, K. (1973), The dessicated deep-basin model for the messinian events. in : Messinian events in the mediterranean, *C.W. Drooger. North-Holland Publ. Co., Amsterdam.*, pp. 60–67.
- Hsü, K., M. Cita, and W. Ryan (1973), *The origine of the Mediterranean evaporites. In : Init. Rep. DSDP 13*, 1203–1231 pp., W.B.F. Ryan, K.J. Hsü and al., U.S. Government Printing Office, Washington.
- Hsü, K., L. Montadert, D. Bernouilli, M. Cita, A. Erikson, R. Garrison, R. Kidd, F. Mélières, C. Müller, and R. Wright (1978), History of the mediterranean salinity crisis, *Nature, 267*, 399–403.
- Huismans, R., and C. Beaumont (2011), Depth-dependant extension, two-stage breakup and cratonic underplating at rifted margins, *Nature, 473*, 74–78.
- Hunziker, J., J. Desmons, and A. Hurford (1992), Thirty-two years of geochronological work in the central and western alps : a review on seven maps, *Mém. de Géol., 13*, 59p.

- Hurford, A., M. Flisch, and E. Jager (1989), Unravelling the thermotectonic evolution of the alps : a contribution from fission track analysis and mica dating, *In : M.P. Cowar, D. Dietrich, R.G. Park (Eds), Alpine Tectonics, Geol. Soc. London Spec. Publ., 45*, 369–398.
- Iaccarino, S., and G. Salvatorini (1982), A framework of planktonic foraminiferal biostratigraphy for early miocene to the late pliocene, *Paleontologia Stratigrafica ed Evoluzione, 2*, 115–125.
- Ito, G., and P. Clift (1998), Subsidence and growth of pacific cretaceous plateaus, *Earth and Planetary Science Letters, 161*, 85–100.
- Japsen, P., J. Bonow, P. Green, J. Chalmers, and K. Lidmar-Bergström (2006), Elevated, passive continental margins : long-term highs or neogene uplift? new evidence from west greenland, *Earth and Planetary Science Letters, 248*, 330–339.
- Jarvis, G., and D. McKenzie (1980), Sedimentary basin formation with finite extension rates, *Earth and Planetary Science Letters, 48*, 42–52.
- Jolivet, L., R. Augier, C. Robin, J.-P. Suc, and J.-M. Rouchy (2006), Lithospheric-scale geodynamic context of the messinian salinity crisis, *Sedimentary Geology, 188-189*, 9–33.
- Jouet, G. (2007), Enregistrements stratigraphiques des cycles climatiques et glacio-eustatiques du quaternaire terminal, Thèse de doctorat, Université de Bretagne Occidentale.
- Jouet, G., E. Hutton, J. Syvitski, and S. Berné (2008), Response of the rhône deltaic margin to loading and subsidence during the last climatic cycle, *Computers & Geosciences, 34*, 1338–1357.
- Kahle, H., A. Geiger, B. Buerki, E. Gubler, U. Marti, B. Wirth, M. Rothacher, W. Gurtner, G. Beutler, I. Bauersima, and O. Pfiffner (1997), Recent crustal movements, geoid and density distribution ; contribution from integrated satellite and terrestrial measurements, *In O.A. Pfiffner, P. Lehner, P. Heitzman, S. Mueller and A. Steck (Eds.), Results of NRP20; deep structure of the Swiss Alps : Base, Boston, Berlin, Birkhäuser Verlag*, pp. 251–259.
- Karner, G., and A. Watts (1982), On isostasy at atlantic-type continental margins, *Journal of Geophysical Research, 87(B4)*, 2923–2948.
- Karner, G., and A. Watts (1983), Gravity anomalies and flexure of the lithosphere at mountain ranges, *Journal of Geophysical Research, 88*.
- Kastens, K. (1992), Did glacio-eustatic sea level drop trigger the messinian salinity crisis? new evidence from ocean drilling program site 654 in the tyrrhenian sea, *Paleoceanography, 7(3)*, 333–356.
- Keen, C. (1987), Some important consequences of lithospheric extension, *Spec. Publ. Geol. Soc. Lond., 28*, 67–73.
- Kendall, C., J. Srobel, R. Cannon, J. Bezdek, and G. Biswas (1991), The simulation of the sedimentary fill of basin, *Journal of Geophysical Research, 93*, 6911–6929.
- Klingelhofer, F., J.-L. Olivet, D. Aslanian, F. Bache, M. Moulin, L. Matias, A. Afilhado, H. Nouzé, M. Beslier, and A. Gailler (2008), Preliminary results from the sardinia deep seismic cruise on the western sardinia and gulf of lions conjugate margin pair, *EGU General Assembly, Vienna*.
- Kouwenhoven, T., F. Hilgen, and G. V. D. Zwaan (2003), Late tortonian-early messinian stepwise disruption of the mediterranean-atlantic connections : constraints from benthic foraminiferal and geochemical data, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 198(3-4)*, 303–319.
- Kouwenhoven, T., C. Morigi, A. Negri, S. Giunta, W. Krijgsman, and J.-M. Rouchy (2006), Paleoenvironmental evolution of the eastern mediterranean during the messinian : Constraints from integrated microfossil data of the pissouri basin (cyprus), *Marine Micropaleontology, 60(1)*, 17–44.
- Krijgsman, W., and P. Meijer (2008), Depositional environments of the mediterranean 'lower evaporites' of the messinian salinity crisis : Constraints from quantitative analyses, *Marine Geology, 253(3-4)*, 73–81.
- Krijgsman, W., F. Hilgen, S. Marabini, and G. Vai (1999a), New paleomagnetic and cyclostratigraphic age constraints on the messinian of the northern apennines (vena del gesso basin, italy), *In : M.B. Cita, J. McKenzie (Eds.), Cycles, Sea Levels in Messinian Times. Mem. Soc. Geol. Ital., vol. LIV*, 25–33.
- Krijgsman, W., F. Hilgen, I. Raffi, F. Sierro, and D. Wilson (1999b), Chronology, causes and progression of the messinian salinity crisis, *Nature, 400(12)*, 652–655.
- Krijgsman, W., A. Fortuin, F. Hilgen, and F. Sierro (2001), Astrochronology for the messinian sorbas basin (se spain) and orbital (precession) forcing of evaporite cyclicity, *Sedimentary Geology, 140*, 43–60.

- Krijgsman, W., M.-M. Blanc-Valleron, R. Flecker, F. Hilgen, T. Kouwenhoven, D. Merle, F. Orszag-Sperber, and J.-M. Rouchy (2002), The onset of the messinian salinity crisis in the eastern mediterranean (pissouri basin, cyprus), *Earth and Planetary Science Letters*, 194(3-4), 299–310.
- Krijgsman, W., S. Gaboardi, F. Hilgen, S. Iaccarino, E. D. Kaenel, and E. V. D. Laan (2004), Revised astrochronology for the ain el beida section (atlantic morocco) : No glacio-eustatic control for the onset of the messinian salinity crisis, *Stratigraphy*, 1(1), 87–101.
- Kuhlemann, J. (2000), Post-collisional sediment budget of circum-alpine basins (central europe), *Mem. Sci. Geol., Padova*, 52, 1–91.
- Kuhlemann, J., and O. Kempf (2002), Post-eocene evolution of the north alpine foreland basin and its reponse to alpine tectonics, *Sedimentary Geology*, 152, 45–78.
- Kuhlemann, J., W. Frisch, I. Dunkl, and B. Székely (2001), Quantifying tectonic versus erosive denudation by the sediment budget : the miocene core complexes of the alps, *Tectonophysics*, 330, 1–23.
- Kukla, G., and V. Cilek (1996), Plio-pleistocene megacycles : record of climate and tectonics, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 120, 170–194.
- Kuszniir, N., and R. Park (1987), The extensional strength of the continental lithosphere : its dependence on geothermal gradient, and crustal composition and thickness, *Geological Society, London, Special Publication*, 28, 35–52.
- Laan, E. V. D., S. Gaboardi, F. Hilgen, and L. Lourens (2005), Regional climate and glacial control on high-resolution oxygen isotope records from ain el beida (latest miocene, northwest morocco) : A cyclostratigraphic analysis in the depth and time domain, *Paleoceanography*, 20, PA1001–22pp.
- Laan, E. V. D., E. Snel, E. D. Kaenel, F. Hilgen, and W. Krijgsman (2006), No major deglaciation across the miocene-pliocene boundary : Integrated stratigraphy and astronomical tuning of the loulja sections (bou regreg area, nw morocco), *Paleoceanography*, 21, PA3011–27pp.
- Labails, C. (2007), La marge sud-marocaine et les premières phases d'ouverture de l'océan atlantique central, Thèse de doctorat, Université de Bretagne Occidentale/ IFREMER.
- Labails, C., J.-L. Olivet, and the Dakla study group (2009), Crustal structure of the sw moroccan margin from wide-angle and reflection seismic data (the dakhla experiment). part b -the tectonic heritage, *Tectonophysics*, 468 (1-4), 83–97.
- Labails, C., J.-L. Olivet, D. Aslanian, and W. Roest (2010), An alternative early opening scenario for the central atlantic ocean, *Earth and Planetary Science Letters*, 297 (3-4), 355–368.
- Lambeck, K., and E. Bard (2000), Sea-level changes along the french mediterranean coast for the past 30'000 years, *Earth and Planetary Science Letters*, 175, 203–222.
- Lambeck, K., A. Purcell, S. Funder, K. Kjaer, E. Larsen, and P. Möller (2006), Constraints on the late saalian to early middle weichselian ice sheet of eurasia from field data and rebound modelling, *Boreas*, 35, 539–575.
- Laskar, J., P. Robutel, F. Joutel, M. Gastineau, A. Correia, and B. Lestrade (2004), A long-term numerical solution for the insolation quantities of the earth, *Astronomy & Astrophysics*, 428(1), 261–285.
- Lastras, G., M. Canals, J. Hughes-Clarke, A. Moreno, M. D. Batist, D. Masson, and P. Cochonat (2002), Seafloor imagery from the big'95 debris flow, western mediterranean, *Geology*, 30, 871–874.
- Lastras, G., M. Canals, R. Urgeles, M. D. Batist, A. Calafat, and J. Casamor (2004), Characterisation of the recent big'95 debris flow deposit on the ebro margin, western mediterranean sea, after a variety of seismic reflection data, *Marine Geology*, 213, 235–255.
- Lavier, L., and G. Manatschal (2006), A mechanism to thin the continental lithosphere at magma-poor margins, *Nature*, 440, 324–328.
- Lear, C., H. Elderfield, and P. Wilson (2000), Cenozoic deep-sea temperatures from mg/ca in benthic foraminiferal calcite, *Science*, 287, 269–272.
- LeDouaran, S., J. Burrus, and F. Avedik (1984), Deep structure of the north-west mediterranean basin : results of two-ship seismic survey, *Marine Geology*, 55, 325–345.
- Lefebvre, D. (1980), Evolution morphologique et structurale du golfe du lion. essai de traitement statistique des données, Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 163 p.

- Lemcke, K. (1998), Geologie von bayern i. das bayerische alpenvorland vor der eiszeit. geology of bavaria i. the alpine foreland before the ice ages, *Schweizerbart, Stuttgart (in German)*.
- Lemoine, M., T. Bas, A. Arnaud-Vanneau, A. Arnaud, T. Dumont, M. Gidon, M. Bourbon, P.-C. Graciansky, J.-L. Rudkiewicz, J. Mégard-Galli, and P. Tricart (1986), The continental margin of the mesozoic tethys in the western alps, *Marine and Petroleum geology*, 3, 179–199.
- LePichon, X., and J. Sibuet (1981), Passive margins : a model of formation, *Journal of Geophysical Research*, 86, 708–720.
- Leroux, E. (2008), Simulations stratigraphiques des dépôts plio-quadernaires de la plate-forme du golfe du lion, *Mémoire de stage de Master2, Géosciences Marines de l'Université de Bretagne Occidentale*.
- Leroux, E., M. Rabineau, D. Aslanian, C. Gorini, L. Droz, and D. Granjeon (2012), Stratigraphic simulation on the shelf of the gulf of lion : testing subsidence rates and sea-level curves during pliocene and quaternary, *xxx, xx, xx-xx*.
- Lisiecki, L., and M. Raymo (2005), A pliocene-pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records, *Paleoceanography*, 20.
- Lister, G., M. Etheridge, and P. Symonds (1986), Detachment faulting and the evolution of passive continental margins, *Geology*, 14(3), 246–250.
- Lister, G., M. Etheridge, and P. Seymonds (1991), Detachment faulting and the evolution of passive continental margins, *Geology*, 14, 246–250.
- Lofi, J. (2002), La crise de salinité messinienne : conséquences directes et différées sur l'évolution sédimentaire de la marge du golfe du lion, Thèse de doctorat, 261p., Université des Sciences et Techniques de Lille I, Lille.
- Lofi, J., and S. Berné (2008), Evidence for pre-messinian submarine canyons on the gulf of lions slope (western mediterranean), *Marine and Petroleum geology*, 25(8), 804–817.
- Lofi, J., M. Rabineau, C. Gorini, S. Berne, G. Clauzon, P. D. Clarens, A. D. Reis, G. S. Mountain, W. Ryan, M. Steckler, and C. Fouchet (2003), Plio-quaternary prograding clinofold wedges of the western gulf of lion continental margin (nw mediterranean) after the messinian salinity crisis, *Marine Geology*, 198, 289–317.
- Lofi, J., C. Gorini, S. Berné, G. Clauzon, A. D. Reis, W. Ryan, and M. Steckler (2005), Erosional processes and paleo-environmental changes in the western gulf of lions (sw france) during the messinian salinity crisis, *Marine Geology*, 217, 1–30.
- Lofi, J., J. Deverchère, V. Gaullier, H. Gillet, C. Gorini, P. Guennoc, L. Loncke, A. Maillard, F. Sage, I. Thinon, E. O. Z. Obame, and A. Capron (2007), The messinian salinity crisis in the offshore domain : an overview of our knowledge through seismic profile interpretation and multi-site approach, *33rd CIES Workshop on Messinian Evaporites -from Mega-deposits to Micro-biology-, Almería, Spain*.
- Lofi, J., F. Sage, J. Deverchère, L. Loncke, A. Maillard, V. Gaullier, I. Thinon, H. Gillet, P. Guennoc, and C. Gorini (2011), Refining our knowledge of the messinian salinity crisis records in the offshore domain trough multi-site seismic analysis, *Bull. Soc. Geol. France*, 182(2), 163–180.
- Lofi, J., S. Berne, M. Tesson, M. Seranne, and P. Pezard (2012), Giant solution-subsidence structure in the western mediterranean related to deep substratum dissolution, *Terra Nova*, xxx, xxx-xxx.
- Loget, N., and J. V. D. Driessche (2009), Wave train model for knickpoint migration, *Geomorphology*, 106, 376–382.
- Loget, N., J. V. D. Driessche, and P. Davy (2005), How did the messinian salinity crisis end?, *Terra Nova*, 00, 1–6.
- Londeix, L., M. Benzakour, J.-P. Suc, and J.-L. Turon (2007), Messinian palaeoenvironments and hydrology in sicily (italy) : The dinoflagellate cyst record, *Geobios*, 40(3), 233–250.
- Lourens, L. (2004), Revised tuning of ocean drilling program site 964 and kc01b (mediterranean) and implications for the $\delta^{18}\text{O}$, tephra, calcareous nannofossil, and geomagnetic reversal chronologies of the past 1.1 myr, *Paleoceanography*, 19 (3), PA3010.
- Lourens, L., A. Antonarakou, F. Hilgen, A. V. Hoof, C. Vergnaud, and W. Zachariasse (1996), Evaluation of the plio-pleistocene astronomical timescale, *Paleoceanography*, 11, 391–413.
- Lourens, L., F. Hilgen, N. Shackleton, J. Laskar, and D. Wilson (2004b), The neogene period, *In : A geologic Time Scale 2004, F.M. Gradstein, J.G. Ogg, A.G. Smith (Eds), Cambridge University Press, Cambridge, UK*, pp. 409–440.
- Lu, F., and W. Meyers (2006), Lithofacies and water-body record of messinian evaporites in nijar basin, se spain., *Sedimentary Geology*, 188-189, 115–130.

- Lu, F., W. Meyers, and M. Schoonen (2001), S and o (s0_4) isotopes, simultaneous modeling, and environmental significance of the nijar messinian gypsum, spain, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 65, 3081–3092.
- Lu, F., W. Meyers, and G. Hanson (2002), Trace elements and environmental significance of messinian gypsum deposits, the nijar basin, southeastern spain, *Chemical Geology*, 192, 149–161.
- Maillard, A., V. Gaullier, B. Vandeville, and F. Odonne (2003), Influence of differential compaction above basement steps on salt tectonics in the ligurian-provençal basin, northwest mediterranean, *Marine and Petroleum geology*, 20, 13–27.
- Maillard, A., C. Gorini, A. Mauffret, F. Sage, and J. Lofi (2006), Offshore evidence of polyphase erosion in the valencia basin (northwestern mediterranean) : Scenario for the messinian salinity crisis, *Sedimentary Geology*, 188-189, 69–91.
- Malinverno, A., and W. Ryan (1986), Extension in tyrrhenian sea and shortening in the apennines as result of arc migration driven by sinking of the lithosphere, *Tectonophysics*, 5, 227–254.
- Manzi, V., M. Rovieri, R. Gennari, A. Bertini, U. Biffi, S. Giunta, S. Iaccarino, L. Lanci, S. Lugli, A. Negri, A. Riva, M. Rossi, and M. Taviani (2007), The deep-water counterpart of the messinian lower evaporites in the apennine foredeep : The fanantello section (northern apennines, italy), *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 251(3-4), 470–499.
- Martin, J.-P. S. (2001), Implications de la présence de mud-mounds microbiens au messinien (sicile, italie), *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 332(9), 527–534.
- Martinson, D., N. Pisias, J. Hays, J. Imbrie, T. Moore, and N. Shackleton (1987), Age dating and the orbital theory of the ice ages : development of a high resolution 0-300'000 year chronostratigraphy, *Quaternary Research*, 27, 1–29.
- Maruyama, T. (2000), Middle miocene to pleistocene diatom stratigraphy of leg 167, In : M. Lyle, I. Koizumi, C. Richter and T.C Moore Jr (Eds.), *Proc. ODP, Sci. Results 167, College Station, TX (Ocean Drilling Program)*, pp. 63–110.
- Mattauer, M. (2007), Comment est née la méditerranée ? hypothèses sur les rôles respectifs du rift oligocène ouest-européen et des grands courants asthénosphériques mio-pliocènes, *Bull. Soc. Hist. Nat., Toulouse*, 143, 5–8.
- Mauffret, A., and C. Gorini (1996), Structural style and geodynamic evolution of camargue and western provençal basin, southeastern france, *Tectonics*, 15, 356–375.
- Mauffret, A., G. Pascal, A. Maillard, and C. Gorini (1995), Tectonics and deep structure of the north-western mediterranean basin, *Marine and Petroleum geology*, 12(6), 645–646.
- Mauffret, A., B. D. de Grossouvre, A. D. Reis, C. Gorini, and A. Nercessian (2001), Structural geometry in the eastern pyrenees and western gulf of lion (western mediterranean), *Journal of Structural Geology*, 23, 1701–1726.
- Maurel, O., M. Brunel, and P. Monié (2002), Exhumation cénozoïque des massifs du canigou et de mont-louis (pyrénées orinetales, france), *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 334, 941–948.
- McKenzie, D. (1978), Some remarks on the development of sedimentary basin, *Earth and Planetary Science Letters*, 40, 25–32.
- McKenzie, D. (2003), Estimating te in the presence of internal loads, *Journal of Geophysical Research*, 108 (B9), 24–38.
- McKenzie, J. A. (1999), From desert to deluge in the mediterranean, *Nature*, 400, 613–614.
- Méar, Y. (1984), Séquences et unités sédimentaires du glaciais rhodanien (méditerranée occidentale), Thèse de doctorat, Université de Perpignan.
- Meijer, P., and W. Krijgsman (2005), A quantitative analysis of the dessication and re-filling of the mediterranean during the messinian salinity crisis, *Earth and Planetary Science Letters*, 240, 510–520.
- Meredith, D., and S. Egan (2002), The geological and geodynamic evolution of the eastern black sea basin : insights from 2d and 3d tectonic modelling, *Tectonophysics*, 350, 157–179.
- Metcalf, J., P. Fitzgerald, S. Baldwin, and J.-A. Muñoz (2009), Thermochronology of a convergent orogen : Constraints on the timing of thrust faulting and subsequent exhumation of the maladeta pluton in the central pyrenean axial zone, *Earth and Planetary Science Letters*, 287, 488–503.
- Métivier, F., Y. Gaudemer, P. Tapponnier, and M. Klein (1999), Mass accumulation rates in asia during the cenozoic, *Geophysical Journal International*, 137, 280–318.

- Meybeck, M., L. Laroche, H. Darr, and J. Syvitski (2003), Global variability of total suspended solids and their fluxes in rivers, *Global and Planetary Change*, 39, 65–93.
- Milankovitch, M. (1920), Théorie mathématique des phénomènes thermiques produits par la radiation solaire, *Académie Yougoslave des Sciences et des Arts de Zagreb, Gauthier-Villard, Paris*.
- Miller, K., and J. W. et al. (1991b), Unlocking the ice house : Oligo-miocene oxygen isotopes, eustasy, and margin erosion, *Journal of Geophysical Research*, 96(B4), 6829–6848.
- Miller, K., and M. F. et al. (1991a), Miocene isotope reference section, dsdp site 608 : an evaluation of isotope and biostratigraphic resolution, *Paleoceanography*, 6(1), 33–52.
- Miller, K., and R. Fairbanks (1987), Tertiary oxygen isotope synthesis, sea level history and continental margin erosion, *Paleoceanography*, 2, 1–19.
- Milliman, J., and R. Meade (1983), Worldwide delivery of river sediment to the ocean, *Journal of Geology*, 91, 1–21.
- Milliman, J., and J. Syvitski (1992), Geomorphologic/tectonic control of sediment discharge to the ocean : the importance of small mountainous rivers, *Journal of Geology*, 100, 525–544.
- Mitchum, R., and P. Vail (1977), *Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 7 : Seismic Stratigraphic Interpretation Procedure.*, In : *Seismic Stratigraphy - Applications to hydrocarbon exploration* (Ed C.E. Payton), 26.
- Mix, A., E. Bard, and R. Schneider (2001), Environmental processes of the ice-age : land, oceans, glaciers (epilog), *Quaternary Research*, 20, 627–657.
- Molnar, P. (2004), Late cenozoic increase in accumulation rates of terrestrial sediment : how might climate change have affected erosion rates ?, *Annu. Rev. Earth. Planet. Sci.*, 32, 67–89.
- Molnar, P., and P. England (1990), Late cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change : chicken or egg ?, *Nature*, 346, 29–34.
- Montadert, L., J. Sancho, J. Fail, and J. Debyser (1970), De l'âge tertiaire de la série salifère responsable des structures diapiriques en méditerranée occidentales (nord-est des baléares), *Comptes Rendus Hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences, Série D271(10)*, 812–815.
- Montigny, R., J. Edel, and R. Thuizat (1981), Oligo-miocene rotation of sardinia : K-ar ages and paleomagnetism data of tertiary volcanics, *Earth and Planetary Science Letters*, 54, 261–271.
- Moore, T. (1999), A reappraisal of epirogenic flexures axes in southern africa, *South African Journal of Geology*, 102, 363–376.
- Moulin, M. (2003), Etude géologique et géophysique des marges continentales passives : exemple du zaïre et de l'angola, Thèse de doctorat, Université de Bretagne Occidentale, Brest.
- Moulin, M., D. Aslanian, J.-L. Olivet, I. Contrucci, L. Matias, L. Geli, F. Klingelhoefer, H. Nouzé, J.-P. Rehault, and P. Unternehr (2005), Geological constraints on the evolution of the angolan margin based on reflection and refraction seismic data (zaïango project), *Geophysical Journal International*, 162, 793–810.
- Moulin, M., D. Aslanian, J.-L. Olivet, and P. Unternehr (2006), Typologie des marges - 1ère partie : l'atlantique sud. rapport confidentiel, total.
- Moulin, M., D. Aslanian, M. P. M. Rabineau and, and L. Matias (2012a), *Kinematic Keys of the Santos - Namibe Basins*, In : W.U. Mohriak, A. Danforth, P.J. Post, D.E. Brown, G.C. Tari, M. Nemcok & S.T. Sinha (Eds). *Conjugate Divergent Margins*. Geological Society, London, Special Publications, 369.
- Moulin, M., F. Klingelhoefer, A. Afilhado, A. Feld, D. Aslanian, P. Schnurle, H. Nouzé, M. Rabineau, and M. Beslier (2012b), Deep crustal structure across a young passive margin from wide-angle and reflection seismic data (the sardinia experiment) - i. gulf of lions margin, *Geophysical Journal International*, xxx, xxx–xxx.
- Mulder, T., and J. Syvitski (1996), Climatic and morphologic relationship of rivers : implications of sea level fluctuations on river loads, *Journal of Geology*, 104, 509–523.
- Muttoni, G., L. Lanci, A. Argnani, A. Hirt, U. Cibin, N. Abrahamsen, and W. Lowrie (2000), Paleomagnetic evidence for a neogene two-phase counterclockwise tectonic rotation in the northern apennines (italy), *Tectonophysics*, 326, 241–253.
- Muttoni, G., C. Carcano, E. Garzanti, M. Ghielmi, A. Piccin, R. Pini, S. Rogledi, and D. Sciunnach (2003), Onset of pleistocene glaciations in the alps, *Geology*, 31, 989–992.

- Najman, Y. (2006), The detrital record of orogenesis : A review of approaches and techniques used in the himalayan sedimentary basins, *Earth Science Reviews*, 74, 1–72.
- Nesteroff, W. (1973), Un modèle pour les évaporites messiniennes en méditerranée, bassins peu profonds avec dépôt d'évaporites lagunaires, *In : C.W. Drooger (Ed.), Messinian Events in the Mediterranean, North-Holland Publ. Co., Amsterdam*, pp. 68–81.
- Norman, S., and C. Chase (1986), Uplift of the shores of the western mediterranean due to messinian dessication and flexural isostasy, *Nature*, 322, 450–452.
- Obone-Zue-Obame, E. M., V. Gaullier, F. Sage, A. Maillard, J. Lofi, B. Vendeville, I. Thinon, J.-P. Rehault, and the Mauresc Shipboard scientific party (2011), The sedimentary markers of the messinian salinity crisis and their relation with salt tectonics on the provençal margin (western mediterranean) : results from the mauresc cruise., *Bull. Soc. Geol. France*, 182(2), 181–196.
- Olivet, J.-L. (1987), L'origine du bassin nord-occidental de la méditerranée du point de vue de la cinématique des plaques, *In : Profils ECORS. Golfe du Lion : Rapport d'implantation (Eds J. Burrus and J.-L. Olivet), IFP, Paris*, 35 941-1, pp. 10–49.
- Olivet, J.-L. (1996), La cinématique de la plaque ibérique, *Bulletin du Centre de Recherche et d'Exploration, Production Elf Aquitaine*, 20, 131–195.
- Olivet, J.-L., D. Aslanian, and L. Geli (2004), Proposition de campagne à la mer sardinia, *IFREMER-IFRTP*.
- Orsini, J., C. Coulon, and T. Coccozza (1980), La dérive cénozoïque de la corse et de la sardeigne, excursion 38, *Géologie Alpine.*, 56, 169–202.
- Oudet, J. (2008), Evolution terre-mer de la transition syn-rift/post-rift sur les marges de l'océan liguro-provençal, apports de la chronostratigraphie intégrée et de la modélisation géologique 3d, Thèse de doctorat, Université de Provence.
- Paillard, D. (2001), Glacial cycles : toward a new paradigm, *Rev. Geophys.*, 39, 325–346.
- Palanques, A., N. Kenyon, B. Alonso, and A. Limonov (1995), Erosional and depositional patterns in the valencia channel mouth : an example of a modern-lobe transition zone, *Marine Geophysical Research*, 17, 503–517.
- Parker, R., and D. Oldenburg (1973), Thermal model of ocean ridges, *Nature*, 242, 137–139.
- Parsons, B. (1982), Causes and consequences of the relation between area and age of the sea floor, *Journal of Geophysical Research*, 87, 437–448.
- Parsons, B., and J. Sclater (1977), An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age, *Journal of Geophysical Research*, 82(5), 803–827.
- Pascal, G., A. Mauffret, and P. Patriat (1993), The ocean-continent boundary in the gulf of lion from analysis of expanding spread profiles and gravity modelling, *Geophysical Journal International*, 113, 701–726.
- Pasquale, V., M. Verdoya, and P. Chiozzi (1996), Heat flux and timing of the drifting stahe in the ligurian-provençal basin (northwestern mediterranean), *Journal of Geodynamics*, 21(3), 205–222.
- Peizhen, Z., P. Molnar, and W. Downs (2001), Increased sedimentation rates and grain sizes 2-4 myr ago due to the influence of climate change on erosion rates, *Nature*, 410, 891–897.
- Pekar, S., and K. Miller (1996), New jersey oligocene icehouse sequence (odp leg 150x) correlated with global $\delta^{18}\text{O}$ and exxon eustatic records, *Geology*, 24, 567–570.
- Pérez-Gussinyé, M., and A. Watts (2005), The long-term strength of europe and its implications for plate forming processes, *Nature*, 436, 381–384.
- Péron-Pivindic, G., and G. Manatschal (2008), The final rifting evolution at deep magma-poor passive margins from iberia-newfoundland : a new point of view, *International Journal of Earth Science*, doi : 10.1007/s00531-088-0337-9.
- Philip, H., J.-C. Bousquet, J. Escuer, J. Fleta, X. Goula, and G. Grelet (1992), Présence de failles inverses d'âge quaternaire dans l'est des pyrénées : implications sismotectoniques, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, Serie II*, 1239–1245.
- Pierre, C., P. Belanger, J. Saliege, M. Urrutiaguer, and A. Murat (1999), Paleoceanography of the western mediterranean during the pleistocene : oxygen and carbon isotope records at site 975, *In : Proc. ODP, Sci. Results*, 161 (Eds R. Zahn, M.C. Comas et al.), *Ocean Drilling Program, College Station, TX 161*, pp. 481–488.

- Pomerol, C. (1980), *France Géologique, grands itinéraires. Guides géologiques Régionaux.*, Masson, Paris, France, 254p.
- Popescu, S.-M. (2010), Late miocene and early pliocene environments in the southwestern black sea region from high-resolution palynology of dsdp site 380a (leg 42b), *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 238, 64–77.
- Popescu, S.-M., M.-C. Melinte, J.-P. Suc, G. Clauzon, F. Quillévéré, and M. Süto-Szentai (2007), Earliest zanclean age for the colombacci and uppermost di tetto formations of the latest messinian northern apennines : New palaeoenvironmental data from the maccarone section, *Geobios*, 40(3), 359–373.
- Popov, S., I. Shcherba, L. Ilyina, L. Nevesskaya, N. Paramonova, S. Khondkarian, and I. Magyar (2006), Late miocene to pliocene palaeogeography of the parathethys and its relation to the mediterranean, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 238(1-4), 91–106.
- Poupeau, G., A. Pêcher, M. Benharbit, and O. Noyan (1991), Ages traces de fission sur apatites et taux de dénudation plioquaternaires au karakorum central, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, II 313*, 917–922.
- Rabineau, M. (2001), Un modèle géométrique et stratigraphique des séquences de dépôts quaternaires de la plateforme du golfe du lion : enregistrement des cycles glacioeustatiques de 100 000ans, Thèse de doctorat, Université de Rennes 1/ IFREMER.
- Rabineau, M., S. Berné, D. Aslanian, J.-L. Olivet, P. Joseph, F. Guillocheau, J.-F. Bourillet, E. L. Drezen, and D. Granjeon (2005), Sedimentary sequences in the gulf of lions : A record of 100,000 years climatic cycles, *Marine and Petroleum geology*, 22, 775–804.
- Rabineau, M., S. Berné, J.-L. Olivet, D. Aslanian, F. Guillocheau, and P. Joseph (2006), Paleo sea levels reconsidered from direct observation of paleoshoreline position during glacial maxima (for the last 500,000 yr), *Earth and Planetary Science Letters*, 252, 119–137.
- Rabineau, M., D. Aslanian, C. Gorini, K. Alain, and international participants (2011), Workshop on the gold project : drilling in the western mediterranean sea, october 19-22, banyuls-sur-mer, *Reports of Magellan Series Workshops, insu-00590331, version 1*.
- Rabineau, M., E. Leroux, F. Bache, D. Aslanian, C. Gorini, M. Moulin, S. Molliex, L. Droz, T. D. Reis, J.-L. Rubino, and J.-L. Olivet (2012), Quantification of pliocene-quaternary subsidence and isostatic readjustment related to the messinian crisis (using paleobathymetric markers in the gulf of lion), *Earth and Planetary Science Letters*, xxx, xxx–xxx.
- Rahl, J., T. Ehlers, and B. V. D. Pluijm (2007), Quantifying transient erosion of orogens with detrital thermochronology from syntectonic basin deposits, *Earth and Planetary Science Letters*, 256, 147–161.
- Raymo, M., and W. Ruddiman (1992), Tectonic forcing of late cenozoic climate, *Nature*, 359, 117–122.
- Réhault, J.-P., G. Boillot, and A. Mauffret (1984), The western mediterranean basin, geological evolution, *Marine Geology*, 55, 447–477.
- Riboulot, V. (2006), Contribution à l'étude stratigraphique de la marge du golfe du lion (derniers 500 000 ans), *Mémoire de stade de Master2, Géosciences Marines de l'Université de Bretagne Occidentale*.
- Riding, R., J. Braga, J. Martin, and I. Sanchez-Almazo (1998), Mediterranean messinian salinity crisis : constraints from a coeval marginal basin, sorbas, southeastern spain, *Marine Geology*, 146(1-4), 1–20.
- Rio, D., R. Sprovieri, and I. Raffi (1984), Calcareous plankton biostratigraphy and biochronology of the pliocene-lower pleistocene succession of the capo rosello area, sicily, *Marine Micropaleontology*, 9, 135–180.
- Rio, D., R. Sprovieri, R. Thunell, C. V. Grazzini, and G. Glacon (1990), *Pliocene-Pleistocene paleoenvironmental history of the Western Mediterranean : a synthesis of ODP site 653 results*, In : K.A. Kastens, J. Mascle et al., Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, Volume 107.
- Rio, D., R. Sprovieri, D. Castradori, and E. D. Stefano (1994), The gelasian stage (upper pliocene) : A new unit of the global standards chronostratigraphic scale, *Episodes*, 21, 82–87.
- Ritzmann, O., W. Jokat, R. Mjelde, and H. Shimamura (2002), Crustal structure between the knipovich ridge and the van mijenfjorden (svalbard), *Marine Geophysical Research*, 23, 379–401.
- Ritzmann, O., W. Jokat, W. Czuba, A. Guterch, R. Mjelde, and Y. Nishimura (2004), A deep seismic transect from hovgard ridge to northwestern salbard across the continental-ocean transition : a sheared margin study, *Geophysical Journal International*, 157, 683–702.
- Rizzini, A., F. Vezzani, V. Cocccette, and G. Milad (1978), Stratigraphy and sedimentation of neogene-quaternary section in the Nile delta area, *Marine Geology*, 27, 327–348.

- Roberts, A., E. Lundin, and N. Kuszniir (1997), Subsidence of the vøring basin and the influence of the atlantic continental margin, *Journal of the Geological Society of London*, 154, 551–557.
- Roberts, A., N. Kuszniir, G. Yielding, and P. Styles (1998), 2d flexural backstripping of extensional basins : the need fo a sideways glance, *Petroleum Geoscience*, 4, 327–338.
- Roest, W., and S. Srivastava (1991), Kinematics of the plate boundaries between eurasia, iberia and africa from the late cretaceous to the present, *Geology*, 19(6), 613–616.
- Rosenbaum, G., G. Lister, and C. Duboz (2002), Reconstruction of the tectonic evolution of the western mediterranean since the oligocene, *Journal of the Virtual Explorer*, 8, 107–126.
- Rostami, K., W. Peltier, and A. Mangini (2000), Quaternary marine terraces, sea-level changes and uplift history of patagonia, argentina : comparisons with predictions of the ice-4g (vm2) model of the global process of glacial isostatic ajustement, *Quaternary Science Reviews*, 19 (14-15), 1495–1525.
- Rouchy, J., and A. Caruso (2006), Review the messinian salinity crisis in the mediterranean basin : a reassessment of the data and an integrated scenario, *Sedimentary Geology*, 188-189, 35–67.
- Rouchy, J., and J. S. Martin (1992), Late miocene events in the mediterranean as recorded by carbonate-evaporite relations, *Geology*, 20, 629–632.
- Rouchy, J., and C. Monty (1981), Stromatolites and cryptalgal laminites associated with messinian gypsum of cyprus, In : C.L.V. Monty (Ed.), *Phanerozoic Stromatolites*. Springer, Verlag, pp. 155–178.
- Rouchy, J., F. Orszag-Sperber, G. Bizon, and J.-J. Bizon (1980), Mise en évidence d'une phase d'émersion finimessinienne dans le bassin de pissouri, chypre : une modalité de passage miocène-pliocène en méditerranée orientale, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 291, 729–732.
- Rouchy, J., F. Orszag-Sperber, M.-M. Blanc-Valleron, C. Pierre, M. Rivière, N. Combourieu-Nebout, and I. Panayides (2001), Paleoenvironmental changes at the messinian-pliocene boundary in the eastern mediterranean (southern cyprus basins : significance of the messinian lago-mare, *Sedimentary Geology*, 145(1-2), 93–117.
- Roveri, M., and V. Manzi (2006), The messinian salinity crisis : Looking for a new paradigm ?, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 238, Issues 1-4, 386–398.
- Roveri, M., A. Bertini, D. Cosentino, A. D. Stefano, R. Gennari, E. Gliozzi, F. Grossi, S. Iaccarino, S. Lugli, V. Manzi, and M. Taviani (2008), A high-resolution stratigraphic framework for the latest messinian events in the mediterranean area, *Stratigraphy*, 5(3-4), 323–342.
- Royden, L., and C. Keen (1980), Rifting process and thermal evolution of the continental margin of eastern canada determined from subsidence curves, *Earth and Planetary Science Letters*, 51, 343–361.
- Ruddiman, W., A. McIntyre, and M. Raymo (1986), Paleoenvironmental results from north atlantic sites 607 and 609, In : W.F. Ruddiman, R.B. Kidd, E. Thomas et al (Eds). *Initial reports Deep Sea Drilling project, part 2, vol. 94, US Govt Printing Office, Washington, DC*, pp. 855–878.
- Ruddiman, W., M. Raymo, D. Martinson, B. Clement, and J. Backman (1989), Pleistocene evolution of northern hemisphere climate, *Paleoceanography*, 4, 353–412.
- Ryan, W. (1973), Geodynamic implications of the messinian crisis of salinity, In : CW. Drooger (Ed.), *Messinian Events in Mediterranean*, North-Holland Publ. Co., Amsterdam, Netherland, pp. 26–38.
- Ryan, W. (1976), Quantitative evaluation of the depth of the western mediterranean before, during and after the messinian salinity crisis, *Science*, 23, 791–813.
- Ryan, W. (2008), Modelling the magnitude and timing of evaporative drawdown during the messinian salinity crisis, *Stratigraphy*, 5, 227–243.
- Ryan, W. (2009), Decoding the mediterranean salinity crisis, *Sedimentology*, 56(1), 95–136.
- Ryan, W. (2011), Geodynamic responses to a two-step model of the messinian salinity crisis, *Bull. Soc. Geol. France*, 182(2), 73–78.
- Sage, F., G. V. Gronefeld, J. Deverchère, V. Gaullier, A. Maillard, and C. Gorini (2005), Seismic evidence for messinian detrital deposits at the western sardinia margin, northwestern mediterranean, *Marine and Petroleum geology*, 22(6-7), 757–773.
- Sandwell, D., and W. Smith (1997), Marine gravity from geosat and ers 1 satellite altimetry, *Journal of Geophysical Research*, 102(B5), 1039–1054.

- Savin, S., L. Abel, E. Barrera, D. Hodell, G. Keller, J. Kennett, J. Killingley, M. Murphy, and E. Vincent (1985), The evolution of miocene surface and near-surface marine temperature : oxygen isotopic evidence, *In : Kennet (Ed.), The Miocene Ocean : Paleoceanography and Biogeography. Mem. Geol. Soc. of Am.*, 163, 49–82.
- Savoie, B., and D. Piper (1991), The messinian event on the margin of the mediterranean sea in the nice area, southern france, *Marine Geology*, 97(3-4), 279–304.
- Sawyer, D. (1985), Total tectonic subsidence : A parameter for distinguishing crust type at the u.s. atlantic continental margin, *Journal of Geophysical Research*, 90(B9), 7751–7769.
- Schaller, M., F. Blanckenburg, N. Hovius, and P. Kubik (2001), Large-scale erosion rates from in-situ produced cosmogenic nuclides in european river sediments, *Earth and Planetary Science Letters*, 188, 441–458.
- Schettino, A., and E. Turco (2006), Plate kinematics of the western mediterranean region during the oligocene and early miocene, *Geophysical Journal International*, 166, 1398–1423.
- Schlunegger, F. (1999), Controls of surface erosion on the evolution of the alps : constraints from the stratigraphies of the adjacent foreland basins, *Int. J. Earth Sci.*, 88, 285–304.
- Schlunegger, F., and S. Willet (1999), Spatial and temporal variations of exhumation of the central swiss alps and implications for exhumation mechanisms, *Geol. Soc. London Spec. Pub.*, 54, 157–180.
- Schmid, S., O. Pfiffner, N. Froitzheim, G. Schoenbern, and E. Kissling (1996), Geophysical-geological transect and tectonic evolution of the swiss-italian alps, *Tectonics*, 15(5), 1036–1064.
- Schumm, S. (1977), *The Fluvial System*, Wiley, New York, 338 p.
- Slater, J., and P. Christie (1980a), Continental stretching : an explanation of the post-mid-cretaceous subsidence of the central north sea basin, *Journal of Geophysical Research*, 85, 3711–3739.
- Slater, J., R. Anderson, and M. L. Bell (1971), Elevation of ridges and evolution of the central eastern pacific, *Journal of Geophysical Research*, 76, 7888–7915.
- Slater, J., C. Jaubart, and D. Galson (1980b), The heat flow through oceanic and continental crust and the heat loss of the earth, *Review of Geophysics*, 18, 269–311.
- Seibold, E., and W. Berger (1982), *The sea Floor. An introduction to Marine Geology*, Springer-Verlag, New-York, 288 pp.
- Seidenkrantz, M., T. Kouwenhoven, F. Jorissen, N. Shackleton, and G. V. der Zwaan (2000), Benthic foraminifera as indicators of changing mediterranean-atlantic water exchange in the late miocene, *Marine Geology*, 163, 387–407.
- Sejrup, H., H. Hafliðason, I. Aarseth, C. Forsberg, E. King, D. Long, and K. Rokoengen (1994), Late weichselian glaciation history of the northern north sea, *Boreas*, 23, 217–225.
- Selby, M. (1985), *Earth's Changing Surface : An introduction to Geomorphology*, 602 pp., Clarendon Press, Oxford.
- Séranne, M. (1999), The gulf of lion continental margin (nw mediterranean) revisited by ibs : an overview, *In : B. Durand, L. Jolivet, F. Horvath & M. Seranne (Eds), The Mediterranean Basins : Tertiary Extension within the Alpine Orogen, Geological Society, London, Special Publications*, 156, 15–36.
- Séranne, M., A. Benedicto, P. Labaume, C. Truffert, and G. Pascal (1995), Structural style and evolution of the gulf of lion oligo-miocene rifting : role of the pyrenean orogeny, *Marine and Petroleum geology*, 12(8), 809–816.
- Séranne, M., H. Camus, F. Lucazeau, J. Barbarand, and Y. Quinif (2002), Surrection et érosion polyphasée de la bordure cévenole, un exemple de morphogénèse lente, *Bull. Soc. Geol. France*, 173(2), 97–112.
- Seward, D., M. Ford, J. Bürgisser, H. Lickorish, E. Williams, and L. M. III (1999), Preliminary results of fission track analyses in the southern pelvoux area, se france. 3rd workshop on alpine geological studies, *Mem. Sci. Geol., Padova*, 51, 25–31.
- Shackleton, N. (1987), Oxygen isotopes, ice volume and sea level, *Quaternary Science Reviews*, 6 (3-4), 183–190.
- Shackleton, N., M. Hall, and D. Pate (1995), Pliocene stable isotope stratigraphy of site 846, *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 138, 337–355.
- Sierro, F., J. Florès, I. Zamarreno, A. Vazquez, R. Utrilla, G. Francès, F. Hilgen, and W. Krijgsman (1999), Messinian pre-evaporite sapropels and precession-induced oscillations in western mediterranean climate, *Marine Geology*, 153, 137–146.

- Sierro, F., F. Hilgen, W. Krijgsman, and J. Flores (2001), The abad composite (se Spain) : A messinian reference section for the mediterranean and the apts, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 168, 141–169.
- Sierro, F., N. Andersen, M. Bassetti, S. Berne, M. Canals, J. H. Curtis, B. Danielou, J. Flores, J. Frigola, B. Gonzalez-Mora, J. Grimalt, D. Hodell, G. Jouet, M. Pérez-Folgado, and R. Schneider (2009), Phase relationship between sea level and abrupt climate change, *Quaternary Science Reviews*, 28, 2867–2881.
- Sissingh, W. (2006), Kinematic sequence stratigraphy of the european cenozoic rift system and alpine foreland basin : correlation with mediterranean and atlantic plate-boundary events, *Netherlands Journal of Geosciences*, 85(2), 77–129.
- Sleep, N. (1971), Thermal effects of the formation of atlantic continental margin by continental break up, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society of London*, 24, 325–350.
- Smelror, M., J. Dehls, J. Ebbing, E. Larsen, E. Lundin, O. Nordgulen, P. Osmundsen, O. Olesen, D. Ottesen, C. Pascal, T. Redfield, and L. Rise (2007), Towards a 4d topographic view of the norwegian sea margin, *Global and Planetary Change*, 58, 382–410.
- Speranza, F., I. Villa, L. Sagnotti, F. Florindo, D. Cosentino, P. Cipollari, and M. Mattei (2002), Age of the corsica-sardinia rotation and liguro-provençal basin spreading : new paleomagnetic and ar/ar evidence, *Tectonophysics*, 347, 231–251.
- Sprovieri, R., E. D. Stephano, and M. Sprovieri (1996), High resolution chronology for late miocene mediterranean stratigraphic events, *Riv. It. Paleont. Stratigr.*, 102, 77–104.
- Steckler, M., and A. Watts (1978), Subsidence of the atlantic-type continental margin off new-york, *Earth and Planetary Science Letters*, 41, 1–13.
- Steckler, M., and A. Watts (1980), The gulf of lion : subsidence of a young continental margin, *Nature*, 287, 425–429.
- Steckler, M., and A. Watts (1982), Subsidence history and tectonic evolution of atlantic-type continental margins. in : R.a. scrutton (ed.), dynamics of passive margins, *Am. Geophys. Union, Geol. Soc. Am., Geodyn. Ser.*, 6, 184–196.
- Steckler, M., F. Berthelot, N. Lyberis, and X. L. Pichon (1988), Subsidence in the gulf of suez : implications for rifting and plate kinematics, *Tectonophysics*, 153 (1-4), 249–270.
- Steckler, M., D. Reynolds, B. Coakley, B. Swift, and R. Jarrard (1993), Modelling passive margin sequence stratigraphy, in *Sequence stratigraphy and facies associations*, vol. 18, edited by H. Posamentier, C. Summerhayes, B. Haq, and G. Allen, pp. 19–41, Spec. Publ. Int. Assoc. Sedimentol.
- Suc, J., and A. Drivaliari (1991), Transport of bisaccate coniferous fossil pollen grains to coastal sediments : An exemple from the earliest pliocene orb ria (languedoc, southern france), *Review of Palaeobotany and Palynology*, 70, 247–253.
- Suc, J., and S.-M. Popescu (2005), Pollen records and climate cycles in the north mediterranean region since 2.7ma, In : *Early-Middle Pleistocene Transitions : The Land-Ocean Evidence*, M.J. Head, P.L. Gibbard (Eds.), Geological Society of London, Spec. Publ., 247, 147–158.
- Suc, J., G. Clauzon, M. Bessedik, S. Leroy, Z. Zheng, A. Drivaliari, P. Roiron, P. Ambert, J. Martinell, R. Domenech, I. Matias, R. Julia, and R. Anglada (1992), Neogene and lower pleistocene in southern france and northeastern spain. mediterranean environments and climate, *Cahiers de Micropaléontologie*, 7(1/2), 165–186.
- Suc, J., A. Bertini, N. Combourrieu-Nebout, F. Diniz, S. Leroy, E. Russo-Ermolli, Z. Zheng, E. Bessais, and J. Ferrier (1995), Structure of west mediterranean vegetation and climate since 5.3ma, *Acta Zool. Cracoviensia*, 38, 3–16.
- Surrell, M. (1847), *Mémoires sur l'amélioration des embouchures du Rhône*, 126 pp., Imprimerie Générale, Nîmes.
- Syvitski, J. (2003), The supply of flux of sediment along hydrological pathways : Anthropogenic influences at the global scale, *Global and Planetary Change*, 39(1-2), 1–11.
- Syvitski, J., and J. Milliman (2007), Geology, geography and humans battle for dominance over the delivery of fluvial sediment to the coastal ocean, *Journal of Geology*, 115, 1–19.
- Syvitski, J., C. Vörösmarty, A. Kettner, and P. Green (2005), Impact of humans on the flux of terrestrial sediment to the global coastal ocean, *Science*, 308, 376–380.
- Tagami, T., and C. Shimada (1996), Natural long-term annealing of the zircon fission track system around a granitic pluton, *Journal of Geophysical Research*, 101, 8245–8255.

- Tagami, T., R. Galbraith, R. Yamada, and G. Laslett (1998), Revises annealing kinetics of fission tracks in zircon and geological implication, In : P. Van Den Haute, F. De Corte, *Advances in Fission-Track Geochronology*, Kluwer, Dordrecht, pp. 99–112.
- Tesson, M., C. Ravenne, and G. Allen (1990a), Application des concepts de stratigraphie séquentielle à un profil sismique haute résolution transverse à la plate-forme rhôdaniennne, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 310(II), 565–570.
- Tesson, M., C. Labaune, and B. Gensous (2005), Small rivers contribution to the quaternary evolution of a mediterranean littoral system : The western gulf of lion, france, *Marine Geology*, 222-223, 313–334.
- Thinon, I. (1999), Structure profonde de la marge nord-gascogne et du bassin armoricain (golfe de gascogne), Thèse de doctorat, 327p, Université de Bretagne Occidentale, Brest.
- Thinon, I., L. Matias, J.-P. Rehault, A. Hirn, L. Fidalgo-Gonzalez, and F. Avedik (2003), Deep structure of the armorican basin (bay of biscay) : a review of norgasis seismic reflection and refraction data, *Journal of the Geological Society of London*, 160, 99–116.
- Torres, J. (1995), Analyse détaillée du transfert de sédiment du continent vers le bassin : le quaternaire terminal au large du delta du rhône (méditerranée nord-occidentale), Thèse de doctorat, 353p, Université de Bretagne Occidentale.
- Tricart, P. (1984), From passive margin to continental collision : a tectonic scenario for the western alps, *American Journal of Science*, 284, 97–120.
- Turcotte, D., and E. Oxburgh (1967), Finite amplitude convection cells and continental drift, *Jour. Fluid. Mech.*, 28, 29–42.
- Turcotte, D., and G. Schubert (1982), *Applications of Continuum Physics to Geological Problems*, geodynamics ed., John Wiley & Sons, New York.
- Unterneh, P., G. Peron-Pinvidic, G. Manatschal, and E. Sutra (2010), Hyper-extended crust in the south atlantic : in search of a model, *Petroleum Geoscience*, 16, 207–215.
- Ussami, N., D. Karner, and M. Bott (1986), Crustal detachment during south atlantic rifting and formation of tucano-gabon basin system, *Nature*, 322, 629–632.
- Vai, G. (1997), Cyclostratigraphic estimate of the messinian stage duration, In : A. Montanari et al. (Eds.), *Miocene Stratigraphy, An Integrated Approach*. Elsevier, Amsterdam., pp. 462–476.
- Vai, G., and F. R. Lucchi (1976), The vena del gesso basin in the northern apennines (field trip no.1 guide-book, accompanying messinian seminar no.2, gargnano, italy, *Consiglio Nazionale delle Ricerche, Rome*, pp. 1–37.
- Vail, P., R. Mitchum, R. Todd, J. Widmier, S. Thompson, J. Sangree, J. Bubbs, and W. Hatlelid (1977), *Seismic stratigraphy and global changes of sea-level*, *Seismic Stratigraphy - Applications to hydrocarbon exploration*, vol. Memoir 26, American Association of Petroleum Geologists, Tulsa.
- Valla, P., D. L. Shuster, and P. van der Beek (2011), Significant increase in relief of the european alps during mid-pleistocene glaciations, *Nature*, 4, 688–692.
- VanDerBeek, P., and P. Bourbon (2008), A quantification of the glacial imprint on relief development in the french western alps, *Geomorphology*, 97, 52–72.
- VanEysinga, E., and B. Haq (1987), *Geological time table*, 4th edition. Elsevier Science Publishers, Amsterdam.
- Vanney, J., and D. Stanley (1983), Shelfbreak physiography : an overview. in : D.j. stanley and g.t. moore (editors), the shelfbreak : critical interface on continental margins., *SEPM Special Publication*, (33, Tulsa), 1–24.
- Vergés, J. (1993), Estudi geològic del vessant sud del pirineu oriental i central. evolució cinemàtica en 3d, Thèse de doctorat, Université de Barcelone, Espagne.
- Vernon, A., P. V. D. Beek, H. Sinclair, and M. Rahn (2008), Increase in late neogene denudation of the european alps confirmed by analysis of a fission-track thermochronology database, *Earth and Planetary Science Letters*, 270, 316–329.
- Vernon, A., P. V. D. Beek, and H. Sinclair (2009), Spatial correlation between exhumation rates and present-day forcing parameters in the western alps, *Geology*, 37, 859–862.
- Viallard, P., and C. Gorini (1994), Modalités de la fracturation d'une marge passive préstructurée : le golfe du lion (méditerranée nord-occidentale), *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 319(série II), 567–572.

- Vidal, L., T. Bickert, G. Wefer, and U. Röhl (2002), Late miocene stable isotope stratigraphy of se atlantic odp site 1085 : Relation to messinian events, *Marine Geology*, 180, 71–85.
- Vigliotti, L., and V. Langenheim (1995), When did sardinia stop rotating? new paleomagnetic results, *Terra Nova*, 7, 424–435.
- Voogd, B. D., R. Nicolich, J.-L. Olivet, F. Fanucci, J. Burrus, A. Mauffret, G. Pascal, A. Argnani, J.-M. Auzende, M. Bernabini, C. Bois, L. Carmignani, A. Fabbri, I. Finetti, A. Galdeano, C. Gorini, P. Labaune, D. Lajat, P. Patriat, B. Pinet, J. Ravat, F. R. Luchi, and S. Vernassa (1991), *First deep seismic reflection transect from the Gulf of Lions to Sardinia (ECORS-CROP profiles in Western Mediterranean).*, 265–274 pp., In : Continental lithosphere : Deep seismic reflections (Eds R. Meissner, L. Brown, H.-J. Durbaum, K. Fuchs and F. Seifert), Geodynamics, 22, American Geophysical Union, Washington.
- Waelbroeck, C., L. Labeyrie, E. Michel, J. Duplessy, J. McManus, K. Lambeck, E. Balbon, and M. Labracherie (2002), Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records, *Quaternary Science Reviews*, 21 (1-3), 295–305.
- Wagner, G. (1972), The geological interpretation of fission track ages, *Trans. Am. Nucl. Soc.*, 15(117).
- Wagner, G. (1988), Apatite fission-track geochrono-thermometer to 60°C : projected length studies, *Chemical Geology*, 72, 145–153.
- Wagner, G. (1990), Apatite fission-track dating of the crystalline basement of middle europe : concepts and results, *Nucl. Tracks Radiat. Meas.*, 17(3), 277–282.
- Wagner, G., and E. Hejl (1991), Apatite fission-track age-spectrum based on projected track-length analysis, *Chemical Geology*, 87, 1–9.
- Wagner, G., and P. VanDenHaute (1992), *Fission track dating*, Kluwer Academic Publishers, Postbus 322, Dordrecht, Netherlands.
- Walcott, R. (1972), Gravity, flexure, and growth of sedimentary basins at a continental edge, *Geological Society of America Bulletin*, 83, 1845–1848.
- Walling, D., and D. Fang (2003), Recent trends in the suspended sediment loads of the world's rivers, *Global and Planetary Change*, 39, 111–116.
- Warny, S., P. Bart, and J. Suc (2003), Timing and progression of climatic, tectonic and glacioeustatic influences on the messinian salinity crisis, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 202, 59–66.
- Warrlich, G., D. Bosence, D. Waltham, C. Wood, A. Boylan, and B. Badenas (2008), 3d stratigraphic forward modeling for analysis and prediction of carbonate platform stratigraphies in exploration and production, *Marine and Petroleum geology*, 25(1), 35–58.
- Watts, A. (1982), The strength of the earth's crust, *J. Marine Technology*, 17, 12–17.
- Watts, A. (2001), *Isostasy and flexure of the Lithosphere*, Cambridge University Press, 472 pp.
- Watts, A., and E. Burov (2003), Lithospheric strength and its relationship to the elastic and seismogenic layer thickness, *Earth and Planetary Science Letters*, 213, 113–131.
- Watts, A., and W. Ryan (1976), Flexure of the lithosphere and continental margin basins, *Tectonophysics*, 36, 25–44, phC MS Gulf of Lion Geophys.
- Watts, A., and M. Steckler (1981), Subsidence and tectonics of atlantic type continental margins, *Oceanologica Acta, Colloque C3, Gology of Continental Margins*, 4, 143–154.
- Watts, A., and M. Torné (1992), Crustal structure and the mechanical properties of extended continental lithosphere in the valencia trough (western mediterranean), *Geol. Soc. Lond.*, 149, 813–827.
- Watts, A., J. Bodine, and M. Steckler (1980), Observations of flexure and the state of stress in the oceanic lithosphere, *Journal of Geophysical Research*, 85, 6369–6376.
- Wees, J. V., and S. Cloetingh (1996), 3d flexure and intraplate compression in the north sea basin, *Tectonophysics*, 26, 343–359.
- Weijermars, R. (1988), Neogene tectonics in the western mediterranean may have caused the messinian salinity crisis and an associated glacial event, *Tectonophysics*, 148, 211–219.

- Wernicke, B. (1985), Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 22, 108–125.
- Wernicke, B., and B. Burchfiel (1982), Modes of extensional tectonics, *Journal of Structural Geology*, 4(2), 105–115.
- Wessel, P., and W. Smith (1995), A new version of the generic mapping tools (gmt), eos, *Trans. Am. Geophys. Un.*, 76(329).
- White, N., M. Thompson, and T. Barwise (2003), Understanding the thermal evolution of deep-water continental margins, *Nature*, 426, 334–343.
- White, R., G. Spence, S. Fowler, and D. McKenzie (1987), Magmatism at rifted continental margins, *Nature*, 330, 439–444.
- Willenbring, J., and F. V. Blanckenburg (2010), Long-term stability of global erosion rates and weathering during late-cenozoic cooling, *Nature*, 465, 211–214.
- Willett, S. (2010), Erosion on a line, *Tectonophysics*, 484, 168–180.
- Wittmann, H., and F. V. Blanckenburg (2009), Cosmogenic nuclide budgeting of floodplain sediment transfer, *Geomorphology*, 109, 246–256.
- Wittmann, H., F. V. Blanckenburg, T. Kruesmann, K. P. Norton, and P. Kubik (2007), Relation between rock uplift and denudation from cosmogenic nuclides in river sediment in the central alps of switzerland, *Journal of Geophysical Research*, 112, F04010, 1–20.
- Wood, R., and P. Barton (1983), Crustal thinning and subsidence in the north-sea, *Nature*, 302, 134–136.
- Woodward, J., M. Macklin, and G. Smith (2004), *Pleistocene glaciation in the mountains of Greece*, 155–173 pp., In : J. Ehlers and P.L. Gibbard (Eds.), *Quaternary Glaciations - Extent and Chronology, Part 1 : Europe. Developments in Quaternary Science*, vol2a. Elsevier, Amsterdam.
- Wrenn, J., J.-P. Suc, and S. Leroy (2003), The pliocene : Time of change, *American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation*, 250pp.
- Wright, J. (1998), Tectonic boundary conditions for climate reconstructions, In : T.J. Crowley & K. Burke (Eds.), *Oxford Univ. Press, New-York*, pp. 192–211.
- Yokoyama, Y., K. Lambeck, P. D. Deckker, and P. J. ans K. Fifield (2000), Timing of the last glacial maximum from observed sea-level minima, *Nature*, 406, 713–716.
- Zachos, J., M. Pagani, L. Sloan, E. Thomas, and K. Billups (2001), Trends, rythms and aberrations in global climate 65my to present, *Science*, 292, 686–693.
- Zhang, P., P. Molnar, and W. Downes (2001), Increased sedimentation rates and grain sizes 2-4my ago due to the influence of climate change on erosion rates, *Nature*, 410, 891–897.
- Ziegler, P., and S. Cloetingh (2004), Dynamic processes controlling evolution of rifted basins, *Earth Science Reviews*, 64, 1–50.
- Ziegler, P., and B. V. Hoorn (1989), Evolution of the north sea rift. in : A.j. tankard, h.r. balkwill (eds), *extensional tectonics and stratigraphy of the north atlantic margins*, *American Association of Petroleum Geologists Memory*, 46, 471–500.
- Ziegler, P., J. V. Wees, and S. Cloething (1998), Mechanical controls on collision-related compressional intraplate deformation, *Tectonophysics*, 300, 103–129.
- Zweigel, J., T. Aigner, and H. Luterbacher (1998), Eustatic versus tectonic controls on alpine foreland basin fill : sequence stratigraphy and subsidence analysis in the se german molasse, In : A. Mascle, C. Puigdefàbregas, H.P. Luterbacher, M. Fernandez (Eds.), *Cenozoic Foreland Basins of Western Europe. Geol. London Soc. Spec. Publ.*, 134, 299–323.

Chapitre 10

Annexes - Volume I

10.1 Annexes I : Cartes Isobathes et Isopaques converties en profondeurs métriques

10.1.1 Cartes isobathes

10.1.1.1 Oligo-Miocène et Messinien

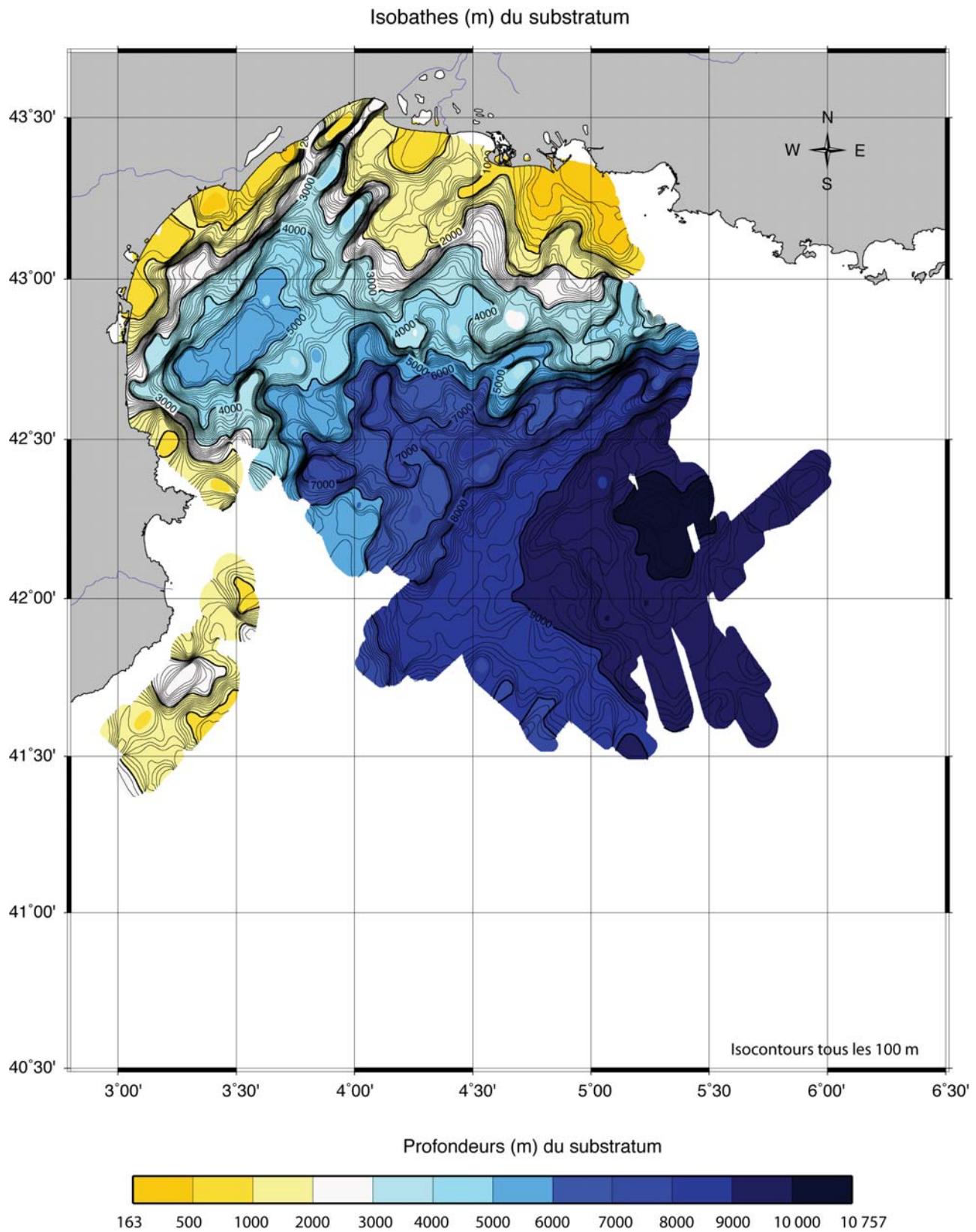


FIGURE 10.1 – Profondeurs (m) du substratum

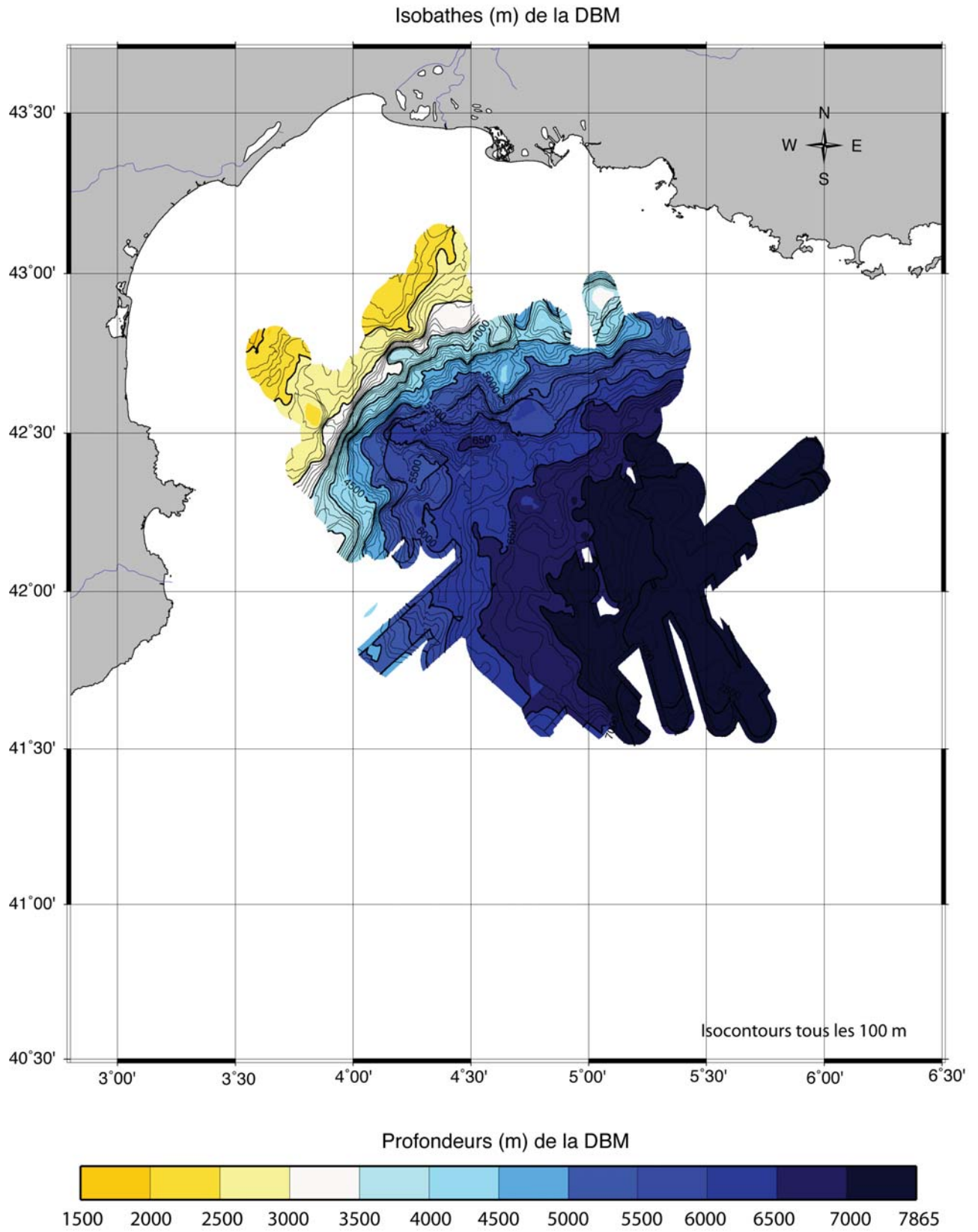


FIGURE 10.2 – Profondeurs (m) de la base de l'unité M

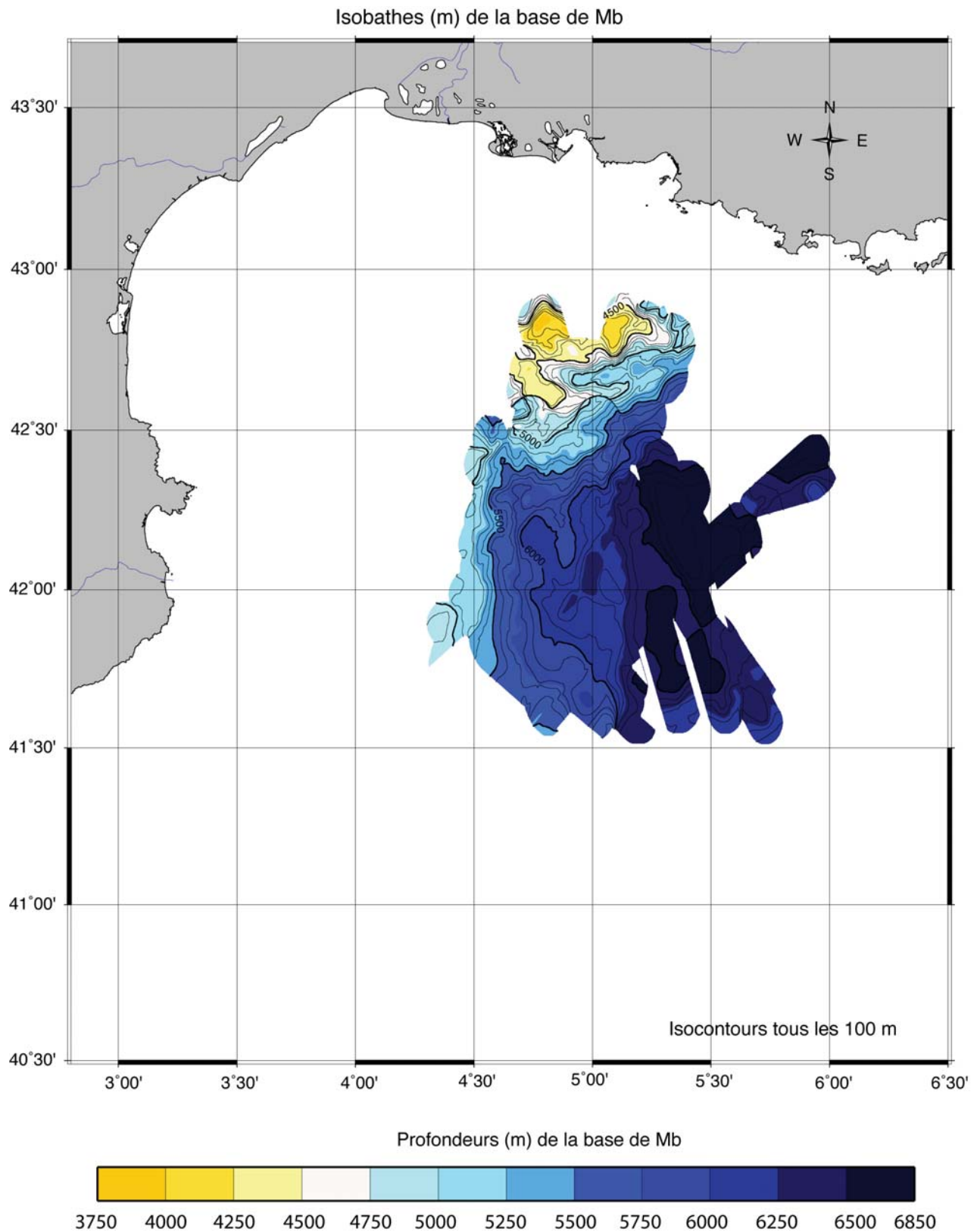


FIGURE 10.3 – Profondeurs (m) de la base de l'unité LU

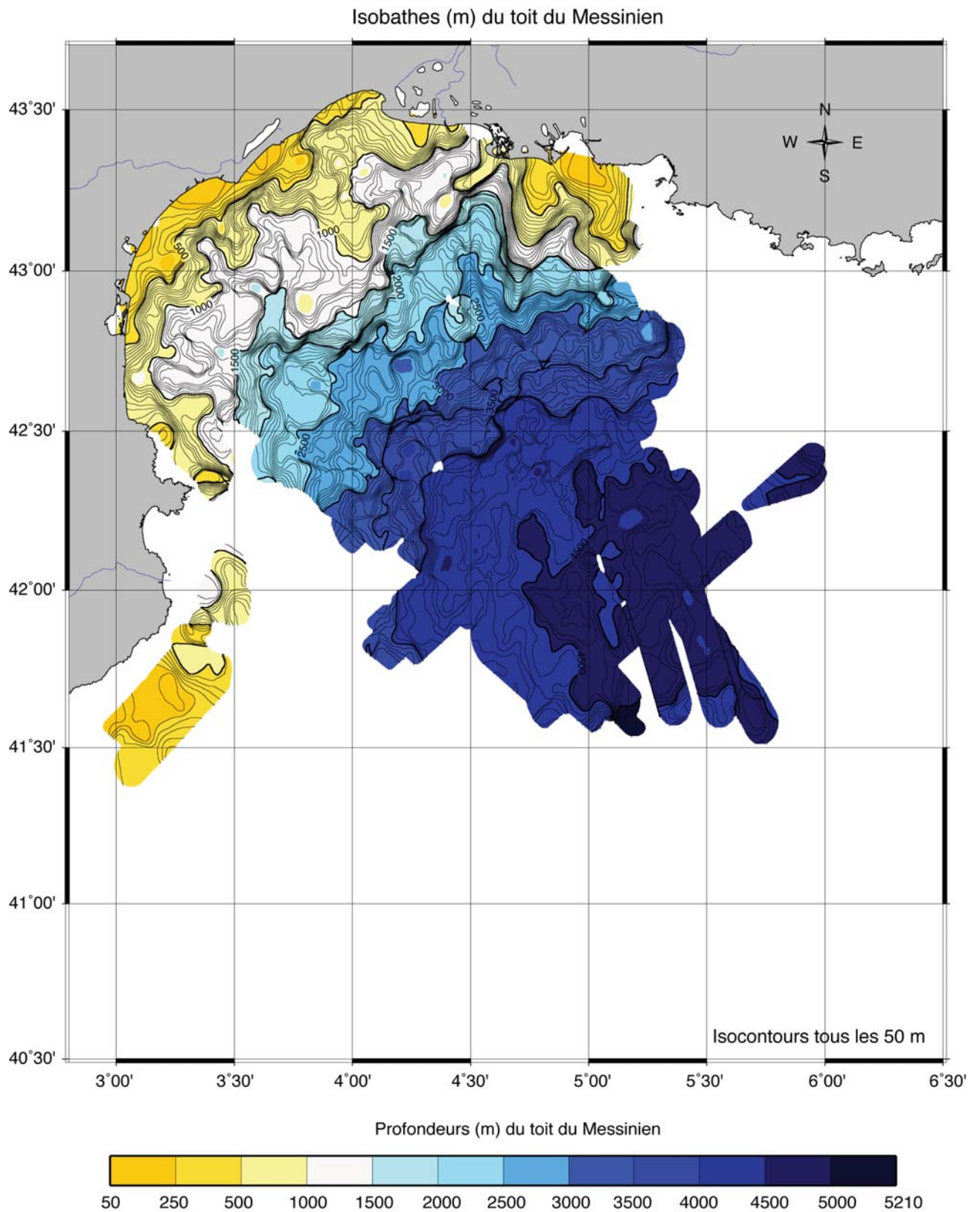


FIGURE 10.4 – Profondeurs (m) du toit du Messinien (toit des évaporites supérieures)

10.1.1.2 Plio-Pléistocène

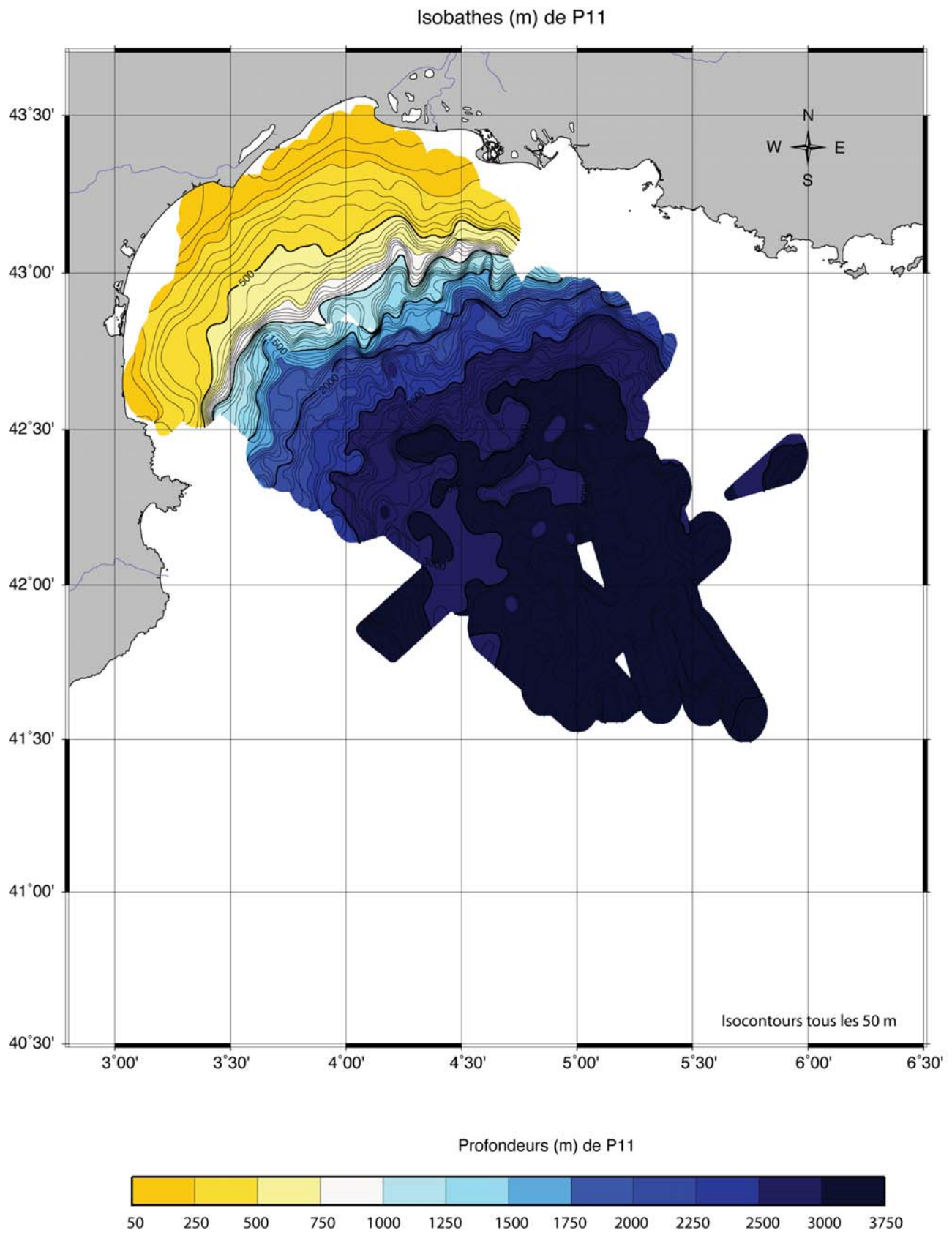


FIGURE 10.5 – Profondeurs (m) de la discontinuité P11

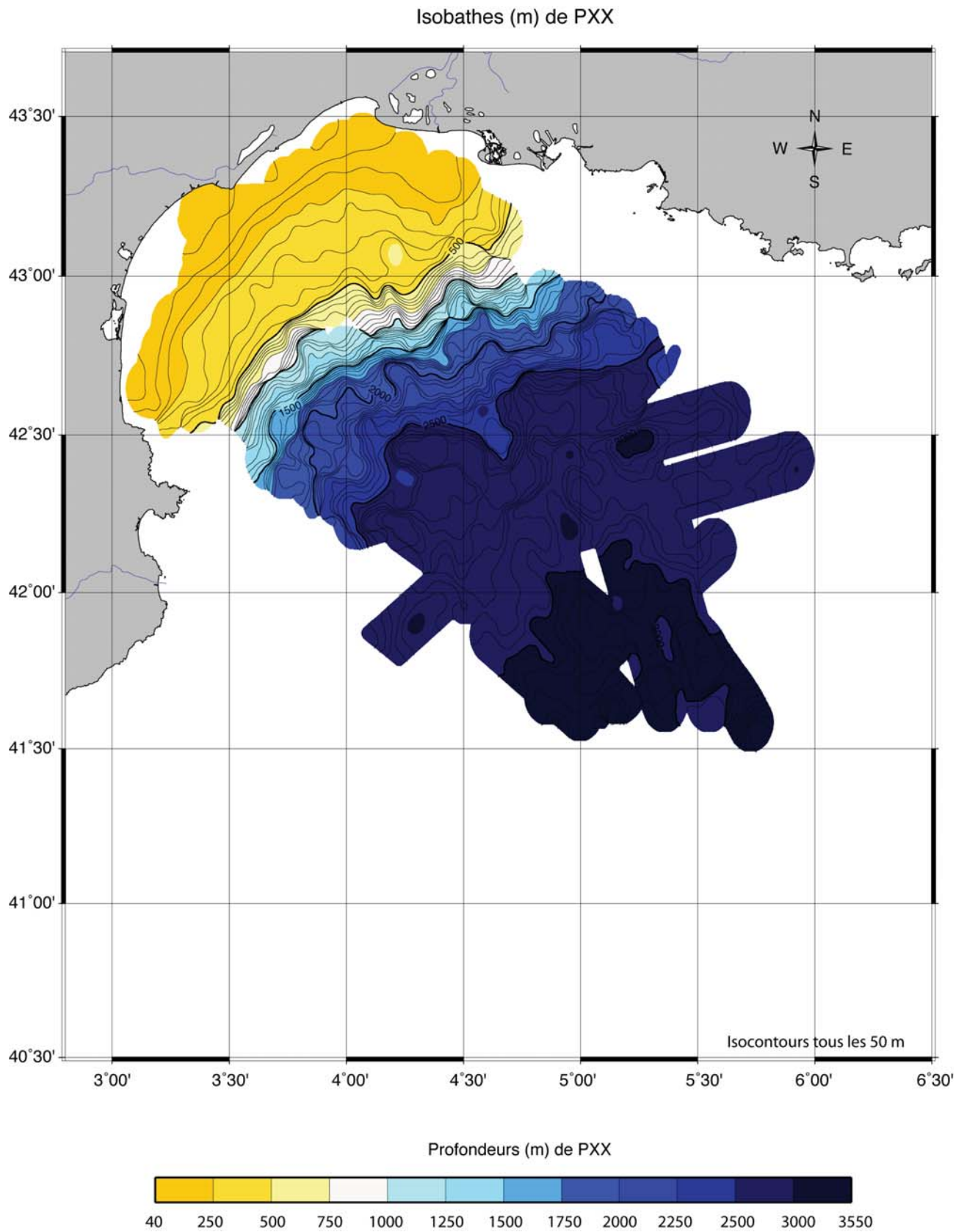


FIGURE 10.6 – Profondeurs (m) de la discontinuité PXX

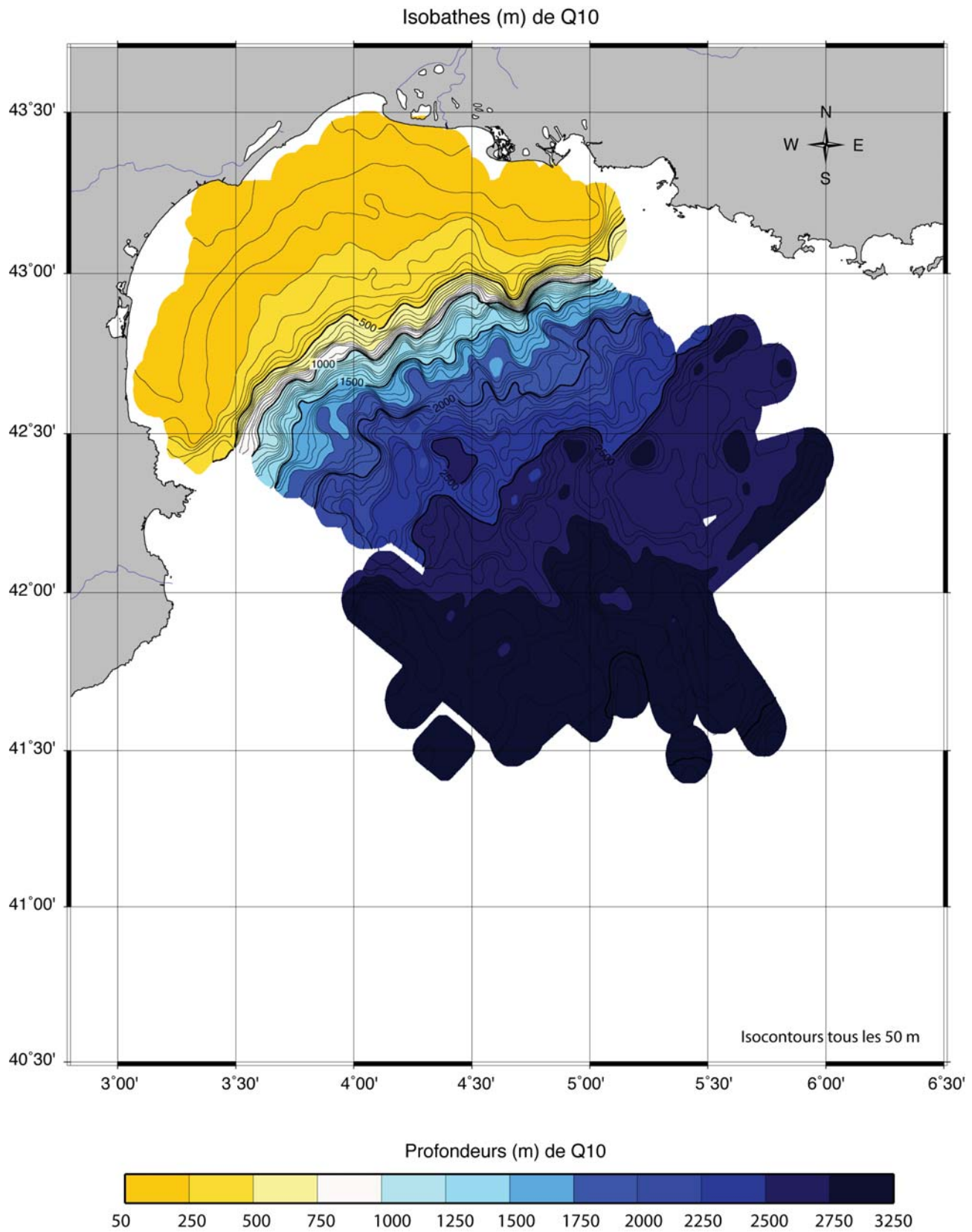


FIGURE 10.7 – Profondeurs (m) de la discontinuité Q10

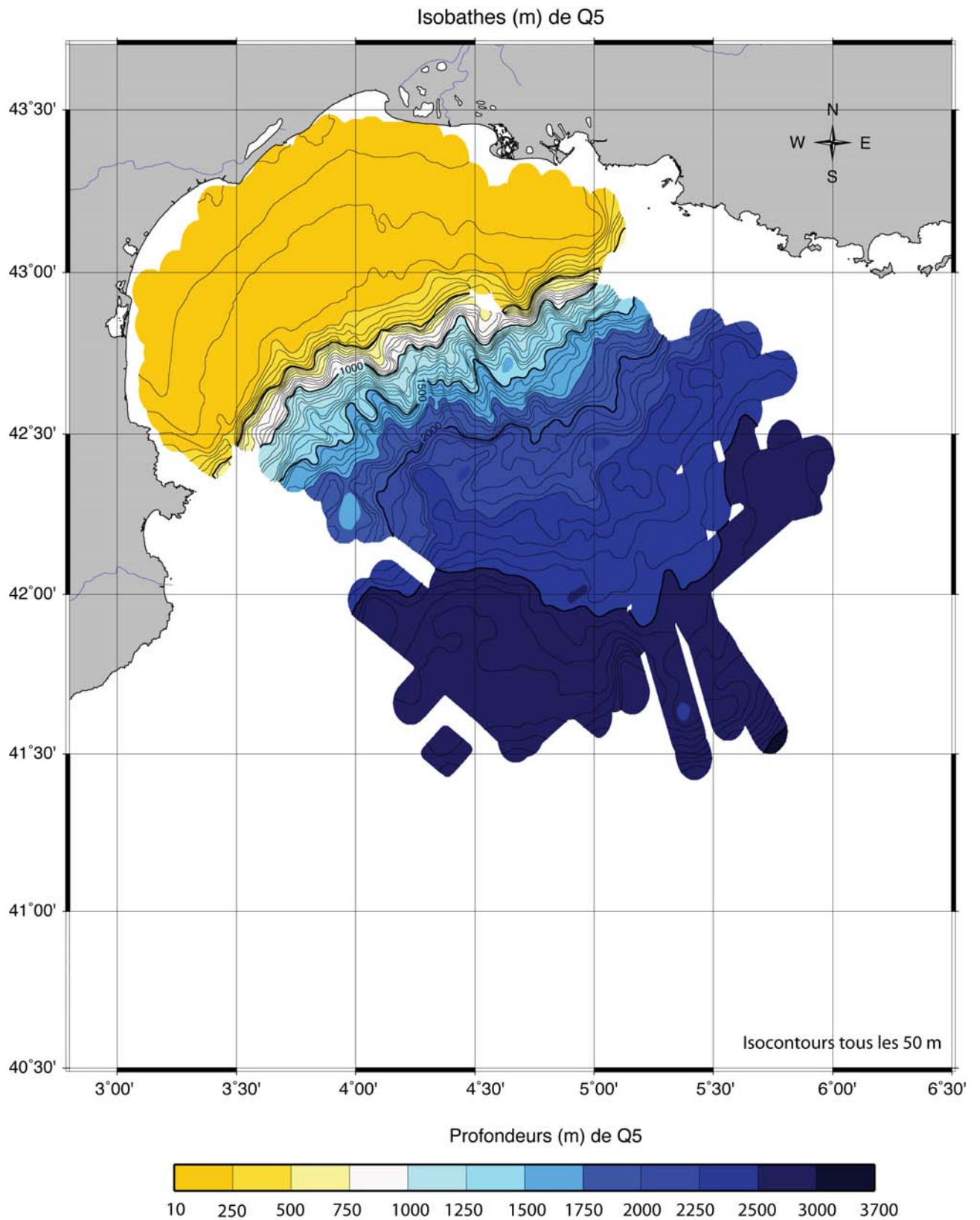


FIGURE 10.8 – Profondeurs (m) de la discontinuité Q5

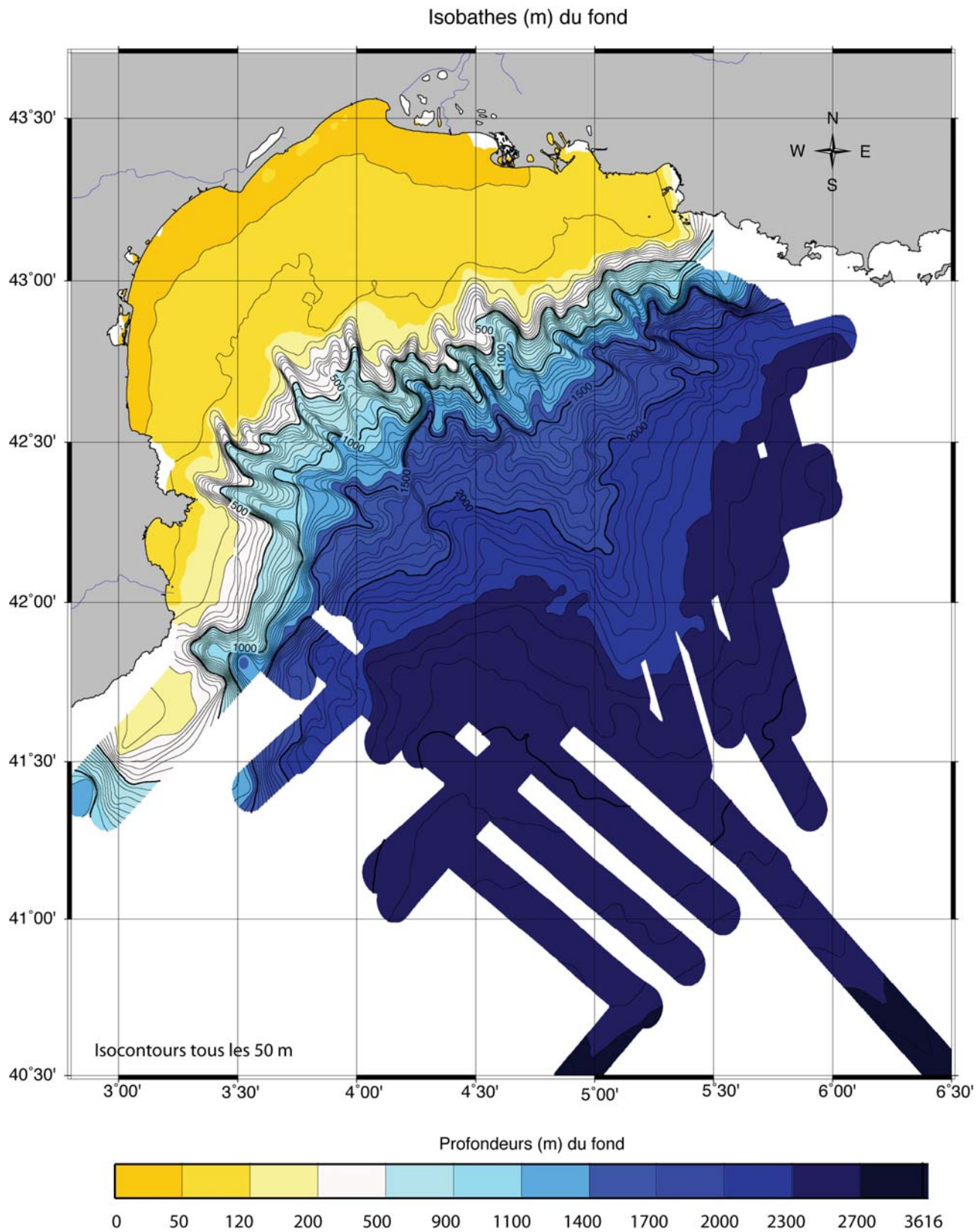


FIGURE 10.9 – Profondeurs (m) du fond actuel

10.1.2 Cartes isopaques

10.1.2.1 Oligo-Miocène et Messinien

Isopaques (m) entre le Substratum et le Fond actuel : épaisseurs de la pile sédimentaire totale

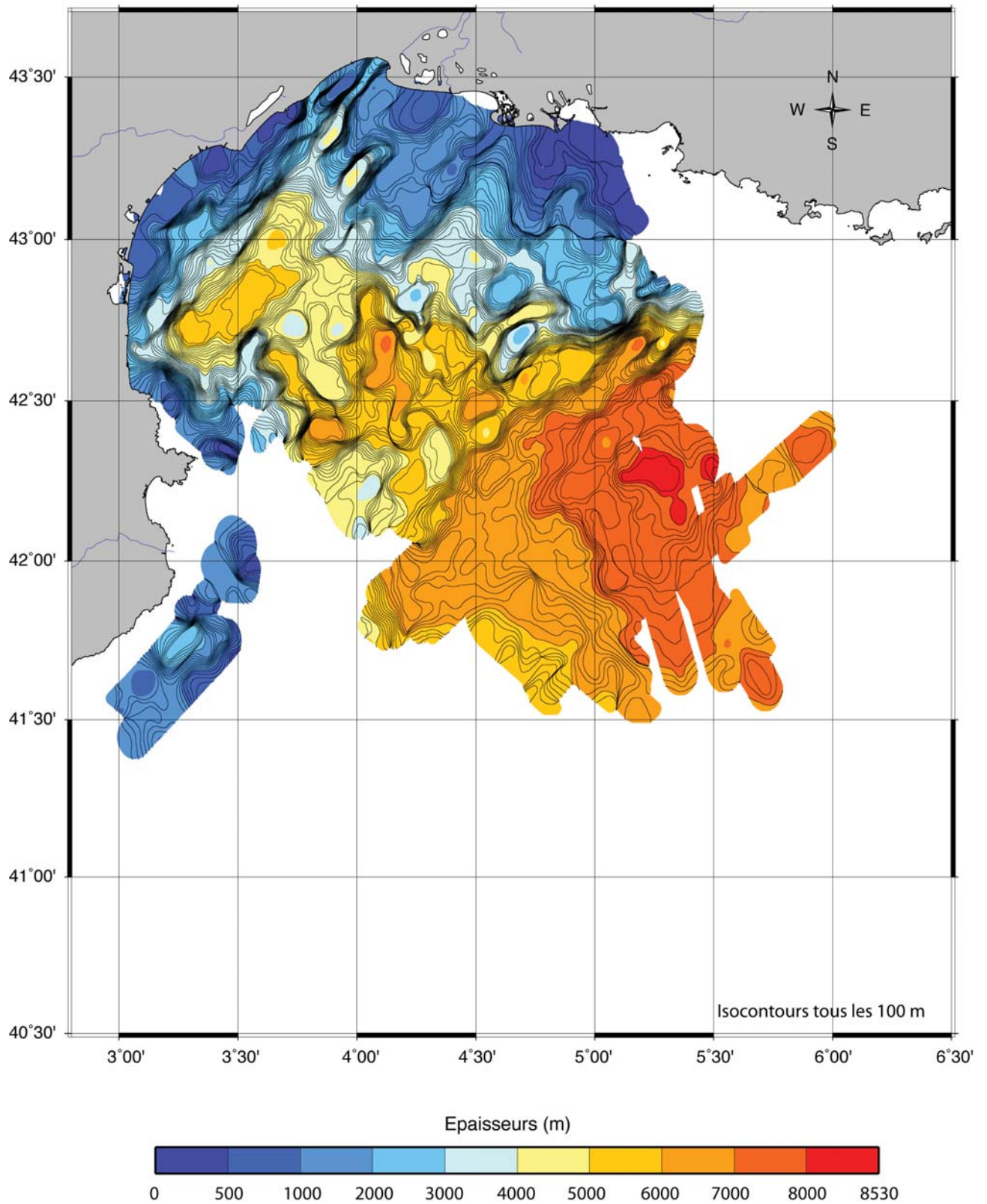


FIGURE 10.10 – Epaisseurs (m) de la pile sédimentaire totale sur le substratum

Isopaques (m) des dépôts entre le substratum et la base de l'unité M

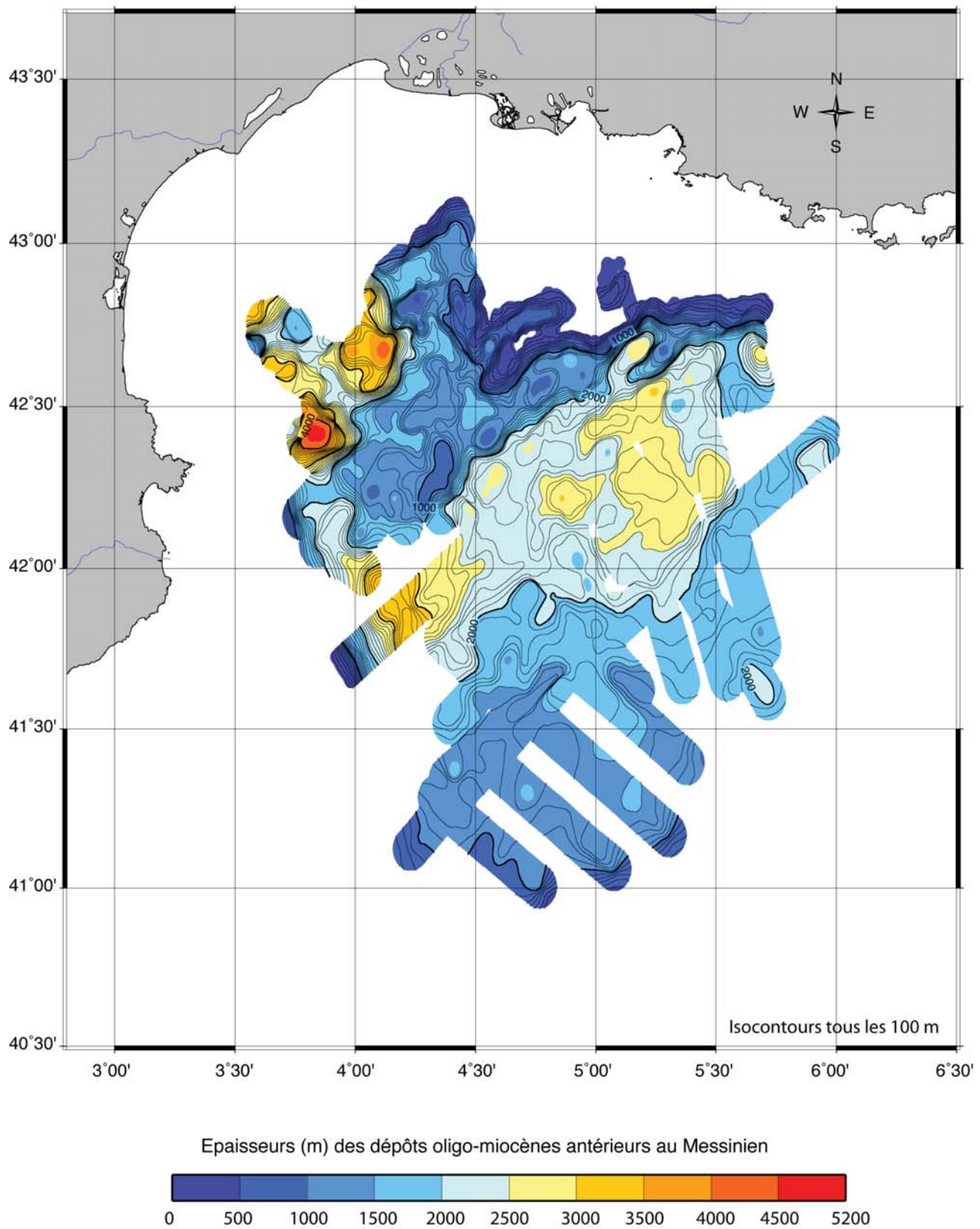


FIGURE 10.11 – Epaisseurs (m) des sédiments oligo-miocènes antérieurs au Messinien

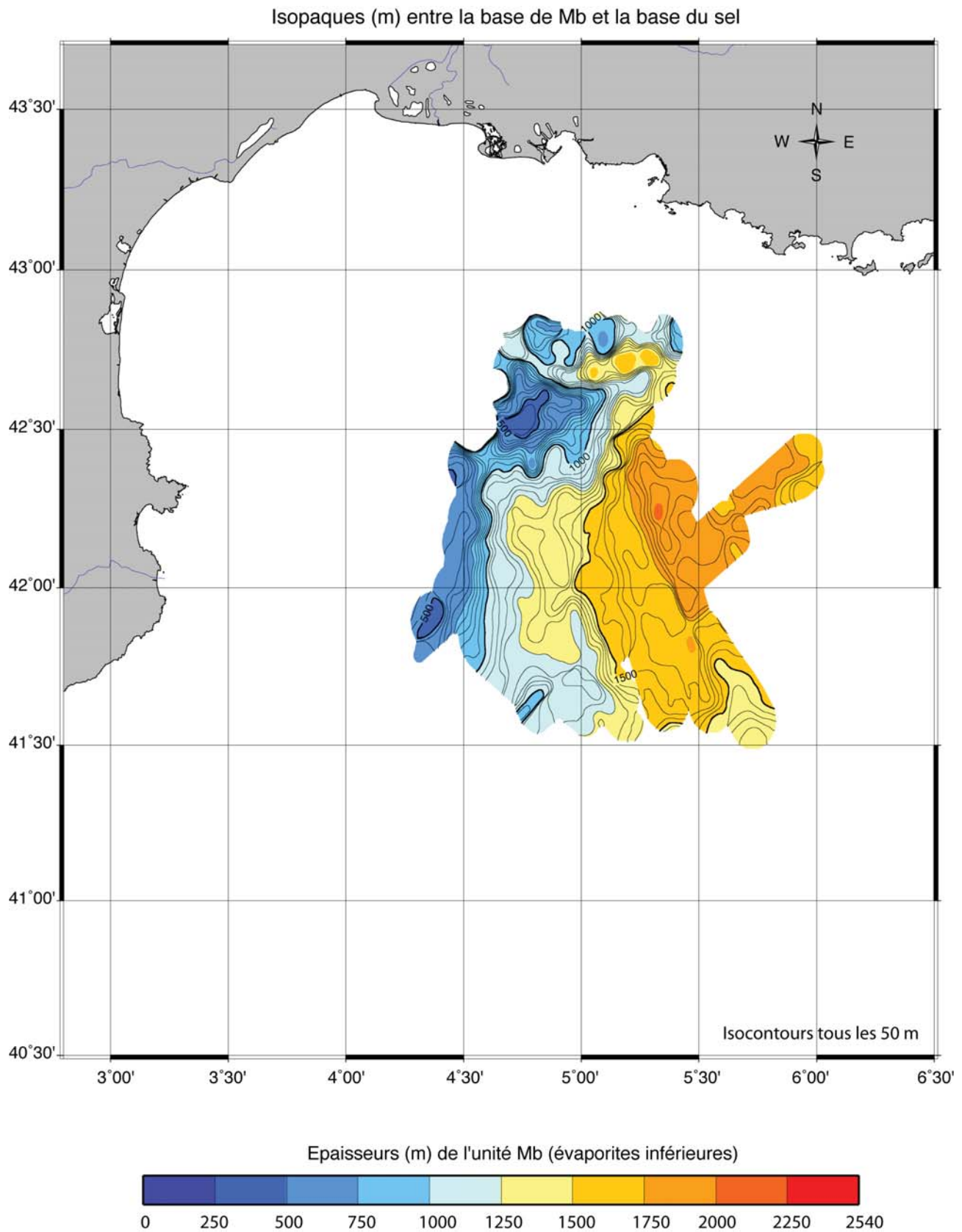


FIGURE 10.13 – Epaisseurs (m) de l'unité Mb (évaaporites inférieures du Messinien)

10.1.2.2 Plio-Pléistocène

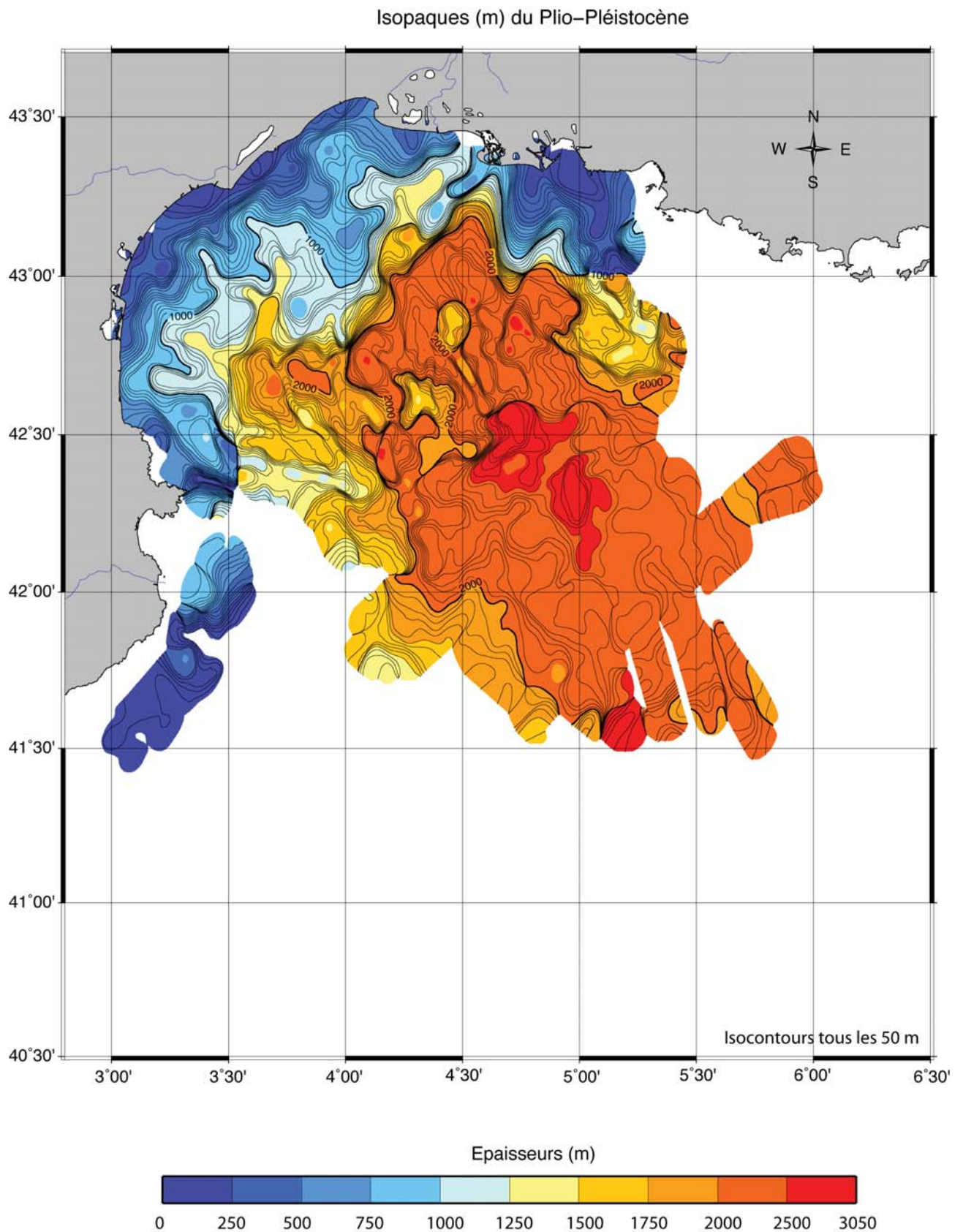


FIGURE 10.14 – Epaisseurs (m) des dépôts plio-pléistocènes

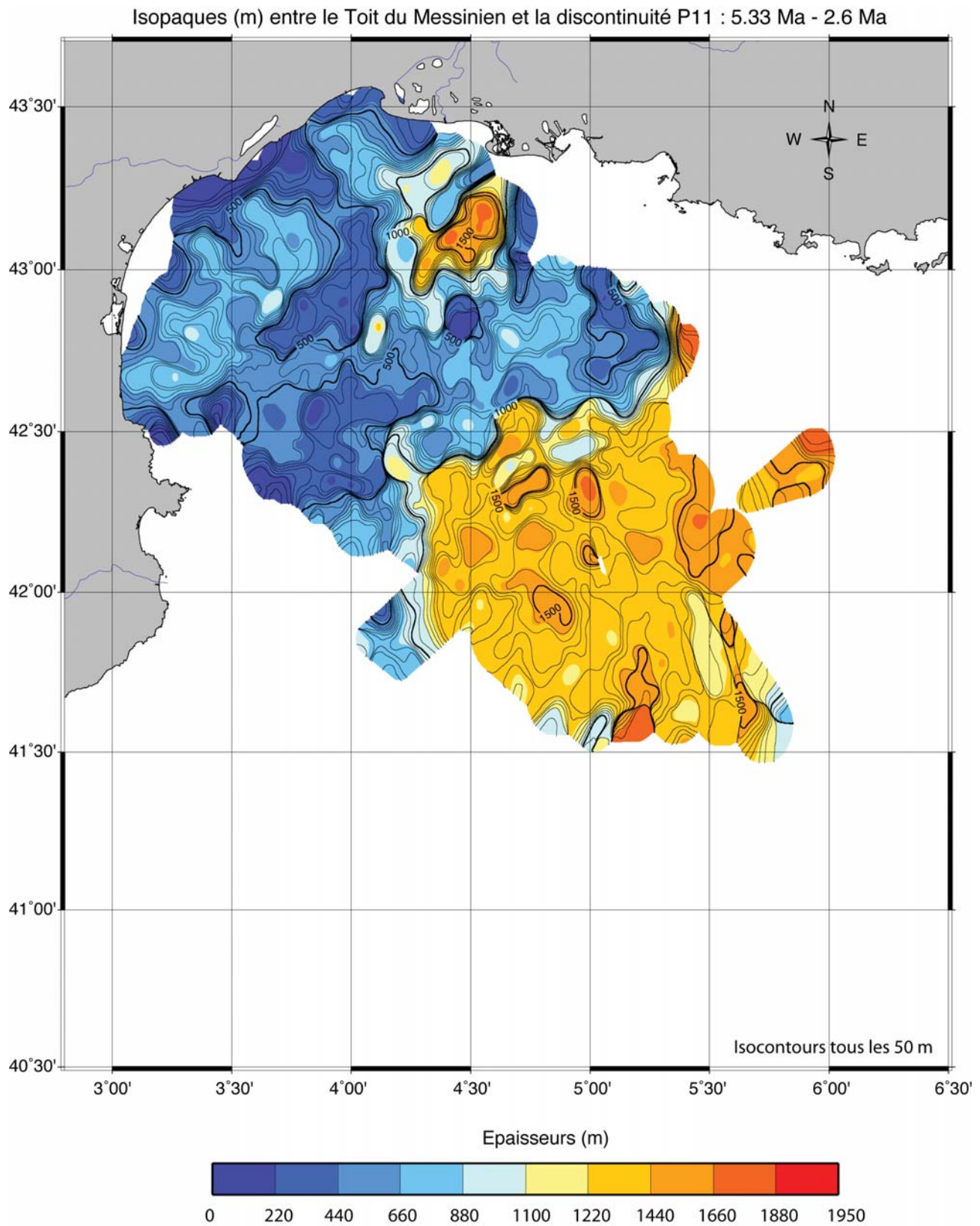


FIGURE 10.15 – Epaisseurs (m) des dépôts pliocènes (5.33 Ma - 2.60 Ma)

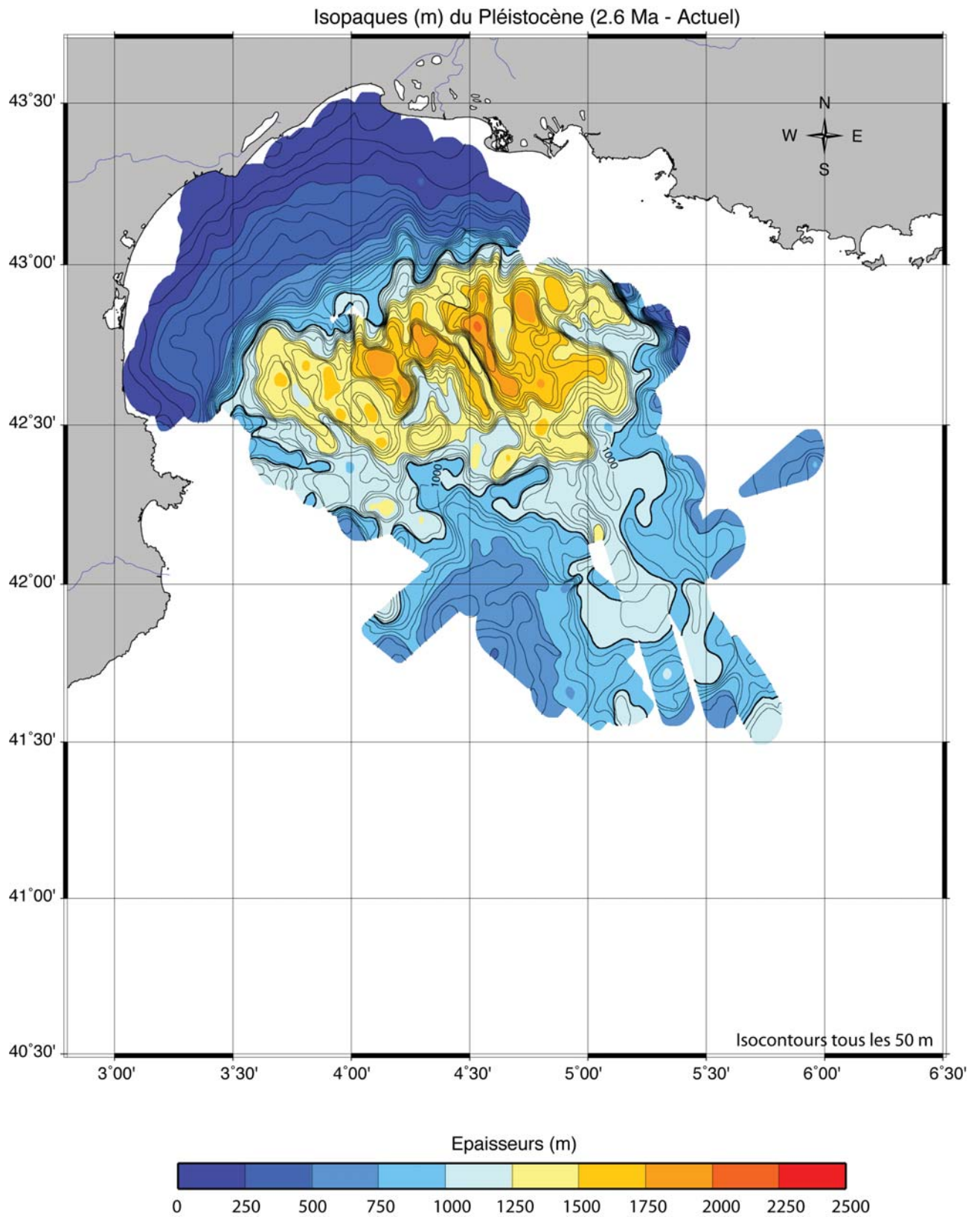


FIGURE 10.16 – Epaisseurs (m) des dépôts pléistocènes (2.60 Ma - Actuel)

Isopaques (m) entre les discontinuités P11 et PXX : 2.6 Ma et 1.6 Ma

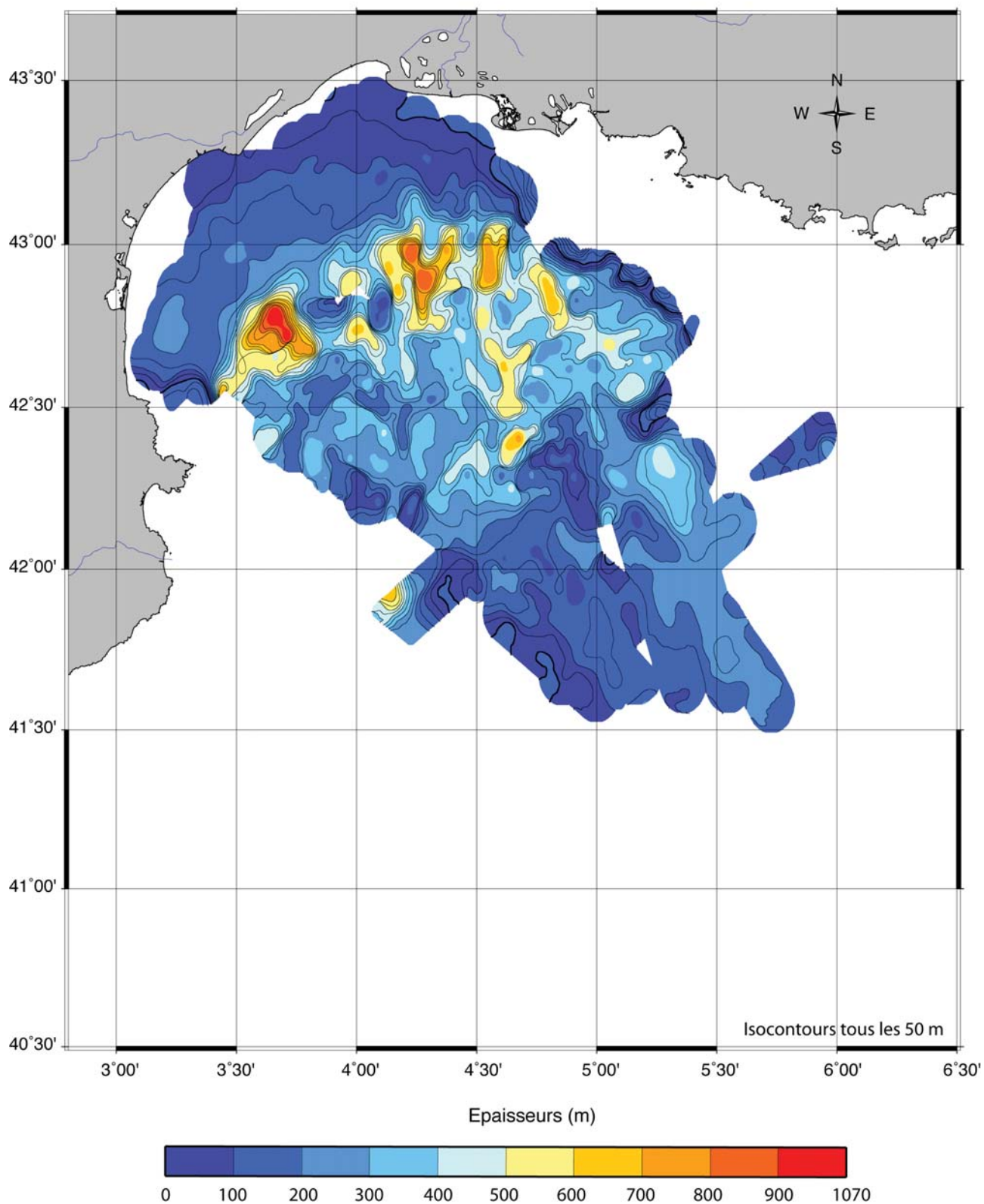


FIGURE 10.17 – Epaisseurs (m) des dépôts entre les discontinuités P11 (2.60 Ma) et PXX (environ 1.60 Ma)

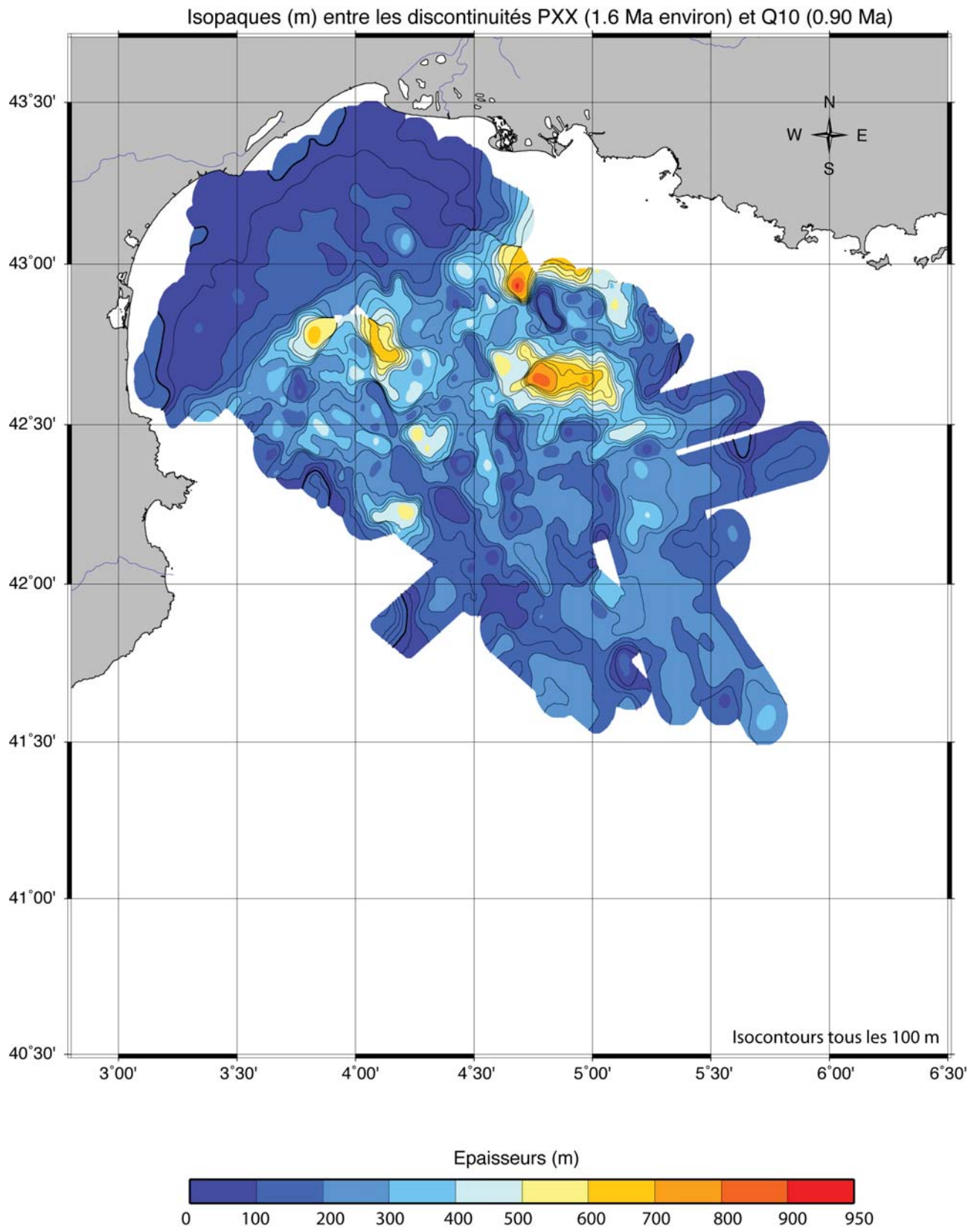


FIGURE 10.18 – Epaisseurs (m) des dépôts entre les discontinuités PXX (1.60 Ma) et Q10 (0.90 Ma).

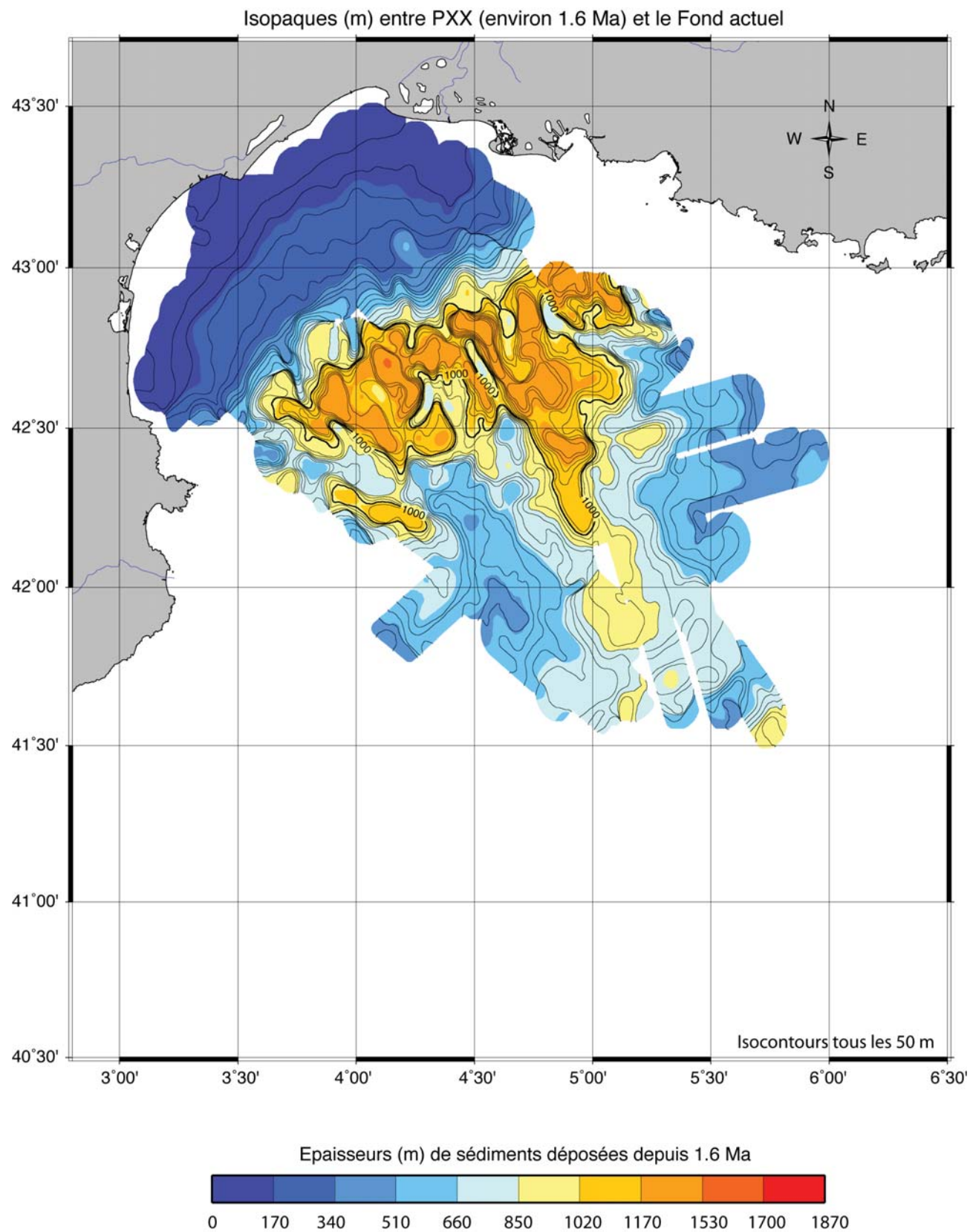


FIGURE 10.19 – Epaisseurs (m) des dépôts au dessus de la discontinuité PXX (1.60 Ma).

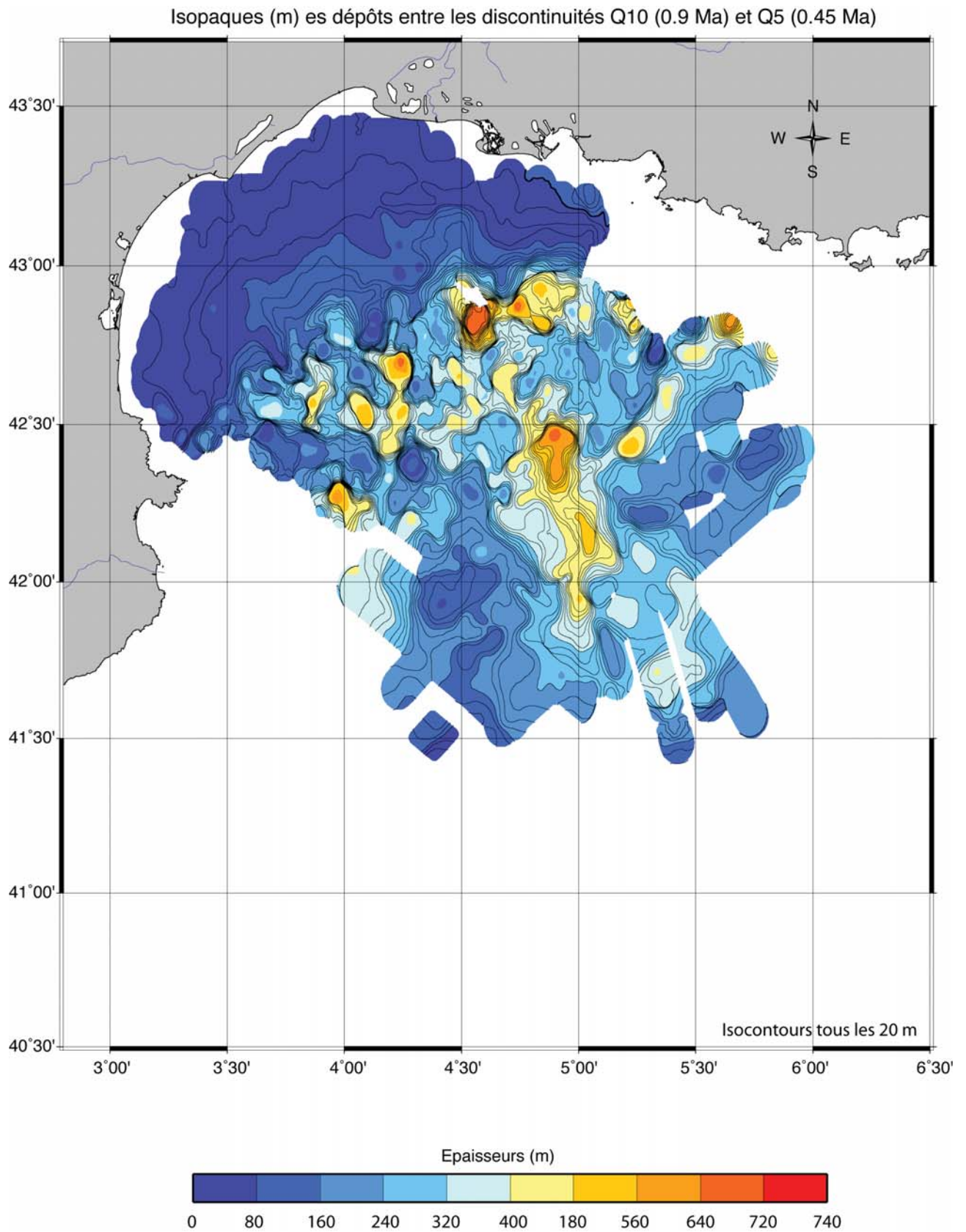


FIGURE 10.20 – Epaisseurs (m) des dépôts entre les discontinuités Q10 (0.90 Ma) et Q5 (0.45 Ma).

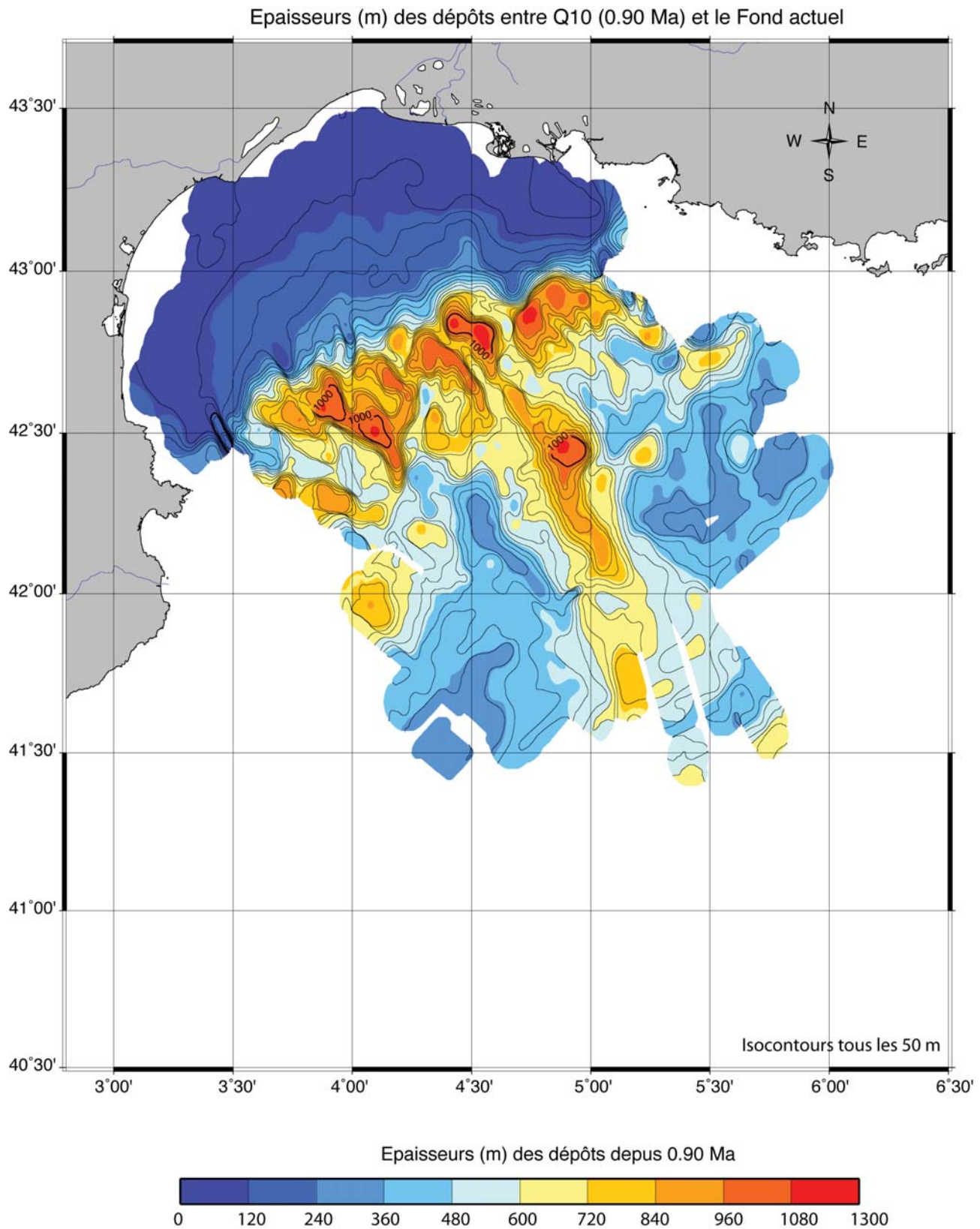


FIGURE 10.21 – Epaisseurs (m) des dépôts depuis 0.90 Ma.

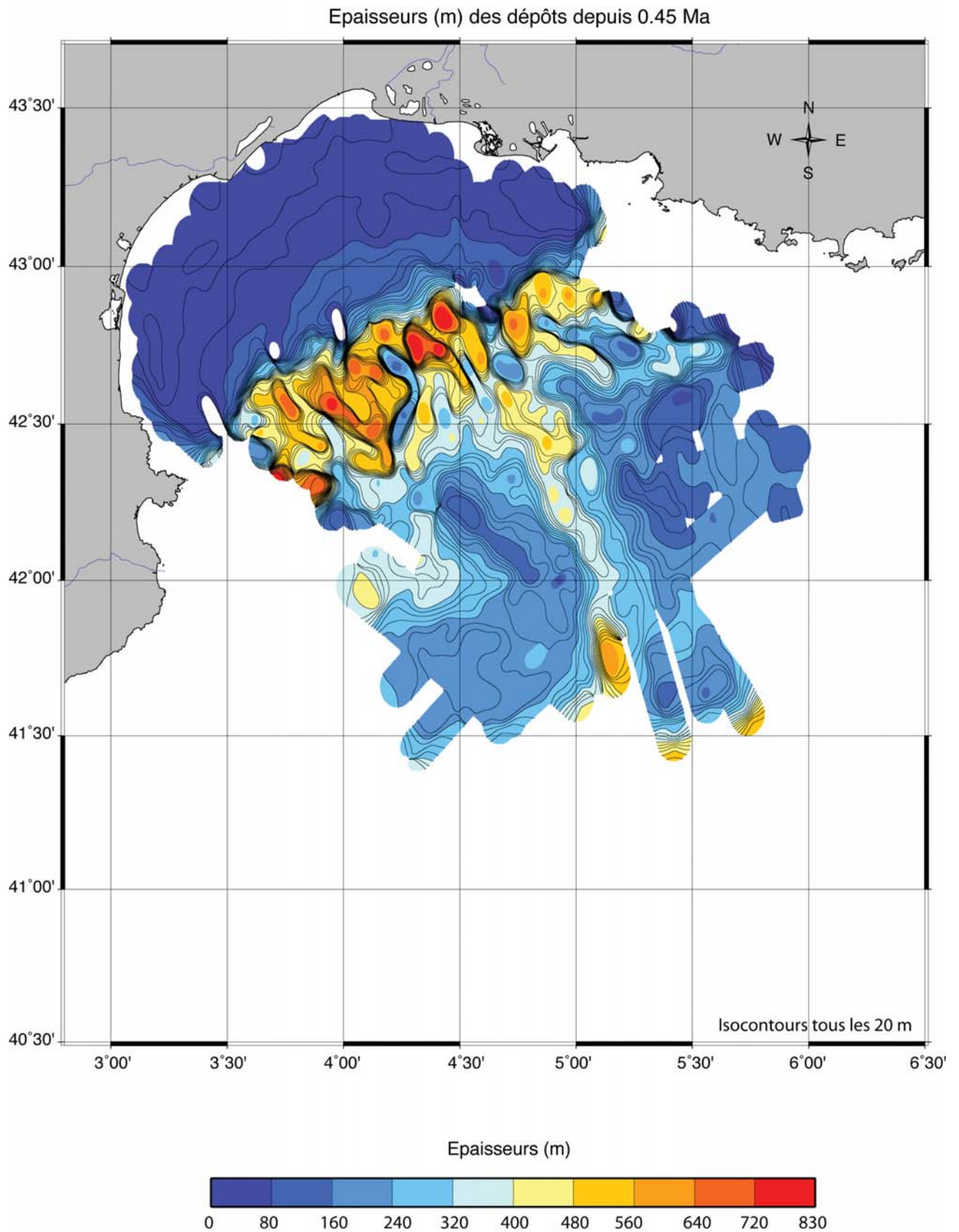


FIGURE 10.22 – Epaisseurs (m) des dépôts depuis 0.45 Ma.

Annexes II : Scripts

10.1.3 Construction des grilles isobathes et isopaques à partir du pointé

```

set DIRCPT=/Users/Documents/TRAVAIL/THESE/2012-FIG/NEW-ISOBATHES-MSTD/CPT/Q10
set DIRGRID=/Users/Documents/TRAVAIL/THESE/2012-FIG/NEW-ISOBATHES-MSTD/GRD/Q10
set DIRPS=/Users/Documents/TRAVAIL/THESE/2012-FIG/NEW-ISOBATHES-MSTD/PS/Q10

set LIMITES=2.8/6.5/40.5/43.7
set ECHELLE=m7c
set LIMECH="-R$LIMITES -J$ECHELLE"

### PARAMETRES D'ENTREE A ECRIRE :
set FICHXYZ=Q5-WGS84.dat
set GRDMEAN=Q5mean.grd
set GRDNEAR=Q5near.grd
set GRDFINAL=Q5.grd

### CONSTRUCTION DE LA GRILLE ISOBATHES (MSTD)
blockmean $DIRGRID/$FICHXYZ -R$LIMITES -I0.1m -V | surface -G$DIRGRID/$GRDMEAN -R$LIMITES -I0.1m -T0.75 -L10 -V
-S2n
nearneighbor $DIRGRID/$FICHXYZ -G$DIRGRID/$GRDNEAR -R$LIMITES -I0.1m= -V -N1 -S3m
grdmath -V $DIRGRID/$GRDMEAN $DIRGRID/$GRDNEAR OR = $DIRGRID/$GRDFINAL

```

10.1.4 Exemple de la Transformation Temps/profondeur du Toit du Messinien

Cette transformation s'exécute à partir du script **Tps2profToitMess.csh** ci-dessous, faisant appel aux scripts **ToitMess.awk** et **ToitMess2.awk** contenant les valeurs de vitesses à appliquer selon la profondeur.

Tps2profToitMess.csh

```

#!/bin/csh
set DIRGRIDMSTD=/Users//Documents/TRAVAIL/THESE/2012-FIG/2012-GRID/ISOBATHES-MSTD/GRD-FINAL
set DIRGRDMETRE=/Users//Documents/TRAVAIL/THESE/2012-FIG/2012-GRID/ISOBATHES-METRE-NEW
set DIRGRDMETREISOPAK=/Users//Documents/TRAVAIL/THESE/2012-FIG/2012-GRID/ISOPAQUES-METRE-NEW
set DIRISOPAKMSTD=/Users/Documents/TRAVAIL/THESE/2012-FIG/2012-GRID/ISOPAQUES-MSTD/NET/PLIOPLEISTO
set DIRSORTIE=/Users/Documents/TRAVAIL/THESE/2012-FIG/2012-PS/ISOBATHES-METRE-NEW

###PARAMETRES D'ENTREE A ECRIRE :
set LIMITES=2.8/6.5/40.5/43.7
set ECHELLE=m7c
set LIMECH="-R$LIMITES -J$ECHELLE"
set GRDFINAL=ToitMessMetre.grd
set FICHCPT=ToitMess.cpt
set FICHPS=ToitMessMetre.ps

###Transformation Temps/profondeur avec les vitesses définies dans ToitMess.awk et ToitMess2.awk (pente et bassin)
#Transformation de la grille ToitMess isobathes (mstd) en isobathes (m)
grd2xyz $DIRGRIDMSTD/ToitMess-3m.grd > $DIRGRDMETRE/ToitMesstemp1.xyz
grd2xyz $DIRISOPAKMSTD/ToitMessMinusP11net.grd > $DIRGRIDMSTD/ToitMessMinusP11net.xyz
grd2xyz $DIRGRDMETRE/P11metre.grd > $DIRGRDMETRE/P11metre.xyZ
awk '{print ($3)}' $DIRGRIDMSTD/ToitMessMinusP11net.xyz > $DIRGRDMETRE/ToitMessMinusP11net-temp.e
paste $DIRGRDMETRE/ToitMesstemp1.xyz $DIRGRDMETRE/ToitMessMinusP11net-temp.e > $DIRGRD-
METRE/ToitMesstemp.xyze
awk 'print ($3)' $DIRGRDMETRE/P11metre.xyZ > $DIRGRDMETRE/P11metre.Z
paste $DIRGRDMETRE/ToitMesstemp.xyze $DIRGRDMETRE/P11metre.Z > $DIRGRDMETRE/ToitMesstemp.xyzeZ
awk -f ToitMess.awk $DIRGRDMETRE/ToitMesstemp.xyzeZ > $DIRGRDMETRE/ToitMesstemp.xyzeZv
awk '{print ($6*$4)}' $DIRGRDMETRE/ToitMesstemp.xyzeZv > $DIRGRDMETRE/ToitMesstemp.E
paste $DIRGRDMETRE/ToitMesstemp.xyzeZv $DIRGRDMETRE/ToitMesstemp.E > $DIRGRDMETRE/ToitMesstemp.xyzeZvE

###Application de la loi de vitesse de [Lofi, 2002] sur le plateau
#Soustraction des grilles Toit du Messinien et Fond (mstd)
grdmath -V $DIRGRIDMSTD/ToitMess-3m.grd $DIRGRIDMSTD/Fond-3m.grd SUB = $DIRGRDMETRE/ToitMessMinusFond-
mstd.grd
LOI LOFI #Extraction des points xyz, z en mstd
grd2xyz $DIRGRIDMSTD/ToitMess-3m.grd > $DIRGRIDMSTD/ToitMess-3m.xyz
grd2xyz $DIRGRDMETRE/ToitMessMinusFond-mstd.grd > $DIRGRDMETRE/ToitMessMinusFond-mstd.xyz

```

```
# Calcul de la vitesse VRMS (m/s) d'après la loi de vitesse sur le plateau établie par [Lofi, 2002]
awk 'print $3' $DIRGRDMETRE/ToitMessMinusFond-mstd.xyz > $DIRGRDMETRE/ToitMessMinusFond-mstd.col3
awk '{print ($1, $2, (-0.0004*$3*$3)+(1.2476*$3)+1577.9)}' $DIRGRDMETRE/ToitMessMinusFond-mstd.xyz > $DIRGRD-
METRE/Vrms.xyz
paste $DIRGRDMETRE/ToitMessMinusFond-mstd.col3 $DIRGRDMETRE/Vrms.xyz > $DIRGRDMETRE/Col3-Vrms.txt
awk '{print ($2, $3, $1*$4/2000)}' $DIRGRDMETRE/Col3-Vrms.txt > $DIRGRDMETRE/ToitMessLoiLofi.xyz
awk '{print $3}' $DIRGRDMETRE/ToitMessLoiLofi.xyz > $DIRGRDMETRE/LoiLofi.P
```

Intégration de ces transformations temps/profondeur au sein d'un même fichier .xyzeZvEP (fichier à 8 colonnes : long/lat/prof(mstd)/épaisseur (mstd) entre le toit du Messinien et la surface sus-jacente (P11 ici), Profondeur (m) de la surface sus-jacente (ici P11)/vitesse(m/s) dans la couche Toit du Messinien-P11 au point considéré/Épaisseurs (m) entre le Toit du Messinien et la surface sus-jacente/Profondeur (m) du Toit du Messinien

```
paste $DIRGRDMETRE/ToitMessTemp.xyzeZvE $DIRGRDMETRE/LoiLofi.P > $DIRGRDMETRE/ToitMessTemp.xyzeZvEP1
awk -f ToitMess2.awk $DIRGRDMETRE/ToitMessTemp.xyzeZvEP1 > $DIRGRDMETRE/ToitMessTemp.xyzeZvEP
awk '{print ($1, $2, $8)}' $DIRGRDMETRE/ToitMessTemp.xyzeZvEP > $DIRGRDMETRE/ToitMess.xyP
```

Le fichier final ToitMess.xyP correspond aux profondeurs (m) du Toit du Messinien en chaque position x/y (correspondant aux mêmes noeuds des grilles isobathes et isopaques en mstd)

```
## CONSTRUCTION DE LA GRILLE :
xyz2grd $DIRGRDMETRE/ToitMess.xyP -G$DIRGRDMETRE/$GRDFINAL -I0.1m -R$LIMITES
```

```
## AFFICHAGE CARTOGRAPHIQUE :
psbasemap $LIMECH -Bg0.5a0.5 :."Profondeurs (m) de ToitMess" :WSenS -P -V -K -Xc -Y10c >! $DIRSORTIE/$FICHPS
grdimage $DIRGRDMETRE/$GRDFINAL -J$ECHELLE -C$DIRSORTIE/$FICHPCPT -P -O -K -V » $DIRSORTIE/$FICHPS
grdcontour $DIRGRDMETRE/$GRDFINAL -C100 -A500+ -Q250 -S4 -J$ECHELLE -P -O -K -V » $DIRSORTIE/$FICHPS
pscoast $LIMECH -W2 -Bg0.5a0.5WSen -Df -Ir/blue -Ia/blue -Tf6/43.4/1c -Ggray -Lfx2/2/40/40k :Proj.Mercator :b -P -O -K -V »
$DIRSORTIE/$FICHPS
psscale -D22c/-5c/-7c/1c -B400 :."Profondeurs (m)" : -C$DIRSORTIE/$FICHPCPT -P -O -V -Li » $DIRSORTIE/$FICHPS
ps2pdf $DIRSORTIE/$FICHPS $DIRSORTIE/$FICHPS.pdf
```

ToitMess.awk

```
BEGIN {
}
{if ($3 <= 1300) {print ($1, $2, $3, $4, $5, "NaN")}
else
{if (1300 < $3 && $3 <= 1362.5) {print ($1, $2, $3, $4, $5, 2912.5/2000)}
else
{if (1362.5 < $3 && $3 <= 1425) {print ($1, $2, $3, $4, $5, 3000/2000)}
else
{if (1425 < $3 && $3 <= 1487.5) {print ($1, $2, $3, $4, $5, 3087.5/2000)}
else
{if (1487.5 < $3 && $3 <= 1550) {print ($1, $2, $3, $4, $5, 3175/2000)}
else
{if (1550 < $3 && $3 <= 1612.5) {print ($1, $2, $3, $4, $5, 3262.5/2000)}
else
{if (1612.5 < $3 && $3 <= 1675) {print ($1, $2, $3, $4, $5, 3350/2000)}
else
{if (1675 < $3 && $3 <= 1737.5) {print ($1, $2, $3, $4, $5, 3437.5/2000)}
else
{if (1737.5 < $3 && $3 <= 1800) {print ($1, $2, $3, $4, $5, 3525/2000)}
else
{if (1800 < $3 && $3 <= 1862.5) {print ($1, $2, $3, $4, $5, 3612.5/2000)}
else
{if (1862.5 < $3 && $3 <= 1925) {print ($1, $2, $3, $4, $5, 3700/2000)}
else
{if (1925 < $3 && $3 <= 3350) {print ($1, $2, $3, $4, $5, 3700/2000)}
else
{if (3350 < $3 && $3 <= 3422) {print ($1, $2, $3, $4, $5, 3780/2000)}
else
{if (3422 < $3 && $3 <= 3494) {print ($1, $2, $3, $4, $5, 3860/2000)}
else
{if (3494 < $3 && $3 <= 3566) {print ($1, $2, $3, $4, $5, 3940/2000)}
else
{if (3566 < $3 && $3 <= 3638) {print ($1, $2, $3, $4, $5, 4020/2000)}
else
{if (3638 < $3 && $3 <= 3710) {print ($1, $2, $3, $4, $5, 4100/2000)}
```

```

else
{if (3710 < $3 && $3 <= 3782) {print ($1, $2, $3, $4, $5, 4180/2000)}
else
{if (3782 < $3 && $3 <= 3854) {print ($1, $2, $3, $4, $5, 4260/2000)}
else
{if (3854 < $3 && $3 <= 3926) {print ($1, $2, $3, $4, $5, 4340/2000)}
else
{if (3926 < $3 && $3 <= 3998) {print ($1, $2, $3, $4, $5, 4420/2000)}
else
{if (3998 < $3 && $3 <= 4070) {print ($1, $2, $3, $4, $5, 4500/2000)}
else
{if (4070 < $3 && $3 <= 5508) {print ($1, $2, $3, $4, $5, 4500/2000)}
else
{print ($1, $2, $3, $4, $5, "NaN")}
}}}}}}}}}}}}}}}}}}

```

ToitMess2.awk

```

BEGIN {
}
{if ($3 <= 1300) {print ($1, $2, $3, $4, $5, $6, $7, $8)}
else
{if (1300 < $3 && $3 <= 10000) {print ($1, $2, $3, $4, $5, $6, $7, $5+$7)}
else
{print ($1, $2, $3, $4, $5, "NaN")}
}}

```

10.1.5 Reconstruction d'un *Line-Drawing* synthétique à partir de nos grilles d'horizons transformées en profondeurs (m)

```

#!/bin/csh

set DIRGRID=/Users/Documents/TRAVAIL/THESE/2012-FIG/NEW-TRSF-TEMPSPROF/GRD-FINALE
set DIRTRACK=/Users/Documents/TRAVAIL/THESE/2012-FIG/NEW-TRSF-TEMPSPROF/COUPEC
set FICHPS=CoupeEcors.ps

awk 'print ($2,$3)' $DIRTRACK/ECORS1.txt > $DIRTRACK/Ecors1.xy
sample1d $DIRTRACK/coupeCtemp.xy -Fl -I0.005 -V > $DIRTRACK/coupeC.xy

set INFILE1=coupeC.xy
set GRDFILE1=$DIRGRID/FondMetre.grd
set GRDFILE2=$DIRGRID/Q5Metre.grd
set GRDFILE3=$DIRGRID/Q10Metre.grd
set GRDFILE4=$DIRGRID/PXXMetre.grd
set GRDFILE5=$DIRGRID/P11Metre.grd
set GRDFILE6=$DIRGRID/IsobToitMessBaseSelMetre.grd
set GRDFILE8=$DIRGRID/IsobToitMessToitSelMetreFilter.grd
set GRDFILE9=$DIRGRID/IsobToitMessToitEvapoSupMetre.grd
set GRDFILE10=$DIRGRID/BEIMetre.grd
set GRDFILE11=$DIRGRID/DBMMetre.grd
set GRDFILE12=$DIRGRID/SubstMetre.grd

### Extraction du Z (m) de chaque grille horizon
gdtrack $DIRTRACK/$INFILE1 -G$GRDFILE1 > $DIRTRACK/$INFILE1.fond
gdtrack $DIRTRACK/$INFILE1 -G$GRDFILE2 > $DIRTRACK/$INFILE1.q5
gdtrack $DIRTRACK/$INFILE1 -G$GRDFILE3 > $DIRTRACK/$INFILE1.q10
gdtrack $DIRTRACK/$INFILE1 -G$GRDFILE4 > $DIRTRACK/$INFILE1.pxx
gdtrack $DIRTRACK/$INFILE1 -G$GRDFILE5 > $DIRTRACK/$INFILE1.p11
gdtrack $DIRTRACK/$INFILE1 -G$GRDFILE6 > $DIRTRACK/$INFILE1.baseSel
gdtrack $DIRTRACK/$INFILE1 -G$GRDFILE8 > $DIRTRACK/$INFILE1.toitSel
gdtrack $DIRTRACK/$INFILE1 -G$GRDFILE9 > $DIRTRACK/$INFILE1.toitevapo
gdtrack $DIRTRACK/$INFILE1 -G$GRDFILE10 > $DIRTRACK/$INFILE1.bei
gdtrack $DIRTRACK/$INFILE1 -G$GRDFILE11 > $DIRTRACK/$INFILE1.dbm
gdtrack $DIRTRACK/$INFILE1 -G$GRDFILE12 > $DIRTRACK/$INFILE1.subst

### Transformation long/lat d'un fichier xy en distance (m) à partir du point d'origine du trait de coupe
gmtset MEASURE_UNIT m

```

```

mapproject $DIRTRACK/$INFILE1.fond -G3.5/43.5 -Mi -R2.8/6.5/40.5/43.7 -V > $DIRTRACK/$INFILE1.fondzd
mapproject $DIRTRACK/$INFILE1.q5 -G3.5/43.5 -Mi -R2.8/6.5/40.5/43.7 -V > $DIRTRACK/$INFILE1.q5zd
mapproject $DIRTRACK/$INFILE1.q10 -G3.5/43.5 -Mi -R2.8/6.5/40.5/43.7 -V > $DIRTRACK/$INFILE1.q10zd
mapproject $DIRTRACK/$INFILE1.pxx -G3.5/43.5 -Mi -R2.8/6.5/40.5/43.7 -V > $DIRTRACK/$INFILE1.pxxzd
mapproject $DIRTRACK/$INFILE1.p11 -G3.5/43.5 -Mi -R2.8/6.5/40.5/43.7 -V > $DIRTRACK/$INFILE1.p11zd
mapproject $DIRTRACK/$INFILE1.baseSel -G3.5/43.5 -Mi -R2.8/6.5/40.5/43.7 -V > $DIRTRACK/$INFILE1.baseSelzd
mapproject $DIRTRACK/$INFILE1.toitSel -G3.5/43.5 -Mi -R2.8/6.5/40.5/43.7 -V > $DIRTRACK/$INFILE1.toitSelzd
mapproject $DIRTRACK/$INFILE1.toitevap -G3.5/43.5 -Mi -R2.8/6.5/40.5/43.7 -V > $DIRTRACK/$INFILE1.toitevapzd
mapproject $DIRTRACK/$INFILE1.bei -G3.5/43.5 -Mi -R2.8/6.5/40.5/43.7 -V > $DIRTRACK/$INFILE1.beizd
mapproject $DIRTRACK/$INFILE1.dbm -G3.5/43.5 -Mi -R2.8/6.5/40.5/43.7 -V > $DIRTRACK/$INFILE1.dbmzd
mapproject $DIRTRACK/$INFILE1.subst -G3.5/43.5 -Mi -R2.8/6.5/40.5/43.7 -V > $DIRTRACK/$INFILE1.substzd

```

Tracé des profondeurs des horizons le long du trait de coupe

```

awk '{print ($3, $4)}' $DIRTRACK/$INFILE1.fondzd > $DIRTRACK/$INFILE1.fonddz
awk '{print ($3, $4)}' $DIRTRACK/$INFILE1.q5zd > $DIRTRACK/$INFILE1.q5dz
awk '{print ($3, $4)}' $DIRTRACK/$INFILE1.q10zd > $DIRTRACK/$INFILE1.q10dz
awk '{print ($3, $4)}' $DIRTRACK/$INFILE1.pxxzd > $DIRTRACK/$INFILE1.pxxdz
awk '{print ($3, $4)}' $DIRTRACK/$INFILE1.p11zd > $DIRTRACK/$INFILE1.p11dz
awk '{print ($3, $4)}' $DIRTRACK/$INFILE1.baseSelzd > $DIRTRACK/$INFILE1.baseSeldz
awk '{print ($3, $4)}' $DIRTRACK/$INFILE1.toitSelzd > $DIRTRACK/$INFILE1.toitSeldz
awk '{print ($3, $4)}' $DIRTRACK/$INFILE1.toitevapzd > $DIRTRACK/$INFILE1.toitevapdz
awk '{print ($3, $4)}' $DIRTRACK/$INFILE1.beizd > $DIRTRACK/$INFILE1.beidz
awk '{print ($3, $4)}' $DIRTRACK/$INFILE1.dbmzd > $DIRTRACK/$INFILE1.dbmdz
awk '{print ($3, $4)}' $DIRTRACK/$INFILE1.substzd > $DIRTRACK/$INFILE1.substdz

```

```

psbasemap -R0/270000/0/13000 -Jx0.0000014m/-0.00002m -Ba20000g10000 : "Distance Cumu-
lee(m)" :/a500g1000WESN : "Profondeur(m)" :WESN -Xc -Yc -V -K > $DIRTRACK/$FICHPS

```

```

psxy $DIRTRACK/$INFILE1.fonddz -R0/270000/00/11000 -Jx0.0000014m/-0.00002m -W2,blue -K -O -V - : » $DIR-
TRACK/$FICHPS
psxy $DIRTRACK/$INFILE1.q5dz -R0/270000/00/11000 -Jx0.0000014m/-0.00002m -W2,purple -K -O -V - : » $DIRTRACK/$FICHPS
psxy $DIRTRACK/$INFILE1.q10dz -R0/270000/00/11000 -Jx0.0000014m/-0.00002m -W2,red -K -O -V - : » $DIRTRACK/$FICHPS
psxy $DIRTRACK/$INFILE1.pxxdz -R0/270000/00/11000 -Jx0.0000014m/-0.00002m -W2,lightblue -K -O -V - : » $DIR-
TRACK/$FICHPS
psxy $DIRTRACK/$INFILE1.p11dz -R0/270000/00/11000 -Jx0.0000014m/-0.00002m -W2,yellow -K -O -V - : » $DIRTRACK/$FICHPS
psxy $DIRTRACK/$INFILE1.baseSeldz -R0/270000/00/11000 -Jx0.0000014m/-0.00002m -W2,darkgreen -K -O -V - : » $DIR-
TRACK/$FICHPS
psxy $DIRTRACK/$INFILE1.toitSeldz -R0/270000/00/11000 -Jx0.0000014m/-0.00002m -W2,green -K -O -V - : » $DIR-
TRACK/$FICHPS
psxy $DIRTRACK/$INFILE1.toitevapdz -R0/270000/00/11000 -Jx0.0000014m/-0.00002m -W2,grey -K -O -V - : » $DIR-
TRACK/$FICHPS
psxy $DIRTRACK/$INFILE1.beidz -R0/270000/00/11000 -Jx0.0000014m/-0.00002m -W2,orange -K -O -V - : » $DIRTRACK/$FICHPS
psxy $DIRTRACK/$INFILE1.dbmdz -R0/270000/00/11000 -Jx0.0000014m/-0.00002m -W2,red -K -O -V - : » $DIRTRACK/$FICHPS
psxy $DIRTRACK/$INFILE1.substdz -R0/270000/00/11000 -Jx0.0000014m/-0.00002m -W2,brown -K -O -V - : » $DIR-
TRACK/$FICHPS

```