

Aix-Marseille Université  
Centre Européen de Recherche et d'Enseignement en Géosciences de l'Environnement  
*Discipline* : Géosciences de l'Environnement

**THÈSE**

*présentée par*

**Carole Romey**

pour obtenir le grade de  
Docteur d'Aix-Marseille Université  
Faculté des Sciences et Techniques

**Histoire des paysages et de l'occupation  
humaine du massif des Calanques  
depuis 300 000 ans**

Soutenue publiquement à Aix-en-Provence, le 27 novembre 2013

Devant la commission d'examen composée de :

Dr. Audra Philippe	Université de Nice Sophia Antipolis	Rapporteur
Dr. Beck Christian	Université de Savoie	Rapporteur
Dr. Magny Michel	Université de Franche-Comté	Examineur
Dr. Pecheux Lidwine	Parc national des Calanques, Marseille	Examineur
Pr. Thouveny Nicolas	Aix-Marseille Université	Examineur
Pr. Rochette Pierre	Aix-Marseille Université	Directeur de thèse
Dr. Vella Claude	Aix-Marseille Université	Directeur de thèse



*« Qu'a vist Paris e noun Cassis a rèn vist »\**

Frédéric Mistral,  
Prix Nobel de littérature, 1904

\* « Qui a vu Paris et pas Cassis, n'a rien vu »



## Résumé

Ce travail de recherche porte sur l'étude du paléo-environnement du massif des Calanques, sur la mise en place d'une structure karstique de surface (poljé de Cassis, SE France) et sur l'empreinte de l'Homme sur son milieu.

L'étude se base sur la réalisation de mesures géophysiques (électrique, gravimétrie, sismique passive) et sur l'analyse de plusieurs sondages, dont le principal est un enregistrement sédimentaire de 50 m de long carotté dans un paléo-lac situé à 2 km du littoral méditerranéen qui retrace le paléo-environnement du massif des Calanques au Pléistocène supérieur et à l'Holocène.

Le paléo-lac de Cassis a été formé par la dissolution du calcaire barrémien et/ou par l'effondrement d'une cavité karstique, et a été rempli par une sédimentation laminée fine issue de l'érosion des marnes aptiennes, sédimentation qui caractérise un milieu de dépôt anoxique profond. Les observations spéléologiques et les analyses sédimentaires supposent l'existence d'une connexion entre le poljé et la rivière souterraine du Bestoan.

L'environnement holocène, stable sur toute la période holocène, est dominé par les formations herbacées sèches. L'impact de l'Homme sur l'environnement du massif des Calanques est visible au travers des modifications du réseau hydrographique local, de la métallurgie du plomb et de la mise en place de pratiques agro-pastorales.

## Mots clefs

Géomorphologie, karst, paléo-environnement, Quaternaire, massif des Calanques, impacts anthropiques



## Remerciements

Je ne peux commencer ce manuscrit sans remercier toutes les personnes qui m'ont soutenue et aidée au cours de ces trois années de doctorat tant d'un point de vue scientifique que moral.

C'est avec plaisir que je remercie mes directeurs de thèse, *Pierre Rochette* et *Claude Vella* pour leur soutien constant, leurs encouragements et leurs conseils avisés tout au long de ses 3 années.

Mes remerciements vont aussi au Groupement d'Intérêt Public des Calanques, aujourd'hui Parc national des Calanques, pour avoir soutenu ce projet de thèse auprès de la région Provence-Alpes-Côte-d'Azur et avoir ainsi contribué à sa mise en place. Je tiens également à remercier les différents soutiens financiers qui ont permis la réalisation de cette thèse : la région Provence-Alpes-Côte-d'Azur, le fond européen FEDER et la fédération de recherche ECCOREV.

Un grand merci à *Laurent Augustin*, *Daniel Arnaud*, *Sébastien Marguerite*, *Luigi Ardito* et *Michel Decobert* qui m'ont fourni le matériel de base de cette thèse grâce à leurs heureux forages.

Je tiens également à remercier le Service Régional d'Archéologie de Provence-Alpes-Côte-d'Azur et *Mr. Delestre* pour les données fournies, et plus particulièrement *Armelle* et *Mireille* pour leur accueil et leur gentillesse.

Je dois à de nombreuses personnes du Centre Européen de Recherche et d'Enseignement en Géosciences de l'Environnement et de l'Institut Méditerranéen de la Biodiversité et d'Ecologie marine et continentale d'avoir mené ce travail à son terme et je tiens à leur adresser mes chaleureux remerciements pour m'avoir éclairée de leur lumière et de leur expérience : *Valérie Andrieu-Ponel* et *Frédéric Magnin* qui ont enduré stoïquement les pollens et la malacofaune de Cassis, *Brigitte Talon* pour sa patience envers les tous petits charbons cassidiens, *Jean-Claude Parisot* et *Daniel Hermitte* pour leur enthousiasme sur le terrain et leurs conseils, *François Demory* qui m'a fait découvrir le magnétisme à son inimitable façon, *Philippe Dussoulliez* pour ses conseils, sa serviabilité et sa disponibilité, ainsi que *Bernard Angeletti*, *Bruno Arfib*, *Daniel Borschneck*, *Régis Braucher*, *Jules Fleury*, *Marta Garcia*, *Létitia Licari*, *Lionel Marié*, *Guillemette Menot*, *Christine Pailles*, *Frauke Rostek*, *Doriane Sabatier*, *Kazuyo Tachikama*, *Alain Veron* avec qui j'ai eu le plaisir de travailler durant ces trois années passées au CEREGE.

Je remercie également les collaborateurs qui m'ont aidé dans la mise en place de certaines prospections de terrains et l'interprétation des données : *Cédric Champollion*, *Marc Douchet*, *Emanuela Mattioli*.

Je tiens à adresser un remerciement tout particulier aux membres de l'équipe de

« Physique et Structures » du CEREGE qui m'a accueillie pendant trois ans ainsi qu'à *Cécile, Abir* et *Aurora*, doctorantes de l'équipe avec qui j'ai partagé cette très belle aventure.

*Isabelle Hammad* et *Noël Burchet*, merci pour nos discussions et ces moments de détente qui m'ont souvent permis de souffler lorsque la pression montait trop.

Ma gratitude va également à tous les cassidiens que m'ont gracieusement permis d'accéder à leur terrain pour la réalisation des prospections géophysiques, et à la Mairie de Cassis pour sa collaboration et la réalisation de plusieurs conférences publiques permettant de vulgariser mon travail auprès des cassidiens.

Merci à *M. Guittard* pour son accueil et l'accessibilité au parking des Mimosas ainsi que pour les données fournies.

Enfin, mes derniers remerciements vont à ma famille. A mes parents pour leur soutien absolu et constant ; à ma sœur et mon adorable neveu pour leur joie de vivre des plus communicatives. Avec une pensée particulière pour le travail de relecture accompli par ma mère.

# *Histoire des paysages et de l'occupation humaine du massif des Calanques depuis 300 000 ans*

## Sommaire

**Résumé ..... 5**

**Remerciements ..... 7**

**Liste des abréviations..... 13**

**Liste des figures ..... 14**

**Liste des tableaux ..... 21**

**Partie I : Introduction ..... 23**

*Chapitre 1 : Intérêts scientifiques de l'étude et partenariat..... 25*

1.1. Intérêts scientifiques..... 25

1.2. Partenariat avec le Groupement d'Intérêt Public des Calanques ..... 27

*Chapitre 2 : Contexte géologique et géomorphologique..... 29*

2.1. Géologie régionale..... 29

2.2. Caractéristiques des karsts..... 38

2.3. Karsts méditerranéens et Crise de la Salinité messinienne ..... 43

2.4. Système karstique de Port-Miou et du Bestouan ..... 44

*Chapitre 3 : État de l'art sur l'occupation humaine du massif des Calanques et ses environs..... 49*

3.1. Échelle des temps archéologiques..... 49

3.2. Occupation humaine du massif des Calanques du Paléolithique au Moyen-âge..... 50

3.3. Un regard sur Cassis..... 54

## **Partie II : Méthodologie.....57**

<i>Chapitre 4 : Principes et méthodes géophysiques.....</i>	<i>61</i>
4.1. Tomographie de résistivité électrique.....	61
4.2. Méthode H/V .....	65
4.3. Gravimétrie.....	69
4.4. Magnétisme des roches.....	71
<i>Chapitre 5 : Méthodes chimiques, sédimentaires et proxies environnementaux.....</i>	<i>81</i>
5.1. Composition en éléments majeurs et mineurs du sédiment : analyse XRF .....	81
5.2. Proxies environnementaux et indicateurs de la présence humaine .....	84
5.3. Études sédimentaires.....	87
<i>Chapitre 6 : Méthodes de datations absolues et relatives.....</i>	<i>91</i>
6.1. Datation <sup>14</sup> C.....	91
6.2. Datation OSL.....	92
6.3. Datation par cosmonucléides.....	93
6.4. Magnétostratigraphie.....	94

## **Partie III : Etude géomorphologique du poljé de Cassis .....97**

<i>Chapitre 7a : Geophysical and geomorphological investigations of a Quaternary karstic paleolake and its underground marine connection in Cassis (Bestouan, Cassis, SE France).....</i>	<i>99</i>
7a.1. Introduction.....	100
7a.2. Geological setting .....	101
7a.3. Materials and methods .....	104
7a.4. Sedimentary and geophysical results.....	107
7a.5. Discussion.....	115
7a.6. Conclusions .....	126
<i>Chapitre 7b : Enregistrement sédimentaire du Bestouan .....</i>	<i>127</i>

7b.1. Description.....	127
7b.2. Composition : minéralogie, granulométrie laser et chimique .....	128
7b.3. Interprétation sur les conditions du milieu de dépôt.....	131
<i>Synthèse sur le polje de Cassis .....</i>	<i>132</i>

**Partie IV : Sédimentation et paléo-environnement du paléo-lac de Cassis .....** **133**

□ <i>Autrefois une depression formée par des processus karstiques, aujourd'hui une plaine alluviale.....</i>	<i>134</i>
--	------------

*Chapitre 8 : Caractéristiques de la sédimentation.....* 138

8.1. Caractérisation sédimentologique de la sédimentation lacustre.....	138
8.2. Caractérisation chimique de la sédimentation lacustre.....	146
8.3. Caractérisation magnétique de la sédimentation lacustre .....	158

*Chapitre 9 : Etude du paléo-environnement via l'enregistrement pollinique .....* 173

9.1. Assemblage pollinique .....	173
9.2. Reconstruction climatique par la méthode des analogues modernes.....	175

*Chapitre 10 : Synthèse sur l'enregistrement sédimentaire du paléo-lac de Cassis .....* 176

10.1. Fonctionnement du paléo-lac et sédimentation.....	177
10.2. Paléo-climat et datation des sédiments.....	181

**Partie V : Environnement et occupation humaine à l'Holocène .** **187**

□ <i>Du Pléistocène à l'Holocène, l'empreinte de l'Homme.....</i>	<i>188</i>
---	------------

*Chapitre 11 : Présentation des séquences sédimentaires holocènes étudiées.....* 191

11.1. Enregistrement de la Ferme Blanche .....	192
11.2. Enregistrement de Fontblanche.....	195

11.3. Enregistrement du Vallat des Brayes.....	197
11.4. Enregistrement du parking Les Mimosas .....	199
11.5. Datation des séquences sédimentaires holocènes de Cassis.....	202
<i>Chapitre 12 : Paléo-environnement de la plaine de Cassis à l'Holocène .....</i>	<i>211</i>
12.1. Assemblage faunistique .....	211
12.2. Assemblages polliniques.....	217
<i>Chapitre 13 : Modification du réseau hydrographique.....</i>	<i>219</i>
<i>Chapitre 14 : Marqueurs de l'activité humaine .....</i>	<i>222</i>
14.1. Céramiques.....	223
14.2. Particules magnétiques.....	225
14.3. Le plomb dans le sol.....	227
14.4. Occupation du Sol.....	231
<i>Chapitre 15 : Synthèse sur l'environnement et l'occupation humaine à l'Holocène.....</i>	<i>235</i>
15.1. Environnement holocène.....	235
15.2. Occupation humaine.....	237
<b><u>Conclusion générale et Perspectives.....</u></b>	<b><u>241</u></b>
<b><u>Bibliographie.....</u></b>	<b><u>247</u></b>
<b><u>Liste des annexes .....</u></b>	<b><u>279</u></b>

## Liste des abréviations

Les éléments chimiques sont indiqués par les symboles du système international issus du tableau périodique des éléments. Les âges sont abrégés en ka (millier d'années) ou Ma (million d'années). Les abréviations utilisées sont, par ordre alphabétique :

ARA	Aimantation rémanente anhystérétique
ARD	Aimantation rémanente détritique
ARI	Aimantation rémanente isotherme
ARId	Aimantation rémanente isotherme dure
ARIs	Aimantation rémanente isotherme à saturation
ARN	Aimantation rémanente naturelle
ARTEMIS	Accélérateur pour la recherche en sciences de la Terre, Environnement, Muséologie
ASTER	Accélérateur pour les Sciences de la Terre, Environnement, Risques
BP	« Before Present » c'ad avant le présent (année 1950)
C2FN	Centre de carottage et de forage national
CEREGE	Centre européen de recherche et d'enseignement des géosciences de l'environnement
Corg	Carbone organique
Ctot	Carbone total
DF	Dépendance en fréquence de la susceptibilité
DRX	Diffraction des rayons X
ICP-MS	“Inductively coupled plasma-mass spectrometry”
IMBE	Institut Méditerranéen de Biodiversité et d'Écologie marine et continentale
INRAP	Institut national de recherches archéologiques préventives
K	Susceptibilité magnétique
Kd	Susceptibilité diamagnétique
Kp	Susceptibilité paramagnétique
LPZ	« Local Pollen Zone »
MIS	« Marine Isotopic Stage » c'est-à-dire Stade isotopique marin
MNT	Modèle numérique de terrain
MSE	« mean squared error » c'est-à-dire erreur quadratique moyenne
NGF	Nivellement général de la France
OSL	« Optical stimulating luminescence » c'est-à-dire luminescence stimulée optiquement
PIR	Paléo-intensité relative
SARM	Service d'analyse des roches et minéraux
SIG	Système d'information géographique
SRA PACA	Service régional d'archéologie, Provence-Alpes-Côte-d'Azur
TRE	tomographie de la résistivité électrique
XRF	fluorescence des rayons X

## Liste des figures

### Partie I

<u>Figure 1.2</u> : Extension du Parc national des Calanques ( <a href="http://www.calanques-parcnational.fr">www.calanques-parcnational.fr</a> ).	28
<u>Figure 2.1</u> : Charte chronostratigraphique internationale du phanérozoïque, version 01/2013 ( <a href="http://www.stratigraphy.org">www.stratigraphy.org</a> ).	29
<u>Figure 2.1.1a</u> : Évolution paléogéographique de la Provence au Crétacé (d'après <a href="#">Guenoc, 2000</a> ).	30
<u>Figure 2.1.1b</u> : Évolution du contexte géodynamique de l'Atlantique Nord et de la Méditerranée occidentale du Trias à l'actuel (d'après <a href="#">Marthaler, 2001</a> ).	31
<u>Figure 2.1.1c</u> : Évolution du contexte géodynamique de la Méditerranée occidentale de l'Éocène final à l'actuel (d'après <a href="#">Séranne, 1999</a> ).	33
<u>Figure 2.1.1d</u> : Contexte géotectonique actuel de la Méditerranée occidentale (d'après <a href="#">Billi et al., 2011</a> ).	34
<u>Figure 2.1.1e</u> : Résumé de l'évolution géodynamique mésozoïque et cénozoïque de la marge provençale (modifié d'après <a href="#">Lamarche et al., 2012</a> ).	35
<u>Figure 2.1.2a</u> : Schéma structural de la Provence ( <a href="#">Lamarche et al., 2012</a> ).	36
<u>Figure 2.1.2</u> : Géologie du massif des Calanques (modifié d'après <a href="#">Guieu, 1969</a> ).	37
<u>Figure 2.2.2</u> : Schéma du fonctionnement hydrologique du karst ( <a href="#">CWEPSS, 2013</a> ).	40
<u>Figure 2.2.3</u> : Schéma d'évolution d'un karst de base (t0) sous l'effet d'une chute (t1) puis d'une remontée (t2) du niveau marin. ( <a href="#">Fleury, 2005</a> ).	41
<u>Figure 2.2.4a</u> : Principales structures karstiques (d'après <a href="#">Ford et Williams, 2007</a> ).	42
<u>Figure 2.2.4b</u> : Schéma d'un paysage karstique et des connexions entre les structures de surfaces et souterraines (d'après <a href="#">Bakalowicz, 1999</a> ).	43
<u>Figure 2.4a</u> : Localisation et parcours connu du réseau karstique de Port-Miou et du Bestouan (d'après <a href="#">Arfib, 2013</a> ).	45

<u>Figure 2.4b</u> : Morphologie des conduits karstiques de Port-Miou et du Bestouan (d'après <i>Cavalera et al., 2010</i> ).	46
<u>Figure 2.4c</u> : Bassin versant du système Port-Miou/Bestouan (modifié d'après <i>Cavalera, 2007</i> ).	47
<u>Figure 3.1</u> : Échelle des temps (géo)archéologiques (ans)	49
<u>Figure 3.3</u> : Localisation des vestiges archéologiques connus sur le massif des Calanques (en haut), avec un zoom sur la zone de Cassis (en bas), d'après la base de données <i>PATRIARCHE</i> .	55
<b><i>Partie II</i></b>	
<u>Figure 4.1.1a</u> : Gamme de résistivité électrique caractéristique de certaines roches terrestres (d'après <i>Samouëlian et al., 2005</i> ).	62
<u>Figure 4.1.1b</u> : Exemple de configuration 2D (d'après <i>Samouëlian et al., 2005</i> ).	63
<u>Figure 4.1.2</u> : Localisation des profils ERT réalisés dans la plaine de Cassis.	64
<u>Figure 4.2.1</u> : Effet de la propagation des ondes sismiques dans le sol.	66
<u>Figure 4.4.2</u> : Représentation schématique de l'agencement des spins et des comportements magnétiques résultants.	74
<u>Figure 4.4.3</u> : Cycle d'hystérésis des magnétites monodomaines (d'après <i>Souque, 2002</i> ).	77
<u>Figure 5.1.2</u> : Comparaison des intensités mesurées (intensité) pour le calcium (en haut) et le fer (en bas) aux différents pas de mesure testés : 200 µm (rouge), 1 mm (bleu) et 2 mm (vert).	82
<u>Figure 5.2</u> : Évolution de la production de plomb (extraction minière et métallurgie) en tonne par an (d'après <i>Laperche et al., 2004</i> ).	86
<u>Figure 6.4.1</u> : Schéma du champ magnétique terrestre.	95
<u>Figure 6.4.2</u> : Échelle des temps de la polarité géomagnétique terrestre pour le Cénozoïque final (d'après <i>Mankinen et Wentworth, 2003</i> ).	96

### **Partie III**

<u>Figure 7a.2</u> : Figure 1 : Simplified geology of studied area (a) (adapted from <i>Guieu, 1969</i> ), and location of geophysical measurements (b).	103
<u>Figure 7a.4.1</u> : Figure 2 : Schematic stratigraphy of sedimentary records from Cassis (a) and Bestouan (b).	109
<u>Figure 7a.4.2</u> : Figure 3 : 2-D inverted resistivity sections NW-SE (topographically corrected).	111
<u>Figure 7a.4.3</u> : Figure 4 °: Map of Bouguer anomalies (a) and modeled profiles GRAV1 (b) and GRAV2 (c).	113
<u>Figure 7a.4.4</u> : Figure 5 : H/V results with calculated interface depth (m).	115
<u>Figure 7a.5.1</u> : Figure 6 : Comparison between ERT, gravimetric and H/V results.	117
<u>Figure 7a.5.2a</u> : Figure 7 : Simplified pollen diagram of Cassis.	121
<u>Figure 7a.5.2b</u> : Figure 9 : Bestouan magnetic data.	122
<u>Figure 7a.5.3</u> : Figure 8 : Interpretative geological section (a) and cinematic section (b).	125
<u>Figure 7b.1</u> : Photographie et log simplifié de la carotte du Bestouan.	127
<u>Figure 7b.2a</u> : Signal XRF de Ca, Mn, Fe, Si et Ti (cps) mesuré à l'ITRAX.	129
<u>Figure 7b.2b</u> : Corrélation entre CaCO <sub>3</sub> (%) obtenu au CNS et le signal Ca (intensité) mesuré à l'ITRAX pour la carotte du Bestouan.	129

### **Partie IV**

<u>Figure 8</u> : Positionnement du forage (étoile) par rapport aux profils ERT et à l'emprise du paléo-lac de Cassis (cercle rouge).	137
<u>Figure 8.1.1a</u> : Exemple de corrélation entre les carottes FA et FB, forées à 1 m d'écart.	138
<u>Figure 8.1.1b</u> : Log schématique simplifié de la série sédimentaire de Cassis.	139
<u>Figure 8.1.2a</u> : Diagramme ternaire de la composition argileuse des sections 19 (carrés oranges), 25 (ronds noirs) et 32 (losanges bleus) de la carotte sédimentaire FB.	140

<u>Figure 8.1.2b</u> : Diffractogramme de la fraction argileuse des sédiments du paléo-lac de Cassis.	141
<u>Figure 8.1.3</u> : Photographie au microscope électronique à balayage de grains de quartz émoussés polis (en haut) avec des figures de dissolutions géométriques et en arcs linéaires (en bas).	142
<u>Figure 8.1.4a</u> : Répartition des lamines selon la texture (argile en bleu, sable en rouge et sablo-argileux en vert), et la profondeur (cm).	143
<u>Figure 8.1.4b</u> : Illustrations des différents types de sédimentation visibles dans la carotte lacustre de Cassis.	144
<u>Figure 8.1.4c</u> : Répartition des lamines selon leur texture et leur couleur.	145
<u>Figure 8.2.1a</u> : Corrélation entre les valeurs XRF (en bleu, intensité) et les concentrations mesurées à l'ICP-MS (en rouge, $\mu\text{g/g}$ ) pour les éléments Ca, Fe, K et Ti de la section 19.	148
<u>Figure 8.2.1b</u> : Corrélation entre $\text{CaCO}_3$ (% en rouge) et le calcium (intensité, en bleu).	149
<u>Figure 8.2.2a</u> : Comparaison des signaux XRF Fe, K, Ti, Zr, Si, Ca, Sr (intensité).	151
<u>Figure 8.2.2b</u> : Comparaison des signaux XRF en éléments mineurs As, S, Zn, Cl et Fe/Ti (intensité).	153
<u>Figure 8.2.2c</u> : Identification de la zone de battement de nappe par mesure de résistivité électrique.	157
<u>Figure 8.3.1a</u> : Courbe d'acquisition d'ARI et proportion de l'ARId par rapport l'ARIs et l'ARIs <sub>60mT</sub> .	159
<u>Figure 8.3.1b</u> : Variations des paramètres magnétiques des sédiments lacustres de Cassis, avec la localisation des échantillons discrets.	160
<u>Figure 8.3.2a</u> : Courbe de désaimantation thermique de l'ARIs des échantillons discrets.	162
<u>Figure 8.3.2b</u> : Cycles d'hystérésis corrigés des échantillons discrets de Cassis.	164
<u>Figure 8.3.2c</u> : Graphique de Day des échantillons classés en fonction de leur S-ratio <sub>Mag</sub> avec présentation des frontières entre monodomaine (SD), pseudodomaine (PSD) et	165

polydomaine (MD).	
<u>Figure 8.3.2d</u> : Diffractogramme sur poudre des extraits magnétiques des échantillons T28 (en haut) et T34b (en bas).	168
<u>Figure 8.3.2e</u> : Photographies de minéraux observés au microscope électronique à balayage dans les échantillons de Cassis : (a) chromite, (b) sulfure de mercure contenant un peu de Br et Cu, (c) fer, et des assemblages de magnétite (d) et de greigite (e et f).	169
<u>Figure 8.3.3</u> : Comparaison des variations des paramètres de concentration magnétique (K et ARA) et des teneurs en fer et titane (intensité).	171
<u>Figure 9.1</u> : Diagramme pollinique simplifié de la sédimentation lacustre de la plaine de Cassis.	173
<u>Figure 9.2</u> : Diagramme montrant la température (°C) moyenne du mois le plus chaud (carrés mauves) avec les barres d'erreur (triangles jaunes et losanges bleus), pour les échantillons du paléo-lac de Cassis.	175
<u>Figure 10.2.2a</u> : Enregistrement paléo-magnétique de la sédimentation lacustre de Cassis présentant les courbes brutes (gris) et lissées (rouge) de la paléo-intensité relative (en haut) et des variations de l'inclinaison (en bas).	183
<u>Figure 10.2.2b</u> : Résumé des éléments de datation de la carotte sédimentaire du paléo-lac de Cassis.	184
<b><u>Partie V</u></b>	
<u>Figure 11</u> : Localisation des différents sondages réalisés : forages (étoile rose), tarières (rond vert) et tranchées (rectangle rouge).	191
<u>Figure 11.1.3</u> : Géométrie de la tranchée TR de la Ferme Blanche.	195
<u>Figure 11.2a</u> : Localisation des tranchées réalisées lors de la fouille INRAP (d'après <i>Chapon, 2012</i> ).	196
<u>Figure 11.2b</u> : Log stratigraphique de la tranchée TR INRAP 1.	196
<u>Figure 11.3a</u> : Log stratigraphique de la coupe du Vallat des Brayes.	198
<u>Figure 11.3b</u> : Coupe schématique transversale au Vallat des Brayes, au niveau de la terrasse échantillonnée.	199

<u>Figure 11.4a</u> : Géométrie et logs stratigraphiques de la tranchée Mimosas.	200
<u>Figure 11.4b</u> : Photographie du talweg du parking Les Mimosas.	201
<u>Figure 11.4c</u> : Photographie de <i>tegulae</i> dans un niveau hydromorphe du sondage des Mimosas.	201
<u>Figure 11.5a</u> : Logs stratigraphiques synthétiques des enregistrements sédimentaires holocènes de la plaine de Cassis (TR, CAS, TR-INRAP1) et du Vallat des Brayes (TR-VB).	203
<u>Figure 11.5b</u> : Logs stratigraphiques synthétiques des sondages réalisés à Cassis.	205
<u>Figure 11.5c</u> : Interprétation des « domaines » sédimentaires de la plaine de Cassis à l'Holocène.	206
<u>Figure 11.5d</u> : Evolution du taux de sédimentation dans la plaine de Cassis.	208
<u>Figure 12.1.2a</u> : Caractéristiques générales de la succession malacologique de la tranchée de la Ferme Blanche.	212
<u>Figure 12.1.2b</u> : Diagramme malacologique simplifié représentant les 22 taxons ayant des proportions non négligeables (%).	213
<u>Figure 12.1.2c</u> : Proportions des différents groupes écologiques de la tranchée du domaine de la Ferme Blanche.	214
<u>Figure 12.1.3</u> : Proportions des différents groupes écologiques de la tranchée du domaine de Fontblanche.	216
<u>Figure 13</u> : Réseau hydrographie théorique obtenu après forçage du système pour le faire passer par le point A (courbes bleues), et sans forçage (courbes grises).	219
<u>Figure 14.1.1</u> : Coupe de la tranchée TR de Cassis avec indication des fragments de céramiques identifiées.	224
<u>Figure 14.2</u> : Susceptibilité magnétique rapportée au volume et particules magnétiques présentes dans les sédiments de la tranchée TR de Cassis.	226
<u>Figure 14.3a</u> : Évolution du rapport $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ et du facteur d'enrichissement (FE) en fonction de la profondeur des sédiments de la tranchée de Cassis.	228
<u>Figure 14.1b</u> : Évolution $^{206}\text{Pb}/^{208}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ des sédiments de la tranchée de Cassis.	230

<u>Figure 14.4.1</u> : Coquillages marins présents dans les sédiments holocènes de Fontblanche.	231
<u>Figure 14.4.2</u> : Localisation de la tranchée et du profil de tomographie de résistivité électrique CAS03 (a).	232
<u>Figure 15.1</u> : Degré d'ouverture des formations végétales déduites des assemblages malacologiques ( <i>Magnin et Martin, 2012</i> ).	236
<u>Figure 15.2</u> : Récapitulatif des indices de présence humaine à la Ferme Blanche (Cassis).	239

## Liste des tableaux

### Partie II

Tableau 4.4.3 : Exemple de température de Curie pour quelques minéraux courants. 78

### Partie III

Tableau 7a.4.1 : Table 1: Mineralogical and chemical data from Cassis paleolake (core CAS), Bestouan underground river (core BST) and Aptian marl 110

Tableau 7a.5.2a : Table 2 : Dating results of Cassis paleolake core. 119

Tableau 7a.5.2b : Table 3 : Distribution of calcareous nannofossils in the sedimentary records from the paleolake of Cassis (CAS, n=5) and the underground river Bestouan (BST, n=3). 120

Tableau 7b.2a : Composition granulométrique et argileuse des différentes couches de la carotte du Bestouan (BST). 128

Tableau 7b.2b : Corrélation entre les éléments mesurés à l’XRF de la carotte du Bestouan et de la carotte du paléo-lac de Cassis. 130

### Partie IV

Tableau 8.2.1 : Coefficient de détermination ( $R^2$ ) entre les données XRF et ICP-MS avec indication des concentrations mesurées à l’ICP-MS. 147

Tableau 8.2.2a : Concentration en anion  $\text{Na}^+$  (par ICP-AES) et en anions  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$  et  $\text{NO}_3^-$  (par électrophorèse capillaire) au niveau d’un « pic XRF » de Cl ( $n^\circ$  10-755) et en l’absence de « pic XRF » de Cl ( $n^\circ$  10-830). 152

Tableau 8.2.2b : Composition élémentaire en éléments traces et métaux lourds (en haut) et en éléments majeurs (en bas) (SARM, Nancy). 154

Tableau 8.3.2a : Caractéristiques des échantillons discrets issues des cycles d’hystérésis. 163

Tableau 8.3.2b : Dépendance en fréquence de la susceptibilité (DF) des échantillons discrets humides et secs, avec indication de la variation absolue (V) de DF avant et après séchage. 166

<u>Tableau.8.3.2c</u> : Concentration en Hg, Li et S total dans deux échantillons sédimentaires du paléo-lac de Cassis (34-1 et 34-2) et dans un échantillon de marne aptienne fraîche.	167
<u>Tableau 8.3.3</u> : Résumé des caractéristiques magnétiques des échantillons discrets.	170
<u>Tableau 10.2.2</u> : Résultats des datations <sup>14</sup> C sur charbon (en haut) et OSL sur quartz (en bas) issus des sédiments lacustres de la carotte de Cassis.	182

### **Partie V**

<u>Tableau 11.1a</u> : Composition granulométrique et argileuse des échantillons de la carotte FB.	193
<u>Tableau 11.1b</u> : Composition granulométrique des échantillons des carottes FF et FG.	194
<u>Tableau 11.2</u> : Composition granulométrique et chimique des échantillons de la tranchée TR-INRAP 1.	197
<u>Tableau 11.3</u> : Composition granulométrique des échantillons du Vallat des Brayes.	199
<u>Tableau 14.3</u> : Rapports isotopiques du plomb 206/207 et 208/206, facteur d'enrichissement (FE) et concentrations en plomb (M=208), aluminium (M=27) et titane (M=47) des échantillons de la tranchée du domaine de la Ferme Blanche.	227

**Partie I :**

***Introduction***

La partie I présente le contexte géologique de cette étude et propose un état de l'art sur les karsts et sur les données archéologiques dans massif des Calanques.

<i>Chapitre 1 : Intérêts scientifiques de l'étude et partenariat.....</i>	<i>25</i>
1.1. Intérêts scientifiques.....	25
1.1.1. Problématique scientifique.....	25
1.1.2. Objectifs scientifiques.....	26
1.1.3. Organisation du mémoire .....	27
1.2. Partenariat avec le Groupement d'Intérêt Public des Calanques .....	27
 <i>Chapitre 2 : Contexte géologique et géomorphologique.....</i>	 <i>29</i>
2.1. Géologie régionale.....	29
2.1.1. Contexte géologique du sud-est de la France.....	30
2.1.2. Provence et Massif des Calanques .....	36
2.2. Caractéristiques des karsts .....	38
2.2.1. Formation et structure des karsts.....	38
2.2.2. Fonctionnement hydrologique des aquifères karstiques.....	39
2.2.3. Niveau de base et influence des variations du niveau marin.....	40
2.2.4. Structures et paysages karstiques.....	41
2.3. Karsts méditerranéens et Crise de la Salinité messinienne .....	43
2.4. Système karstique de Port-Miou et du Bestouan .....	44
 <i>Chapitre 3 : État de l'art sur l'occupation humaine du massif des Calanques et ses environs</i>	 <i>49</i>
3.1. Échelle des temps archéologiques.....	49
3.2. Occupation humaine du massif des Calanques du Paléolithique au Moyen-âge.....	50
3.2.1. Du Paléolithique au Néolithique .....	51
3.2.2. Âge du bronze et Âge du fer .....	51
3.2.3. De la Période gallo-romaine au Moyen-âge.....	53
3.3. Un regard sur Cassis.....	54

## Chapitre 1 : Intérêts scientifiques de l'étude et partenariat

### 1.1. Intérêts scientifiques

#### 1.1.1. Problématique scientifique

Le pourtour méditerranéen et en particulier le massif des Calanques sont fortement affectés par les phénomènes de karstification du fait de la lithologie calcaire. Le creusement des systèmes karstiques profonds tels que le conduit de Port-Miou est attribué à la Crise de la Salinité messinienne (ex : *Audra et al., 2004 ; Mocochain et al., 2006*). La connaissance approfondie de la géométrie du système karstique Port-Miou/Bestouan demeure exceptionnelle en Provence (*Arfib et Douchet, 2011*). Les autres structures karstiques régionales, lorsqu'elles sont connues, ne sont pas aussi bien décrites. La plaine de Cassis renferme une structure karstique dont la description inédite offre un nouvel éclairage sur les mécanismes de formation des structures karstiques de surface dans le massif des Calanques et sur leur interaction avec le karst profond.

En outre, l'étude de l'enregistrement sédimentaire comblant la structure karstique permet de caractériser le paléoclimat du massif des Calanques. En effet, l'étude des enregistrements paléo-climatiques pour retracer les fluctuations naturelles du climat méditerranéen est un préalable nécessaire pour comprendre les modifications actuelles, majoritairement imputées à l'Homme (ex : *Vitousek et al., 1997 ; Tilman et Lehman, 2001*). Ces études existent de longue date, (ex : *Triat-Lavat, 1978*) mais sont souvent éloignées du littoral méditerranéen et se concentrent sur des enregistrements à l'intérieur des terres (ex : *Bonté, 2006*) ou dans les lacs de montagnes (ex : *Abric, 2012*) soumis aux influences et à des climats autres que ceux du proche pourtour méditerranéen. Il n'existe pas d'enregistrement paléo-environnemental ou sédimentaire continental de périodes glaciaires du pourtour méditerranéen situé à quelques kilomètres seulement de la côte. La série sédimentaire de Cassis représente donc un enregistrement unique en Provence du fonctionnement d'un petit bassin versant côtier sous l'influence des fluctuations du climat (pluviométrie, température), du couvert végétal (dépendant du climat, des feux, des pratiques humaines - agriculture-) et de la morphogénèse (phénomènes karstiques, érosion...).

Contrairement aux dernières périodes glaciaires et malgré une variabilité climatique avérée (ex : *Magny, 1993*), l'Holocène bénéficie d'un climat globalement stable. L'étude de cette période de l'Histoire présente un intérêt certain de par le développement des sociétés humaines et leurs impacts de plus en plus marqués sur l'environnement et le climat (agriculture, élevage, activités minières...) qui sont capables d'impacter durablement les écosystèmes (ex : *Walther et al., 2002*). La présence de l'Homme dans le bassin versant est avérée dès le Paléolithique. Son installation peut s'expliquer par la présence d'une vallée argileuse fertile et d'eau, au milieu d'un territoire de

collines calcaires arides.

### ***1.1.2. Objectifs scientifiques***

Le massif des Calanques constitue un milieu naturel unique, reconnu au niveau national grâce à son nouveau statut de Parc national conféré en avril 2012. Cette zone, à l'histoire géologique complexe, a été occupée par l'Homme très tôt et de façon continue, ce qui a profondément influencé l'environnement et l'organisation du milieu.

Dans le cadre de ce travail de thèse, nous avons recherché un enregistrement sédimentaire quaternaire dans le Massif des Calanques. Ce paysage de calcaires nus étant très pauvre en enregistrements sédimentaires, nous nous sommes intéressés à la plaine alluviale de Cassis, dans laquelle un enregistrement sédimentaire de 50 m de long et comblant une structure d'origine karstique a été découvert.

Cette découverte a mis en avant deux objectifs majeurs de ma thèse :

- 1) Dans un premier temps, se concentrer sur l'étude du petit paléo-lac découvert dans la plaine de Cassis (Bouches-du-Rhône, SE France) en 2010 lors de prospections de terrain. Ce paléo-lac comble une structure karstique avec un remplissage pléistocène de 50 m de profondeur. Les objectifs sont de comprendre les mécanismes de formation du lac (géophysiques de sub-surface : électrique, sismique, gravimétrique) et son fonctionnement (analyses sédimentaires, chimiques et magnétiques) ainsi que de déterminer l'environnement régnant lors du fonctionnement du lac (proxies environnementaux : pollens).
- 2) Nous proposons dans un 2<sup>ème</sup> temps d'étudier l'évolution holocène tant au niveau du climat et de la végétation que de l'occupation de cette zone par l'homme. Cette étude s'appuie sur l'analyse de séquences sédimentaires continentales ainsi que sur des indices anthropiques. Du fait de sa faible urbanisation actuelle, cette zone constitue un témoin important de l'évolution des milieux naturels et de l'impact historique de l'homme sur ces milieux.

### ***1.1.3. Organisation du mémoire***

Ce mémoire est organisé en cinq grandes parties :

La **I<sup>ère</sup> partie** resitue ce travail dans un contexte géologique régional et propose un état de l'art sur les connaissances concernant les karsts en général et plus particulièrement en Provence, ainsi que sur les données archéologiques caractérisant l'occupation du massif des Calanques par l'Homme depuis la préhistoire.

Dans la **II<sup>ème</sup> partie** sont présentées les différentes méthodes utilisées en laboratoire et sur le terrain afin de répondre aux objectifs de la thèse. Les méthodes de prospection géophysique qui permettent d'appréhender la morphologie du poljé sont détaillées ainsi que les méthodes d'analyse de la sédimentation et de datation.

Les trois parties suivantes présentent les principaux résultats obtenus au cours de ce travail. La **partie III** traite de la caractérisation de la géomorphologie du paléo-lac de Cassis et de son lien avec le réseau karstique local. Les résultats sont présentés sous forme d'un article scientifique.

La **IV<sup>ème</sup> partie** présente une caractérisation de la sédimentation pléistocène du paléo-lac et de son fonctionnement ainsi que des éléments de datation du remplissage karstique et de détermination du climat.

Enfin la **V<sup>ème</sup> et dernière partie** se concentre sur l'étude de l'évolution de l'environnement et de l'occupation humaine dans la plaine de Cassis à l'Holocène. Ce travail se base sur l'analyse de plusieurs sondages (forages, tranchées, tarières) réalisés en différents endroits de la ville de Cassis ainsi que sur l'étude des marqueurs anthropiques (métallurgie, céramique), climatiques (proxies environnementaux tels que les pollens et la malacofaune), et des modifications du réseau hydrographique.

## **1.2. Partenariat avec le Groupement d'Intérêt Public des Calanques**

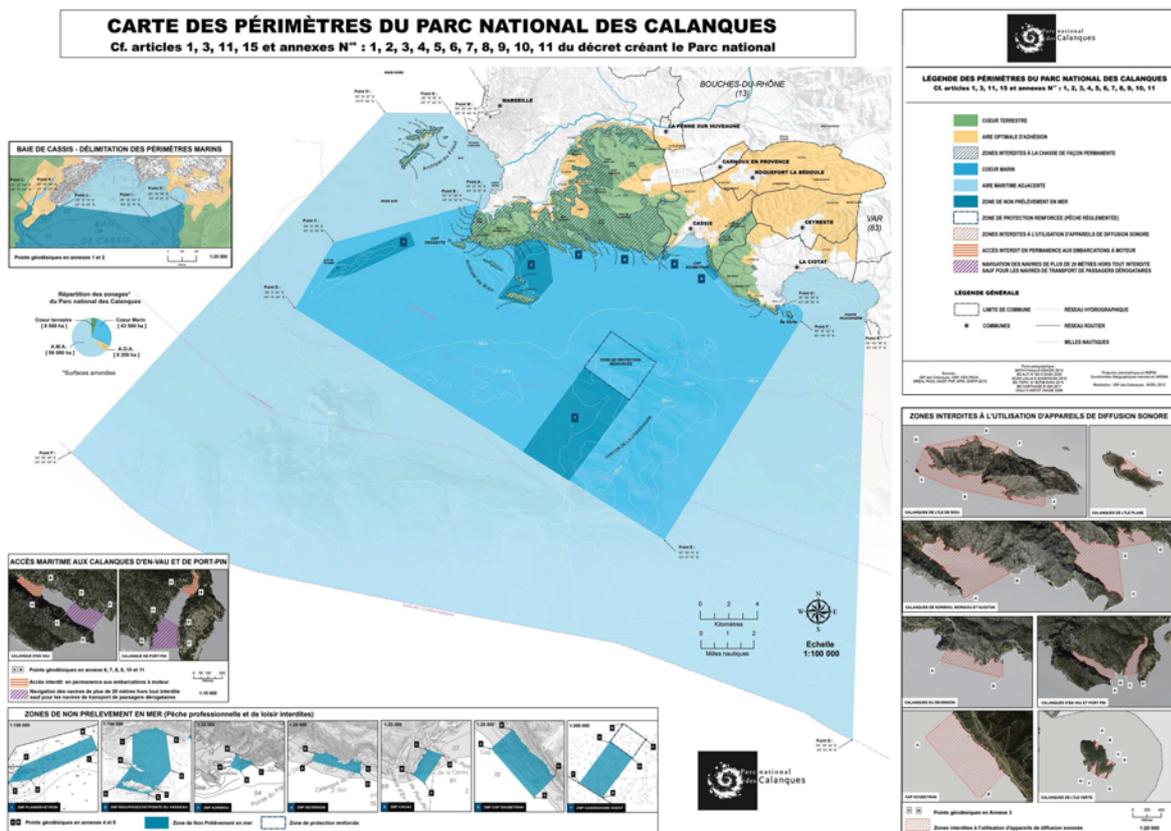
Le groupement d'intérêt public des Calanques, créé en 1999, avait pour but de conduire à la formation d'un Parc national des Calanques, objectif atteint en avril 2012, dans le but de mettre en valeur la grande biodiversité du site (140 espèces terrestres animales et végétales protégées), et son patrimoine historique remarquable et peu connu.

Le Parc national des Calanques a été créé afin de promouvoir le respect et la protection du patrimoine naturel et culturel au travers de deux thématiques majeures :

- la conciliation des activités humaines durables et de la protection de la nature (maîtrise de la fréquentation, pérennisation de la pêche artisanale, amélioration de la qualité des eaux par la réduction des pollutions)

- la valorisation et préservation du patrimoine culturel (traditions, usages et art de vivre, tranquillité des lieux).

Ces missions s'accompagnent d'un double effort de transmission des connaissances et de communication aux usagers afin de les sensibiliser à l'importance de cette zone et de sa préservation. Pour ce faire, dans le cadre de cette thèse, dont la zone d'étude se situe dans l'aire d'adhésion terrestre du Parc (*Fig. 1.2*), un partenariat a été mis en place avec le groupement d'intérêt public des Calanques, aujourd'hui Parc national des Calanques, afin d'améliorer les connaissances géomorphologiques et paléogéographiques quaternaires et de valoriser la diffusion des données scientifiques acquises.



*Figure 1.2* : Limites du Parc national des Calanques ([www.calanques-parcnational.fr](http://www.calanques-parcnational.fr)).

## Chapitre 2 : Contexte géologique et géomorphologique

Ce chapitre a pour but de replacer le travail de cette thèse dans son contexte géologique et de le relier aux grandes structures karstiques caractéristiques de la Provence. Il s'appuie principalement sur les ouvrages suivants : Guieu (1969), Debrand-Passard *et al.* (1984) et Onoradini *et al.* (1987).

### 2.1. Géologie régionale

La géologie du sud-est de la France résulte d'une longue et complexe évolution qui a façonné les paysages actuels. Bien que ce chapitre s'applique à présenter l'évolution géologique passée de la marge provençale, il faut garder en mémoire que la géologie de la marge provençale est toujours active, notamment au travers de plusieurs processus tels que la subduction Afrique-Eurasie ou l'effondrement des Alpes.

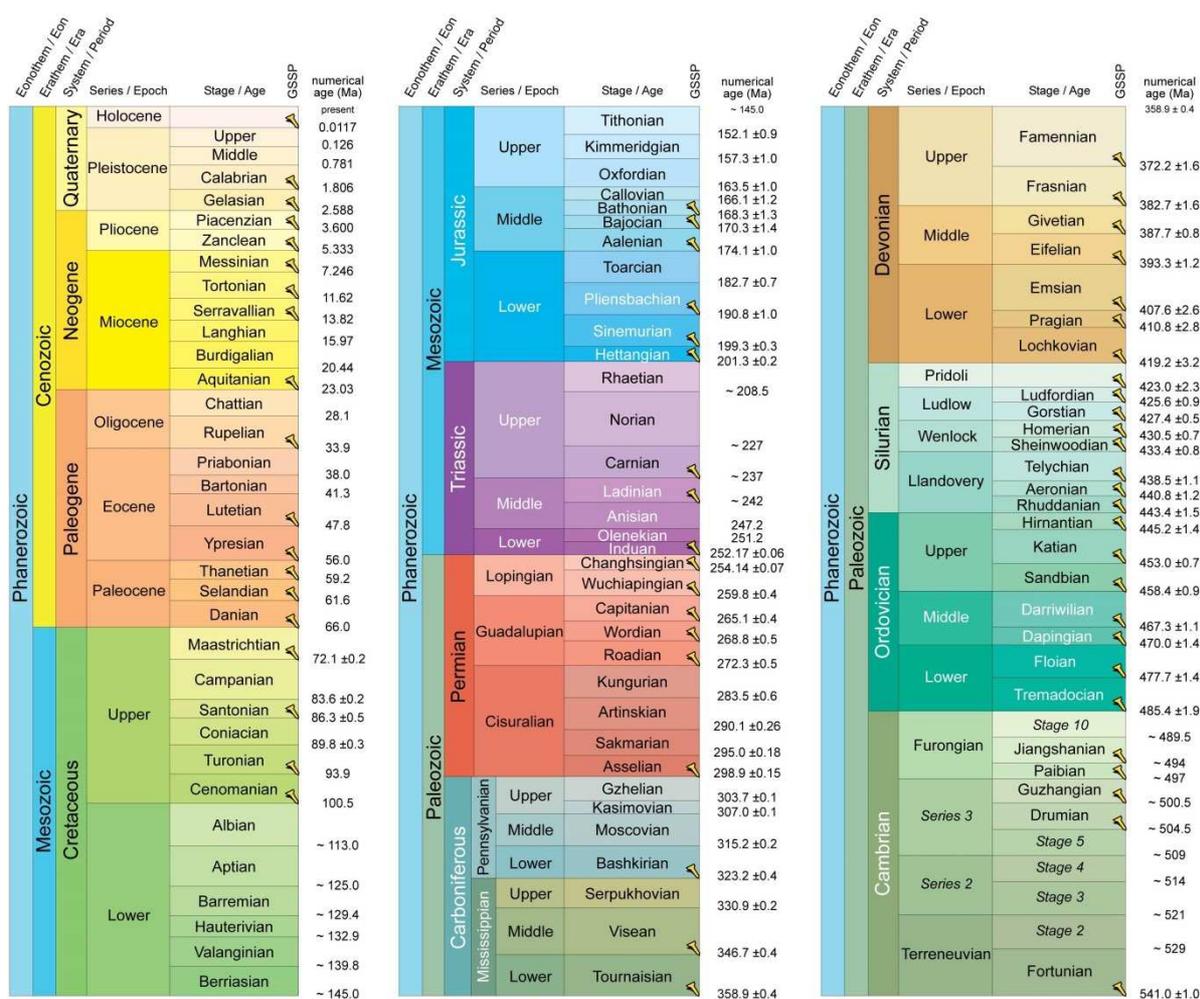


Figure 2.1 : Charte chronostratigraphique internationale du phanérozoïque, version 01/2013 ([www.stratigraphy.org](http://www.stratigraphy.org)).

### 2.1.1. Contexte géologique du sud-est de la France

La marge provençale est fermée à l'Est par la chaîne des Apennins, à l'Ouest par les Pyrénées et au Nord par les Alpes. Son histoire géologique récente se divise en 5 grands cycles :

- le fonctionnement du bassin Sud-Est du Trias au Crétacé,
- l'orogénèse pyrénéo-provençale,
- l'orogénèse alpine et les cycles extensions-compressions (Bassin liguro-provençal),
- le cycle méditerranéen messino-pliocène (Crise de la Salinité messinienne),
- le glacioeustatisme quaternaire.

Bien que dans la suite de l'exposé je ne détaillerai que la géologie mésozoïque et cénozoïque, il est important de noter que l'orogénèse hercynienne paléozoïque a créé les grandes structures qui vont conditionner le fonctionnement tectonique et sédimentaire futur de la marge provençale.

Le Trias est caractérisé par les dépôts d'épaisseurs variables de couches évaporitiques qui favoriseront par la suite le décollement futur entre le socle et la couverture sédimentaire. Le Jurassique et le Crétacé voient la mise en place et le fonctionnement d'une zone de forte subsidence thermique, la « fosse vocontienne » (Fig. 2.1.1a) (Boner et Stampfli, 2011).

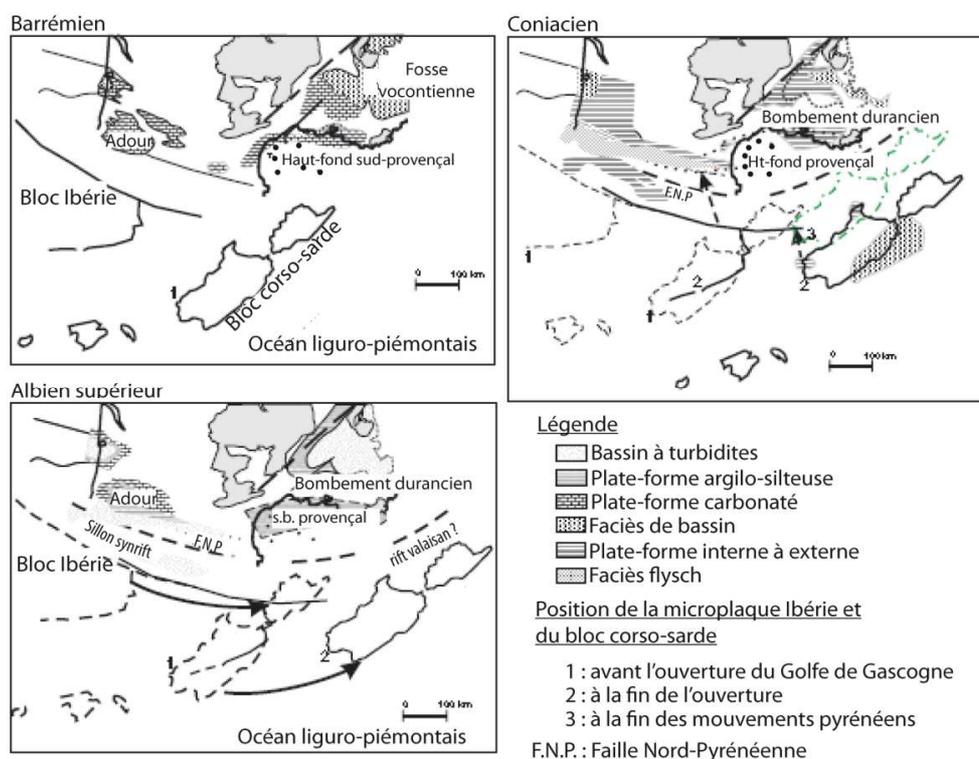


Figure 2.1.1a : Évolution paléo-géographique de la Provence au Crétacé (d'après Guennoc, 2000).

La fosse vocontienne est caractérisée par une épaisse sédimentation marneuse dont les

marges forment de larges plates-formes carbonatées. Ces structures constituent la marge passive de la Téthys. À cette période se déposent les épaisses séquences calcaires barrémiennes caractéristiques de la Provence, pouvant atteindre 450 m d'épaisseur (Guieu, 1969 ; Masse et al., 2003). La formation à l'Albien (Fig. 2.1.1a) du « bombement durancien » orienté Est-Ouest (Masse et Philip, 1976 ; Guyonnet-Benaïze et al., 2010) est liée à un régime extensif qui a provoqué la mise en place d'une structure en blocs basculés (Choromicz et Mekarnia, 1992).

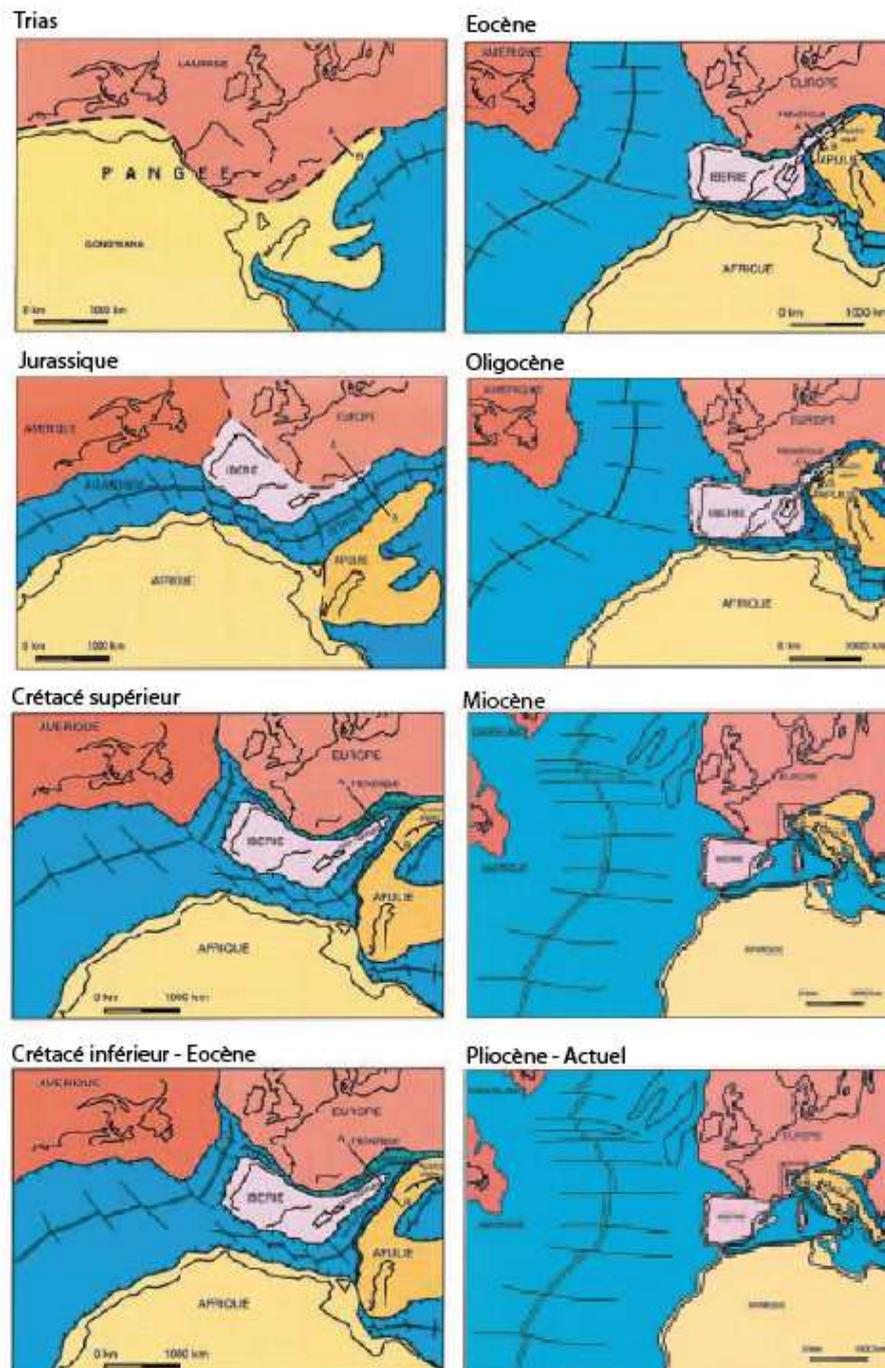


Figure 2.1.1b : Évolution du contexte géodynamique de l'Atlantique Nord et de la Méditerranée occidentale du Trias à l'actuel (d'après Marthaler, 2001).

Le bombement durancien forme une barrière entre le bassin vocontien au nord et l'océan liguro-piémontais au sud, et correspond en Provence à un hiatus sédimentaire et à une intense érosion des dépôts crétacés inférieurs. Au sud du bombement durancien, l'étréit « Sillon Sud-Provençal » fortement subsidé est le siège d'une sédimentation carbonatée silicoclastique (*Philip, 1970*). Les dépôts du Crétacé supérieur sont liés à la sédimentation de plates-formes carbonatées étroites au sud du bombement durancien.

Le décrochement puis la rotation de l'Ibérie de 35° au Crétacé supérieur sont les prémices de l'orogénèse pyrénéo-provençale (du Santonien à l'Oligocène, *Roure et Choukroune, 1998*) qui marque la fin du fonctionnement des plates-formes carbonatées. La tectonique compressive Nord-Sud liée à la subduction Afrique-Eurasie est le moteur d'une succession de phases compressives et extensives qui vont créer plusieurs chaînes de montagnes ainsi que des bassins sédimentaires. Les chaînons provençaux (exemple des montagnes de la Sainte Baume et de la Sainte Victoire) témoignent de ces orogénèses successives. Ces grands chevauchements E-W à vergence nord sont issus des raccourcissements pyrénéens éocènes de la couverture sédimentaire qui prennent appui sur les niveaux de décollement évaporitiques triasiques.

La mise en place à la fin de l'éocène (*Fig.2.1.1b*) d'une tectonique d'extension dans la marge provençale est généralement attribuée au retrait du slab de subduction (*Jolivet et al., 2006*). Elle pourrait cependant être en lien avec le rifting Ouest européen (*Hippolyte et al., 1993*) qui est à l'origine des structures orientées NE-SO.

À l'Aquitainien (*Fig.2.1.1b, d*) un rifting d'arrière-arc se forme dans le bassin liguro-provençal tandis qu'une croûte océanique se met en place.

Au Burdigalien (*Fig.2.1.1b, e*) l'ouverture de l'océan liguro-provençal va provoquer la rotation du bloc corso-sarde de 30° (*Gattacceca et al., 2007*). De plus la subsidence rapide de la marge du Golfe du Lion provoque une importante transgression.

Au Miocène moyen l'extension du bassin liguro-provençal va progressivement s'arrêter et la zone d'extension va se décaler vers le bassin d'arrière-arc des Apennins. La marge provençale est alors une zone de transgression.

Au Tortonien, se déposent les premières évaporites conjointement à des soulèvements tectoniques à l'Ouest du bassin méditerranéen et à une subsidence à l'Est. Notons qu'à cette période (Oligocène-Miocène moyen) la « compression alpine » se met en place provoquant le soulèvement des massifs cristallins externes. La phase compressive alpine a un impact peu marqué en Provence (*Besson, 2005*).

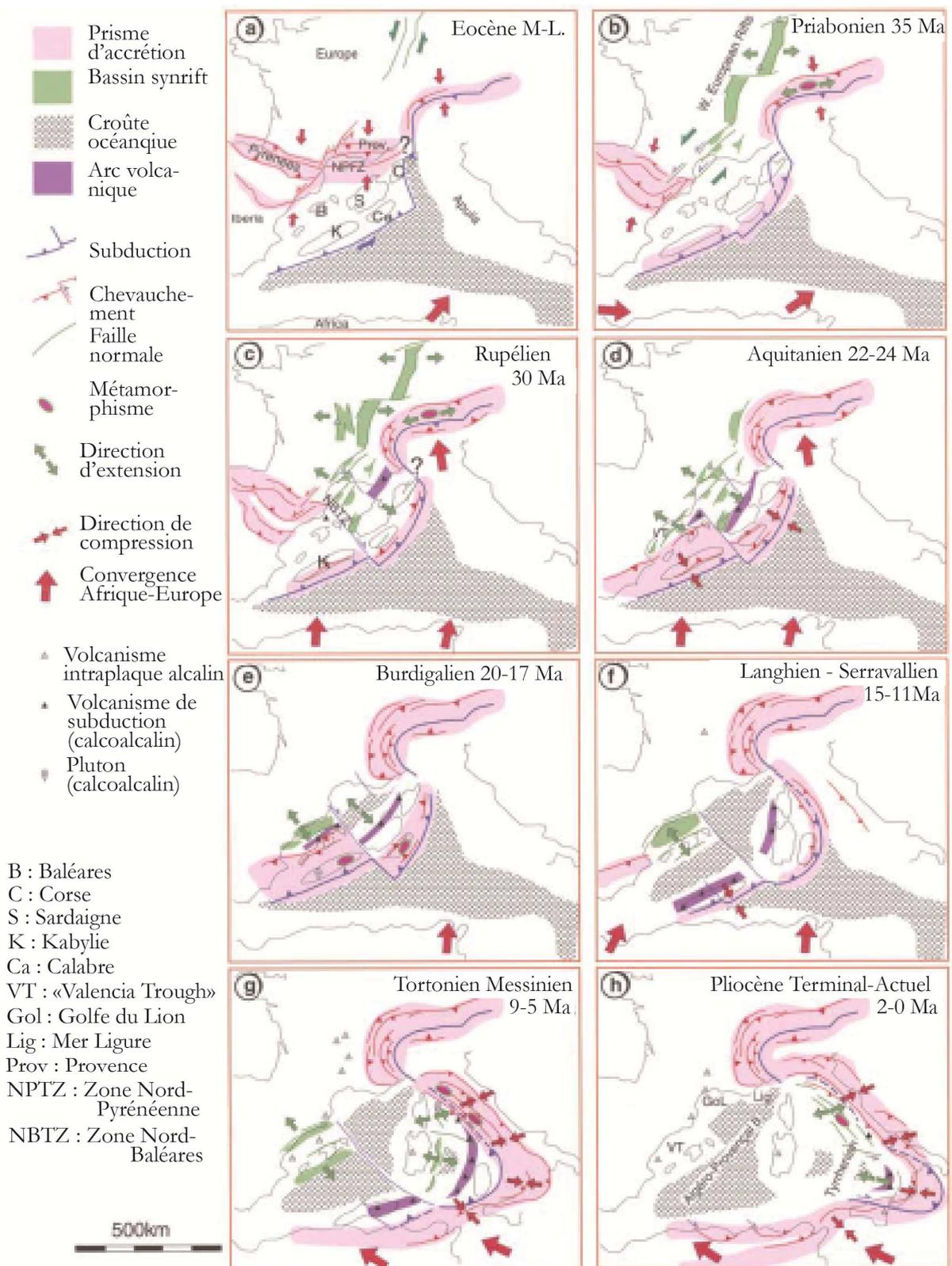
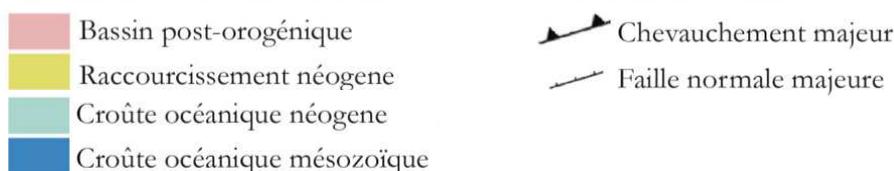
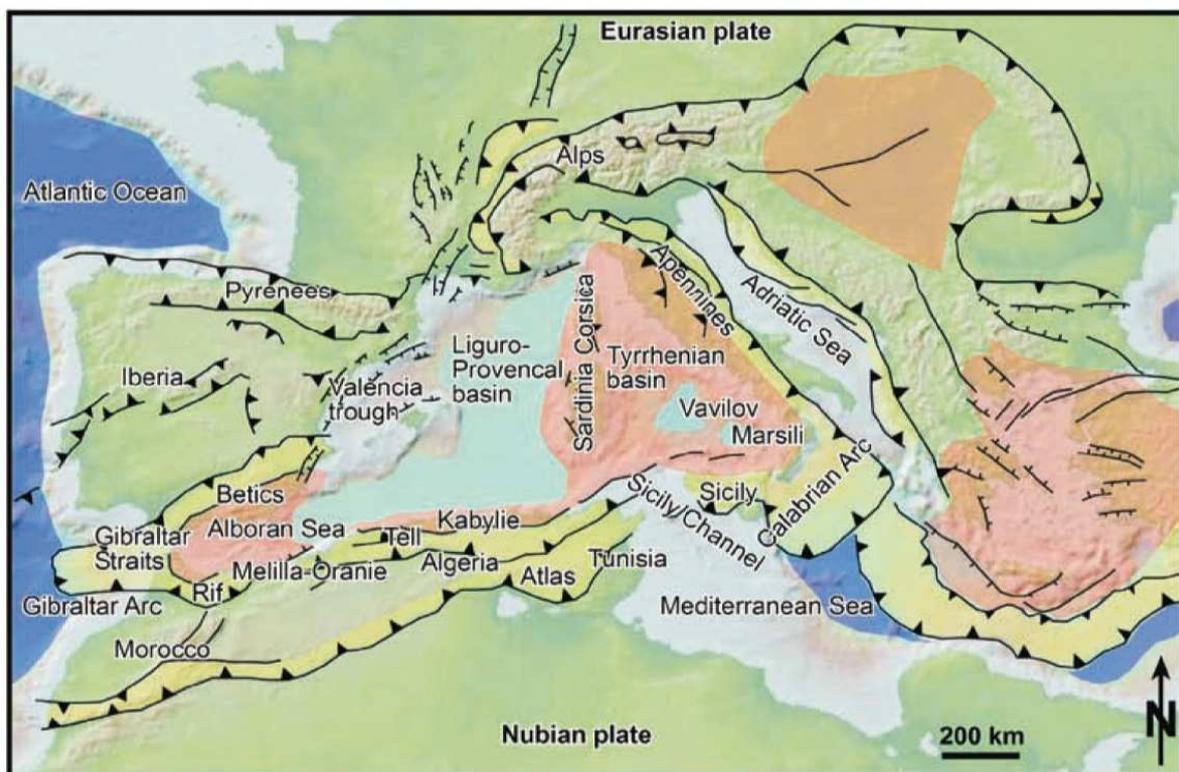


Figure 2.1.1c : Évolution du contexte géodynamique de la Méditerranée occidentale de l'Éocène final à l'actuel (d'après *Séranne, 1999*).

La Crise de la Salinité messinienne au Miocène terminal est caractérisée par une chute

brutale du niveau de la mer d'environ 1500 m, liée à l'action conjuguée de deux événements : la fermeture tectonique de la connexion avec l'océan Atlantique qui stoppe les apports marins, et le fort déficit hydrique du bassin méditerranéen. Au cours de cet événement une épaisse série évaporitique va sédimenter en mer alors que sur la terre a lieu une intense érosion. La Crise de la Salinité messinienne s'achève au Pliocène avec la remise en eau rapide du bassin méditerranéen (Lofi, 2002). Son impact sur les karsts méditerranéens est présenté § 2.3. Durant le Pliocène, les canyons entaillés au Miocène vont être comblés par les produits de l'érosion de massifs provençaux.

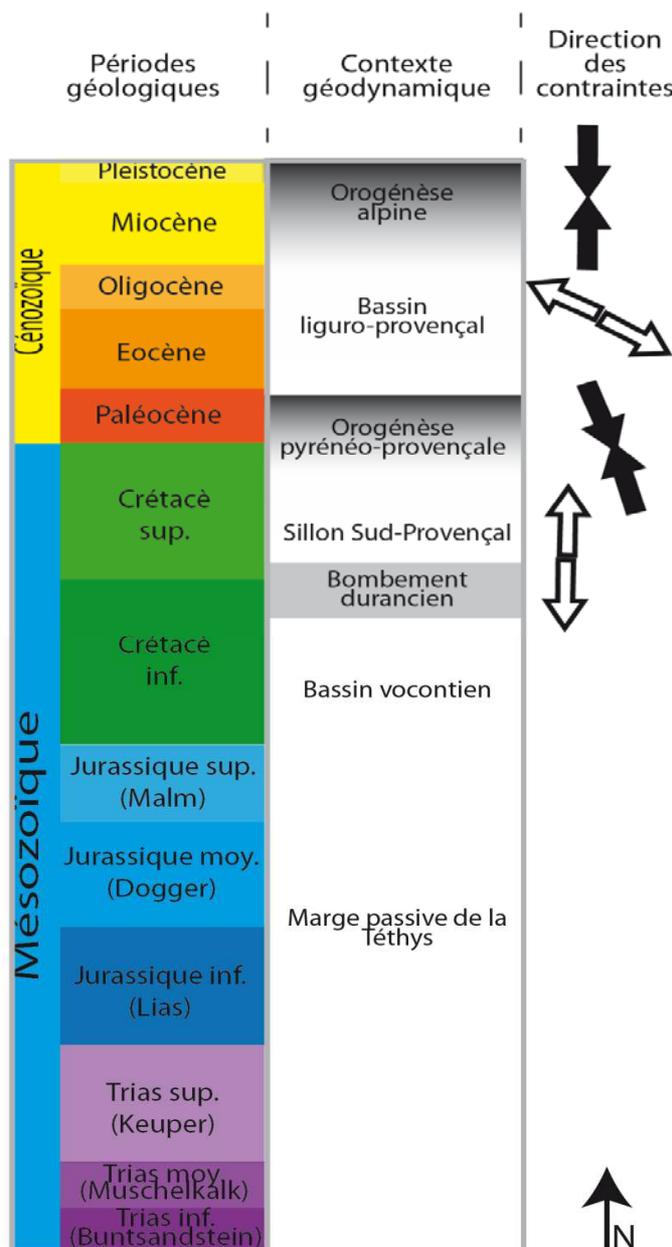
Le glacio-eustatisme est caractérisé par de grandes variations du niveau marin provoquées par les alternances de périodes froides (glaciation) et de périodes de réchauffement (interglaciaire) qui modifient le volume des calottes polaires. Les variations climatiques quaternaires sont à l'origine de variations du niveau des mers comme l'attestent les oscillations d'amplitude supérieure à la centaine de mètre associées aux cycles climatiques de 100 000 ans du quaternaire terminal (Lambeck et al., 2002, Siddall et al., 2003, Rohling et al., 2009).



*Figure 2.1.1d* : Contexte géotectonique actuel de la Méditerranée occidentale (d'après Billi et al., 2011).

Lors du dernier maximum glaciaire une chute du niveau marin de l'ordre de 120 m a été observée (*Lambeck et al., 2002*) ; elle est largement documentée sur la marge du Golfe du Lion (*Jouet et al., 2006*). Au niveau de Marseille le cordon littoral anté-Holocène (14 000 ans BP) était 100 m au-dessous du niveau marin actuel (*Collina-Girard et Degiovanni, 1996*). Au niveau local, la remontée progressive du niveau marin entraîne l'ennoiement des canyons messiniens et la mise en place du paysage actuel.

Les contraintes tectoniques qui ont façonné la Provence sont résumées dans un schéma simplifié (*Fig. 2.1.1.e*) qui présente les grandes contraintes compressives et extensives depuis le début du Mésozoïque, en regard du contexte géodynamique global du sud-est de la France.



*Figure 2.1.1.e*: Résumé de l'évolution géodynamique mésozoïque et cénozoïque de la marge provençale (modifié d'après *Lamarque et al., 2012*). Les contraintes compressives sont en noir et les contraintes extensives en blanc.

## 2.1.2. Provence et Massif des Calanques

### Contexte géologique provençal

La Provence est divisée en deux grands ensembles : la Provence calcaire à l'ouest (limitée par la faille de Nîmes et la plaine alluviale plio-quaternaire de la Camargue), et la Provence cristalline (socle paléozoïque) à l'est, qui s'étend de Toulon à Cannes (Fig. 2.1.2). La faille de la Moyenne Durance et la faille d'Aix qui la prolonge, héritières de l'orogénèse hercynienne et orientées NE-SW, coupent la Provence calcaire en deux sous-ensembles : une sédimentation à dominante jurassique et crétacé au sud-est et une sédimentation jurassique-crétacé avec une forte proportion oligo-miocène au nord-ouest.

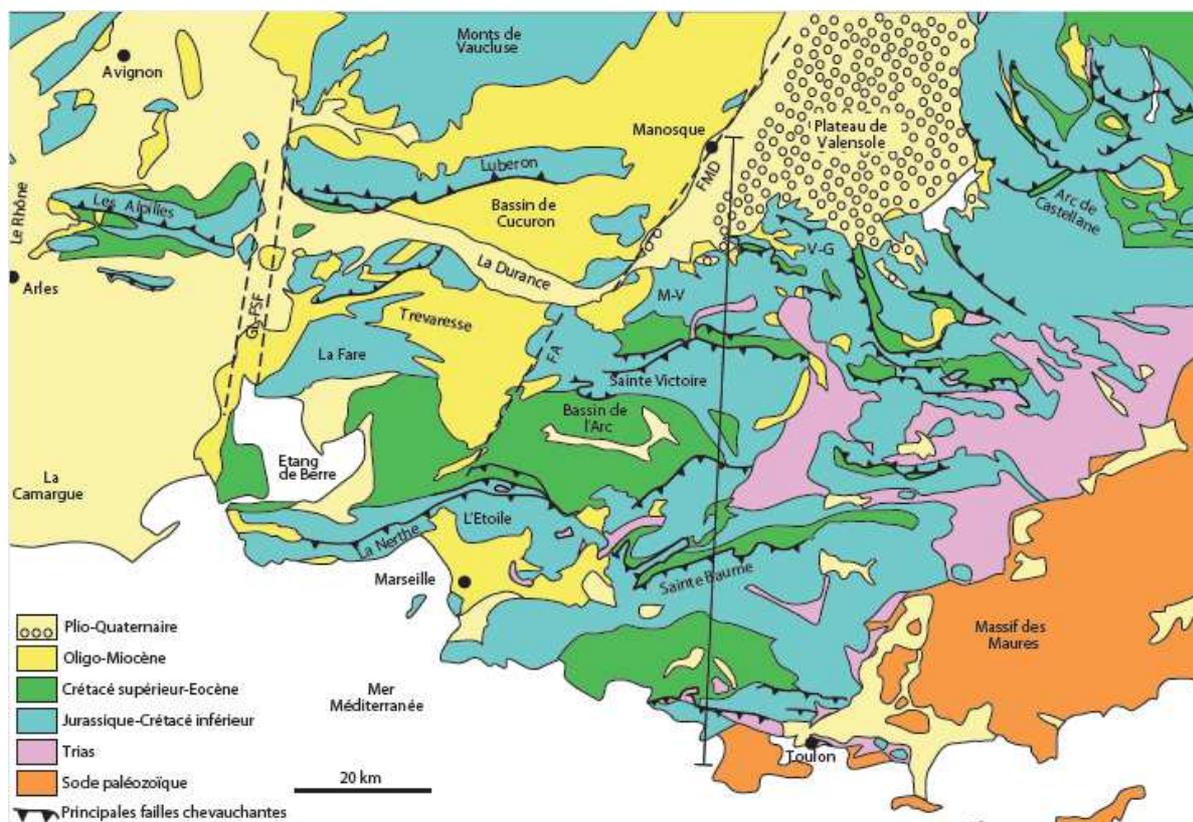
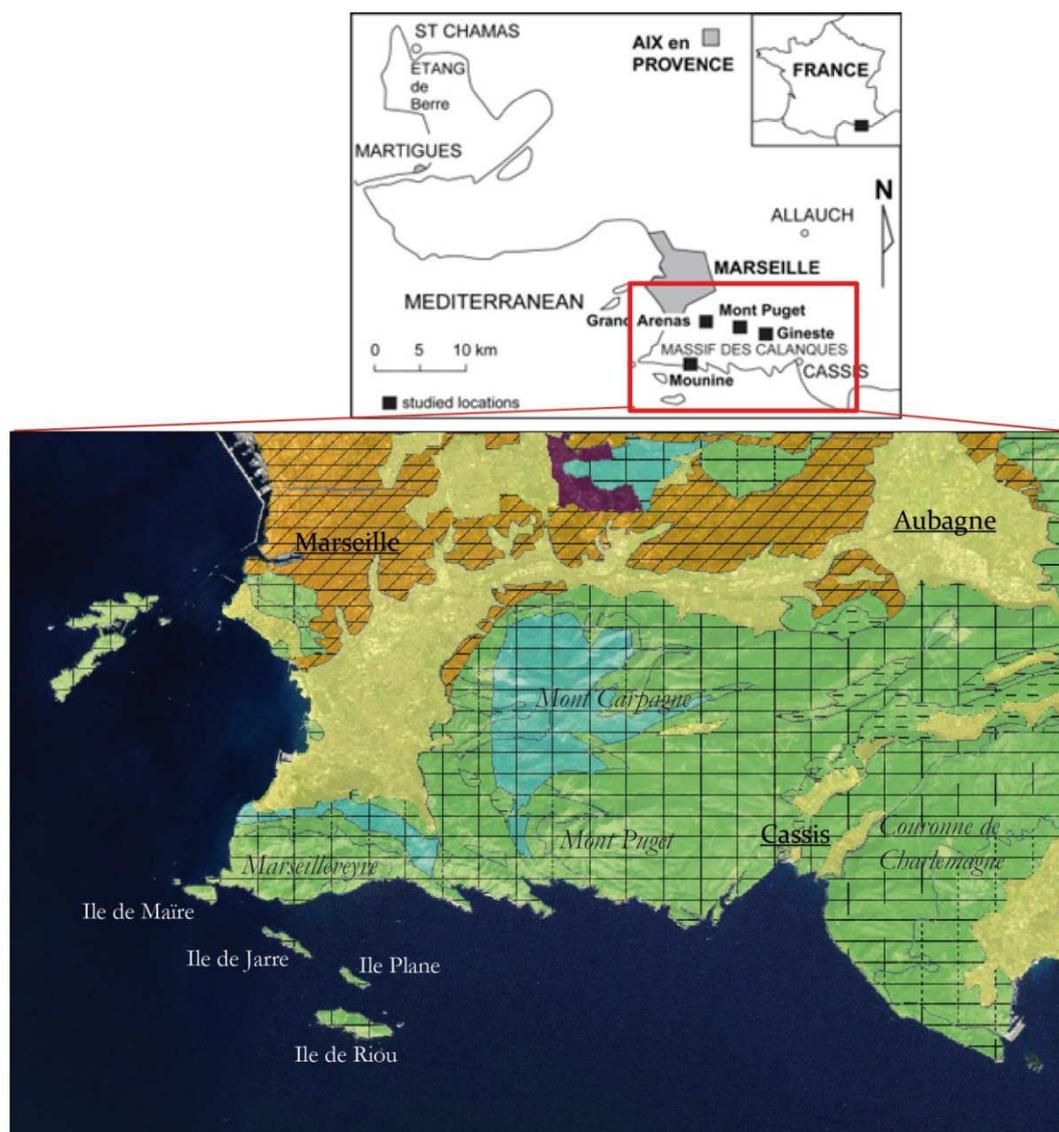


Figure 2.1.2a. : Schéma structural de la Provence (Lamarche et al., 2012).

La zone d'intérêt de cette thèse porte sur une partie de la Provence calcaire : le massif des Calanques limité au Nord par le bassin sédimentaire de Marseille et d'Aubagne, et à l'Est par l'Unité du Beausset (Fournillon, 2012). Le massif des Calanques est caractérisé par une sédimentation monoclinale à pendage SE, majoritairement datée du Barrémien. Le massif de Marseilleveyre qui culmine à 439 m est également composé de Trias et de Jurassique et le Mont Carpagne de Crétacé et de Jurassique. L'archipel barrémien de Riou (Iles de Riou, Plane, Jarre et Maire) aligné ONO-ESE constitue une continuation du massif de Marseilleveyre (Blanc et al., 1967). L'intense karstification du massif des Calanques se poursuit en mer via le plateau

continental (*Collina-Girard, 1996*).



*Figure 2.1.2.b* : Géologie du massif des Calanques (d'après *Guieu, 1969*). Le Quaternaire est en jaune, l'Oligocène en orange, le Crétacé en vert, le Jurassique en bleu et le Trias en mauve.

L'histoire géologique et tectonique de la région a façonné un milieu très accidenté, hétérogène et entaillé par la mer où se trouvent de nombreuses grottes. Certaines calanques telles que Morgiou et Sormiou sont alignées suivant les déformations tectoniques selon différentes directions : E-O et NO-SE (*Blanc, 2000 et 2010*).

### Cassis

Les prospections de terrain se concentrent sur la ville de Cassis, située entre le massif des Calanques et le Cap Canaille (*Fig. 2.12*). Le bassin versant de la zone prospectée est composé de clacaires barrémiens à l'Ouest et de marnes aptiennes à l'Est (*Moullard et al., 1998*). Sa géologie et sa géographie sont présentées dans la partie III (chapitre 7a).



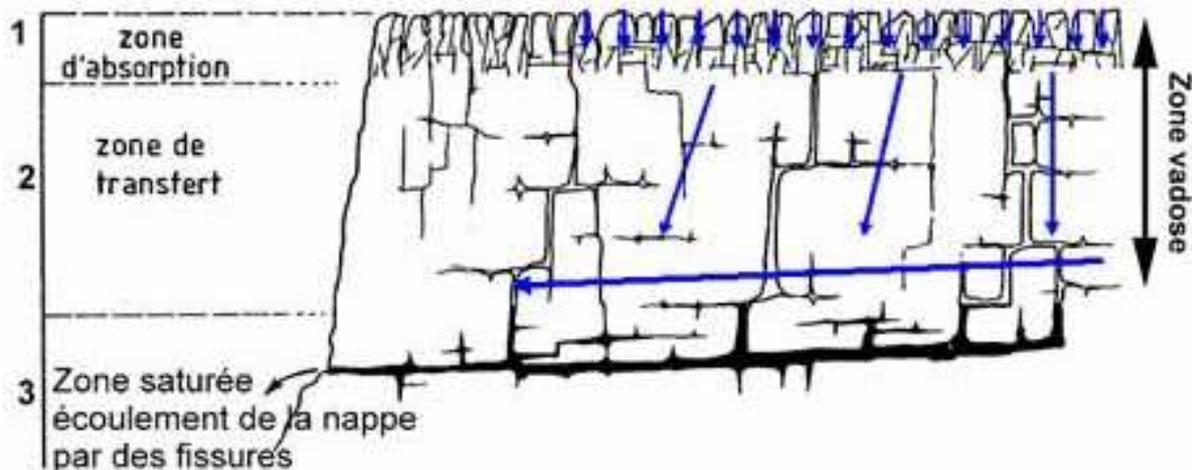
massif considéré. Les propriétés physiques des roches peuvent considérablement varier, d'une région à l'autre. Ainsi en Provence, le calcaire barrémien (urgonien) a un taux de porosité variant de 0% à 24% (*Fournier et al., 2011, Fournillon, 2012*). De plus, la karstification est fortement influencée par la fracturation des roches généralement acquise du fait de contraintes tectoniques. La fracturation modifie les écoulements de fluide au sein de la roche et constitue des zones de dissolution préférentielle. Les diverses réactions chimiques participant à la dissolution/précipitation des carbonates n'ont pas toutes la même cinétique, de même que l'eau circule plus ou moins vite selon la profondeur, la perméabilité et la fracturation de la roche. Quand une fissure est élargie par la dissolution, le débit d'eau qui la traverse augmente aux dépens des fissures voisines. Elle devient progressivement un conduit et les fissures voisines cessent de s'élargir. Ainsi, la dissolution de la roche surimposée à la fracturation crée des systèmes de vides qui constituent le karst. Les vides du karst sont de tailles très variables, allant de l'échelle microscopique pour la porosité matricielle de la roche jusqu'à des conduits de plusieurs mètres de diamètre (exemple du réseau de Port-Miou). Il en résulte la formation d'un système très hétérogène permettant le stockage et la circulation d'importantes quantités d'eau. Le processus de karstification explique l'hétérogénéité structurale des karsts et le comportement hydrodynamique complexe qui en découle.

### ***2.2.2. Fonctionnement hydrologique des aquifères karstiques***

Le classement des sources karstiques est basé sur les processus hydrologiques (*Nicod, 2012*) : l'organisation des écoulements dans le karst et le type d'exutoire (source de déversement, jurassienne, vauclusienne, artésienne). L'étude du fonctionnement des aquifères karstiques se base sur deux approches différentes (*Droque, 1974 ; Mangin, 1975*), décrites par Cavalera (*2007*), qui diffèrent par les mécanismes d'interprétation de la répartition des vides. Cependant, quel que soit le schéma utilisé, la compréhension du fonctionnement complexe des réseaux karstiques reste limitée et ces modèles peuvent s'avérer trop « simples » par rapport à la réalité. Les connaissances actuelles permettent de subdiviser le fonctionnement hydrologique du karst en trois parties (*Fig. 2.2.2*) :

- 1) l'épikarst (ou zone d'absorption), partie supérieure de l'aquifère, est localisé sur quelques dizaines de mètres d'épaisseur (*Bakalowicz, 1999*). Cette zone sert à la collecte des eaux par infiltration ou ruissellement et permet leur transit vers les zones plus profondes grâce à la présence de vides. L'épikarst est une nappe discontinue soumise à l'évapotranspiration.

- 2) la zone d'infiltration ou zone non saturée, caractérisée par une très forte hétérogénéité de distribution et de géométrie des conduits. Cette hétérogénéité de taille des drains implique des vitesses d'écoulement variables vers la zone saturée.
- 3) la zone saturée, correspond à une nappe aquifère dans laquelle la circulation de l'eau est généralement sub-horizontale (suivant des drains karstiques d'important diamètre), et non plus verticale. La circulation sub-horizontale permet l'écoulement de l'eau de la zone d'infiltration vers l'exutoire karstique.



*Figure 2.2.2* : Schéma du fonctionnement hydrologique du karst (CWEPS, 2013). Les sens dominants d'écoulement de l'eau dans les différentes parties du karst sont indiqués en bleu.

### **2.2.3. Niveau de base et influence des variations du niveau marin**

D'une façon générale, le niveau de base est le niveau de sortie des eaux souterraines imposé par le point le plus bas à l'affleurement des roches carbonatées. Il est déterminé soit par le niveau du cours d'eau principal soit par une couche sédimentaire moins perméable. Dans le cas des karsts côtiers, le niveau de base est souvent associé au niveau de la mer.

Les variations du niveau de base ont un impact majeur sur la morphologie des réseaux karstiques. Les abaissements du niveau de base peuvent être reliés à deux mécanismes, selon l'échelle considérée :

- 1) les variations du niveau marin, principalement liées aux variations climatiques. La baisse du niveau de la mer a un impact global sur tous les continents, et provoque le creusement des vallées qui entraîne le ré-équilibrage du profil des rivières. Ainsi, le glacio-eustatisme quaternaire a provoqué une succession de baisses et d'augmentations du niveau marin, de l'ordre de 120 m.
- 2) la surrection des chaînes de montagnes qui n'a qu'un impact local et se produit à des âges différents selon les chaînes de montagnes.

Les fluctuations du niveau de base, entraînent la succession de phases de karstification (Fig. 2.2.3). La réponse du réseau karstique vis-à-vis des changements du niveau de base est très rapide à l'échelle des temps géologiques, de l'ordre de quelques dizaines de milliers d'années (Atkinson et al., 1973 ; Dreybrodt, 1998 ; Bakalowicz, 2005). Quand le niveau de base s'abaisse, un nouveau réseau karstique se met en place de façon à ce que l'écoulement rejoigne un exutoire situé à une cote inférieure à celle du réseau karstique précédent. C'est ainsi qu'en montagne on peut observer dans les grottes des niveaux superposés de galeries abandonnées par les eaux courantes. Les structures situées au-dessus du nouveau réseau karstique pourront être éventuellement réactivées lors de crues. Au contraire, lors de l'élévation du niveau de base, d'anciennes galeries abandonnées sont à nouveau inondées et activées.

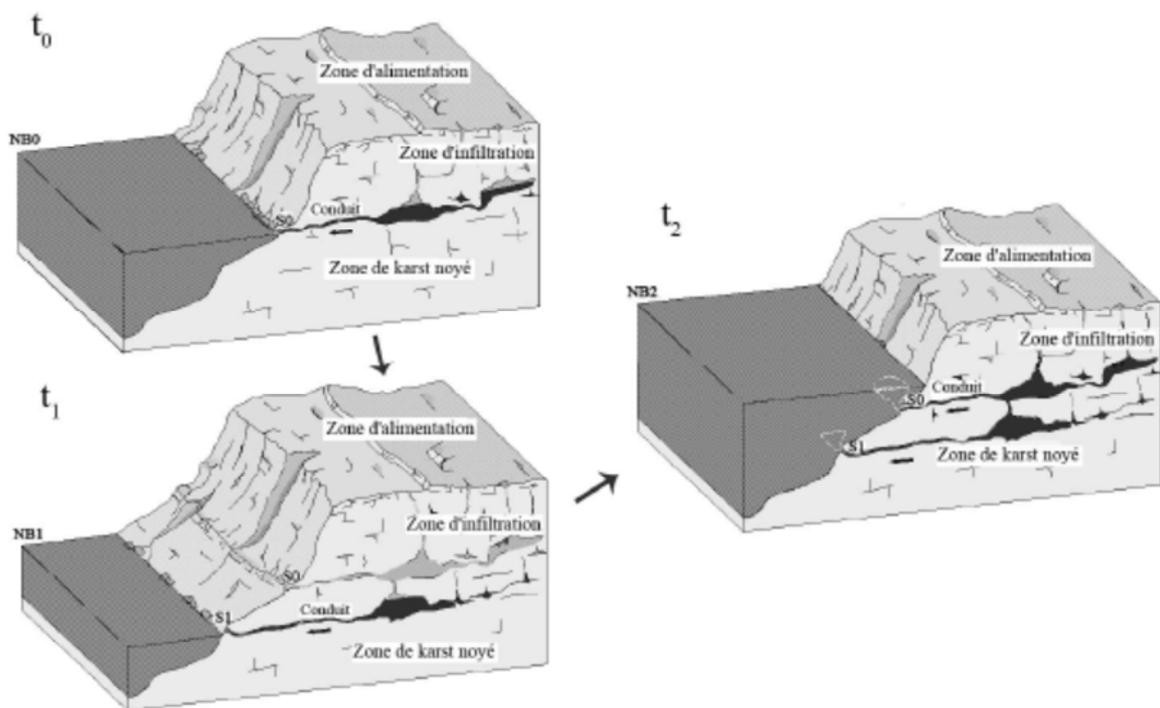
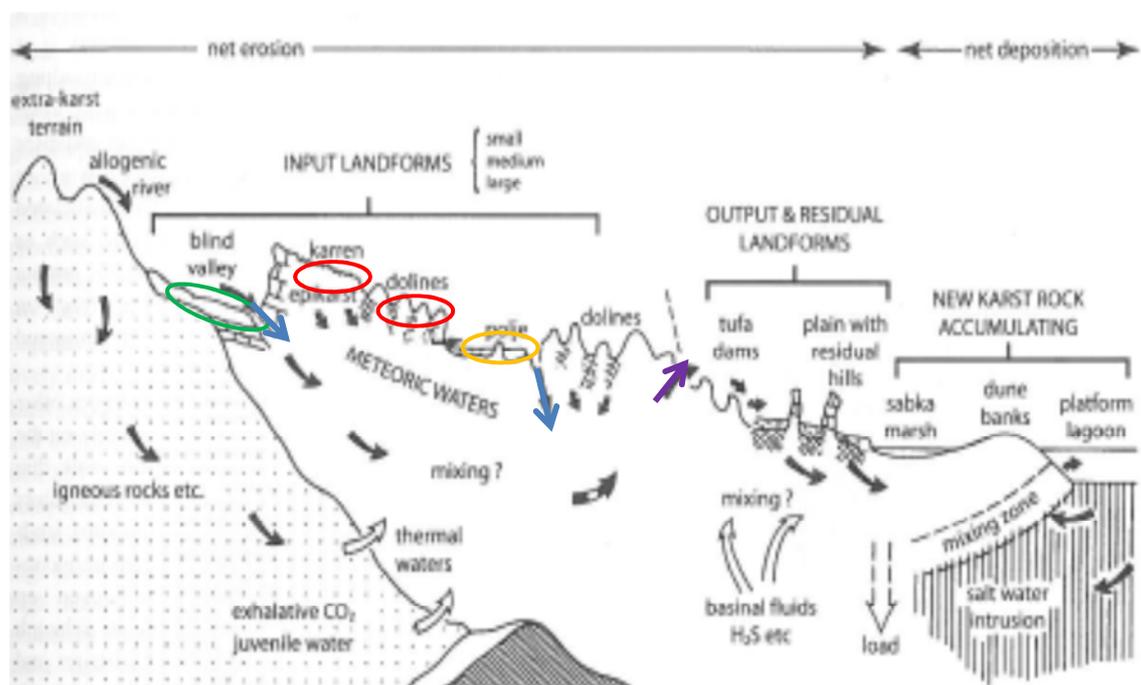


Figure 2.2.3 : Schéma d'évolution d'un karst de base ( $t_0$ ) sous l'effet d'une baisse ( $t_1$ ) puis d'une remontée ( $t_2$ ) du niveau marin. (Fleury, 2005).

#### 2.2.4. Structures et paysages karstiques

Il existe une grande variété de structures karstiques en fonction de leur mode de formation et de fonctionnement (Fig. 2.2.4a). Les formes les plus répandues sont présentées dans ce paragraphe. Les **vallées sèches**, c'est-à-dire privées de cours d'eau permanent, sont liées à la formation de **pertes**, qui correspond à une ouverture dans laquelle un cours d'eau s'engouffre et devient souterrain. Le cours d'eau ressort à une altitude inférieure, au niveau d'une **résurgence** à l'air libre ou bien sous-marine. Les **dolines** sont des dépressions plus ou moins arrondies et de

tailles variables liées à une "aspiration" du matériel de surface. L'accumulation d'argiles au fond des dolines, en retenant l'eau, rend ces zones fertiles et cultivables. Les **avens**, qui communiquent généralement avec une grotte souterraine et tout un réseau de galeries, peuvent se former par écroulement du plafond d'une cavité souterraine. Le ruissellement des eaux de pluie sur le calcaire crée des chenaux plus ou moins parallèles dans la roche appelés **lapiés** (ou karren). Les **poljés** sont de vastes dépressions ayant un plancher plat et dans lesquelles le drainage est soit superficiel soit souterrain au travers d'un aven (ou ponor).



*Figure 2.2.4a* : Principales structures karstiques (d'après *Ford et Williams, 2007*).

En se formant, les structures karstiques de surface (exokarst) et souterraines (endokarst) modèlent un paysage particulier (*Ford et Williams, 2007*). Les structures karstiques influencent particulièrement les paysages karstiques dont le réseau hydrographique local est généralement dépourvu d'écoulement de surface majeur. L'eau météoritique s'infiltré au niveau de pertes, puis transite au sein de rivières souterraines avant de déboucher à l'exutoire du système karstique (*Fig. 2.2.4*).

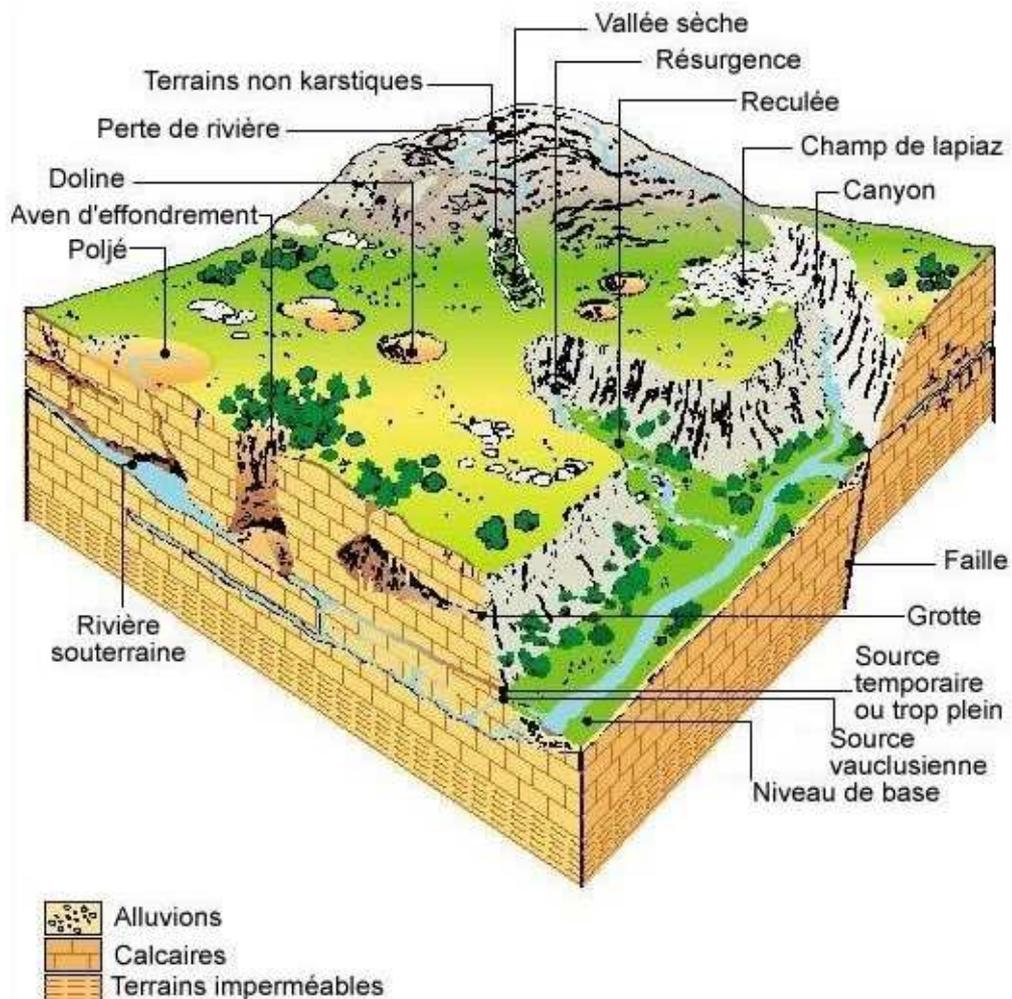


Figure 2.2.4b : Schéma d'un paysage karstique et des connexions entre les structures de surface et souterraines (d'après *Bakalowicz, 1999*).

### 2.3. Karsts méditerranéens et Crise de la Salinité messinienne

La géologie du pourtour méditerranéen est riche en structures carbonatées dont la majorité est karstifiée (*Levin et Woodward, 2009*). *Nicod (2012)* présente une synthèse sur la géomorphologie des karsts méditerranéens.

Les karsts côtiers du sud de la France sont développés dans les calcaires jurassiques et crétacés, et certains karsts atteignent des profondeurs dépassant 200 m au-dessous du niveau de la mer actuelle (exemple de la Fontaine de Vaucluse explorée jusqu'à -224 m NGF ou de Port-Miou). Le développement de karsts à de telles profondeurs ne peut s'expliquer par les seules variations du niveau marin liées aux glaciations-déglaciations quaternaires, variations dont l'amplitude maximale est d'environ 120 m (*Lambeck et al., 2002*). Les théories actuelles pour expliquer le développement très profond de nombreux réseaux karstiques sur le pourtour méditerranéen se fondent sur la Crise de Salinité messinienne (*Blanc, 2000; Audra et al., 2004; Blavoux et al., 2004; Mocochain et al., 2006*).

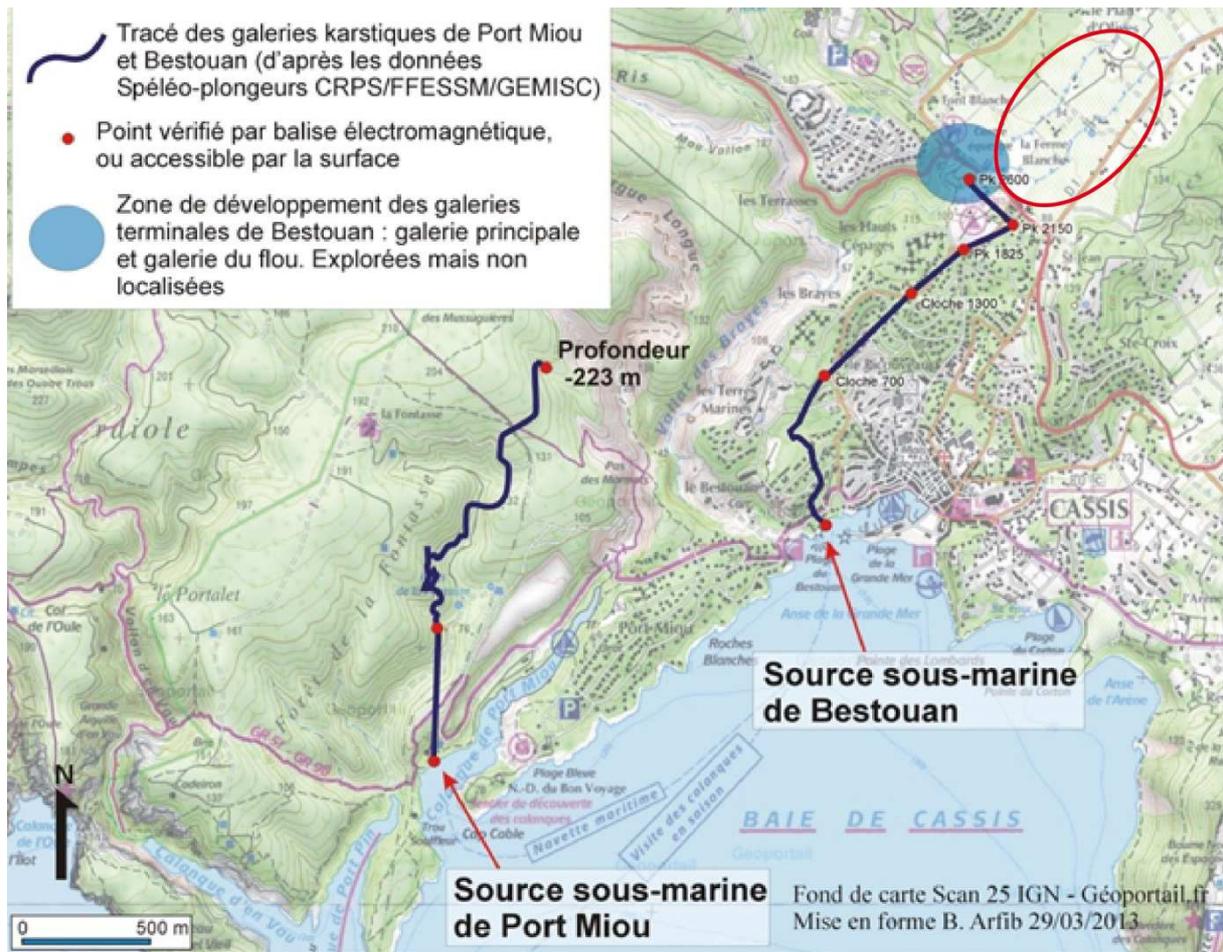
Un état de l'art sur la Crise de Salinité messinienne est présenté par Lofi (2002). L'évènement messinien mis au jour grâce à la découverte de séquences évaporitiques dans le bassin méditerranéen (Ryan et al., 1973), est exceptionnel tant par ses conséquences sur le pourtour méditerranéen que par sa courte durée à l'échelle des temps géologiques (-5,96 Ma à 5,33 Ma, Gautier et al., 1994 ; Krijnsman et al., 1999 ; Roger et al., 2000 ; Rouchy et Caruso, 2006). Il résulte de la fermeture d'origine tectonique de la connexion du bassin méditerranéen avec l'océan Atlantique. En l'absence d'apport maritime, le bilan hydrique déficitaire de la mer méditerranée a conduit à une chute brutale du niveau marin de plus de 1500 m (Suc, 1984). La réouverture de la connexion au niveau du détroit de Gibraltar marque la fin de la crise et la remise en eau brutale de la Méditerranée. À ce jour, une controverse sur le déroulement précis de la crise messinienne demeure (Clauzon et al., 1996 ; Krijnsman et al., 1999).

Les impacts de la Crise de Salinité messinienne sont visibles par plusieurs aspects : les bassins évaporitiques, les « rias pliocènes » et les « canyons messiniens » (exemple du canyon de Cassidaigne, Tassy, 2012). En mer d'épaisses couches évaporitiques vont sédimenter sur les plaines abyssales recouvertes d'une faible tranche d'eau. Et sur terre, afin de retrouver un équilibre avec le niveau de base (niveau marin), les fleuves vont entailler les sédiments créant une érosion intense et mettant en place les réseaux karstiques profonds connus en Provence tels que celui de Port-Miou.

## 2.4. Système karstique de Port-Miou et du Bestouan

Le système karstique de Port-Miou et du Bestouan est connu depuis l'Antiquité et a fait l'objet d'études dès les années 1970 (Potié, 1979). La connaissance du système a été grandement améliorée au travers notamment de trois thèses récentes : Cavalera (2007), Fournillon (2012) et Tassy (2012), qui servent de bibliographie principale à cette présentation.

Port-Miou et Le Bestouan sont des sources karstiques sous-marines débouchant respectivement dans la calanque de Port-Miou et la baie de Cassis (Fig 2.4a). La morphologie des deux conduites karstiques est exceptionnellement bien connue grâce à l'exploration réalisée par des plongeurs spéléologues et à la prise de points de localisation par balises électromagnétiques placées par les plongeurs (Ass CRM, 2013).



*Figure 2.4a* : Localisation et parcours connus des réseaux karstiques de Port-Miou et du Bestouan (d'après *Arfib, 2013*). La plaine de Cassis où se situe le paléo-lac est localisée par un oval rouge.

Ces deux sources ont une morphologie similaire. Les conduits ennoyés subhorizontaux, qui se développent dans le calcaire barrémien, ont une direction NS puis oblique vers N-NE (*Arfib et Douchet, 2011*) :

- 1) Le conduit de Port-Miou, d'un diamètre  $\sim 20$  m, est exploré sur 2 km de long à l'intérieur des terres entre -10 et -40 m NGF, et se termine à  $- 223$  NGF par un conduit oblique orienté SSW-NNE qui est surmonté d'une cloche à l'air libre (dite Cloche des Suisses). La profondeur du conduit rend impossible pour des plongeurs de poursuivre l'exploration du conduit.
- 2) Le conduit du Bestouan se développe sur 3 km, entre -0 et - 30 m sous le niveau de la mer. Vers 2500 m en amont du rivage il se divise en deux conduits. La partie explorable par les plongeurs spéléologues s'arrête à la faille bordant la limite sud du paléo-lac de Cassis (cf. *Partie III*).

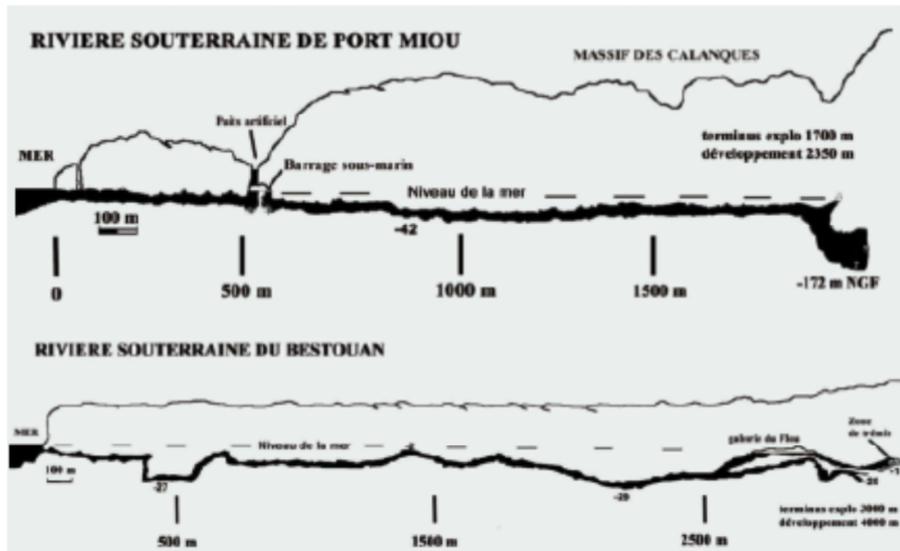
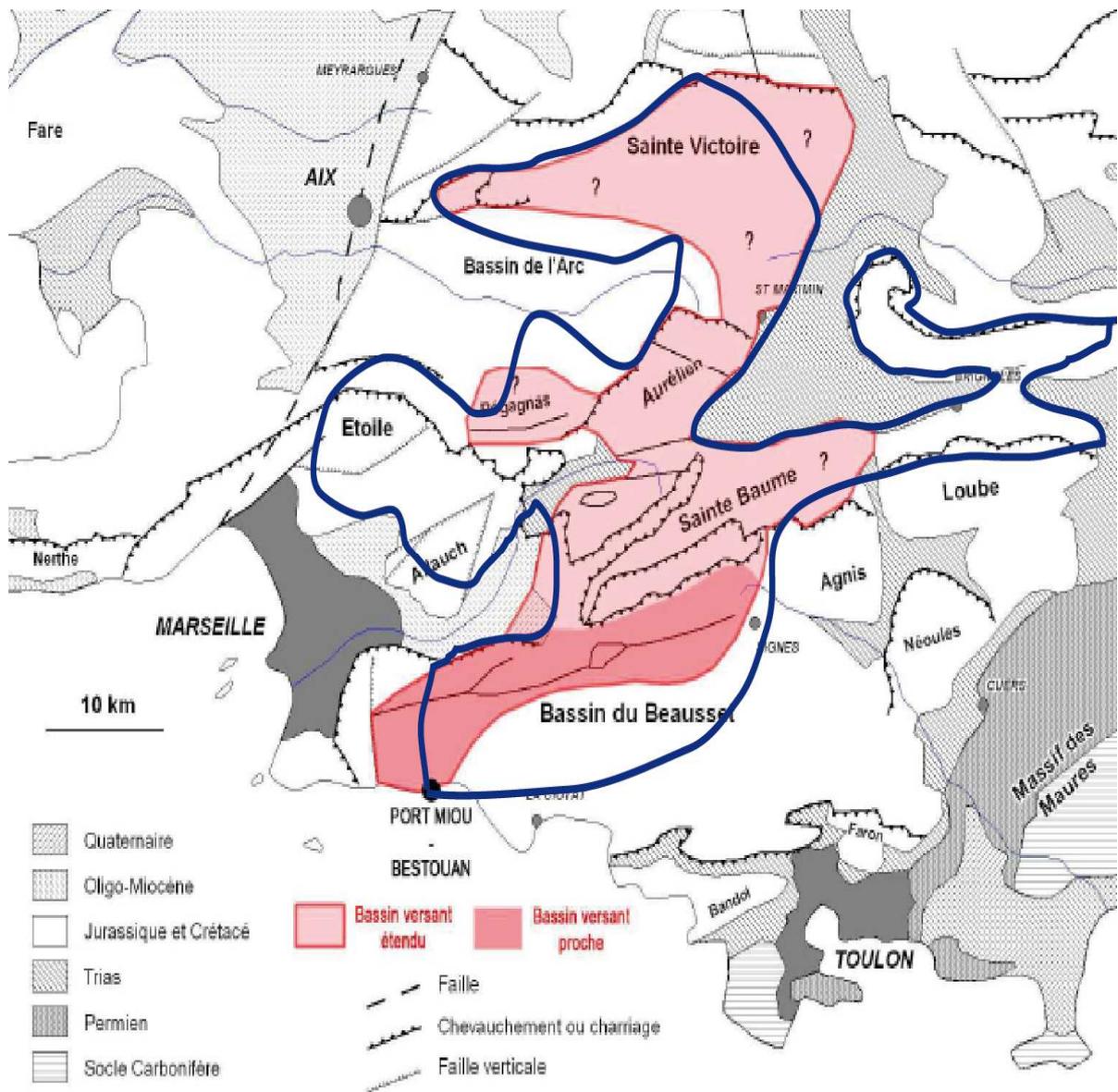


Figure 2.4b : Morphologie des conduits karstiques de Port-Miou et du Bestouan (d'après Cavalera et al., 2010).

L'emprise du bassin versant de l'aquifère Port-Miou/Bestouan est étudiée grâce à des traçages (Arfib et Lamarque, 2011) ou à des estimations de débit (Lismonde et al., 2011) et de bilans hydriques (Blavoux et al., 2004 ; Cavalera, 2007). Un traçage récent a montré qu'une partie au moins de l'eau arrivant à chacune des sources avait une origine commune. De plus, le même traçage a mis en avant une importante vitesse de circulation de l'eau (légèrement inférieure à 2 km/jour) qui indique qu'une partie du transfert de l'eau se fait au travers d'une macro-porosité (Arfib et Lamarque, 2012).

Les limites du bassin versant des sources de Port-Miou et du Bestouan déterminées dans la bibliographie ne sont pas établies avec certitude (Fig 2.4c). Cavalera (2007) délimite un bassin versant probable allant de Cassis   la montagne de la Sainte Victoire. La seconde hypothèse (Blavoux et al., 2004)  tend l'aquifère karstique suivant un axe Est-Ouest, du Massif de l'étoile   Brignoles. Malgré ces incertitudes les études s'accordent sur une extension minimale de 400 km<sup>2</sup>.

Les sources de Port-Miou et du Bestouan sont les plus importantes sources karstiques du littoral provençal en termes de débit mais leur salinité les rend impropres   l'alimentation en eau potable (Cavalera, 2007). Une étude récente (COST-621, 2005) a montré que la source de Port-Miou est caractérisée par une intrusion saline en profondeur. Les intrusions salines marines concernent la majorité des karsts côtiers (~70   80 %).



*Figure 2.4c*: Bassin versant du système Port-Miou/Bestouan (modifié d'après *Cavalera, 2007*). La limite en surimpression bleue correspond à l'aquifère selon les hypothèses de *Blavoux et al. (2004)*.



## Chapitre 3 : État de l'art sur l'occupation humaine du massif des Calanques et ses environs

L'objectif ici n'est pas de dresser un catalogue exhaustif des connaissances archéologiques actuelles mais de tracer les grandes lignes de l'implantation humaine depuis le paléolithique dans le secteur délimité par la Chaîne de l'Etoile au Nord, la Sainte Baume à l'Est, et la mer à l'Ouest et au Sud.

### 3.1. Échelle des temps archéologiques

Les difficultés pour obtenir un consensus sur les limites temporelles des différentes périodes archéologiques rendent nécessaires une brève introduction à l'échelle des temps archéologiques utilisée dans cette partie. L'échelle chronologique utilisée ici (*Fig. 3.1*) est la même que celle utilisée dans la base de données archéologiques PATRIARCHE (SRA PACA) et est issue des chronologies utilisées pour l'Europe occidentale et plus particulièrement pour la France.

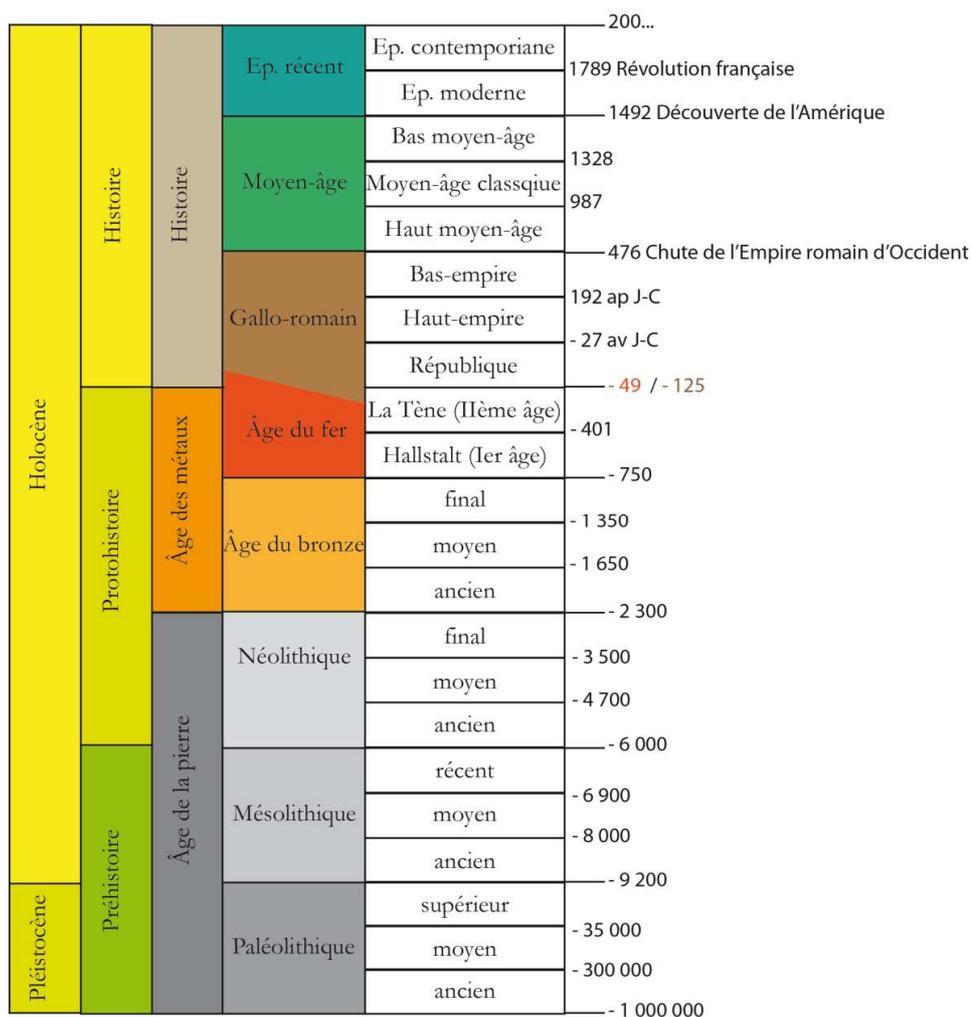


Figure 3.1 : Échelle des temps (géo)archéologiques (ans).

La **Préhistoire** concerne les populations formées de groupes de chasseurs-cueilleurs/pêcheurs dont la subsistance est assurée par la prédation. Dans notre classification elle englobe le paléo- et le mésolithique. Les sociétés du **Paléolithique** ne connaissent ni l'agriculture ni l'élevage. Les outils de cette époque sont majoritairement en pierre taillée mais également en os. Les sociétés du **Mésolithique** ont un mode de subsistance basé sur la chasse et la cueillette comme au Paléolithique avec la mise en place très progressive d'une agriculture sans domestication, et l'émergence des premières nécropoles - pratiques funéraires élaborées.

La **Protohistoire** est caractérisée, selon le consensus actuel, par une structuration croissante de la société en liaison avec une maîtrise progressive de la métallurgie, de l'agriculture et de l'élevage. Cette époque permet d'accommoder dans le temps l'appropriation de l'écriture par les civilisations (ex : les gaulois à l'époque romaine). Selon les sources, la Protohistoire débute dès le Néolithique voire le Mésolithique et s'arrête à l'Antiquité. Le **Néolithique** est marqué par de profondes mutations techniques (outil en pierre, céramiques), économiques et sociales liées à l'adoption d'un modèle de subsistance fondé sur l'agriculture, l'élevage et la sédentarisation. Le Néolithique prend fin avec l'avènement de l'Âge des métaux. L'**âge des métaux** est caractérisé par la découverte et l'utilisation de la métallurgie. Les limites de l'âge du cuivre correspondent environ à celles de l'âge du bronze ancien dans la chronologie présentée figure 3.1.

L'**Histoire** concerne les populations de producteurs ayant adopté l'écriture, et généralement un pouvoir centralisé. Cette période est subdivisée en trois parties et, dans la suite de cet ouvrage, la limite choisie entre l'âge du fer et la période gallo-romaine correspond à la chute de *Massalia* devant les légions romaines de Jules César en 49 av. J.-C.

### 3.2. Occupation humaine du massif des Calanques du Paléolithique au Moyen-âge

La géologie karstique du massif des Calanques a rendu cette région favorable à l'enregistrement de l'occupation humaine. La présence de cavités karstiques (grottes, avens) réparties dans tout le massif est propice à l'implantation de populations humaines dès le Paléolithique. Cependant, les données archéologiques sur le massif des Calanques sont souvent parcellaires. Si les prospections archéologiques effectuées à la fin du 19<sup>ème</sup> siècle et dans le premier tiers du 20<sup>ème</sup> siècle ont donné beaucoup d'informations celles-ci sont souvent invérifiables de nos jours : sites disparus ou mal localisés, datations douteuses. On citera par exemple deux fours à la Pointe Rouge dont la datation varie du Néolithique à la période romaine (*Daumas, 1936a ; Vasseur, 1914*). Cela étant, malgré la faiblesse des données et l'absence d'un cadre chronologique bien établi pour de nombreux sites, les connaissances actuelles tendent à mettre en avant une occupation continue du massif des Calanques depuis le Paléolithique ancien.

### **3.2.1. Du Paléolithique au Néolithique**

L'implantation humaine pour la période du Paléolithique (-1 Ma à -9,2 ka) est peu documentée. Il n'y a qu'une seule occurrence pour le Paléolithique ancien (Bonifay, 1962) dans la région du fait de la rareté de ces sites et de la difficulté à les localiser. Le Paléolithique moyen est souligné par la présence de plusieurs sites majeurs tels que la grotte sous-marine de la Trémie à Cassis ou le site des Peyrards à Marseille (Defleur, 1986). Le Paléolithique supérieur est particulièrement connu en Provence au travers des célèbres peintures pariétales de la Grotte Cosquer à Marseille (1<sup>er</sup> phase d'occupation vers 27 ka BP, 2<sup>ème</sup> phase vers 19 ka BP) (Clottes et Courtin, 1994 ; Collina-Girard, 1995 ; Clottes et al., 2005). On peut noter également les abris de la « Marcouline » à Cassis (Escalon de Fonton, 1969) et du « Puits de Sormiou » dans le massif de Marseilleveyre (Rothé, 2005).

Le Mésolithique (9 200 à 6 000 av. J.-C.) marque l'entrée dans l'histoire postglaciaire de l'occupation des Calanques. Cette période est peu représentée dans le massif des Calanques. Rothé (2005) mentionne un site au nord-est de Marseille, « la Montade », qui a donné son nom aux phases ancienne et moyenne du Mésolithique.

La révolution du Néolithique (6 000 à 2 300 av. J.-C.) est une période cruciale de transition entre un mode de vie chasseur-cueilleur-nomade et un mode de vie sédentaire qui marque l'apparition des communautés agro-pastorales et un essor démographique. De nombreux sites néolithiques sont recensés dans la zone d'étude (Rothé, 2005) tels que les îles de Riou et Maire (Courtin, 1974), l'abri Courtiou dans le massif de Marseilleveyre pour le Néolithique ancien, ou encore les grottes de la Maunine et du Cobra (Dagnas, 1998). Des cavités du Néolithique final utilisées à des fins sépulcrales sont mentionnées, parmi lesquelles la grotte des Escourtines et l'abri de Trois Ponts (Sauzade, 1998). La grotte de Terre Vaine à la Ciotat montre une occupation allant du Néolithique final à l'Âge du bronze (Charles, 1952).

### **3.2.2. Âge du bronze et Âge du fer**

L'Âge du bronze (2 300 à 750 av. J.-C.) est faiblement représenté dans le massif des Calanques et uniquement dans des contextes sépulcraux. Le début de l'Âge du bronze voit l'arrivée de petits groupes qui s'intègrent aux populations indigènes, ainsi qu'une importante innovation dans la production métallurgique (Vital, 1999). Les grottes fermées sont fréquemment utilisées comme grenier, ou pour le stockage de l'eau du fait de la rareté des sources. Pour cette période deux sites sont remarquables : la grotte de la Terre vaine à la Ciotat (Blanc, 1953a ; Courtin, 1974) et l'Abri d'Ellianac à Cassis au pied de la corniche du Cap Canaille (Blanc, 1953b). Au Bronze moyen, les influences italiennes sur les céramiques et les décors s'accroissent (Camps, 1989). L'essor des échanges est visible dans le nombre important d'armes, d'outils ou de parures

sophistiquées qui sont importés d'Europe centrale et de Suisse. On observe en outre un abandon généralisé de la taille des silex (Rothé, 2005). L'aven de la Rouvière à Roquefort-la-Bédoule est un exemple de site du Bronze moyen (Audibert, 1957 et 1958) ainsi que la calanque du Vieux Port qui montre des signes de fréquentation humaine telle que la consommation d'huitres. D'un point de vue climatique la fin du Bronze ancien et le Bronze moyen sont des périodes de forte instabilité avec une reconquête de la forêt au détriment de l'occupation humaine. Le Bronze final est marqué par l'abaissement des nappes phréatiques et l'assèchement des sols qui facilitent la mise en culture des terres. L'amélioration climatique du Bronze final explique, en partie du moins, la multiplication des sites pour cette période. Le Bronze final confirme la forte influence des civilisations italiques sur les populations provençales et marque la réoccupation des *oppida* (sites perchés de grandes superficies). Le développement des sites perchés marque clairement un abandon des abris et des grottes au bénéfice des sites en plein air.

Les débuts de l'Âge du fer (750 à 49 av. J.-C.) sont caractérisés par un habitat peu structuré, ouvert et construit sur les pentes. Une séparation nette semble exister avant et après la fondation de l'*emporion Massalia* (Marseille, ~600 av. J.-C.) concernant les influences étrusques sur les céramiques locales (Bats, 1998 et 2003) et l'habitat. Le seul site connu pour avoir livré un mobilier strictement provençal est antérieur à la fondation de la cité phocéenne. L'évolution de l'architecture (constructions de fortifications) marque une transformation des modes de vie. Les plans des sites montrent un souci d'urbanisme qui se traduit par des îlots d'habitations séparés par des rues perpendiculaires pour faciliter le transit. Cette modification démontre une profonde mutation des sociétés qui deviennent pleinement sédentaires (Py, 1993). Bien que plusieurs sites soient connus dès le 6<sup>ème</sup> siècle av. J.-C. dans le massif de Marseilleveyre qui est particulièrement riche (Bouffier et al., 2007), les connaissances actuelles indiquent que la rationalisation de l'habitat et de l'utilisation des terres dans la région du massif des Calanques et de l'Est de Marseille en général a été plus tardive que dans la région située à l'Ouest de Marseille (Étang de Berre). Les écrits antiques témoignent de conflits entre Massaliotes et indigènes au I<sup>er</sup> Âge du fer (750 à 401 av. J.-C.). Durant cette période de nombreuses oppida sont établies tel que la Baume Noire à Cassis (Martin, 1996). Au début du II<sup>ème</sup> Âge du fer (401 à 49 av. J.-C.), contrairement au reste de la Gaule, la Provence connaît un climat « politique » assez stable. Dans le massif des Calanques deux sites majeurs sont connus pour le I<sup>er</sup> Âge du fer : l'Oppidum de Charlemagne et la grotte de la Marcouline (Martin, 1996). Si l'habitat ne disparaît pas à cette période, l'occupation de l'espace se fait plus discrète et une emprise de plus en plus importante des massaliotes sur les terres agricoles semble ressortir des données archéologiques actuelles (extension de la *chôra* massaliète). La transition entre le 3<sup>ème</sup> et le 2<sup>ème</sup> siècle av. J.-C. est caractérisée par d'importantes

destructions sur les *oppida* provençales. Cependant les données archéologiques actuelles ne permettent pas de déterminer de façon certaine l'origine de ces destructions : le passage des troupes carthagoises d'Hannibal vers 217 av. J.-C. ou les conflits entre massaliotes et indigènes ? A la suite de ces destructions, le développement des habitats est rapide et vaste, et *Massalia* se trouve ceinturée par une série d'habitats fortifiés. La fin du II<sup>ème</sup> Âge du fer est marquée par deux évènements majeurs vers 125 av. J.-C. (intervention romaine en Gaule répondant à l'appel de *Massalia*, attaquée par les Arvernes et les Allobroges) et en 49 av. J.-C. (chute de *Massalia*) qui témoignent d'importantes tensions et qui marquent la fin de la vie communautaire gauloise dans la région. La romanisation des paysages à partir de la fin du 1<sup>er</sup> siècle av. J.-C. entraîne une dispersion de l'habitat et une intensification de la mise en valeur des terres arables (*Trement, 1994*).

### **3.2.3. De la Période gallo-romaine au Moyen-âge**

Depuis l'intégration de la colonie phocéenne à la région provençale, la stabilité de la région et son occupation sont fortement influencées par le rayonnement de *Massalia*. L'entrée dans la période romaine (49 av. J.-C.), marque une grande perte d'influence de *Massalia* sur la région alentour du fait de la confiscation d'une grande partie de son territoire et de l'émergence d'autres colonies telles que Fréjus et Arles. De nombreux sites de sépultures gallo-romaines ont été recensés, disséminés dans le massif des Calanques (ex : Cap Croisette, *Daumas, 1936b* ; Carpiagne, Castelviel, *Saurel, 1857, Benoit, 1936*), et dans les calanques situées le long du littoral (calanques de Sormiou et de Morgiou, *Bouchinot, 1907*). L'importance de *Massalia* et sa région va fluctuer selon les crises politiques et économiques. Si les périodes hellénistiques et mérovingiennes sont riches et florissantes, les périodes romaines (affaiblissement de *Massalia* par le pouvoir romain) et carolingiennes (état délétère du commerce méditerranéen) semblent correspondre à un affaiblissement relatif de la région (*Rothé, 2007*). Le début du Moyen-âge est une période charnière et peu documentée de transition entre le pouvoir impérial romain et l'établissement des rois francs en Provence au 6<sup>ème</sup> siècle. Lors de la conquête de la Provence par les Ostrogoths, Marseille et ses alentours jouaient un rôle prépondérant dans le monde comme en témoigne la mainmise rapide et le contrôle exercé par le pouvoir royal mérovingien. Cela s'explique probablement par le rôle de liaison que jouait la région entre le monde méditerranéen et la Gaule du Nord. Après la chute de l'empire romain le système économique méditerranéen se délite progressivement, subissant une baisse d'influence des ports le long des côtes du Languedoc, de l'Espagne et de l'Italie (*Bakirtzis, 2003*). Cependant la région de Marseille semble restée très vive jusque dans les années 700.

### 3.3. Un regard sur Cassis

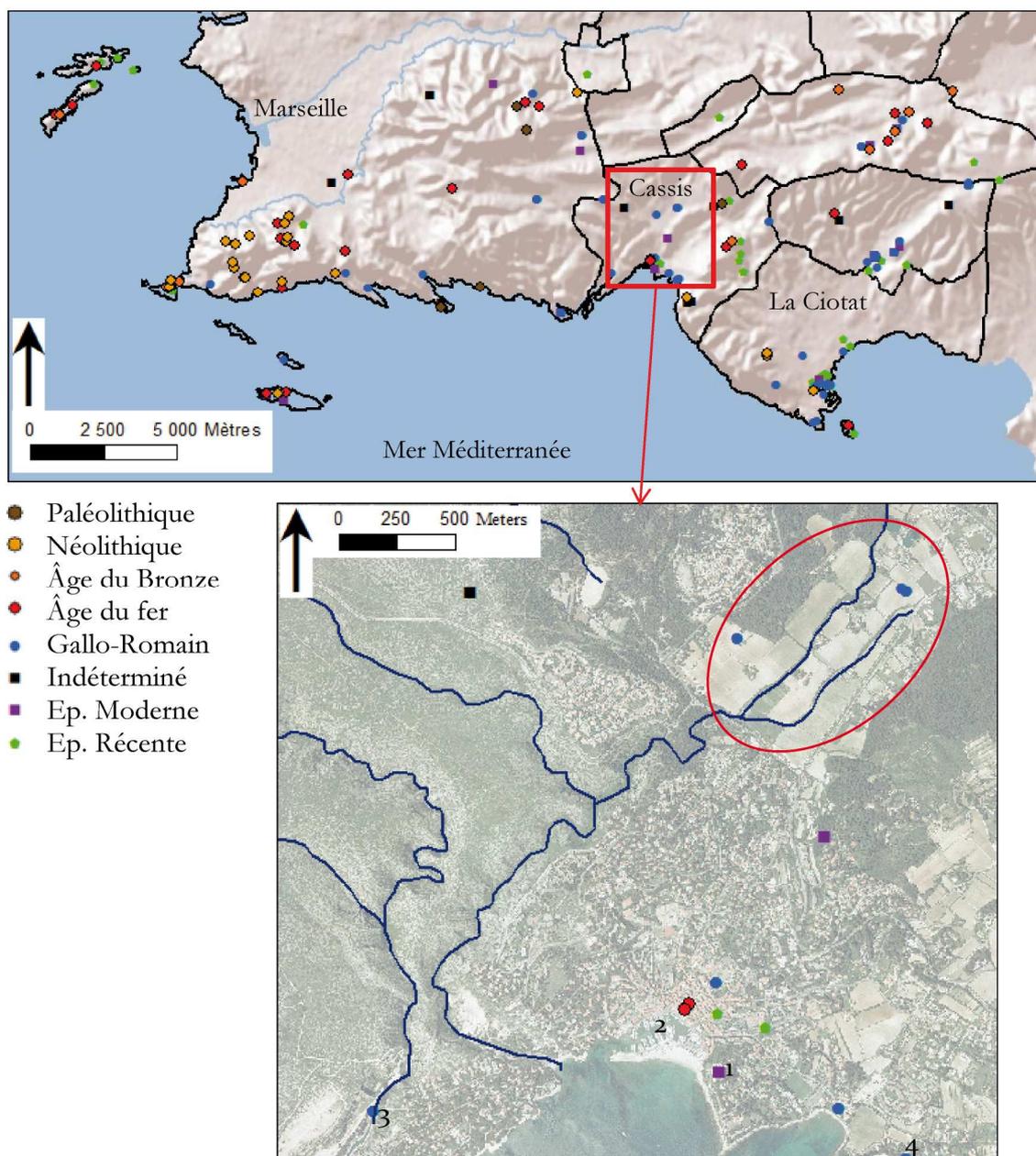
Suite à la défaite de *Massalia* en 49 av. J.-C., le territoire de Cassis passe sous l'administration de l'agglomération d'Arles. Les vestiges archéologiques présumés antiques indiqueraient la présence d'un parcellaire, de voies de circulation et d'aqueducs acheminant l'eau jusqu'aux édifices majeurs. Des fouilles récentes ont montré que l'occupation du site est continue depuis le 1<sup>er</sup> siècle av. J.-C. (*Bérato, 2001*).

La carte archéologique générale (*Rothé, 2007*) cite 18 vestiges localisés sur le territoire actuel de la commune de Cassis (*Fig. 3.3*). Parmi ces sites mentionnons :

- Les deux sites les plus anciens connus sur l'aire de Cassis qui sont la Grotte Cosquer, située à quelques kilomètres de Cassis (datée de 27 000 ans av. J.-C.), et l'abri sous roche d'*Ellianac* [1] qui montre des traces d'occupation discontinue du Néolithique à l'époque mérovingienne (*Martin, 1996*).
- Les hauteurs du Baou Redon qui habitent un habitat fortifié édifié par les celto-ligures vers 500 ans av. J.-C.
- L'existence d'une agglomération « *Carsicis Portus* » [2] attestée dans l'Antiquité par l'itinéraire maritime d'Antonin. Bien que sa localisation ait été controversée, le consensus actuel semble indiquer le port actuel de Cassis (*Bérato, 2001*).
- La calanque de Port-Miou [3] qui aurait été identifiée comme un antique site de mouillage, l'*Aemines Portus* (non confirmé).
- La *Villa* de l'Anse de l'Arène [4], le site le plus remarquable de Cassis, dont la première mention est faite en 1782. Elle est aujourd'hui interprétée comme une riche villa maritime ou une extension de l'agglomération portuaire.
- Des sépultures mises au jour en différents endroits de Cassis : rue Agostini et à la Villa de l'Arène qui semblent marquer la limite nord-est de Cassis antique.

À l'époque romaine, « *Carsicis Portus* » est une petite agglomération organisée autour de son port qui vit de la pêche et du commerce maritime méditerranéen avec notamment l'Afrique du Nord. La « pierre de Cassis » est déjà exploitée comme en attestent les pavés de la voie d'entrée romaine à *Massalia* (visible aujourd'hui au niveau du Jardin des Vestiges de Marseille).

Les troubles de l'Antiquité tardive puis les invasions barbares du 5<sup>ème</sup> au 10<sup>ème</sup> siècle, et le déclin démographique entraînent l'abandon des habitations du port et un repli de la population sur les hauteurs à l'intérieur du *castrum* au haut Moyen-âge. De cette période est conservée l'enceinte fortifiée de Cassis. L'expansion démographique ne va s'opérer que tardivement et c'est seulement vers le 18<sup>ème</sup> siècle que Cassis s'étend au-delà de ses remparts.



*Figure 3.3* : Localisation des vestiges archéologiques connus sur le massif des Calanques (en haut), avec un zoom sur la zone de Cassis (en bas), d'après la base de données *PATRIARCHE*. La plaine de Cassis où se concentrent les prospections présentées Parties III, IV et V est indiquée par un oval rouge.

L'occupation précoce du territoire proche de Cassis, et notamment la forte densité de sites néolithiques à proximité, a certainement eu des conséquences sur la sédimentation dans les bassins versants de Cassis. A l'Antiquité les grands replats de la plaine de Cassis ont très probablement fait l'objet d'une occupation - voire même d'une mise en culture comme l'atteste la présence de sites gallo-romains proches - dont nous discuterons dans la partie V.



**Partie II :**

***Méthodologie***

La partie II présente les principales méthodes utilisées au cours de la thèse ainsi que les éléments de théorie à la base de ces méthodes. Les méthodes mises en œuvre par un laboratoire d'analyse externe seront succinctement présentées (datation...).

*Chapitre 4 : Principes et méthodes géophysiques..... 61*

4.1. Tomographie de résistivité électrique.....	61
4.1.1. Principe .....	61
4.1.2. Acquisition et traitement des données .....	63
4.2. Méthode H/V .....	65
4.2.1. Propriétés des ondes sismiques .....	65
4.2.2. Principe de la méthode H/V .....	66
4.2.3. Acquisition et traitement des données .....	67
4.3. Gravimétrie.....	69
4.3.1. Principe de la gravimétrie.....	69
4.3.2. Acquisition et traitement des données .....	70
4.4. Magnétisme des roches.....	71
4.4.1. Propriétés magnétiques de la matière.....	72
4.4.2. Comportements magnétiques et minéraux.....	72
4.4.3. Méthodes d'analyses magnétiques des sédiments.....	75
4.4.4. Échantillonnage et mesures .....	78

*Chapitre 5 : Méthodes chimiques, sédimentaires et proxies environnementaux..... 81*

5.1. Composition en éléments majeurs et mineurs du sédiment : analyse XRF .....	81
5.1.1. Principe de la fluorescence X .....	81
5.1.2. Acquisition et traitement des données .....	81
5.2. Proxies environnementaux et indicateurs de la présence humaine .....	84
5.2.1. Enregistrement pollinique.....	84
5.2.2. Malacofaune .....	85
5.2.3. Nanofossiles calcaires .....	85
5.2.4. Isotopes du plomb et concentration en plomb.....	85
5.3. Études sédimentaires.....	87

5.3.1. Diffraction des rayons X.....	87
5.3.2. Tamisage humide.....	88
5.3.3. Granulométrie laser.....	89
5.3.4. Teneur en matière organique et carbonate .....	89
<i>Chapitre 6 : Méthodes de datations absolues et relatives.....</i>	<i>91</i>
6.1. Datation <sup>14</sup> C.....	91
6.2. Datation OSL.....	92
6.2.1. Principe de la datation par OSL.....	92
6.2.2. Caractéristiques propres aux échantillons de Cassis.....	92
6.3. Datation par cosmonucléides.....	93
6.3.1. Principe de la datation par isotopes cosmonucléides.....	93
6.3.2. Préparation et mesure des échantillons.....	93
6.4. Magnétostratigraphie.....	94
6.4.1. Généralité sur le champ magnétique terrestre.....	94
6.4.2. Datation magnétostratigraphique.....	95



## Chapitre 4 : Principes et méthodes géophysiques

Les techniques de prospections géophysiques sont non destructives et permettent d'imager le sous-sol à différentes profondeurs et résolutions. Les différentes méthodes existantes sont basées sur la détection puis l'interprétation de contrastes des propriétés physiques du sol. La majorité des techniques développées permettent de détecter les cavités remplies d'air, d'eau ou de sédiments, dont les propriétés physiques sont significativement différentes de celles de la roche encaissante. Les méthodes les plus connues se basent sur des contrastes de densité, de résistivité électrique, de susceptibilité magnétique, de teneur en eau ou encore de vitesse de propagation des ondes sismiques (ex : *Pueyo-Anchuela et al., 2011*).

La caractérisation de la géomorphologie du poljé de Cassis est basée sur le couplage de différentes méthodes de prospection géophysique : la tomographie de la résistivité électrique, la micro-gravimétrie (densité) et la méthode H/V (ondes sismiques).

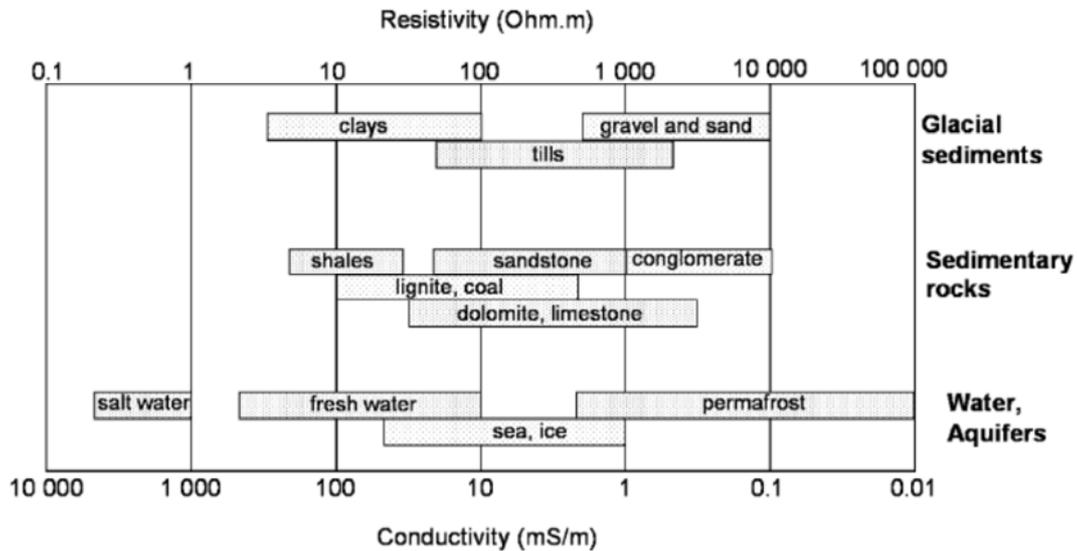
### 4.1. Tomographie de résistivité électrique

La section 4.1 traite des notions générales sur la tomographie de résistivité électrique en se basant principalement sur l'ouvrage de Telford *et al.* (1990).

#### 4.1.1. Principe

La tomographie de la résistivité électrique (ERT en anglais) est un sondage du sous-sol basé sur la détermination de la résistivité des matériaux  $\rho$  ( $\Omega.m$ ). Cette méthode est largement connue et utilisée dans le monde scientifique. Meyer de Stadelhofen (1997) attribue l'idée d'utiliser la mesure de la résistivité d'un corps pour l'étude des roches à Schlumberger au début du 20<sup>ème</sup> siècle. Cette méthode utilisée d'abord par les compagnies pétrolières s'est progressivement répandue dans l'ensemble des domaines scientifiques liés à la prospection du sol. Précisons que l'ERT permet d'imager des structures en 2D et 3D.

L'ERT s'appuie sur la mesure de la résistivité des matériaux  $\rho$  ( $\Omega.m$ ), c'est-à-dire la capacité d'un matériau à s'opposer au passage du courant électrique. La résistivité électrique d'un sol ou d'un matériau est dépendante d'un grand nombre de paramètres physiques et chimiques tels que la teneur en eau, la minéralisation de l'eau, la texture, la température, la teneur en argiles et la porosité. Les roches ont donc de larges gammes de résistivité (*Fig. 4.1.1a*). Cette méthode permet d'identifier les zones qui ont des propriétés électriques différentes, qui peuvent être mises en relation avec des caractéristiques géologiques telles que la nature de la roche ou le degré d'altération.



*Figure 4.1.1a* : Gamme de résistivité électrique caractéristique de certaines roches terrestres (d'après *Samouëlian et al., 2005*).

La méthode de tomographie de la résistivité électrique consiste à envoyer un courant continu ou alternatif très faible ( $I$ ) dans le sol entre deux électrodes plantées dans le sol (dipôle d'injection), et à mesurer la différence de potentiel ( $U$ ) entre deux autres électrodes (dipôle de mesure). La résistivité du sous-sol est directement liée à la résistance électrique via un paramètre géométrique  $K$ , :  $\rho = K * \frac{U}{I}$  (eq. 4.1.1a).

Dans la pratique, un profil ERT est acquis en utilisant un set de 64 électrodes d'acier plantées linéairement dans le sol avec un espacement régulier. L'espacement des électrodes conditionne la profondeur d'investigation et la résolution des données acquises. La profondeur de pénétration est environ égale à 8 fois l'espacement des électrodes. Cependant, plus la profondeur de pénétration est importante moins les couches de surface sont clairement imagées. Le choix de l'espacement des électrodes dépend donc d'un compromis entre la profondeur et la résolution d'une part, et l'objectif visé d'autre part. Il existe différents protocoles d'acquisition selon la profondeur d'investigation souhaitée et les objectifs à atteindre. Ils diffèrent entre eux par la disposition du dipôle d'injection (AB) et du dipôle de mesure de la différence de potentiel (MN) (*Fig. 4.1.1b*). Chaque configuration présente des avantages et des inconvénients qui doivent être pris en considération avant de réaliser toute acquisition.

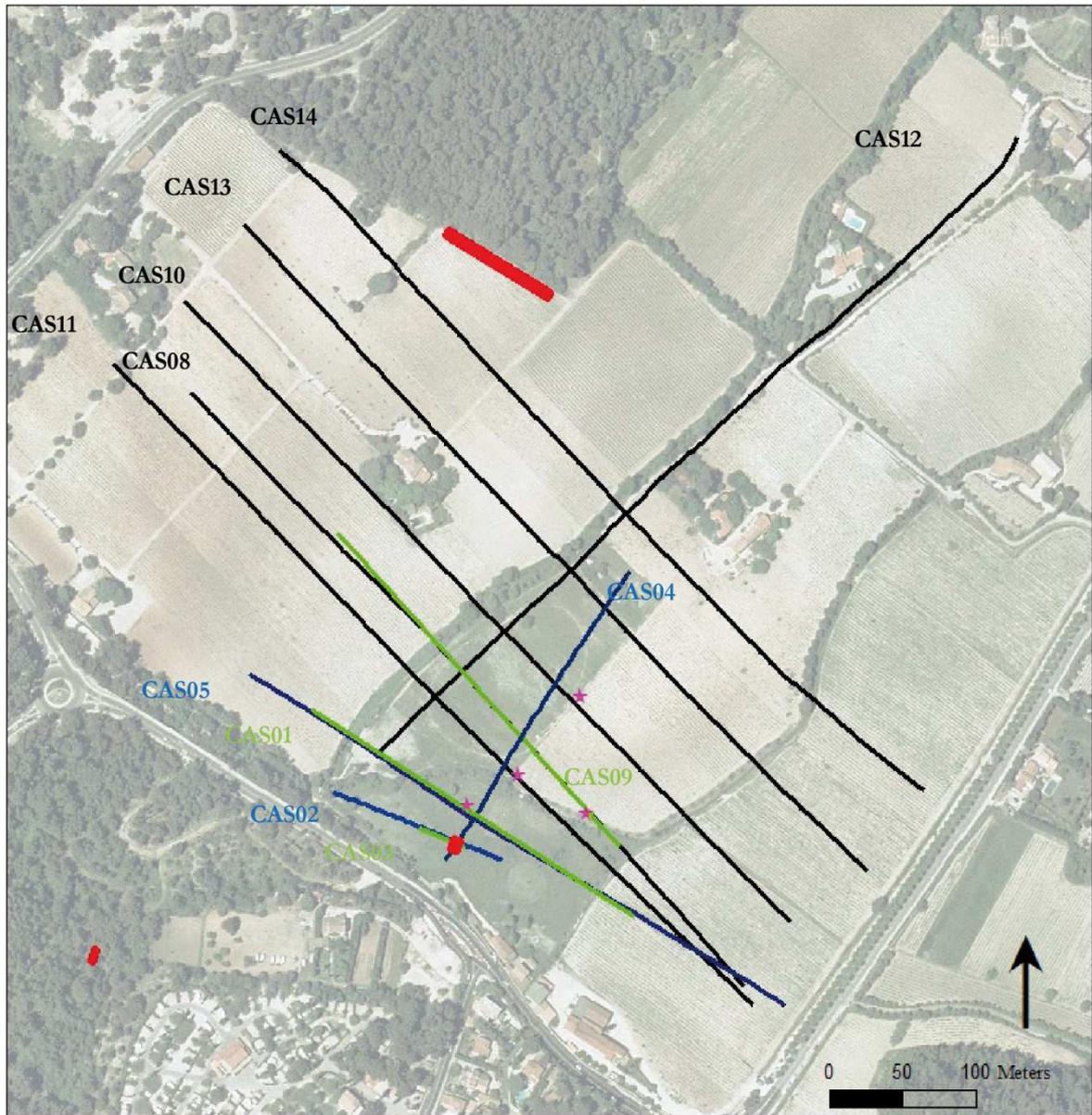
	Electrodes array	K
Wenner	A $\xleftrightarrow{a}$ M $\xleftrightarrow{a}$ N $\xleftrightarrow{a}$ B	$2\pi a$
Wenner-Schlumberger	A $\xleftrightarrow{na}$ M $\xleftrightarrow{a}$ N $\xleftrightarrow{na}$ B	$\pi n(n+1)a$
Dipole-Dipole	A $\xleftrightarrow{a}$ B $\xleftrightarrow{na}$ M $\xleftrightarrow{a}$ N	$\pi n(n+1)(n+2)a$
Pole-Pole	B $\xleftrightarrow{x}$ A $\xleftrightarrow{a}$ M $\xleftrightarrow{x}$ N	$2\pi a$
Pole-Dipole <i>Forward</i>	A $\xleftrightarrow{na}$ M $\xleftrightarrow{a}$ N	$2\pi n(n+1)a$
<i>Reversed</i>	M $\xleftrightarrow{na}$ N $\xleftrightarrow{a}$ A	

Figure 4.1.1b : Exemple de configuration 2D (d'après Samouëlian et al., 2005).

Une fois les données acquises, une modélisation par inversion permet d'obtenir une pseudo-section de la distribution des résistivités apparentes en chaque point de mesure. La pseudo-section obtenue est une représentation en coupe verticale (2D) des variations de résistivité des couches géologiques traversées (Edward, 1977). L'analyse permet d'identifier et de localiser les zones ayant des contrastes de résistivité. Cependant, l'interprétation des profils d'ERT est soumise à plusieurs principes et approximations, ce qui implique que l'interprétation des profils ERT n'est jamais unique (ex : Olayinka et Yaramanci, 2000). Ainsi il n'est pas toujours possible d'imager une couche ayant une résistivité de valeur intermédiaire par rapport aux résistivités des couches qui l'encadrent. En outre, sur le terrain, la présence de conducteurs métalliques près de la surface du sol (conduites enterrées, réseaux électriques, grillages ancrés au sol...) peut dégrader la qualité des mesures.

#### 4.1.2. Acquisition et traitement des données

Les données ont été acquises avec un ABEM Lund Imaging System, en utilisant une configuration de Wenner-Schlumberger inverse et un set de 64 électrodes d'acier plantées linéairement dans le sol. Les distances entre les électrodes ont varié selon le but recherché pour les différents profils (Fig. 4.1.2). Les profils (CAS 8, 10, 12, 13, 14) réalisés afin d'imager l'interface profonde sédiments lacustres/substratum avaient un espacement d'électrode de 9 ou 10 m, c'est-à-dire une longueur de profil de 567 et 630 m. Cet espacement d'électrode était un bon compromis entre la profondeur que nous voulions investiguer et l'espace disponible sur le terrain pour tendre les câbles. Pour les profils (CAS 1, 2, 3, 4, 9) servant à imager les structures anthropiques de surface et la limite sédiment holocène/remplissage lacustre, les espacements choisis étaient de 0.5, 1 et 2 m.



*Figure 4.1.2* : Localisation des profils ERT réalisés dans la plaine de Cassis. En bleu et vert sont représentés les profils ayant un espacement d'électrodes faible ou moyen (0.5, 1, 2 ou 5 m) et en noir les profils ayant un espacement d'électrodes important (9 ou 10 m). Les différents sondages sont localisés : forages (étoile mauve) et tranchées (rectangle rouge).

La première étape dans l'interprétation des données est de dresser une pseudo-section qui représente les valeurs de résistivité apparente calculées à partir de la différence de potentiel mesurée aux bornes de deux électrodes de mesure. Ensuite, l'inversion des données est réalisée à l'aide du logiciel RES2DINV (*Loke et Barker, 1996*), suivant un processus itératif qui tente de minimiser l'écart entre la pseudo-section mesurée et une pseudo-section recalculée à partir d'un modèle de résistivité électrique. Les itérations sont arrêtées lorsque la différence entre les données mesurées et calculées passe sous un seuil acceptable ( $MSE < 5\%$ ) indiquant que les mesures ne

sont pas perturbées et que le modèle de résistivité est plausible. L'inversion est contrainte à l'aide de plusieurs paramètres liés au logiciel RES2DINV (Rucker, 2011). En outre, pour que la modélisation 2D soit plus réaliste, la topographie a été insérée dans le programme. Pour cela, un relevé GPS a préalablement été réalisé sur le terrain le long des profils ERT.

## 4.2. Méthode H/V

La section 4.2 aborde des notions générales sur la méthode H/V et l'acquisition des données au cours de cette étude, en se basant principalement sur le rapport SESAME « Site effects assessment using ambient excitations » (2004) et sur les thèses Bonnefoy-Claudet (2004) et Guyonnet-Benaize (2011).

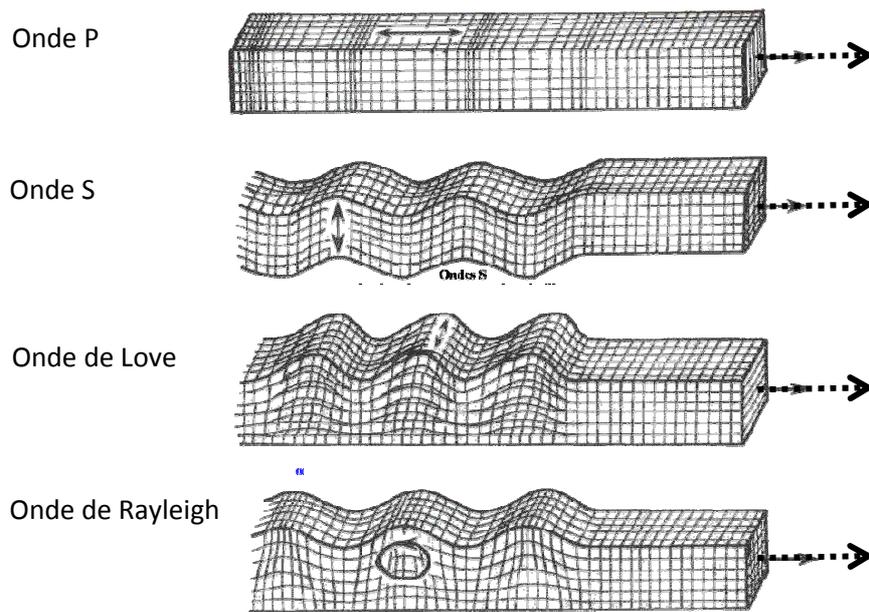
### 4.2.1. Propriétés des ondes sismiques

Les ondes sismiques sont des ondes élastiques qui modifient temporairement le milieu qu'elles traversent en se propageant dans toutes les directions. Les ondes sismiques sont classées en deux catégories : les ondes de volume qui traversent la Terre et les ondes de surface qui se propagent à sa surface. Leur vitesse de propagation et leur amplitude dépendent des structures géologiques qu'elles traversent. L'amplitude des ondes sismiques est la hauteur maximale de la crête d'une onde observée sur un hodochrone. Les ondes de surface sont moins rapides que les ondes de volume mais leur amplitude est généralement plus forte.

Les ondes de volume (Fig. 4.2.1) se propagent à l'intérieur d'un volume et sont de deux types : les ondes primaires ou ondes de compression ou ondes longitudinales dites ondes P, et les ondes secondaires ou ondes de cisaillement ou ondes transversales dites ondes S.

1° Les ondes P sont les plus rapides et donc les premières enregistrées sur les sismogrammes. La propagation des ondes P dans le sol entraîne un déplacement du sol caractérisé par une succession de dilatations/compressions, dont la direction est parallèle à la direction de propagation de l'onde.

2° La propagation des ondes S provoque un mouvement du sol perpendiculairement à la direction de propagation de l'onde. Les ondes S ne se propagent pas dans les milieux liquides, elles sont en particulier arrêtées par le noyau externe de la Terre. Dans un corps anisotrope (avec un plan d'anisotropie horizontal), l'onde S se partage en deux ondes ayant des vitesses différentes : l'onde  $S_H$ , polarisée horizontalement, et l'onde  $S_V$ , polarisée verticalement.



*Figure 4.2.1* : Effet de la propagation des ondes sismiques dans le sol. La direction de l'onde est indiquée par des flèches pointillées noires et la direction du déplacement des particules par des flèches pleines.

Les ondes de surface se propagent le long d'une interface et sont divisées entre deux classes : l'onde de Love et l'onde de Rayleigh.

1° L'onde de Love se propage uniquement dans les solides non homogènes. Son déplacement est comparable à celui des ondes S, sans mouvement vertical. L'onde de Love est générée par les interférences constructives entre les ondes  $P_H$  et  $S_H$ .

2° L'onde de Rayleigh a un déplacement elliptique. Elle est générée par les interférences constructives entre ondes  $P_V$  et  $S_V$ .

#### **4.2.2. Principe de la méthode H/V**

La méthode H/V consiste à mesurer le bruit de fond sismique en un point donné puis à calculer le rapport entre le mouvement horizontal (noté H) et le mouvement vertical (noté V). Le ratio H/V obtenu peut engendrer un (voire plusieurs) pic à une fréquence particulière qui, généralement, correspond à la fréquence fondamentale du site au niveau du point de mesure (notée  $f_0$ ).

Cette méthode a vu le jour au Japon (*Nogoshi et Igarashi, 1971*), où elle est longtemps restée confinée, avant de se développer grâce à Nakamura (*1989*). Malgré une utilisation accrue de la méthode H/V depuis les années 2000, cette technique est restée empirique jusqu'à la mise en place du programme de recherche européen SESAME (*2004*). Le programme SESAME est à

l'origine de la mise en place de protocoles d'acquisition et de traitement des données rigoureux permettant une homogénéisation des interprétations et la caractérisation de la fréquence fondamentale  $f_0$ . Cependant, cette méthode ne permet pas de déterminer l'amplitude de l'effet de site (*Bonnefoy-Claudet, 2004 ; Haghshenas et al., 2008*). D'autre part, il est important de distinguer les bruits de fond naturels (basses fréquences) des bruits de fond anthropiques (hautes fréquences) dont la limite de séparation communément admise se situe vers 1 Hz (*Bonnefoy-Claudet, 2004*), et de contrôler l'influence du moment de la journée où a lieu l'acquisition des résultats. De récentes études montrent une grande variabilité de la réponse H/V selon le jour ou la nuit qui pourrait s'expliquer par une moindre « pollution » du bruit sismique par les activités anthropiques la nuit (ex : *Hollender et al., 2009 ; Cara et al., 2010*).

En outre, malgré les travaux réalisés par le programme SESAME, l'origine du pic H/V n'est, à ce jour, pas encore clairement connue. Trois hypothèses seraient susceptibles d'apporter des éclaircissements :

- 1) La première hypothèse est basée sur une caractéristique de l'onde de surface de Rayleigh. Lorsqu'on s'approche de la fréquence de résonance du site, le sens de rotation particulière elliptique de l'onde de Rayleigh s'inverse, ce qui entraîne une chute de la composante verticale.
- 2) La deuxième hypothèse est basée sur les ondes de surface de Love qui, dans certaines conditions, ont une l'amplitude spectrale relativement plus élevée sur la composante horizontale que sur la composante verticale.
- 3) La troisième hypothèse s'appuie sur les ondes de volume S, dont la composante horizontale augmente à l'approche de la fréquence de résonance du site.

En considérant un milieu composé par une couche sédimentaire plane d'épaisseur  $h$  et ayant une vitesse de propagation des ondes S  $V_s$ , surmontant une couche plus rigide, la fréquence fondamentale  $f_0$  du site s'obtient suivant la formule suivante :  $f_0 = \frac{V_s}{4 \cdot h}$  (eq 4.2.2).

La genèse du pic H/V semble être expliquée par une combinaison des trois processus cités ci-dessus (*Bonnefoy-Claudet, 2004*). Leur importance relative dans la formation du pic dépend de la géologie propre à chaque site (contraste d'impédance entre sédiment et substratum), et de la source du bruit sismique (distance et profondeur).

### ***4.2.3. Acquisition et traitement des données***

#### **Acquisition des données**

38 points de mesure ont été acquis sur le site de la Ferme Blanche avec un GSR 24-bit Digitiser connecté à un sismomètre LE-3D/5s, avec une fréquence de 100 Hz et en utilisant des

évènements de 1h. L'enregistrement du bruit sismique a été réalisé de jour durant au moins 20 min pour 36 points et de nuit pendant 7 heures pour deux points.

L'enregistrement des deux points de nuit répondait à plusieurs objectifs. D'une part, le point S5N, localisé à proximité d'une route passante, a été acquis de nuit afin de minimiser les perturbations liées au trafic routier. D'autre part, le point de nuit S4N est localisé au même endroit que le point de jour S4P2, à savoir au niveau du forage. Ce point de mesure avait pour but de déterminer si l'enregistrement du bruit sismique était comparable de jour et de nuit ou bien s'il y avait une pollution importante par les activités anthropiques.

### Traitement des données

Une fois les données acquises, elles sont traitées avec le logiciel GEOPSY (<http://www.geopsy.org>). L'enregistrement est découpé en fenêtres de 60 s, sur lesquelles le spectre de Fourier est calculé et lissé en utilisant la méthode Konno et Ohmachi (1998). Pour chaque point le ratio H/V est calculé sur toutes les fenêtres sélectionnées puis moyenné. La courbe H/V moyennée ainsi obtenue est ensuite interprétée suivant les critères de « clarté » mis en place par le programme SESAME. Cependant nous avons dû assouplir ces critères extrêmement rigoureux. Selon le programme SESAME, une courbe H/V est validée lorsqu'elle remplit cumulativement les trois critères suivants :

- que  $f_0$  soit supérieur à la longueur de la fenêtre de calcul ( $l_w$ ),
- que le nombre de fenêtres sélectionnées ( $n_w$ ) soit supérieur à 200,
- que la « déviation standard »  $\sigma_a$  de l'amplitude du pic ( $A_{H/V}$ ) soit inférieure à 2, sous certaines conditions,

Une fois la courbe validée, le pic doit à son tour remplir au moins 5 des 6 critères de clarté énoncés ci-dessous afin d'être considéré exploitable :

- que l'amplitude du pic à la fréquence  $f_0$  ( $A_0$ ) soit supérieure à 2,
- que la standard déviation de  $f_0$  soit inférieure à une valeur seuil ( $0.05f_0$ , avec  $f_0 > 2$  Hz),
- que la standard déviation de l'amplitude du pic à la fréquence  $f_0$  soit inférieure à 1.58 (avec  $f_0 > 2$  Hz),
- qu'il existe une fréquence  $f^-$  comprise entre  $f_0/4$  et  $f_0$ , tel que  $A_{H/V}(f^-)$  soit inférieure  $A_0/2$ ,
- qu'il existe une fréquence  $f^+$  comprise entre  $f_0$  et  $4f_0$ , tel que  $A_{H/V}(f^+)$  soit inférieure  $A_0/2$ ,
- que le pic apparaisse à la même fréquence ( $f_0 \pm 5\%$ ) sur les courbes H/V correspondant à  $\pm$  la standard déviation.

Nous avons choisi de conserver les courbes remplissant les 3 critères de validité et les pics ayant au moins 3 critères de clarté validés. Une fois les courbes et pics validés, l'application de l'équation 4.2.2 permet d'obtenir la profondeur  $b$  de l'interface sédiment lacustre/substratum, qui correspond à la variation majeure de vitesse sismique dans le secteur. En effet, comme nous le verrons dans la partie III, les valeurs de la vitesse de propagation des ondes S dans le sédiment lacustre et dans le substratum crétaqué sont respectivement de l'ordre de 0,4 (Bièvre et al., 2011) et 3 km.s<sup>-1</sup> (Dvorkin et al., 2001).

### 4.3. Gravimétrie

La section 4.3 développe les notions générales sur la gravimétrie et l'acquisition des données au cours de cette étude en se basant principalement sur Butler (1984).

Si dès l'Antiquité les conséquences de la gravité sont observées, il faut attendre le 17<sup>ème</sup> siècle et la théorie de la gravitation de Newton pour que la gravité et ses actions sur la Terre soit formulées scientifiquement.

#### 4.3.1. Principe de la gravimétrie

La méthode gravimétrique est basée sur les modifications de gravité causées en un point par des variations de densité des matériaux du sous-sol. La Terre est un corps aplati aux pôles et dont les variations de composition et les phénomènes tectoniques entraînent des variations locales de la gravité. La forme du géoïde (surface équipotentielle passant par le niveau moyen des océans), dépend de l'échelle à laquelle on l'observe. Les variations de petite échelle sont liées à la latitude, la topographie tandis que les variations à moyenne échelle (quelques milliers de km) dépendent du volcanisme et de la convection mantellique, et que les variations de grande amplitude sont attribuables à la dynamique interne de la Terre.

Le principe de mesure relative de la gravité est basé sur l'étude de la déformation (élongation) d'un ressort auquel est accroché un poids. Cependant, la gravité dépend d'une somme de facteurs : l'altitude, la latitude, la topographie de surface et les structures profondes. En outre, la gravité mesurée en un point n'est pas uniquement le résultat de la gravité propre au corps terrestre. La Lune et le Soleil exercent tous deux des forces de gravité (attraction gravitaire) sur la Terre qui s'opposent ou s'additionnent selon la position relative des trois astres et qui sont responsables des marées d'océan et de terre. Pour connaître la gravité en un point donné, il convient donc de corriger les résultats obtenus de ces multiples effets parasites (cf. §4.3.3).

### 4.3.2. Acquisition et traitement des données

#### Acquisition des données

Les données ont été acquises avec un micro-gravimètre relatif, model Scintrex CG5 (*Scintrex, 2006*), suivant une grille de 50 \* 50 m. La sensibilité du gravimètre est d'environ 1  $\mu\text{Gal}$  (soit 10<sup>-8</sup> m/s<sup>2</sup>). La localisation et l'altitude des points de mesure ont été acquis en utilisant un GPS Trimble en acquisition différentielle avec une précision de  $\pm 0.01$  m. L'acquisition des données se faisait par cycle de 90 s, répété 3 fois. Le gravimètre était protégé par une boîte afin d'éviter les perturbations de la mesure par le vent. Afin de corriger la dérive instrumentale (*cf. 4.3.2*), des mesures à la base étaient réalisées 3 fois par jour (matin, midi et soir). Typiquement les séries de mesures ont donné une standard déviation (après élimination automatique des « outliers ») de 0.01 à 0.061 mgal.

#### Corrections des données

Les corrections apportées aux données (*Nowell, 1999 ; Padin et al., 2012*) permettent de compenser les modifications de la gravité dues à des causes naturelles (effets de marées océaniques et terrestres, variations atmosphériques), et à la dérive instrumentale ou géographique (variations de latitude, corrections de terrain).

Les marées océaniques et terrestres ont été calculées avec le logiciel TSoft (*van Camp et Vauterin, 2005*). Les prédictions des variations océaniques ont été réalisées grâce au site <http://froste.oso.chalmers.se/loading> (*Bos et Scherneck*) avec le model océanique FES2004 (*Lyard et al., 2006*).

La dérive instrumentale du gravimètre peut être considérée comme étant linéaire sur un court laps de temps (*Martin et al., 2011*). En conséquence, elle est compensée en appliquant une correction linéaire pour des groupes de données encadrés par deux mesures à la base. Si la dérive est positive, la mesure de gravité est surestimée et donc la correction est négative ; *a contrario* si la dérive est négative, la mesure de gravité est sous-estimée et la correction est positive. Dans cette étude, la dérive instrumentale pour une période d'une demi-journée était de l'ordre de  $\pm 0.02$  à  $\pm 0.18$  nm/s<sup>2</sup>.

La correction d'air libre (gfa) et la correction de Bouguer (gsb), s'expriment selon les équations suivantes :  $gfa = 0.3086e-5*b$  (m/s<sup>2</sup>) (*eq. 4.3.2a*) et  $gsb = -2\pi\gamma Gb$  (m/s<sup>2</sup>) (*eq. 4.3.2b*), dans lesquelles  $b$  est l'altitude au-dessus du niveau de la mer (m),  $\gamma$  la densité de la croûte continentale (2670 kg/m<sup>3</sup>) et  $g$  la constante de gravitation universelle (6.67385e-11 m<sup>3</sup>/kg/s<sup>2</sup>) (*Blakely, 1996*). A noter que la précision centimétrique de la mesure de l'altitude relative du gravimètre, correspond à une erreur sur la gravité mesurée de l'ordre de 2  $\mu\text{gal}$ .

Une fois les corrections appliquées, la valeur moyenne des mesures de gravité obtenues est soustraite à la valeur en chaque point de mesure. Le logiciel OasisMontaj (*GM-SYS., 2001*) permet de dresser une carte des anomalies de gravité en appliquant une interpolation par krigeage, avec une maille de 100 m. La tendance régionale, c'est-à-dire le pendage local du calcaire barrémien, est supprimée en soustrayant un plan. Lorsque toutes les corrections ont été appliquées au jeu de données on obtient la carte des anomalies de Bouguer.

## Modélisation

Le module GM-SYS Profile Modelling Program (*Ramadass et al., 2006*), du logiciel OasisMontaj permet de réaliser des modélisations 2D verticales à partir de la carte interpolée des anomalies de Bouguer en suivant le tracé fourni par l'utilisateur. Le but est de faire corrélérer au plus près le profil de gravité extrait de la carte interpolée avec le profil de gravité issu de la modélisation, en ajustant la géométrie des structures considérées avec leur densité. Dans cette étude, nous nous sommes basés sur un ensemble de données physiques, décrites ci-dessous, afin de contraindre les modélisations :

- 1) le forage FB donne, en un point, la profondeur des sédiments lacustres (50 m), par conséquent du toit du substratum,
- 2) la géologie du terrain nous indique la présence d'une faille orientée NO-SE au sud de la zone d'étude, qui fait remonter à la surface le calcaire barrémien (*Guieu, 1969*),
- 3) les différentes couches du sol sont représentées par des blocs de différentes densités :
  - bloc « sed » représentant les sédiments du paléo-lac surmontés des dépôts holocènes, avec une densité totale de  $2180 \text{ kg/m}^3$  (densité solide, déterminée par pycnomètre à hélium sur 10 échantillons, avec correction de la teneur en eau) ;
  - bloc « host » représentant les roches encaissantes, c'est-à-dire les marnes aptiennes ( $2590 \text{ kg/m}^3$ , stereo-pycnométrie,  $n=3$ ) et le calcaire barrémien ( $2690 \text{ kg/m}^3$ , *Fournier et al., 2005*) ;
  - bloc « mix » représentant un mélange entre les sédiments lacustres et le substratum.

## 4.4. Magnétisme des roches

Cette section 4.4 aborde des notions générales sur les propriétés magnétiques de la matière et sur leur étude en se basant principalement sur les ouvrages suivants : Dunlop et Özdemir (*1997*) et du Tremolet de Lacheisserie (*1999*).

L'observation du magnétisme est avérée depuis Thales de Milet (6<sup>ème</sup> siècle av. J.-C.) qui remarque que certains minerais de fer attirent le fer métallique. Cependant, les traces les plus anciennes de l'utilisation du magnétisme (une aiguille aimantée) sont chinoises et remontent à la fin du 1<sup>er</sup> siècle. Mais c'est avec Pierre Curie, à la fin du 19<sup>ème</sup> siècle, que débute vraiment l'étude scientifique du magnétisme qui ouvre la voie à une théorie moderne en distinguant notamment différents comportements magnétiques (cf. § 4.4.2) et en observant le passage d'un comportement magnétique à un autre quand la température augmente (exemple de la température de Curie  $T_c$ ).

#### **4.4.1. Propriétés magnétiques de la matière**

L'étude des propriétés magnétiques des roches se base sur 4 grandeurs reconnues et définies : le moment magnétique élémentaire  $m$ , l'aimantation  $M$ , le champ de force magnétique  $H$  et la susceptibilité magnétique  $K$ . Les trois premières sont des vecteurs tandis que la susceptibilité est un scalaire (milieu isotrope) ou un tenseur (milieu anisotrope).

La révolution des électrons autour du noyau ne génère pas un moment magnétique stable ; en conséquence le moment cinétique de spin induit par le mouvement de rotation des électrons sur eux-mêmes est à l'origine de l'essentiel du moment magnétique élémentaire  $m$  (A.m<sup>2</sup> S.I.). La somme vectorielle des moments magnétiques élémentaires des atomes par unité de volume constitue l'aimantation  $M$ . L'aimantation volumique (normalisée au volume) est exprimée en A.m<sup>-1</sup> S.I, et l'aimantation massique ou spécifique (normalisée à la masse) est exprimée en A.m<sup>2</sup>.kg<sup>-1</sup> S.I. Le champ de force magnétique  $H$  (A.m<sup>-1</sup> S.I.) est le champ appliqué à la matière et le champ magnétique d'induction  $B$  (T S.I.) est le résultat « externe » de la somme de l'aimantation de la matière et du champ  $H$ .  $M$ ,  $B$  et  $H$  sont reliées par la perméabilité magnétique du vide  $\mu_0$  ( $4\pi \text{ e}^{-7}$  Henry.m<sup>-1</sup> S.I.) par la relation :  $B = \mu_0 * (H + M)$  (eq. 4.4.1a)

La susceptibilité magnétique volumique  $K$ , sans dimension, correspond à la capacité de la matière à acquérir une aimantation  $M$  dans un champ  $H$  :  $M=K*H$ . La susceptibilité normalisée à la masse est dite susceptibilité spécifique  $\chi$  (m<sup>3</sup>.kg<sup>-1</sup>).

#### **4.4.2. Comportements magnétiques et minéraux**

Le comportement magnétique de la matière est lié aux électrons. Pour l'étudier, il faut donc s'intéresser aux états quantiques des atomes : le nombre quantique principal  $n$ ,  $l \in [-n, n]$ ,  $m$ , le spin  $s$  égal à  $1/2$  ou  $-1/2$ .

La position des électrons au sein des orbitales atomiques est régie par deux lois fondamentales : le principe d'exclusion de Pauli et la règle de Hund. Le principe d'exclusion de Pauli affirme que deux électrons d'un atome doivent posséder un jeu de nombres quantiques différents. Cela limite le nombre d'électrons remplissant une orbitale atomique à  $2*n^2$ . La règle de

Pauli stipule que pour atteindre le niveau de plus basse énergie les électrons doivent être répartis dans un maximum d'orbitales en ayant le nombre de spin  $s$  égal. Ce sont ces règles de répartition qui définissent les comportements magnétiques des matériaux (*Fig. 4.4.2*) : le diamagnétisme, le paramagnétisme, le ferromagnétisme sensu stricto, l'antiferromagnétisme, le ferrimagnétisme et l'antiferromagnétisme.

### **Le paramagnétisme et le diamagnétisme**

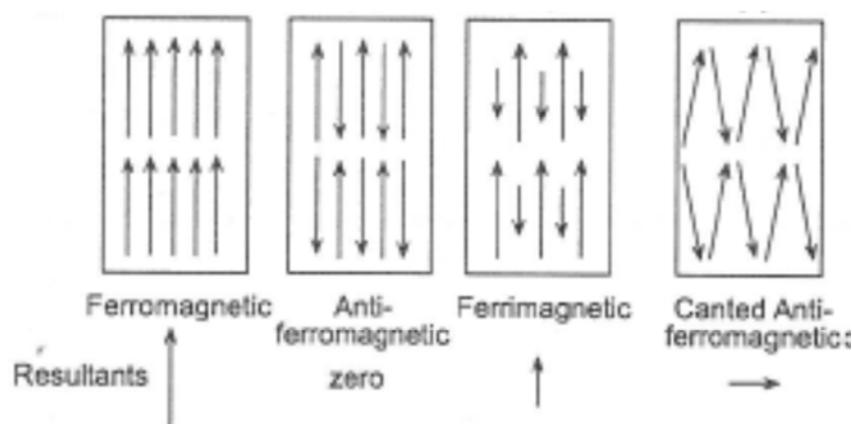
Les matériaux diamagnétiques possèdent des électrons appariés et n'ont par conséquent pas d'aimantation de spin. Lorsqu'un champ extérieur leur est appliqué, ils acquièrent une aimantation induite de faible intensité et de sens opposé à celui du champ appliqué. Cette aimantation induite est créée par la variation d'énergie due à la déformation des orbitales sous l'effet du champ extérieur. L'acquisition d'une aimantation induite permet de définir une susceptibilité diamagnétique  $K_d$ , négative, de faible valeur (de l'ordre de  $10^{-5}$  SI) et indépendante de la température. Le moment magnétique est perdu lorsque le champ extérieur n'est plus appliqué. Du fait de la faible valeur de susceptibilité de ces minéraux, ils ne sont magnétiquement importants dans un enregistrement que lorsque les minéraux ferromagnétiques et paramagnétiques sont présents en faible quantité, respectivement moins de 0.0001 % et 10% de la roche totale (*Tarling et Hrouda, 1993*). Ce comportement est caractéristique de la plupart des minéraux répandus dans les roches terrestres tels que le quartz, la calcite et les feldspaths (*Borradaille, 1988*), ainsi que de certains métaux (Al, Ti, Au, Ag, Cu,...).

Les matériaux paramagnétiques ont des électrons non appariés sur une orbitale profonde qui n'intervient pas dans les liaisons chimiques. Les électrons célibataires possèdent un moment magnétique élémentaire et agissent comme des dipôles. En l'absence de champ extérieur ils s'orientent aléatoirement du fait de l'agitation thermique. Lorsqu'un champ extérieur est appliqué, les dipôles s'orientent dans le sens et la direction de ce champ, créant une aimantation induite de faible intensité. L'acquisition d'une aimantation induite permet de définir une susceptibilité paramagnétique  $K_p$ , positive, de relativement faible valeur ( $K_p$  est 10 à 100 fois  $> K_d$ ) et dépendante de la température (Loi de Curie-Weiss). Le moment magnétique est perdu lorsque le champ extérieur n'est plus appliqué. Ce comportement correspond aux métaux de transition (Cr, Mn, Fe, Co, Ni) dilués dans les silicates ferromagnésiens (amphiboles, péridots, pyroxène, phyllosilicates...) ou dans les carbonates (siderite...). Certains minéraux paramagnétiques contenant du fer s'altèrent dans les conditions naturelles, formant de nouveaux minéraux magnétiques authigènes tels que l'hématite, la maghémite, la magnétite ou la goéthite.

## L'ordre magnétique et le (anti)ferromagnétisme

L'ordre magnétique d'un matériau existe lorsque ce dernier a une aimantation persistante en l'absence de champ extérieur, dite aimantation spontanée. L'ordre magnétique est dû aux interactions entre atomes magnétiques voisins et à la concentration élevée de ces atomes. Cette concentration entraîne la possibilité d'une dominance des interactions sur l'agitation thermique. Les spins des électrons célibataires se retrouvent couplés, créant l'ordre magnétique qui peut permettre l'acquisition d'une aimantation suffisamment forte pour être conservée en champ nul. L'alignement des moments dans la même direction et le même sens définit le ferromagnétisme, alors que l'alignement dans la même direction mais un sens contraire définit l'antiferromagnétisme. Le ferromagnétisme sensu lato (s.l.) regroupe le ferromagnétisme sensu stricto (s.s.), le ferrimagnétisme et le ferromagnétisme faible. La conservation de l'ordre magnétique est essentiellement liée à la température qui influence le taux d'alignement des moments magnétiques.

Les matériaux ferromagnétiques s.s. possèdent des moments magnétiques parfaitement alignés de façon parallèle, ce qui entraîne une très forte aimantation spontanée (par exemple  $250 \text{ Am}^2/\text{kg}$  pour le fer). Leur susceptibilité est également très forte.



*Figure 4.4.2* : Représentation schématique de l'agencement des spins et des comportements magnétiques résultants.

Les matériaux antiferromagnétiques possèdent un réseau cristallin antiferromagnétique où le moment magnétique des cations s'annule 2 à 2, c'est-à-dire qu'ils sont parfaitement alignés de façon antiparallèle. Cette caractéristique implique que l'aimantation rémanente de ces matériaux est nulle. Ce comportement concerne l'hématite  $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$  et la goethite  $\alpha\text{-FeO(OH)}$ . Cependant pour ces minéraux on observe un réseau antiferromagnétique imparfait (soit du fait de l'inégalité du nombre de spins dans chaque sous réseau, soit du fait d'un angle légèrement différent de  $180^\circ$  entre les sous-réseaux) qui entraîne une faible aimantation spontanée ( $<0.5 \text{ Am}^2/\text{kg}$ ), définissant

le comportement de faible ferromagnétisme.

Les matériaux ferrimagnétiques possèdent des moments magnétiques qui s'alignent de façon antiparallèle avec des intensités différentes suivant le sous-réseau. Il en résulte une aimantation spontanée plus faible que celle des matériaux ferromagnétiques s.s. Ce comportement concerne essentiellement les oxydes de fer à structure spinelle (magnétite  $\text{Fe}^{\text{II+}}\text{Fe}^{\text{III+}}_2\text{O}_4$ ) et les sulfures de fer (greigite  $\text{Fe}^{\text{II+}}\text{Fe}^{\text{III+}}_2\text{S}_4$ , pyrrhotite  $\text{FeS}_{1+x}$ ). La greigite est un minéral courant dans les roches sédimentaires formées en milieu anoxique (Roberts, 1995 ; Roberts et al., 2011). La greigite et la magnétite ont la même structure mais l'aimantation de la greigite à saturation n'atteint que le quart de celle de la magnétite ( $92 \text{ Am}^2/\text{kg}$  ; Hoffmann, 1992).

#### **4.4.3. Méthodes d'analyses magnétiques des sédiments**

Sont présentés ici les différents paramètres magnétiques des échantillons qui ont été étudiés : la susceptibilité, l'aimantation et la désaimantation.

##### **Susceptibilité magnétique**

La susceptibilité magnétique est le facteur de proportionnalité entre le champ magnétique (naturel ou artificiel) appliqué à un matériau et l'aimantation induite du matériau. Il s'agit d'une mesure physique qui prend en compte l'ensemble des grains de la roche qui comprend des minéraux diamagnétiques, paramagnétiques et anti-ferromagnétiques. L'étude de la susceptibilité a été réalisée à température ambiante, avec un Kappabridge Agico MFK1 (sensibilité de  $3.10^{-8}$  SI) pour les échantillons en cube et un Bartington pour les U-channels.

La dépendance de fréquence de la susceptibilité a été mesurée avec le Kappabridge Agico MFK1. Il s'agit de mesurer la susceptibilité magnétique à deux fréquences : F1 (976 Hz) et F3 (15616 Hz) avec un champ magnétique de  $200 \text{ A.m}^{-1}$ . Le pourcentage de variation de la susceptibilité entre les deux fréquences renseigne sur la teneur en grains super-paramagnétiques dans l'échantillon.

##### **Les différentes aimantations rémanentes**

Les composants magnétiques peuvent acquérir plusieurs types d'aimantations rémanentes selon leur histoire.

L'aimantation rémanente détritique (ARD) est une aimantation acquise par les minéraux présents dans les sédiments lors du dépôt sédimentaire. Les grains magnétiques des sédiments s'alignent selon la direction du champ géomagnétique régnant lors de leur dépôt, direction qui est ensuite bloquée par la compaction du sédiment. L'alignement est contrôlé par un ensemble de paramètres : magnétisme, hydrodynamisme, gravité, taille des particules, etc... Il peut être

perturbé lors de la diagénèse (réorientation des minéraux).

L'aimantation rémanente naturelle (ARN) des sédiments peut être une ARD mais peut également provenir de processus ultérieurs au dépôt.

L'aimantation rémanente anhystérétique (ARA) est une aimantation artificielle qui simule plus ou moins l'ARN. Elle est créée par la combinaison de l'application d'un champ alternatif décroissant (maximum d'amplitude de 100 mT) et d'un champ continu de faible intensité (50  $\mu$ T). L'acquisition de l'ARA permet de quantifier le comportement du sédiment dans les conditions optimales d'acquisition du champ magnétique terrestre.

L'aimantation rémanente isotherme (ARI) est une aimantation artificielle qui permet de dépasser le champ coercitif des grains. Elle est créée par l'application brève d'un champ fort à température ambiante. Tous les grains sont alors remobilisés et acquièrent une faible aimantation stable. Lorsque le champ appliqué entraîne la saturation de l'échantillon, l'aimantation induite est appelée aimantation rémanente isotherme à saturation (ARIs). L'ARIs est d'autant plus faible que la taille des magnétites est élevée (*Thompson et Oldfield, 1986*). Elle est acquise avec les cylindres d'Halbach (*Rochette et al., 2001*), par l'application d'un champ de 1 T (ARIs<sub>1T</sub>). Suite à l'application de l'ARIs<sub>1T</sub>, une autre ARI de 0.3T (ARI<sub>0.3T</sub>) est appliquée dans la même direction mais en sens inverse pour remobiliser les minéraux de faible coercivité seulement.

### **Mesure de l'aimantation : désaimantation en champ alternatif des roches**

La désaimantation 3-axes permet de caractériser le comportement magnétique de l'échantillon et renseigne sur la coercivité des minéraux magnétiques présents. Après la mesure de l'aimantation naturelle (ARN) ou artificielle (ARA, ARI), l'échantillon est désaimanté suivant des paliers définis. Les espèces faiblement coercitives se désaimantent rapidement alors que certaines espèces très coercitives peuvent ne pas se désaimanter même à 60 mT. De plus, une même espèce minérale possède un spectre plus ou moins large de coercivité selon la taille des grains (*Dunlop, 1986 a et b ; Argyle et Dunlop, 1990*). La coercivité sera d'autant plus forte que la taille des grains est petite, jusqu'à ce que les grains soient trop petits pour conserver une aimantation rémanente stable (superparamagnétiques).

### **Les paramètres d'analyses des aimantations rémanentes**

Le S-ratio ( $S\text{-ratio} = 0.5 * (1 - [ARI_{0.3T} / ARIs_{1T}])$ ) est un paramètre permettant de quantifier l'abondance relative d'éléments de haute coercivité. Il varie de 1, pôle de magnétite pure, à 0, pôle d'hématite pure (*Bloemendal et al., 1992*).

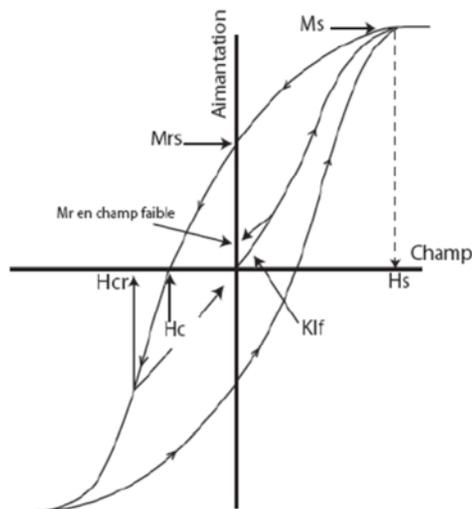
L'Aimantation Rémanente Isotherme dure ( $ARId = 0.5 * (ARIs_{1T} - ARI_{0.3T})$ ) donne une estimation absolue de la concentration en éléments de haute coercivité (*Maber et Dennis, 2001*).

Le ratio  $ARI_{S_{1T}}/ARI_{-0.3T}$ , en pourcent, exprime la proportion de minéraux magnétiques de faible coercivité. Des valeurs élevées (80%) indiquent la prédominance de phases oxydées (hématite, magnétite, goéthite) alors que les valeurs faibles témoignent de la prédominance de magnétite et sulfures de fer.

### Cycle d'hystérésis

Un cycle d'hystérésis représente les variations de l'aimantation en fonction du champ (Fig. 4.4.3). Il est obtenu grâce à un magnétomètre à échantillon vibrant (MicroMag 3900), d'une sensibilité de  $5.10^{-9}$  Am<sup>2</sup>, avec un champ maximal de 1 T. Les paramètres obtenus sont fonction de la taille et de la nature des minéraux magnétiques et permettent de caractériser la minéralogie magnétique.

Sur le schéma ci-dessous,  $H_s$  est le champ nécessaire pour que l'échantillon atteigne son aimantation à saturation  $M_s$ . Une fois  $M_s$  atteint, lorsque  $H$  est ramené à 0, il subsiste une aimantation rémanente à saturation  $M_{rs}$ . L'aimantation rémanente s'annule alors pour une valeur de champ opposée  $H_c$  appelée champ coercitif. Quant à  $H_{cr}$  il correspond au champ nécessaire pour que l'aimantation rémanente s'annule.



*Figure 4.4.3* : Cycle d'hystérésis des magnétites monodomaines (d'après *Sonque, 2002*).

### Désaimantation thermique

Les minéraux magnétiques possèdent une température de Curie qui leur est propre, c'est-à-dire une température au-delà de laquelle l'ordre magnétique est perdu et toute aimantation a disparu. Lorsqu'on chauffe une roche aimantée, l'agitation thermique augmente progressivement avec l'augmentation de la température, et les spins des électrons non appariés ont une probabilité de basculement plus grande, donc l'aimantation rémanente diminue. L'effet de la température dépend du minéral considéré (Tableau 4.4.3). Par conséquent, la température de Curie est une signature du minéral considéré et est à la base de l'identification des minéraux magnétiques. Cette

transition est réversible, c'est-à-dire que le minéral retrouve ses propriétés magnétiques lorsque sa température redescend en dessous de la température de Curie. Cependant, le minéral a perdu son aimantation rémanente antérieure.

Goethite	<120
Pyrrhotite	320
Greigite	≤350
Magnétite	580
Hématite	680

*Tableau 4.4.3* : Exemple de température de Curie pour quelques minéraux courants.

#### 4.4.4. Échantillonnage et mesures

##### Échantillonnage continu et mesures

Les analyses magnétiques en continu ont été réalisées sur des u-channel prélevés dans une demi-section (1,5 m maximum), permettant d'obtenir un échantillon représentatif du centre de la carotte. L'utilisation des u-channels avait l'avantage de permettre une mesure rapide du signal magnétique de manière continue en fonction de la profondeur. Cependant, l'utilisation de u-channels a provoqué des effets de bord sur les mesures, nécessitant lors du traitement du signal la suppression de la première et de la dernière valeurs acquises, limitant ainsi la longueur minimale des u-channel à une vingtaine de centimètres.

La susceptibilité magnétique a été mesurée sur u-channel à température ambiante avec un susceptibilimètre Bartington, modèle MS2, tous les 2 cm, 3 fois de suite afin de pouvoir moyenner le signal.

Les autres caractéristiques du signal magnétique (ARN, ARA et ARI) ont été acquises avec un magnétomètre cryogénique, de sensibilité de  $2.10^{-11}$  Am<sup>2</sup> et une résolution de 2 cm (largeur de la gaussienne d'intégration). L'ARN, l'ARA et l'ARI ont été acquises (sauf ARN) puis mesurées et désaimantées en champ alternatif par paliers successifs jusqu'à 60 mT. Au-delà de 60 mT, les échantillons acquerraient une aimantation parasite lors de la désaimantation. L'amplitude du champ magnétique alternatif nécessaire pour désaimanter complètement les échantillons doit être supérieure à celle de leur champ coercitif. Ce qui était le cas avec les échantillons de Cassis à 60 mT.

Lors de la mesure de l'ARI, il est apparu que le signal était parfois trop fort et saturait le magnétomètre. Nous avons donc réalisé des tests pour déterminer le palier de désaimantation convenable pour mesurer l'ARI. Nous avons retenu 60 mT, palier auquel la majorité des u-channels sont mesurables et au-delà duquel l'acquisition d'une aimantation parasite rend la mesure impossible.

## Échantillonnage discret et mesures

Des échantillons discrets (cubes de 2 cm de côtés) ont été prélevés après avoir obtenu les résultats des u-channels. Ils correspondent à des pics de concentration magnétique ou à différentes valeurs d'un même paramètre magnétique pour lesquelles d'autres méthodes étaient nécessaires afin d'interpréter les résultats.

Les mêmes paramètres ont été étudiés sur les échantillons discrets et sur les échantillons continus (susceptibilité, ARN, ARA, ARI). Afin de pouvoir réaliser différents types d'analyses magnétiques, les échantillons discrets ont été sous-échantillonnés.

- 1) Un premier sous-échantillon a été réalisé afin de mesurer la susceptibilité en différence de fréquences puis d'acquérir les cycles d'hystérésis,
- 2) Un 2<sup>ème</sup> sous-échantillon a été utilisé pour mesurer l'ARN puis acquérir l'ARA et l'ARI. L'acquisition de l'ARA est identique quel que soit le type d'échantillon (cf. § 5.3.1). Le  $ARI_{1T}$  et  $ARI_{-0.1T}$  sont acquis avec un « pulse magnetizer » c'est-à-dire une bobine à impulsion de champ (modèle MMPM9). Après chaque acquisition, l'aimantation rémanente est mesurée avec le magnétomètre cryogénique et désaimantée en champ alternatif avec un champ de 60 mT. Certains échantillons dont les valeurs d'aimantation saturaient les capteurs du magnétomètre cryogénique ont été mesurés avec un magnétomètre à rotation continue (Molspin, modèle Minispin, bruit :  $3,5 \cdot 10^{-10}$  Am<sup>2</sup>). Ces mesures ont été réalisées avant et après séchage à l'étuve (60°C) dans le but de déterminer s'il y avait une influence de la teneur en eau sur les propriétés magnétiques.
- 3) Un 3<sup>ème</sup> sous-échantillon a été utilisé pour effectuer la désaimantation thermique par paliers jusqu'à 700°C avec une acquisition de l'ARI sur deux composantes : 3T pour l'axe (Z) et 0,25 pour l'axe (Y) (Lowrie, 1990).



## **Chapitre 5 : Méthodes chimiques, sédimentaires et proxies environnementaux**

### **5.1. Composition en éléments majeurs et mineurs du sédiment : analyse XRF**

La section 5.1 présente les notions générales sur l'analyse élémentaire avec un scanner à fluorescence X.

#### **5.1.1. Principe de la fluorescence X**

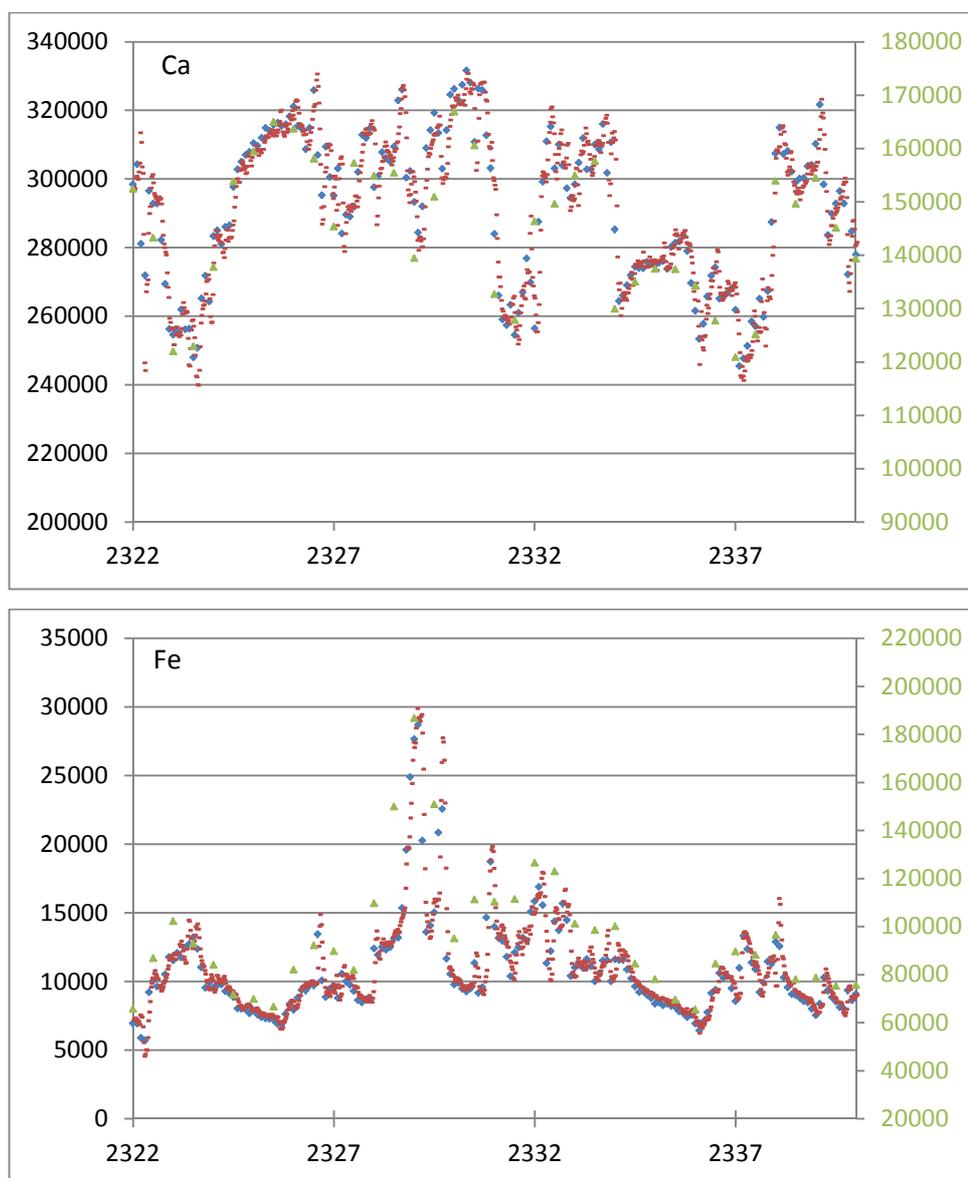
Le scanner à fluorescence X (XRF) permet de caractériser de façon non destructive les variations des « teneurs » des composants majeurs et mineurs du sédiment.

Lorsqu'un matériau est soumis à un rayonnement de forte énergie (rayons X), les atomes constituant le matériau peuvent être ionisés. L'ionisation correspond à l'éjection d'un ou plusieurs électrons, dit photoélectron, depuis les orbitales atomiques internes d'un atome. Cette éjection crée une lacune qui rend la structure électronique instable. L'atome se trouve alors dans un état « excité ». S'ensuit une transition électronique, c'est-à-dire le passage d'un électron d'une orbitale extérieure vers la place laissée vacante par le photoélectron, dans le but de combler la lacune de la structure électronique. La transition électronique provoque l'émission d'un photon X, il s'agit de la fluorescence X. L'énergie du photon émis correspond à la différence d'énergie entre les deux orbitales, et est caractéristique d'un atome. Chaque transition électronique entraîne l'émission d'une raie électronique caractéristique qui est détectée par le scanner. Le spectre obtenu correspond à l'intensité du rayonnement en fonction de l'énergie, exprimée en électron-volts (eV), et est caractéristique de la composition chimique de l'échantillon. Cependant des biais existent. En effet, l'interaction entre le rayonnement incident et la matière constituant l'échantillon est plus faible pour les éléments légers que pour les éléments lourds. De plus, la profondeur de pénétration du rayon incident, et donc d'analyse de la matière, est dépendante de l'énergie incidente et de l'énergie des raies d'émission. En outre, les analyses XRF ne sont pas des analyses quantitatives de la composition du sédiment, mais des analyses semi-quantitatives impactées par la teneur en eau du sédiment (*Tjallingii et al., 2007*).

#### **5.1.2. Acquisition et traitement des données**

Les mesures ont été réalisées au CEREGE, sur un scanner à fluorescence X type ITRAX. Le réglage des paramètres tension/voltage, le choix de la source et du pas de mesure sont effectués de façon à obtenir le signal le plus fort possible tout en évitant les effets physiques qui pourraient nuire à la qualité de l'analyse (émission secondaire, somme de pics...). Dans notre étude, afin de déterminer l'influence du pas de mesure sur la qualité des données, des sections

tests de la carotte (FB19, FB25, FB32) ont été analysées à 200  $\mu\text{m}$ , 1 mm, 5 mm et 2 cm (Fig. 5.1.2).



*Figure 5.1.2* : Comparaison des intensités mesurées (intensité) pour le calcium (en haut) et le fer (en bas) aux différents pas de mesure testés : 200  $\mu\text{m}$  (rouge), 1 mm (bleu) et 2 mm (vert). L'abscisse indique la position dans la carotte FB (cm).

Les paramètres utilisés pour les mesures sont : un pas de mesure de 2 cm, un temps de mesure de 20 s, un voltage de 45 kV et un courant de 30 mA, avec une anode Mo. Les éléments analysés sont les éléments majeurs communs des sédiments (Mg, Al, Si, K, Ca, Ti, Fe), les éléments traces souvent porteurs d'informations sur les processus sédimentaires (P, S, Cl, Cr, Mn, Ni, Cu, Zn, As, Sn, Sb, Sr, Zr) et sur les caractéristiques sédimentologiques ou sur les sources de sédiments (Ar, V, Ga, Se, Br, Rb, Y, Ba, Ce, Ta, W).

Avant de réaliser l'analyse, la carotte doit être préparée en atténuant au maximum les

irrégularités de la surface puis être recouverte d'un film afin d'éviter l'évaporation de l'eau du sédiment lors de la mesure. Le lissage de la surface de la carotte est nécessaire car l'irrégularité de la surface perturbe le signal obtenu du fait de la présence d'air entre le sédiment et le détecteur. Afin de minimiser les biais de mesure liés à l'épaisseur variable du sédiment dans la demi-carotte, le scanner ITRAX effectue un scan laser rapide de la surface et mesure ainsi la « hauteur » du sédiment le long du profil. Pendant la mesure XRF, lorsque cela s'avère nécessaire, le détecteur est automatiquement baissé ou levé de façon à rester à une distance constante du sédiment.

Les spectres obtenus sont ensuite traités avec le logiciel Q-SPEC qui déconvolue le signal et isole les intensités des raies qui caractérisent les éléments chimiques. Il convient ensuite de contrôler la « validité » des pics avec les spectres. Dans notre étude, les critères choisis sont : un nombre de coups mesurés compris entre 18 000 et 28 000 et un MSE inférieur à 5.

Les analyses XRF fournissant des résultats non quantitatifs, les intensités ont été calibrées au moyen d'analyses ICP-MS réalisées par M. Garcia (CEREGE) sur les sections tests FB19 (15 échantillons), FB25 (12 échantillons) et FB32 (12 échantillons) pour les éléments suivants : K, Ca, Ti, V, Mn, Fe, Cu, Rb, Sr, Ba, Al. Afin de réaliser les mesures ICP-MS sur solution, les échantillons solides (30 mg sec) sont dissous par une succession d'attaques d'acides purs comme suit :

- 1) Attaque avec 2 ml de HF et 2 ml de HNO<sub>3</sub> à froid pendant 48h puis à chaud (150°C) pendant 48h,
- 2) Evaporation à sec (150°C),
- 3) Attaque avec HNO<sub>3</sub>, HF et HClO<sub>4</sub> à froid pendant 24h,
- 4) Evaporation à sec (150°C),
- 5) Récupération de l'échantillon avec HNO<sub>3</sub> 2% puis dilution (5 000 fois).

Une fois les échantillons préparés, ils sont mesurés suivant le protocole présenté par Cartapanis *et al.* (2011) (calibration externe, étalon interne, rinçage...).

## 5.2. Proxies environnementaux et indicateurs de la présence humaine

La compréhension de l'évolution de l'environnement et de l'occupation humaine du massif des Calanques est basée sur l'étude couplée de différents proxies :

- les pollens et la malacofaune qui ont été identifiés dans le but de caractériser le paléo-environnement qui régnait dans le massif des Calanques lors de la sédimentation,
- les nanofossiles calcaires remaniés des sédiments du paléo-lac de Cassis et de la rivière souterraine du Bestouan identifiés afin de déterminer la formation géologique source de la sédimentation,
- l'étude des isotopes du plomb qui renseigne sur l'activité métallurgique.

### 5.2.1. Enregistrement pollinique

L'enregistrement pollinique du massif des Calanques a été étudié sur différents sites. Nous nous sommes intéressés à la séquence sédimentaire de la plaine de Cassis (carotte FB, 10 échantillons ; tranchée INRAP, 4 échantillons), ainsi qu'à l'enregistrement de la rivière souterraine du Bestouan (carotte BST, 4 échantillons). La préparation des échantillons a été réalisée par Mme Belkacem (IMBE) et moi-même, puis les pollens ont été identifiés par Mme. Andrieu-Ponel (IMBE).

Les échantillons ont été préparés suivant la méthode Takeshi (*Nakagawa et al., 1998*), qui permet, en utilisant de la liqueur dense, de récupérer un maximum de pollen dans des échantillons pauvres. Les échantillons, d'environ 30 g, subissent une succession d'attaques acide-base. Les différentes étapes de la préparation sont toutes suivies d'un rinçage par centrifugeuse avec de l'eau distillée (2500 tr/min, 5 min). Les rinçages sont répétés 3 fois, voire plus, jusqu'à ce que le surnageant soit parfaitement clair. Pour les échantillons de Cassis il a été nécessaire d'ajouter du HCl à l'eau distillée pour permettre la floculation des argiles.

La préparation des échantillons suit les étapes ci-dessous :

- 1) Attaque au HCl à froid (12 h) pour éliminer les carbonates,
- 2) Attaque au NaOH à chaud (10%, 100°C, 15 min) pour éliminer la matière organique,
- 3) Séparation des pollens avec ajout en volume égal à l'échantillon de liqueur dense (« Thoulet ») à 1,98 : polytungstate de sodium,  $3\text{Na}_2\text{WO}_4, 9\text{WO}_3, \text{H}_2\text{O}$ ,
- 4) Attaque du résidu au HF à chaud (5 min) afin d'enlever les silicates, puis rinçage à l'acide acétique,
- 5) Acétolyse (135 mL anhydride acétique + 15 mL  $\text{H}_2\text{SO}_4$ , 8 min, à chaud) afin de supprimer la cellulose résiduelle (*Erdtman, 1960*),
- 6) Filtration sur tamis de 160  $\mu\text{m}$  et récupération du refus de tamisage rincé à l'alcool.

Une fois la préparation terminée les échantillons sont montés sur des lames minces afin de procéder au comptage et à l'identification des pollens. Le protocole de comptage des pollens consistait à compter 300 individus par échantillon, puis, une fois ce nombre atteint, à ne compter que les nouveaux taxons. Cependant, les échantillons de Cassis, très pauvres en pollens, n'ont pas toujours permis d'atteindre le nombre de 300 individus. L'identification des pollens est ensuite effectuée par comparaison avec les tables de références.

### **5.2.2. Malacofaune**

L'enregistrement de la malacofaune holocène de la plaine de Cassis a été étudié en deux endroits : la tranchée « TR » (22 échantillons, coupes 2 et 4, *Fig. 11.1.3*) et la tranchée « INRAP » (7 échantillons). Les prélèvements, d'un volume de 10 litres (tranchée « TR ») et 5 litres (tranchée « INRAP ») ont été tamisés humides à 2 mm, 800 µm, 500 µm et 200 µm au laboratoire de sédimentologie du CEREGE. La malacofaune a été préparée en suivant les protocoles généralement utilisés (*Evans, 1972 ; Puisségur, 1976*) puis extraite des refus de tamisages supérieurs à 500 µm et identifiée par Mr. Magnin (IMBE). La nomenclature utilisée est celle de la liste de référence du Muséum national d'Histoire naturelle (*Falkner et al., 2002*).

### **5.2.3. Nanofossiles calcaires**

Les nanofossiles calcaires remaniés ont été identifiés sur deux sites : le paléo-lac pléistocène de Cassis (carotte FB, 5 échantillons) et la rivière souterraine du Bestouan (carotte BST, 3 échantillons).

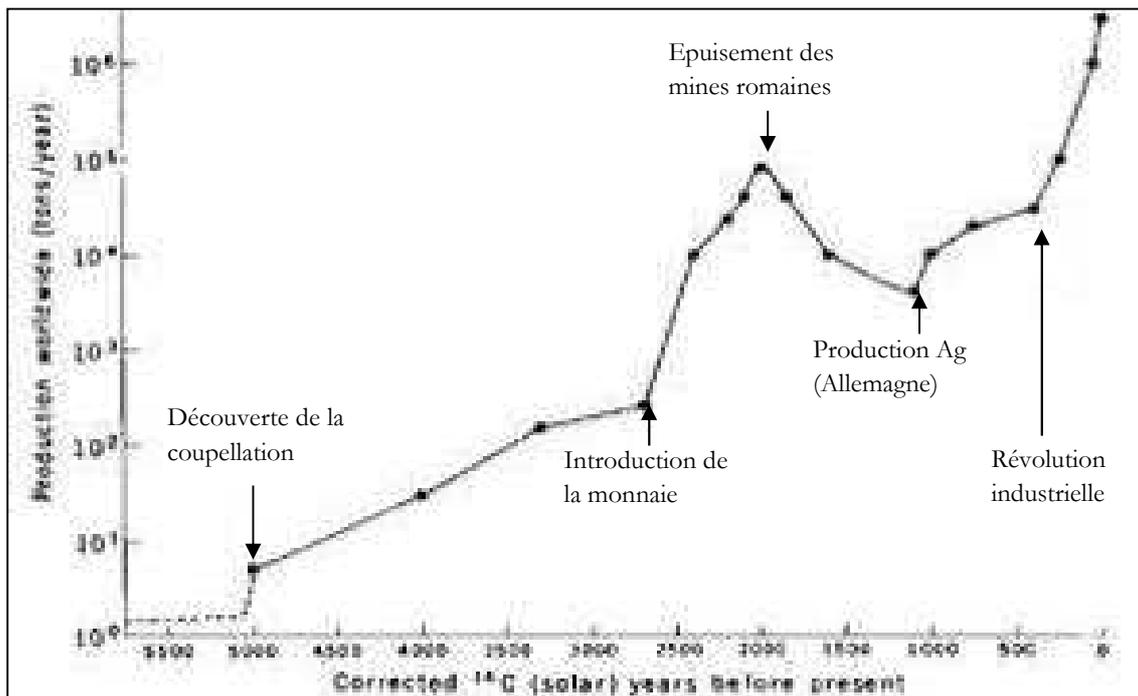
Une fois montés sur lame mince (*Bown et Young, 1998*), les échantillons ont été observés au microscope optique Leica par Mme. Mattioli (Université de Lyon). La détermination de l'âge des sédiments remaniés est basée sur les schémas biostratigraphiques de Bown (*1998*), Burnett (*1998*) et Dérès et Arichétéguy (*1980*).

### **5.2.4. Isotopes du plomb et concentration en plomb**

Les éléments traces métalliques sont les métaux présents à l'état de traces (Pb, Cu, Zn...). Ils peuvent être d'origine endogène ou exogène. Endogènes, c'est-à-dire hérités de la roche mère, ils constituent le fond pédo-géochimique et leur distribution dans le sol est liée aux processus de pédogénèse. Exogènes, ils sont introduits dans le sol par l'activité anthropique (activités minières et industrielles, épandages) ou par des dépôts naturels (poussières volcaniques...).

Un état de l'art du plomb dans l'environnement est présenté par Laperche *et al.* (*2004*). Les rejets de Pb anthropiques dans l'environnement sont documentés sur les 4500 dernières années. Le plomb est un élément métallique peu abondant dans la croûte terrestre. Très rare à

l'état natif, il est rencontré sous forme de minerais de sulfures (PbS, galène), de carbonates (PbCO<sub>3</sub>, cérusite) ou d'oxydes. Sa présence sous forme de minerais nécessite le recours à la métallurgie pour l'extraire et le travailler. La coupellation et la réduction du plomb sont connues par les plus anciennes civilisations (*Patterson, 1971 ; Nriagu, 1983, Fig. 5.2*). L'extraction de minerais de plomb en Méditerranée s'est accrue avec l'apparition de la monnaie chez les grecs, puis sous la domination romaine pour la fabrication des conduites d'eau (*Lessler, 1988 ; Hong et al., 1994*). Ainsi, le plomb est un marqueur de l'activité humaine (métallurgie, ex : *Garçon et al., 2012*).



*Figure 5.2* : Évolution de la production de plomb (extraction minière et métallurgie) en tonne par an (d'après *Laperche et al., 2004*).

Le plomb possède 4 isotopes stables : <sup>204</sup>Pb (1,4%), <sup>206</sup>Pb (24,1%), <sup>207</sup>Pb (22,1%), <sup>208</sup>Pb (52,4%). Ses compositions isotopiques selon sa provenance naturelle ou anthropique sont bien définies. Le rapport <sup>206</sup>Pb/<sup>207</sup>Pb du fond pédo-géochimique holocène en Atlantique Nord est généralement supérieur à 1.20 (*Sun, 1980*) alors que le rapport « anthropique » est généralement plus faible (moins radiogénique). Les isotopes du plomb sont souvent utilisés pour caractériser l'impact anthropique sur des sédiments continentaux à l'Âge du Bronze et pendant l'Antiquité (ex : *Renberg et al., 1994 ; Sholyk et al., 1998 ; Monna et al., 1999 ; Cortizas et al., 2002 ; Thevenon et al., 2011*). Ils permettent de déterminer les origines du plomb anthropique contenu dans des artefacts archéologiques (ex : *Brill et Wampler, 1967 ; Wertime, 1973 ; Gale et Stos-Gale, 2000 ; Stos-Gale et Gale, 2009*)

La mesure des compositions isotopiques des échantillons de Cassis a été réalisée par Mr. Veron (CEREGE) suivant le protocole présenté dans Garçon *et al.* (2012). Pour interpréter les variations du rapport isotopique du plomb le long de la séquence sédimentaire de la plaine de Cassis, il est nécessaire de connaître les variations de concentration en plomb dans ladite séquence. Les concentrations en Pb, Ti et Al sont mesurées à l'ICP-MS. Pour cela, les échantillons (50 mg) réagissent à chaud (180°C) pendant 48h avec un mélange d'acides concentrés : HCl (2 ml), HNO<sub>3</sub> (2 ml) et HF (2 ml), puis la solution est laissée à évaporer (finir évaporation à 60°C). Enfin, l'échantillon est récupéré avec du HNO<sub>3</sub> (0.2 M). Une fois préparés, les échantillons sont analysés à l'ICP-MS, sous le contrôle Mr. Angeletti (CEREGE), afin de déterminer les teneurs en Pb. Une dilution par 1000 est nécessaire avant de mesurer les teneurs en Ti et Al.

### 5.3. Études sédimentaires

Plusieurs études sédimentaires ont été menées afin de caractériser le sédiment : diffraction des rayons X (composition minéralogique), granulométrie, teneurs en carbone (total et organique) et en carbonate, tamisage et observation au microscope binoculaire des fractions grossières.

#### 5.3.1. Diffraction des rayons X

La composition minéralogique globale du sédiment (échantillon « bulk ») et de la phase argileuse (échantillon « clay ») a été déterminée par diffraction des rayons X (DRX).

Les échantillons ont été préalablement séchés puis broyés. L'analyse sur sédiment total ne nécessite aucune préparation particulière, tandis que l'analyse de la phase argileuse nécessite un traitement préalable des échantillons. Les échantillons, d'environ 0,5-1 g, subissent une succession d'attaques. Les différentes étapes de la préparation sont toutes suivies d'un rinçage par centrifugeuse avec de l'eau distillée acidifiée (4000 tr/min, 5 min, répétés 3 fois) :

- 1) Attaquer au HCl afin d'éliminer les carbonates (HCl 5%, 15 ml, 5 min à froid),
- 2) Attaquer au H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> (H<sub>2</sub>O<sub>2</sub> 30%, 50 ml, 30°C, 24h) pour détruire la matière organique,
- 3) Récupérer le culot dans un bécher et ajouter 250 ml d'eau distillée puis passer aux ultrasons 2 min pour casser les agrégats formés par les argiles,
- 4) Laisser décanter pendant 2h puis prélever le surnageant en ne laissant que 2 cm au fond du bécher et centrifuger (4000 tr/min, 30 min),
- 5) Récupérer le culot et préparer 3 lames.

Ces trois lames sont traitées différemment. L'une d'elles qui sert de lame contrôle ne subit aucun traitement, la seconde est placée dans un dessiccateur contenant de l'éthylène glycol (C<sub>2</sub>H<sub>6</sub>O<sub>2</sub>) pendant 12 h minimum et la troisième est chauffée à 490°C pendant 4 h.

Lorsque les lames sont séchées, les spectres DRX sont acquis en utilisant un diffractomètre Philips PW 1729 X-Ray (CEREGE) avec une radiation cobalt ( $K_{\alpha}Co$ ,  $\lambda=1.79 \text{ \AA}$ ) à 40 mA et 40 kV. Le mode d'acquisition choisi est la mesure « pas à pas », avec un pas de  $0.05^{\circ}$ , entre  $2.5^{\circ}$  et  $35^{\circ}$  ( $2\theta$ ) et avec un temps de comptage de 5s par pas. Pour les échantillons sur sédiment global la mesure a été réalisée entre  $2.5$  et  $70^{\circ}$ .

L'identification des argiles est basée sur le changement de la signature spectrale des argiles en fonction des différents traitements physiques et chimiques appliqués (*Moore et Reynolds, 1989* ; *Marriner et al., 2011*). Le chauffage diminuant la distance inter-réticulaire de la smectite et détruisant la kaolinite, la raie de la smectite située à  $15 \text{ \AA}$  sur un spectre « contrôle » est décalée vers  $10 \text{ \AA}$  sur un spectre « chauffé » du fait de la perte de l'eau inter-réticulaire, et toutes les raies de la kaolinite sont absentes sur un spectre « chauffé ». L'éthylène glycol augmentant la distance inter-réticulaire de la smectite (*Mosser-Ruck et al., 2005* ; *Svensson et Hansen, 2010*), la raie de la smectite située à  $15 \text{ \AA}$  sur un spectre « contrôle » est décalée à  $17 \text{ \AA}$  sur un spectre « glycol ».

La quantité relative de chaque argile est estimée en utilisant l'aire des pics du spectre « glycol ». Les intensités des différents pics sont pondérées et transformées en pourcentages (*Moore et Reynolds, 1989*) qui permettent d'obtenir des estimations semi-quantitatives ( $\pm 5-10\%$ ; *Biscaye, 1965*) des principales espèces d'argiles.

### **5.3.2. Tamisage humide**

Afin de connaître la distribution granulométrique et de récupérer la malacofaune, ou des charbons pour la datation, les échantillons provenant des tranchées, coupes et tarières (*cf. § 8*) ont été tamisés à l'eau, à 2 mm, 800  $\mu\text{m}$ , 400  $\mu\text{m}$ , 200  $\mu\text{m}$ .

Les refus de tamisage ont été observés à la loupe binoculaire afin de caractériser la sédimentation et les caractéristiques visuelles des minéraux (forme, patine...).

Les charbons de la fraction  $>800 \mu\text{m}$  ont été échantillonnés, séchés, identifiés par Mme. Talon (IMBE) puis les plus gros ont été sélectionnés pour être datés.

Les éléments de malacofaune, fragments de coquillages marins et autres restes d'organismes (rostre de belleminte, spicule d'oursin), de la fraction  $> 400 \mu\text{m}$  ont été échantillonnés puis identifiés par Mr. Magnin (IMBE).

Les céramiques ont été collectées et triées selon leur pâte (céramiques rouges ou noires).

Après tamisage, les fractions grossières ( $> 1 \text{ mm}$ ) ont été triées avec un extracteur magnétique afin de séparer les particules aimantées du reste de l'échantillon. Ces particules peuvent être aimantées naturellement ou artificiellement (fragments de céramiques ou de serpentinites).

### **5.3.3. Granulométrie laser**

Pour la préparation des échantillons, 500 mg de matière homogène et représentative de l'échantillon global ont été prélevés. Les échantillons ont été tamisés à 1,8 mm puis déposés dans une solution d'hexamétaphosphate de sodium (3%, 20 ml) sous agitation constante (300 tr/min) afin de défloculer les argiles.

La distribution granulométrique des échantillons a été déterminée en utilisant un granulomètre laser Beckman Coulter LS 13 320, ayant une gamme d'analyse de 0.04  $\mu\text{m}$  à 2 mm, divisée en 44 fractions. La proportion importante de carbonates dans les échantillons (entre 40 et 60%), nous a conduits à utiliser un modèle de traitement optique incorporant les indices de réfraction des carbonates (1.48) en plus des indices classiques des argiles (1.56). Le modèle de calcul se base sur la théorie de Mie et assimile les particules à des sphères parfaites. L'eau est utilisée comme milieu d'analyse avec un indice de réfraction de 1.33 à 20 °C.

Un même échantillon est mesuré 6 fois puis les spectres obtenus sont triés. Seuls les spectres ne présentant pas de contamination du signal par d'éventuelles bulles d'air présentes dans l'eau ont été conservés, moyennés puis exportés. En pratique le 1er spectre a été systématiquement rejeté, voire même le 2<sup>ème</sup> et le 3<sup>ème</sup>. Une fois exportées, les données ont été traitées avec une macro VBA Excel © (développée par Mr. Fleury et Mme. Delanghe-Sabatier, CEREGE), qui donne les paramètres et indices relatifs à l'échantillon (quantiles, mode, pourcentage des différentes fractions granulométriques).

### **5.3.4. Teneur en matière organique et carbonate**

Les teneurs en  $C_{\text{tot}}$ ,  $C_{\text{org}}$ , N et carbonates ont été déterminées avec le CNS NA 1500 série 2 en se basant sur la détermination de la quantité de gaz dégazés ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{N}_x$ ) par un échantillon de masse connue (pesée à la balance de précision), après calibrage avec un standard de composition connue. Le CNS est calibré, avant chaque séance de mesure, avec un standard d'acétanilide  $\text{C}_8\text{H}_9\text{NO}$ , contenant 71.09% de carbone et 30.34% d'azote. Tous les 15 échantillons, un échantillon standard est analysé afin de contrôler la validité de la courbe de calibration.

L'échantillon qui doit être mesuré est séché à 30°C puis broyé. Dans un premier temps, la détermination de la quantité de  $\text{CO}_2$  et  $\text{N}_x$  dégazés à 1024°C sans aucun traitement préalable de l'échantillon permet de connaître %C<sub>tot</sub> et %N. Ensuite, la détermination de la quantité de  $\text{CO}_2$  dégazé à 1024°C après décarbonation (HCl 1M, 250  $\mu\text{m}$ , 40°C, 48h) permet de connaître %C<sub>org</sub>. Les pourcentages obtenus lors de ces deux analyses permettent de calculer la teneur en carbonate, suivant l'équation :  $\% \text{CaCO}_3 = (\% \text{C}_{\text{tot}} - \% \text{C}_{\text{org}}) * 8.33$  (Verardo et al., 1990).



## Chapitre 6 : Méthodes de datations absolues et relatives

La séquence sédimentaire de Cassis a été datée en combinant plusieurs méthodes de datations absolues ( $^{14}\text{C}$ , OSL,  $^{10}\text{Be}/^{26}\text{Al}$ ) et de datations relatives (paléomagnétisme, assemblage pollinique). Les différentes méthodes de datation étant largement connues et documentées, elles ne seront que brièvement présentées.

### 6.1. Datation $^{14}\text{C}$

La datation par le radiocarbone est basée sur l'un des isotopes du carbone, le carbone 14 ( $^{14}\text{C}$ ) ou radiocarbone. Le  $^{14}\text{C}$  est produit de façon continue dans la haute atmosphère à partir du bombardement des rayons cosmiques sur l'isotope 14 de l'azote. Le  $^{14}\text{C}$  est absorbé et stocké par les matières vivantes puis, à la mort des organismes, il disparaît progressivement selon une loi de désintégration radioactive. La demi-vie du  $^{14}\text{C}$  est de  $5568 \pm 30$  ans. La mesure du  $^{14}\text{C}$  résiduel comparé à la teneur en  $^{14}\text{C}$  d'une matière vivante permet de connaître la date de mort de l'organisme, et donc l'âge des sédiments. La datation au radiocarbone permet de dater des échantillons de moins de 50 ka.

Les datations  $^{14}\text{C}$  effectuées dans le cadre de cette thèse ont été réalisées sur des charbons et des pièces de bois préalablement identifiés à l'IMBE. Elles ont été réalisées soit au Poznań Radiocarbon Laboratory (Pologne), soit à Saclay, au laboratoire de Mesure du Carbone 14 par AMS par le programme ARTEMIS (France).

La méthode résumée ci-après est issue du programme ARTEMIS : les échantillons sont traités à HCl et NaHO pour éliminer les carbonates et les acides humiques puis ils sont purifiés afin d'éliminer le  $\text{CO}_2$  atmosphérique moderne éventuellement incorporé lors du traitement basique. Enfin, les échantillons séchés sont brûlés en présence d'argent et d'oxyde de cuivre afin d'obtenir un volume de  $\text{CO}_2$  contenant environ 1mg de C. Le  $\text{CO}_2$  obtenu est réduit par  $\text{H}_2$  en présence de poudre de fer et se dépose sur celle-ci. Une fois l'échantillon préparé, l'activité en  $^{14}\text{C}$  de l'échantillon est calculée en comparant les intensités mesurées de  $^{14}\text{C}$ ,  $^{13}\text{C}$  et  $^{12}\text{C}$  de chaque échantillon avec ceux de standards de  $\text{CO}_2$  préparés à partir de l'acide oxalique de référence HOxI. Les âges radiocarbones sont calculés selon Mook et Van der Plicht (1999). L'erreur sur la mesure tient compte à la fois de l'erreur statistique, de la variabilité des résultats et du blanc soustrait au résultat.

J'ai converti les âges  $^{14}\text{C}$  BP en  $^{14}\text{C}$  CalBP en utilisant l'application en ligne CalPal « The Cologne Radiocarbon Calibration and Palaeoclimate Research Package ».

## 6.2. Datation OSL

La luminescence stimulée optiquement ou « optical stimulating luminescence » (OSL) est une méthode de datation absolue qui permet de déterminer l'âge d'enfouissement d'un sédiment. Cette méthode permet de dater des sédiments jusqu'à 400 ka environ.

### 6.2.1. Principe de la datation par OSL

Les éléments radioactifs des familles de l'uranium, du thorium et du potassium sont présents naturellement et en très faible quantité dans tous les sédiments. La décroissance radioactive de ces éléments est accompagnée d'une libération d'énergie sous forme de rayonnements dont une partie est absorbée par les minéraux environnants (principalement le quartz). Lorsque ceux-ci sont soumis à une excitation lumineuse, l'énergie cumulée par les dégâts d'irradiation dans les réseaux cristallins est libérée, provoquant une émission lumineuse : c'est la luminescence stimulée optiquement. Lorsqu'un sédiment est exposé à la lumière naturelle avant de se déposer, l'OSL acquise lors des temps géologiques est effacée. On dit que l'échantillon est « blanchi » ou remis à zéro. Cette méthode permet donc de dater le moment où le sédiment, recouvert, ne reçoit plus la lumière solaire et où il commence à stocker l'énergie émanant des différentes radiations ionisantes qu'il reçoit durant la période d'enfouissement. Le signal OSL des échantillons est donc dépendant de la dose d'irradiation absorbée (paléo-dose  $D_s$  en Gy), et peut être relié au temps écoulé depuis la dernière exposition à la lumière naturelle (une fois que la dose reçue annuellement durant l'enfouissement  $D$  en  $Gy.a^{-1}$  a été déterminée) suivant la formule :

$$Age = \frac{D_s}{D}$$

### 6.2.2. Caractéristiques propres aux échantillons de Cassis

Les trois datations OSL ont été réalisées au Luminescence Dating Laboratory, Research Laboratory for Archaeology and the History of Art de l'Université d'Oxford (Royaume-Uni).

Les échantillons proviennent de la carotte sédimentaire de Cassis qui avait été préalablement ouverte à la lumière du jour. Ils sont constitués de lits sableux d'environ 5 à 10 cm d'épaisseur, encadrés par des zones argileuses. Afin d'éviter de polluer le signal OSL avec des minéraux remis à zéro lors de l'ouverture de la carotte, la surface du sédiment (1.5 cm) est enlevée sous un éclairage DEL de faible intensité, filtré à ~588nm.

Les fractions de sables grossiers (180-255  $\mu m$ ) ont été échantillonnées à la liqueur dense (polytungstate de sodium,  $2.68g/cm^3$ ) puis tamisées. Elles ont ensuite été décarbonatées (HCl) puis « lavées » au HF (40%, 90 min) afin de dissoudre les feldspaths et la couche extérieure des grains.

Le calcul de la dose «  $D$  » est basé sur les concentrations en éléments radioactifs (potassium, thorium et uranium) du sédiment qui sont déterminées par analyses ICP-MS/AES. Les mesures sont réalisées sur les lits sableux à dater, et sur les couches argileuses qui les encadrent et qui ont contribué à la dose de rayonnement externe reçu par les grains de quartz. Le calcul des doses est basé sur Zimmerman (1971), Mejdahl (1979), Aitken (1985) et Adamiec et Aitken (1998). La contribution des radiations cosmiques à la dose totale reçue a été calculée comme étant fonction de la latitude, de l'altitude et de la profondeur d'enfouissement (Prescott et Hutton, 1995). Les âges OSL estimés comprennent une erreur systématique de 3%.

### 6.3. Datation par cosmonucléides

Les notions générales sur la méthode  $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$  exposées dans ce paragraphe se basent principalement sur Gosse et Philips (2001), Granger et Muzikar (2001).

#### 6.3.1. Principe de la datation par isotopes cosmonucléides

La méthode  $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$  permet de dater l'âge d'enfouissement de sédiments et se base sur les différents taux de désintégration des nucléides cosmogéniques  $^{26}\text{Al}$  et  $^{10}\text{Be}$ . Ces deux radionucléides cosmogéniques sont produits *in situ* dans les quartz, par des réactions nucléaires provoquées par le bombardement de particules cosmiques. Lorsque le sédiment est enfoui à une profondeur suffisante pour être protégé du rayonnement cosmique il n'y a plus production de cosmonucléides. Cette méthode permet de donner des âges d'enfouissement compris entre environ 0.1 et 5 Ma (Granger et Muzikar, 2001).

#### 6.3.2. Préparation et mesure des échantillons

L'échantillon correspond à un niveau sableux de la carotte de Cassis et est préparé au Laboratoire National des Nucléides Cosmogéniques (CEREGE) selon le protocole présenté dans Braucher *et al.* (2000) et résumé ci-dessous :

- 1) Purification des grains de quartz avec un mélange 1/3 HCl (37%) et 2/3  $\text{H}_2\text{SiF}_6$  (34%) pendant 24h afin d'éliminer les carbonates, puis tamisage pour ne conserver que les fractions de 100 et 200  $\mu\text{m}$ ,
- 2) Le quartz extrait (~35 g) subit ensuite trois dissolutions séquentielles avec du HF (48%) sous agitation continue pendant 24h pour éliminer le  $^{10}\text{Be}$  d'origine atmosphérique (Brown *et al.*, 1991). 20 g de quartz pur ainsi obtenu sont mis en réserve.

- 3) Le reste du quartz pur obtenu (~15 g) subit une dissolution totale au HF (100 ml) puis est laissé à évaporer. Deux aliquotes sont prélevés avant (300 µl) et après (500 µl) évaporation du HF pour mesurer la concentration en  $^{27}\text{Al}$  à l'ICP-AES.
- 4) Be et les autres éléments traces sont séparés par précipitation sélective puis le précipité de  $\text{Be}(\text{OH})_2$  est dissous et passé sur une résine échangeuse d'ions pour éliminer les cations métalliques et anions (*Merchel et Herpers, 1999*).
- 5) Le résidu obtenu est ensuite oxydé (1h, 800°C) puis préparé pour être mesuré.

Toutes les mesures ont été réalisées avec le spectromètre de masse par accélérateur ASTER (CEREGE). Les âges ont été calculés avec une macro « Cosmonucléide » Excel (*Vermeesch, 2007*).

## 6.4. Magnétostratigraphie

La datation des sédiments par magnétostratigraphie fournit une datation relative des sédiments en se basant sur l'enregistrement des variations d'orientation du champ magnétique terrestre lors de la sédimentation (*Demory et al., 2005*).

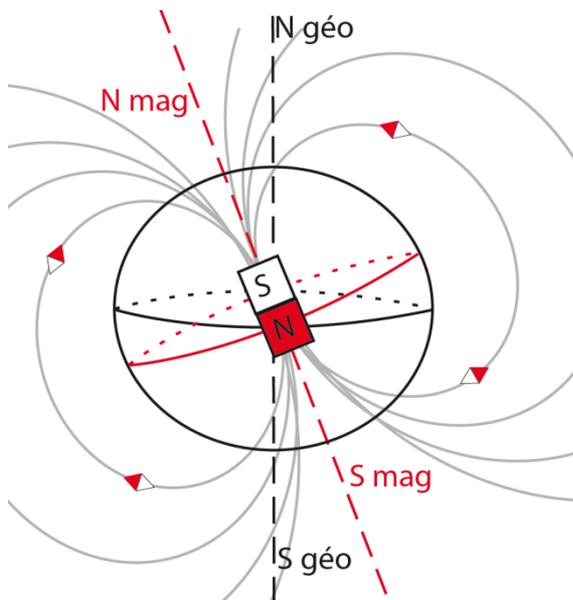
### 6.4.1. Généralité sur le champ magnétique terrestre

Le champ magnétique terrestre, apparu il y a au moins 3.5 Ga, constitue un facteur primordial pour le développement de la vie sur Terre dont il a permis l'éclosion et l'évolution grâce à son rôle de bouclier protecteur en déviant les particules charriées par les vents solaires. Il permet également aux animaux migrateurs de se repérer dans l'espace. Les études scientifiques montrent une diminution de son intensité au cours du temps avec un minimum au niveau de l'Atlantique sud.

Une infime partie du champ magnétique terrestre est associée aux courants électriques des couches ionisées de l'atmosphère supérieure alors que la majeure partie (99%) est générée à l'intérieur de la Terre (*Telford et al., 1990*). Selon les théories actuelles, le champ magnétique terrestre est issu des mouvements de convection du noyau liquide externe, composé d'alliages de fer et de nickel en fusion, couplés au mouvement de rotation de la Terre. Les énergies mécaniques et électriques produites par la convection seraient transformées en énergie magnétique. À l'échelle des temps géologiques, le champ magnétique terrestre peut être approximé par un dipôle magnétique géocentrique d'axe N-S, proche de l'axe N-S géographique. Les pôles magnétiques sont définis comme les deux points sur la surface de la Terre où les lignes de champs magnétiques sont verticales (*Fig. 6.4.1*). Le champ magnétique terrestre est défini par trois paramètres : l'inclinaison c'est-à-dire l'angle formé avec l'horizontale, la déclinaison c'est-à-dire l'angle formé avec le Nord géographique et la magnitude du champ.

Les études des laves basaltiques des fonds océaniques et des enregistrements sédimentaires ont montré que le champ magnétique terrestre subit des variations de direction et de sens :

- Modification de la direction. Le pôle Nord magnétique se déplace actuellement d'environ  $55 \text{ km.an}^{-1}$ , du Canada vers la Sibérie. La dérive du pôle Nord magnétique engendre des variations d'inclinaison et de déclinaison au cours du temps. Ces variations séculaires du champ magnétique terrestre seraient dues à des changements dans les courants de convection du noyau. Elles sont étudiées à partir d'enregistrements sédimentaires ( $\sim 100$ aine ka), de données archéomagnétiques (quelques millénaires) et d'observations instrumentales (quelques siècles).
- Modification du sens. Actuellement les pôles magnétiques et géographiques se trouvent dans le même sens (le Nord magnétique est au Nord géographique), on parle d'un champ magnétique « normal ». Il arrive que le champ magnétique s'inverse (le Nord magnétique est au Sud géographique), on parle alors de champs magnétique « inverse ».

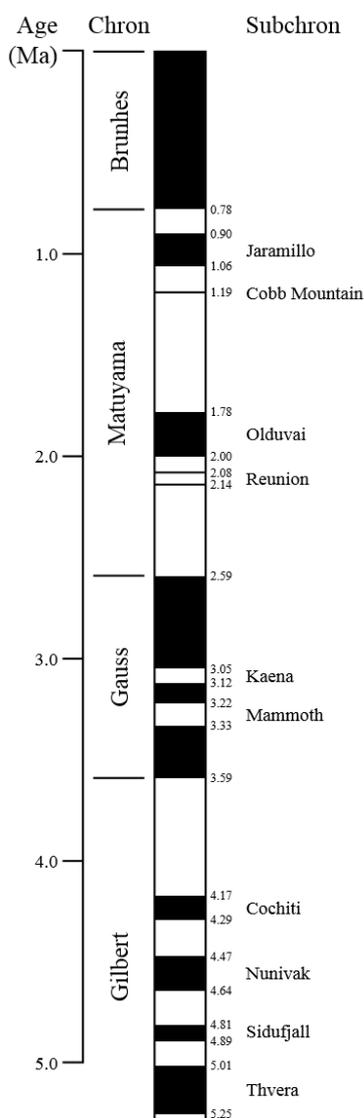


*Figure 6.4.1* : Schéma du champ magnétique terrestre. Les lignes de champs (gris clair) « rentrent » par le pôle Sud magnétique et « sortent » au niveau du pôle Nord magnétique de la Terre.

#### **6.4.2. Datation magnétostratigraphique**

Comme nous l'avons vu dans le paragraphe précédent, le champ magnétique terrestre subit des changements de sens. (Fig. 6.4.2). La dernière inversion a eu lieu il y a 780 ka, il s'agit de la transition Brunhes-Matuyama. Il arrive que l'intensité du champ magnétique baisse et que le sens Nord-Sud magnétique change pour une courte période de temps (quelques milliers d'années)

avant de retrouver sa position antérieure. Il s'agit alors d'une excursion magnétique. Lors de la période magnétique actuelle (*Brunhes*), plusieurs excursions ont été caractérisées (*Thouveny et al., 2004*).



La datation relative par magnétostratigraphie se base sur la corrélation des inversions et des excursions enregistrées dans le sédiment étudié avec une base de données établie des inversions et des excursions magnétiques connues. Cette corrélation doit prendre en compte le temps de sédimentation, les lacunes éventuelles et être recoupée avec d'autres méthodes de datation. La détermination de la polarité du champ magnétique enregistrée lors de la sédimentation est faite par la mesure de l'aimantation rémanente naturelle (ARN) désaimantée en champ alternatif (cf. § 5.3 pour le protocole d'acquisition).

*Figure 6.4.2*: Échelle des temps de la polarité géomagnétique terrestre pour le Cénozoïque final (d'après *Mankinen et Wentworth, 2003*). Les polarités inverses sont identifiées en blanc et les polarités normales en noir.

# Partie III :

*Etude*

*géomorphologique du*

*poljé de Cassis*

➤ .....	Résumé du chapitre 7a présenté sous forme d'article scientifique	99
<i>Chapitre 7a : Geophysical and geomorphological investigations of a Quaternary karstic paleolake and its underground marine connection in Cassis (Bestouan, Cassis, SE France).....</i>		
		100
7a.1.	Introduction.....	100
7a.2.	Geological setting .....	100
7a.2.1.	Geological setting .....	102
7a.2.2.	Karst .....	102
7a.3.	Materials and methods .....	104
7a.3.1.	Geophysical methods.....	104
7a.3.2.	Sediment sample and analysis .....	104
7a.3.3.	Dating and paleontological methods .....	106
7a.4.	Sedimentary and geophysical results.....	106
7a.4.1.	Sedimentary record from Cassis and Bestouan.....	107
7a.4.2.	ERT survey.....	110
7a.4.3.	Gravimetric survey .....	111
7a.4.4.	H/V data.....	113
7a.5.	Discussion.....	115
7a.5.1.	Geomorphology of the polje .....	115
7a.5.2.	Sedimentary record chronology.....	117
7a.5.3.	Polje formation and link to Bestouan river .....	122
7a.6.	Conclusions .....	126
	Acknowledgements.....	126
<i>Chapitre 7b : Enregistrement sédimentaire du Bestouan .....</i>		
		127
7b.1.	Description.....	127
7b.2.	Composition : minéralogie, granulométrie laser et chimique .....	128
7b.3.	Interprétation sur les conditions du milieu de dépôt.....	131
7b.3.1.	Conditions du milieu de dépôt.....	131
7b.3.2.	Comparaison avec la carotte du Bestouan « BES » (Cavalera, 2007) .....	131
<i>Synthèse sur le polje de Cassis .....</i>		
		132

La partie III se concentre sur l'étude géomorphologique du paléo-lac de Cassis et s'articule autour de deux chapitres. Le premier chapitre concerne la caractérisation morphologique du paléo-lac de Cassis, présentée sous la forme d'un article scientifique (cf. 7a) soumis à la revue *Geomorphology* (accepté en juillet 2013), dont la bibliographie a été incorporée dans la partie « Références » du mémoire. Le deuxième chapitre présente des données complémentaires concernant la rivière souterraine du Bestouan (cf. 7b).

L'étude géomorphologique du paléo-lac présente trois objectifs distincts mais complémentaires qui sont la détermination de la morphologie du poljé qui abrite le paléo-lac, la compréhension des mécanismes probables de la formation dudit poljé et la mise en lumière des liens existants entre le poljé et la rivière souterraine du *Bestouan*.

➤ ***Résumé du chapitre 7a présenté sous forme d'article scientifique***

Le système karstique de Port-Miou et du Bestouan est situé dans la plaine alluviale côtière de Cassis et a été étudié selon une approche multi-méthode qui combinait des études géomorphologiques, des observations de surface et des forages. Cette étude a montré que la dissolution du calcaire barrémien constituant le massif des Calanques et/ou l'effondrement d'une cavité karstique ont conduit au développement d'un poljé rapidement comblé par l'érosion des marnes aptiennes. La combinaison de plusieurs méthodes de datation et de proxies paléo-environnementaux indique que le poljé a été rempli lors d'une période glaciaire (MIS 6, 8 ou 10, c'est-à-dire entre 130-360 ka). La connexion entre le poljé de la plaine de Cassis et la rivière souterraine du Bestouan, dont le tracé connu grâce à des plongeurs spéléologues s'arrête à l'aplomb du paléo-lac, est fortement suggérée par les données sédimentologiques et les prospections géophysiques.

## ***Chapitre 7a : Geophysical and geomorphological investigations of a Quaternary karstic paleolake and its underground marine connection in Cassis (Bestouan, Cassis, SE France)***

Carole Romey <sup>1\*</sup>, Pierre Rochette <sup>1</sup>, Claude Vella <sup>1</sup>, Bruno Arfib <sup>1</sup>, Valérie Andrieu-Ponel <sup>2</sup>, Régis Braucher <sup>1</sup>, Cédric Champollion <sup>3</sup>, Marc Douchet <sup>4</sup>, Philippe Dussouillez <sup>1</sup>, Daniel Hermitte <sup>1</sup>, Emanuela Mattioli <sup>5</sup>, Jean-Claude Parisot <sup>1</sup>, Jean-Luc Schwenninger <sup>6</sup>

1 Aix-Marseille Université, CNRS, CEREGE, Eurôpole de l'Arbois BP80, 13545 Aix-en-Provence Cedex4, France

2 Aix-Marseille Université, CNRS, IMBE, Eurôpole de l'Arbois BP80, 13545 Aix-en-Provence Cedex4, France

3 Université Montpellier II, Laboratoire de Géosciences, Place Bataillon, 34095 Montpellier Cedex5, France

4 Association Cassis La Rivière Mystérieuse, M.E.V.A., 4 rue Séverin Icard, 13260 Cassis, France

5 UMR 5276 CNRS LGLTPE, Université Lyon 1, ENS Lyon, bâtiment Géode 2 rue Raphaël Dubois, 69622 Villeurbanne Cedex, France

6 University of Oxford, Research Laboratory for Archaeology and the History of Art, Dyson Perrins Building, South Parks Road, OX1 3QY Oxford, United Kingdom

### **7a.1. Introduction**

Karst areas, which represent about 20% of the land surface, are characterized by specific landscapes (*de Waele et al., 2009; Ford and Williams, 2007*). Karst structures present major economic and societal challenges (e.g. *Margiotta et al., 2012*). They are adequate for agriculture and ideal sites for human habitation (*Siart et al., 2010*). However, karst systems have very heterogeneous landforms and it is very difficult to study the extent and geometry of deep structures. Understanding the link between the endokarst and exokarst features and their 3D geometry (*Andra and Palmer, 2013*) is of particular interest for fresh groundwater management and for geotechnical issues. Karstic sediments are also used for paleoenvironmental studies as they function as terrestrial archives (*Delannoy et al., 2009*). Water flow is responsible for karst development in surface landscapes and underground carbonate rocks where dissolution opens voids. Surface water can also sink below-ground, forming an underground river flowing through large karstic conduits (*Mocochain et al., 2009*).

Poljes are karstic structures in the form of a large and flat-floored enclosed depression. The flat floor is caused by flooding during high flows due to inefficiency of underground drainage. Ford and Williams (*2007*) recognized three types of polje according to their main function: (1) poljes dominated by allogenic input controls are very common along highlands that can supply abundant clastic load to rivers; (2) structural poljes are dominated by bedrock geological controls; and (3) base-level poljes are dominated by water-table control.

The Mediterranean region is very suitable for the study of karstic phenomena due to ubiquitous limestone lithology, mainly of Cretaceous but also of Jurassic age (*Audra et al., 2004*), in particular in SE France. Limestones in Provence are often massive and deformed by a complex tectonic history (*Demory et al., 2011; Molliex et al., 2011; Lamarche et al., 2012*), with significant relief-related energy that is important for karst formation. Karstic areas are shaped by eustatic and/or tectonic forcing as well as hydrological changes. *Coastal karst* refers to karstic features which have been repeatedly flooded and drained by oscillating sea levels. The evolution of coastal carbonate karst depends on many factors such as groundwater hydrodynamic behaviour which is linked to sea-level changes (*van Hengstum et al., 2011; Canora et al., 2012*). Sea level has a key role in the formation and functioning of coastal karst structures around Mediterranean Sea: 1) the draw-down of sea level during the Messinian Salinity Crisis is responsible for the development of karst networks below glacial period sea level (*Audra et al., 2004*); 2) the rise of sea level during the Holocene caused the development and flooding of karstic networks active during the glacial period; and 3) the sea water mixing with coastal aquifers (saline intrusion) creates submarine sources discharge of brackish water (*Fleury et al., 2007*).

The purpose of the present study is to describe a peculiar coastal karstic system, by combining geophysical surveys, dating methods, geological surface field observations and underground submarine exploration. The studied area is currently characterized by a lowland in a topographic depression where a polje filled by more than 50 m of lacustrine sediments was discovered. Submarine karst conduits have been explored by speleo-divers from the sea for more than 3 km of development inland, and their topographic survey suggests that they may be linked with the polje. Geophysical methods are useful for studying heterogeneous karst structure (e.g. *Chalikakis et al., 2011; Vadillo et al., 2012*). Electric resistivity tomography (ERT) permits the characterization of karstic areas thanks to the contrast in electrical resistivity between resistive low permeability rocks and cavities filled with clay-rich sediments (e.g. *Siart et al., 2010*). Gravimetric survey is used to investigate sub-surface cavities because the density contrast is large between karstified rocks and the filled cavity (*Butler, 1984; Styles et al., 2005*). The Horizontal-to-Vertical spectral ratio (H/V) method is important for mapping the thickness of lacustrine sediments (e.g. *Delgado et al., 2000; Guéguen et al., 2007; Méric et al., 2007*), with a strong S-wave velocity difference (velocity ratio  $\geq 3.5$ ) between the surface layer and deeper material (*Rosenblad and Goetz, 2010*). The combined use of different geophysical methods is powerful for characterizing karstic structure (e.g. *Štěpančíková et al., 2011; Pueyo-Anchuela et al., 2011*), and the comparison of geophysical results with data from drilling allows verification of the interpretations. Moreover, drilled sediments have been dated using complementary absolute and

relative dating methods. Identification of reworked nanofossils from sediments allows the determination of the sediment source areas.

## 7a.2. Geological setting

### 7a.2.1. Geological setting

This study focuses on a small alluvial plain at 86 m altitude in Cassis (Bouches-du-Rhône, Southern France), about half a kilometer wide and two kilometers from the Mediterranean Sea (*Fig. 1*). This depression is currently downstream of a small topographic catchment area of about 8 km<sup>2</sup>, rising to 444 m altitude. The northwestern part of the catchment area is composed of Lower Cretaceous, massive Barremian limestones (Urgonian facies) while the southeastern part consists of an Aptian limestone-marl sequence. Structural setting (*Debrand-Passard et al., 1984*) is characterized by a monoclinial series with a local dip around 8° to the southeast, although specific localized outcrops reach 18° dip (*Fig. 1*). To the southeast, the catchment area is limited by the Cenomanian sandstone and limestone cliff, delimiting a separate catchment within the Upper Cenomanian marls. A NW-SE orientated fault separates the southern part of the catchment area from an uplifted Barremian limestone ridge, cut by a gorge where the outlet flows to the sea. Quaternary deposits occur within the depression, which was not identified as a polje until the present study.

### 7a.2.2. Karst

The Cassis area is well-known for its karstic geomorphology and “*Calanques*” which are canyons cut into Urgonian limestones by fluvio-karstic processes during the glacial period and presently drowned by sea-level rise. Numerous caves exist in the limestone formations (Early Cretaceous in the western part of the studied area, and Late Cretaceous in the eastern part). Major underground karst features are developed below the current sea level. Two submarine conduits have been explored by speleo-divers: the Port-Miou and Bestouan ‘rivers’ (*Arfib and Douchet, 2011*). The Bestouan river, ending at the Cassis port entrance, shows a sub-horizontal conduit, which runs at a depth between 0 and 29 m bsl with a cross-section ranging between 10 and 30 m<sup>2</sup>. Its exploration was stopped after 3 km right on the NW-SE fault which borders the southern boundary of the studied depression (*Fig. 1*) at sea-level, i.e. about 90 m below the soil surface. Port-Miou shows also a sub-horizontal conduit (depth between 0 and 30 m bsl), about ten times larger than Bestouan, over a distance of 2 km from the shoreline followed by a near vertical plunge explored down to 223 m bsl.

(a)

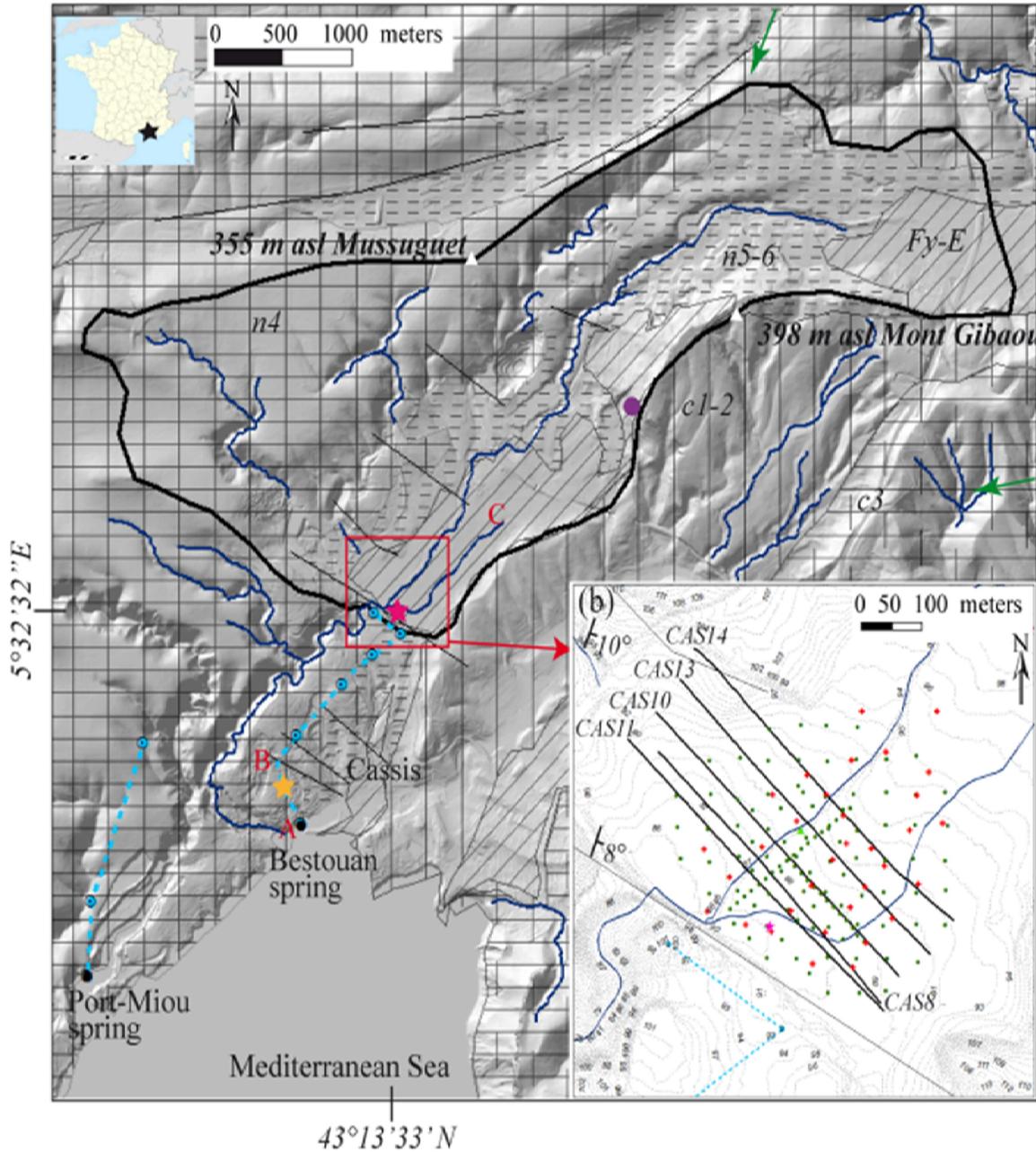
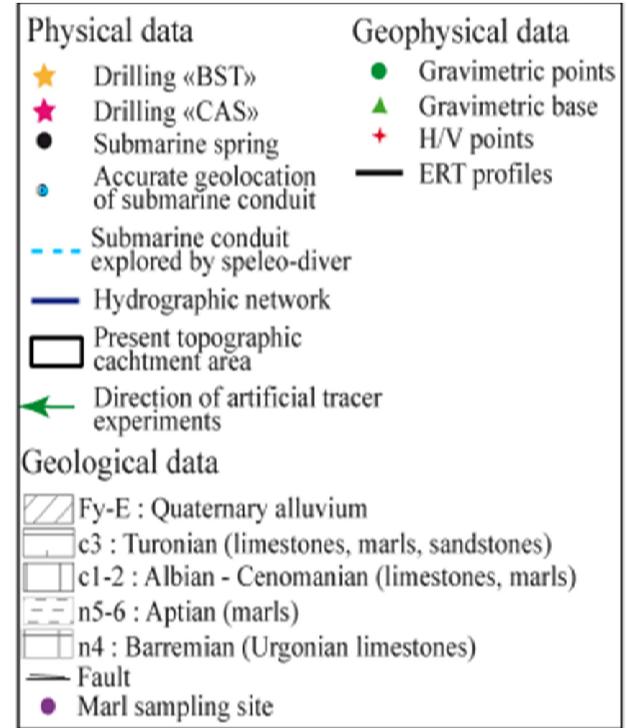


Figure 7a.2: Figure 1: Simplified geology and geomorphology of studied area (a) (adapted from *Guieu, 1969*), and location of geophysical measurements (b). Relief highlighted following digital terrain model (DTM 5m). The direction of flow from the two tracer injection points, located outside of the map, is indicated (see section 2.2). The trace of the geological section Fig 8a is indicated on (a) by letters (A, B, C). For further details on sampling site of marls see table 2.



These submarine rivers drain groundwater, forming submarine karstic springs with perennial discharge, which are the main groundwater outlet of the Beausset Unit between Marseille and Toulon. These springs have been extensively studied as they represent a potential resource of freshwater and can be used as proxies for karst evolution and fresh groundwater resources around the Mediterranean Sea (*Andra et al., 2004; Blavoux et al., 2004; Arfib et al., 2007; Fleury et al., 2007*). The Port Miou and Bestouan springs belong to the same karstic aquifer and are brackish due to seawater intrusion (*Tassy et al., 2010*). The seawater intrusion occurs at depth and several kilometers inland, upstream from the terminal explorations by the divers.

The Port Miou and Bestouan springs drain an aquifer probably larger than 400 km<sup>2</sup>, with still uncertain boundaries. A recent dye tracing test showed a rapid connection (transfer velocity about 1.7 km per day) between a sinkhole and the springs in the carbonate-siliciclastic Turonian and Coniacian rocks located 12 km to the east of the studied area (*Arfib and Lamarque, 2012*) (*Fig. 1*). It confirms that the springs drain two reservoirs (*Arfib et al., 2006*): brackish water coming from the deep part of the aquifer through a chimney-shaft, mixed with fresh water flowing in the upper part of the aquifer through vadose, epiphreatic and shallow phreatic conduits. The deep karstic system around the Mediterranean Sea can be related to the Messinian Salinity Crisis (*Andra et al., 2004; Mocochain et al., 2006*), a sea-level drop of more than 1500 m acting as the base-level for karst development (*Krijnsman et al., 1999; Rouchy and Caruso, 2006*). Later transgressions and Quaternary sea-level oscillations established a new base-level close the current sea-level. Cave development through the 2 km-thick Beausset Unit follows the general hydraulic head from north to south, and is also affected by tectonic structures, such as NW-SE faults in the Cassis area.

### 7a.3. Materials and methods

#### 7a.3.1. Geophysical methods

A 2-D electric resistivity tomography (ERT) was obtained by employing the ABEM Lund Imaging System using an inverse Wenner-Schlumberger configuration with 64 steel electrodes spaced regularly at 10 or 9 m intervals (*Fig. 1b*). GPS was used to geo-reference datasets. The apparent resistivity was measured using a computer-controlled multi-channel resistivity meter SAS 4000 (*Griffiths et al., 1990*). RES2-DINV software was used to invert ERT data (*Loke and Barker, 1995; Rucker et al., 2011*). The validity of the obtained resistivity sections is supported by the low RMS error of about 2% for the 6<sup>th</sup> iteration.

Gravity data were recorded with a relative micro-gravimeter, model Scintrex CG5, with a 50x50 m grid, in order to create a high-resolution gravity map (*Fig. 1b*). The nominal sensitivity is about 1  $\mu$ Gal. Coordinates of measurement points were determined using Trimble GPS in a

differential mode with an accuracy of  $\pm 0.01$  m. Gravimetric data require various corrections (Bonvalot et al., 2008; Merlet et al., 2008; Jacob et al., 2010) to obtain accurate gravity anomalies only corresponding to underground density anomalies. Earth solid tide and ocean loading correction were calculated using TSoft Software (van Camp and Vauterin, 2005). To predict the ocean loading, the tool <http://froste.oso.chalmers.se/loading> (Bos and Scherneck, 2011) was applied using the FES2004 oceanic model (Lyard et al., 2006). The drift of the gravity meter (Martín et al., 2011) was corrected by applying a linear approximation to the data between two measurements at the base station every 3-4 hours. Free-air and Bouguer gravity corrections were performed following Blakely (1996). Finally, the average relative gravity over the survey area is subtracted from the Bouguer anomaly at each station. The Bouguer anomaly data were interpolated using the kriging method (with smoothing distance of 100 m). OasisMontj software (GM-SYS, 2001) allows removal of the regional trend and interpolation of a map of Bouguer anomaly. 2D gravity modelling has been performed using the GM-SYS Profile Modelling Program (Ramadas et al., 2006). The model was constrained with several geological and physical data.

The H/V measurements (Nakamura, 1989) were performed at 38 sites, which were located with a GPS (Fig. 1b). Seismic noise was recorded during at least 30 min with a 100 Hz sampling frequency. Each station was equipped with a GSR 24-bit digitiser connected to a LE-3D/5s seismometer. Data were processed with the Sesarray package (<http://www.geopsy.org>, e.g. di Giulio et al., 2006; Wathelet et al., 2008). Microtremor records were cut into 60 s time windows, for which Fourier spectra were computed and smoothed using Konno and Ohmachi (1998) methods. At each site, the H/V spectral ratios were computed for all selected time windows, and the mean H/V curve was determined with standard deviations. The H/V curves were interpreted using SESAME (2004) criteria to obtain the fundamental frequency of each site ( $f_0$ ).

### **7a.3.2. Sediment sample and analysis**

Two sedimentary records have been investigated: a 50 m-deep drilling (CAS) in the Quaternary lacustrine sequence from the polje (43°13'33"N, 5°32'32"E, Fig. 1) and a 50 cm-deep percussion core (BST) coming from the Bestouan river. The drilling CAS was undertaken by CEREGE and the 'Centre de Carottage et de Forage National' (C2FN, INSU) using a SEDIDRILL 250-90 drill. Two cores (of 18 and 50 m lengths) were obtained 1 m from each other, with a perfect sedimentary overlap, which allowed us to fill most of the gaps (recovery ratio for lacustrine section: 95%). BST was obtained by divers through inserting a plastic tube into the conduit floor about 50 m from the entrance, at 18 m depth (Fig. 8). CAS and BST drillings were characterized using sedimentological analysis in order to establish relationship

between the karstic structure and the submarine spring. Four few-meters soundings were also performed by trenching or percussion coring (Cobra system) in four points around CAS drilling to confirm the presence of lacustrine deposits.

The global mineralogy of bulk sediment and the mineralogical composition of clay fraction were determined by X-Ray diffractometry (XRD). Samples of 0.5 or 1 g were dried and crushed in an agate mortar. Bulk samples were analysed without pre-treatment. For clay samples, as the signal strength of carbonates masked the signal of clay, carbonate and organic matter were removed by chemical treatments. Then only the fraction finer than 2  $\mu\text{m}$  was kept. Three glass slides were prepared: an untreated control slide, a heated slide (490°C, 4 hours) and a slide treated with ethylene glycol. Identification of clay mineralogy is based on changes in the spectral signature after physical or chemical treatment, compared to an untreated control (*Moore and Reynolds, 1989; Marriner et al., 2011*). Semi-quantitative estimations ( $\pm 5\text{--}10\%$ ; *Biscaye, 1965*) of the main clay species were based on the height of specific reflections measured on ethylene glycol pattern. Clay and bulk sample XRD patterns were recorded using a Philips PW 1729 X-Ray generator using  $\text{K}\alpha\text{Co}$  radiation ( $\lambda=1.79 \text{ \AA}$ ) at 40 mA and 40 kV. Data were collected by the step-counting method (step size  $0.05^\circ$ ) between  $2.5^\circ$  and  $35^\circ$  ( $2\theta$ ) with a counting time of 5s per step.

The  $\text{C}_{\text{tot}}$ ,  $\text{C}_{\text{org}}$ , N and carbonate compositions were determined using a CNS NA 1500 series 2. The standard used for  $\text{C}_{\text{org}}$  was an Acetanilide powder ( $\text{C}_8\text{H}_9\text{NO}$ , containing 71.09% carbon). Samples of about 30 mg, dried and crushed in an agate mortar, were burnt at 1024 °C. The measurement of degassed  $\text{CO}_2$  and  $\text{N}_x$  allows determination of %Ctot and %N. Then samples between 10 and 15 mg were decarbonated with 250  $\mu\text{l}$  of HCl (1M) at 40°C over two days. The determination of degassed  $\text{CO}_2$  provides %Corg. % $\text{CaCO}_3$  content was estimated using the following equation: % $\text{CaCO}_3 = (\% \text{Ctot} - \% \text{Corg}) * 8.33$ .

### ***7a.3.3. Dating and paleontological methods***

Radiocarbon dating (6 charcoal samples) was performed at the Poznań Radiocarbon Laboratory (Poland) and at the ARTEMIS facility (Saclay, France). Charcoals and wood fragments were identified by B. Talon at IMBE (Aix-en-Provence, France) before dating. Magnetostratigraphic relative dating is based on characteristic features of the magnetic field recorded during sedimentation (polarity chrons and excursions; e.g. *Demory et al., 2005*). Natural Remanent Magnetization (NRM) was measured with a 2G Enterprises DC-SQUID cryogenic magnetometer 2G 760R equipped with on-line alternating field demagnetization. Discrete 8  $\text{cm}^3$  cubic samples were used from BST while a continuous record was obtained from CAS using U-channels. Direction of characteristic NRM was determined by principal component analysis of the AF demagnetization curve. Optically Stimulated Luminescence dating (OSL) was carried out

on quartz mineral grains at the Luminescence Dating Laboratory, Research Laboratory for Archaeology and the History of Art, University of Oxford (England). Three samples for OSL dating were collected from half cores which had previously been opened in daylight. Core sections showing a 5-10 cm sandy layer plus a few cm of the upper and lower clays were selected for dating. In order to avoid the inclusion of bleached mineral grains, the exposed surface of the cores (circa 1.5 cm) was removed under low intensity filtered LED lighting (emitting at ~588 nm). OSL measurements were performed on coarse sand sized grains (180-255  $\mu\text{m}$ ) extracted from the sediment using standard preparation procedures (Mejdahl, 1985). OSL measurements were performed on an automated Risø luminescence reader (Botter-Jensen, 1997; Botter-Jensen et al., 2000) using a SAR post-IR blue OSL measurement protocol (Murray and Wintle, 2000; Banerjee et al., 2001; Wintle and Murray, 2006). Dose rate calculations are based on Aitken (1985). The OSL age estimates include an additional 3% systematic error to account for uncertainties in source calibration. One sample for cosmogenic nuclide dating ( $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$  burial method) sample was prepared at CEREGE-LN2C and measured at ASTER, the French accelerator mass spectrometry (AMS) facility (Aix-en-Provence, France). Quartz (~50 g) obtained after decarbonation of the fine sandy fraction (100-400  $\mu\text{m}$ ) from a thick sand layer near the core base was then treated following the protocol of sample preparation for  $^{26}\text{Al}$  and  $^{10}\text{Be}$  measurement (Braucher et al., 2000).

The pollen record (10 samples) was studied in IMBE (France). Because of the poor concentration of spore-pollinic material, samples were prepared using the method of Takeshi (Nakagawa et al., 1998) using heavy liquid (density = 1.96). Calcareous nannofossils were identified at the University of Lyon (LGLTPE, France) in order to characterize the source of karstic sediment in BST. Samples were prepared as smear slides following the technique described in Bown and Young (1998), and slides were analysed under a Leica optical microscope, with crossed polars, and 1000x magnification. Taxonomic determinations and age assessments were based on Bown (1998).

## 7a.4. Sedimentary and geophysical results

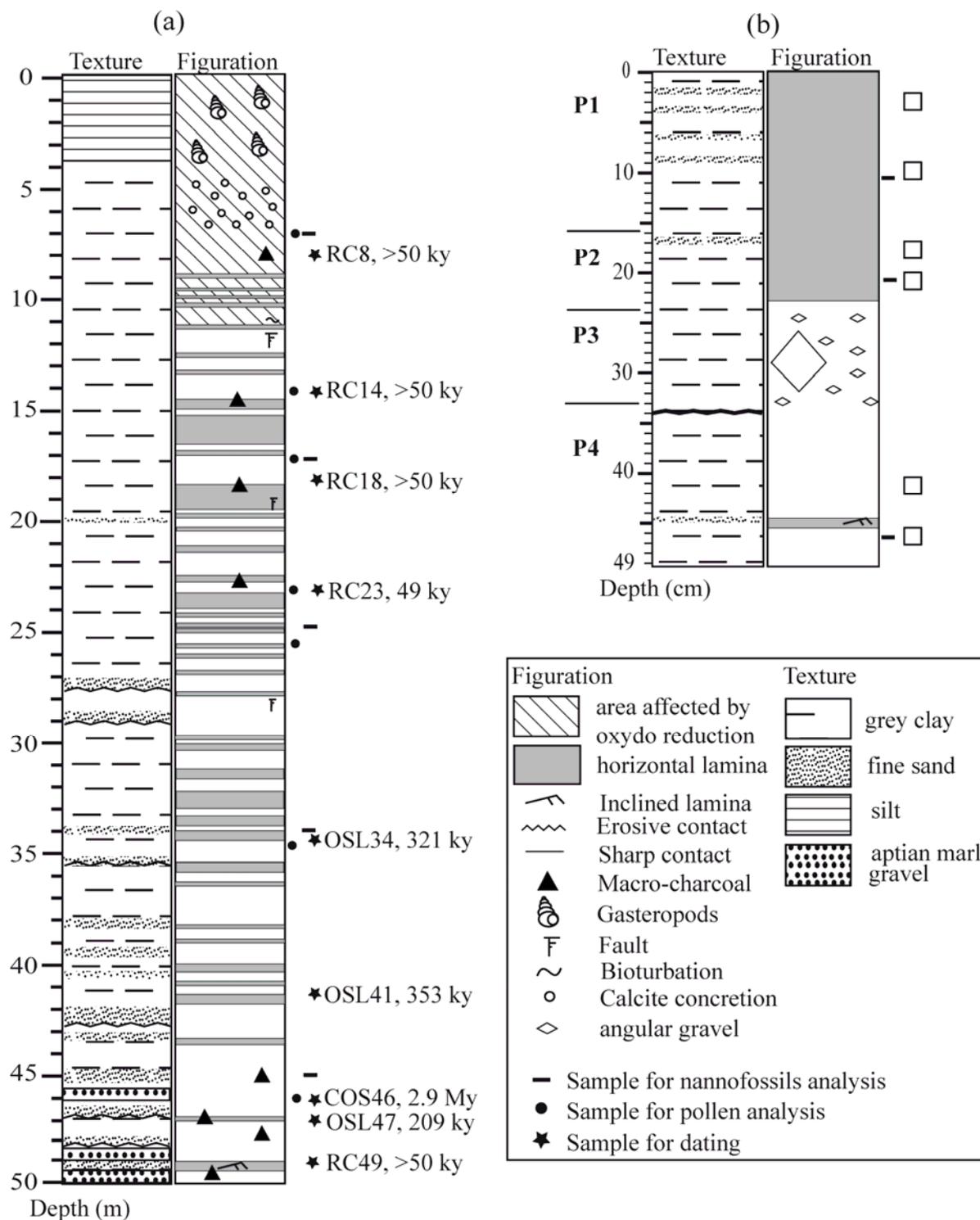
### 7a.4.1. Sedimentary record from Cassis and Bestouan

Detailed analysis of the sedimentary sequence is beyond the scope of the present publication. The information relevant to the geomorphological interpretation will thus be briefly summarized. In the polje CAS core the first 4.5 m corresponds to Holocene alluvium, while from 4.5 to 50 m finely laminated lacustrine sediment was observed (Fig. 2). At the bottom, the contact with massive Cretaceous marl was sampled over a few cm. The upper 5 m of lacustrine deposits were yellowish brown and oxidized because of redox phenomena due to the vertical oscillation of

the watertable and pedogenesis occurring since lake filling. Alteration of the sediment prevents the identification of lamina in that upper part. Lamination is (sub)horizontal, except in the last few meters close to the bottom. The up to 15° dip of bottom laminae is probably related to subsidence of the bedrock at the beginning of sedimentation. The lacustrine sediments show considerable homogeneity in colour, texture and composition. Grey sediments are indicative of a reducing environment (sulphides have been identified). The lacustrine sediments are carbonate-rich and poor in organic matter (*Table 1*). XRD analyzes undertaken on bulk samples indicated that global mineralogy is dominated by calcite ( $\text{CaCO}_3$ ), dolomite ( $\text{Ca, Mg}(\text{CO}_3)_2$ ), quartz ( $\text{SiO}_2$ ) and clay. XRD of the clay fraction shows the presence of smectite, illite and kaolinite.

The BST core can be divided in four parts. P1, from 0 to 17 cm depth, is composed by laminated and ocher clay. Color and low  $\text{CaCO}_3$  content at the top of P1 (from 3 to 19%) points toward oxidation and decarbonation of the sediment. From 0 to 10 cm (P1a) laminae are only due to changes in texture (clay/sand) whereas from 10 to 17 cm (P1b) laminae are caused by changes in colour (few grey laminae in ocher sediment). P2, from 17 to 23 cm, is composed by laminated clay. Clay is mostly grey with some ocher levels and has a higher percentage of  $\text{CaCO}_3$  (from 25 to 35%). From 17 to 20 cm (P2a), clay is dark grey whereas from 20 to 24 cm (P2b) clay is light grey. P3, from 23 to 34 cm, is composed by ocher clay with numerous angular pebbles and large sand and gravel fractions. P4, from 34 to 49 cm, is composed by ocher clay, with some sandy laminae.

This succession implies that a high-energy event was recorded during P3, with a subsequent fine sediment input (P2) of composition and origin different than the previous and later input (P1 and P4). The observed difference (higher carbonate content and reduced environment) indicates rapid sedimentation of a sulfide- and/or organic-rich material.



*Figure 7a.4.1:* Figure 2: Schematic log of sedimentary records from Cassis (a) and Bestouan (b). Dated samples are denoted according to dating method and depth (RC: radiocarbon, OSL: optically stimulated luminescence, COS: cosmogenic nuclides). Discrete samples for paleomagnetic study are located with square (scale 1:1) on the log of Bestouan core. See section 4.1 for Bestouan levels (P1-P4) explanations.

ID	Depth (cm)	Level	Smectite (%)	Illite (%)	Kaolinite (%)	Chlorite (%)	Water (%)	%C <sub>tot</sub>	%C <sub>org</sub>	%CaCO <sub>3</sub>
BST 1	3	P1	33	45	11	11	40	0.46	0.14	2.64
BST 2	11	P1	59	30	5	6	46	2.84	0.53	19.17
BST 3	17	P2	32	46	11	11	55	3.87	0.71	26.32
BST 4	20.5	P2	48	35	11	6	38	4.61	0.60	33.44
BST 5	41.5	P4	20	64	16	0	28	2.00	0.13	15.64
BST 6	46.5	P4	44	36	8	12	27	1.95	0.09	15.46
CAS	mean		70	20	10	0	21	6.17	0.49	47.26
	$\sigma$		12	8	6	0	2.28	0.89	0.13	8.62
	max		90	33	22	0	26	7.80	0.70	62.00
	min		46	6	4	0	18	4.38	0.30	38.00
Mf			29	38	33	0	<1%	9.04	0.32	72.60
Ma			76	13	11	0	22	7.62	0.22	61.64

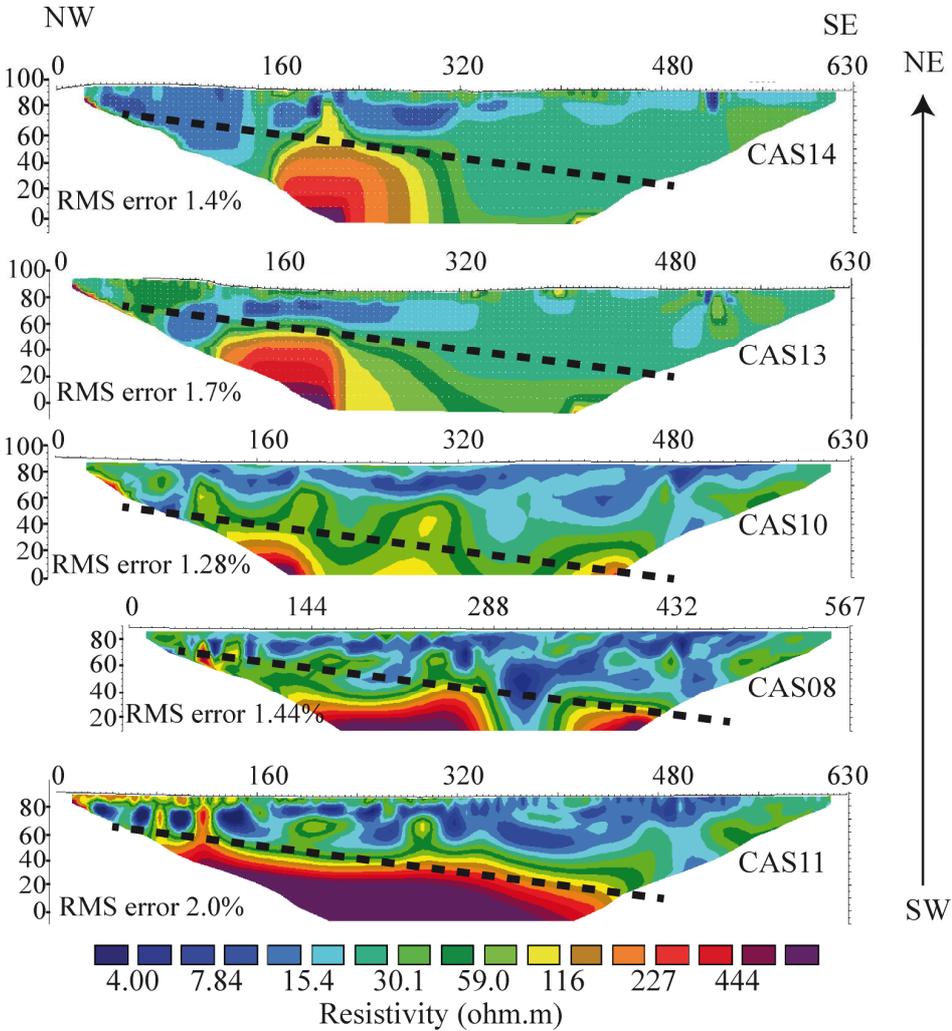
*Tableau 7a.4.1*: Table 1: Mineralogical and chemical data from Cassis paleolake (core CAS), Bestouan underground river (core BST) and Aptian marls. Clay percentages are normalised at 100%; CAS data are reported as a mean of 15 samples with standard deviation ( $\sigma$ ). For more explanation about "level" refer to the text §4.1. The fresh marls (Mf) and material resulting from the weathering of marls (Ma) are located [Fig. 1a](#).

#### 7a.4.2. ERT survey

Six ERT profiles with NW-SE orientation were measured. ([Fig. 3](#)). The topographic variations, which were also considered in the inversion model, are quite small ( $dh = 5$  m). According to Samouëlian et al. (2005) the range of resistivity of unaltered and altered limestone is very wide, between 50 and 5000  $\Omega.m$  whereas lacustrine sediment and marl have low resistivity (5-70  $\Omega.m$ ) (e.g. [Metwaly and AlFouzan, 2013](#); [Nordiana et al., 2013](#)). Apart from very porous or highly fractured saturated limestones, not present in our study, clay-poor slightly fractured limestone resistivity is assumed  $>100$   $\Omega.m$ . ERT is unable to discriminate between formations having similar electrical properties, and the resistivities of marl and Quaternary lacustrine sediment may be too close to distinguish the boundary between both formations. ERT data are only able to locate the boundary between Barremian limestone and the overlying marls or Quaternary formations.

2D pseudo-sections are described from north to south. The description is done using the distance from the electrode located at the NW end (designated 0). On the NW end of profiles, the massive limestone levels are nearly outcropping and should plunge about 10 degrees below the Aptian marl or any Quaternary filling. The expected top of limestone layer without the impact of karst/ dissolution phenomena is indicated by black dotted line in [Fig. 3](#). Taking the 100  $\Omega.m$  value as the lower limit for limestones, one could see in CAS11 that a limit between low

resistivity (green-blue) and high resistivity (red-purple) material can fit with the expected top of limestone layer. In other ERT profiles, limits do not match with expected the limestone tops, thus suggesting fracturing and/or dissolution of the limestones and infilling by Quaternary deposits in karstic structures. Major infillings down to more than 80 m depth are identified between electrodes 300 and 350 m in CAS 8, 13 and possibly 14.



*Figure 7a.4.2:* Figure 3: 2-D inverted resistivity sections NW-SE (topographically corrected). Four profiles (CAS10, CAS11, CAS13, CAS14) are 630 m long (10 m spacing of electrodes) and one profile (CAS08) is 576 m long (9 m spacing). The vertical scale is the altitude above the sea level (m) and the horizontal scale is the distance (in m) from the NW end. No vertical exaggeration. A dotted line indicates prekarstic interpolated interface between marls and limestones.

Two distinct parts are visible on profile CAS11, the closest profile to the drilling. There is a deep continuous resistivity layer (from 100 to 440  $\Omega$ .m) which is covered by a less resistive layer ( $< 50 \Omega$ .m). The more resistive layer has a dip characteristic of the regional limestone

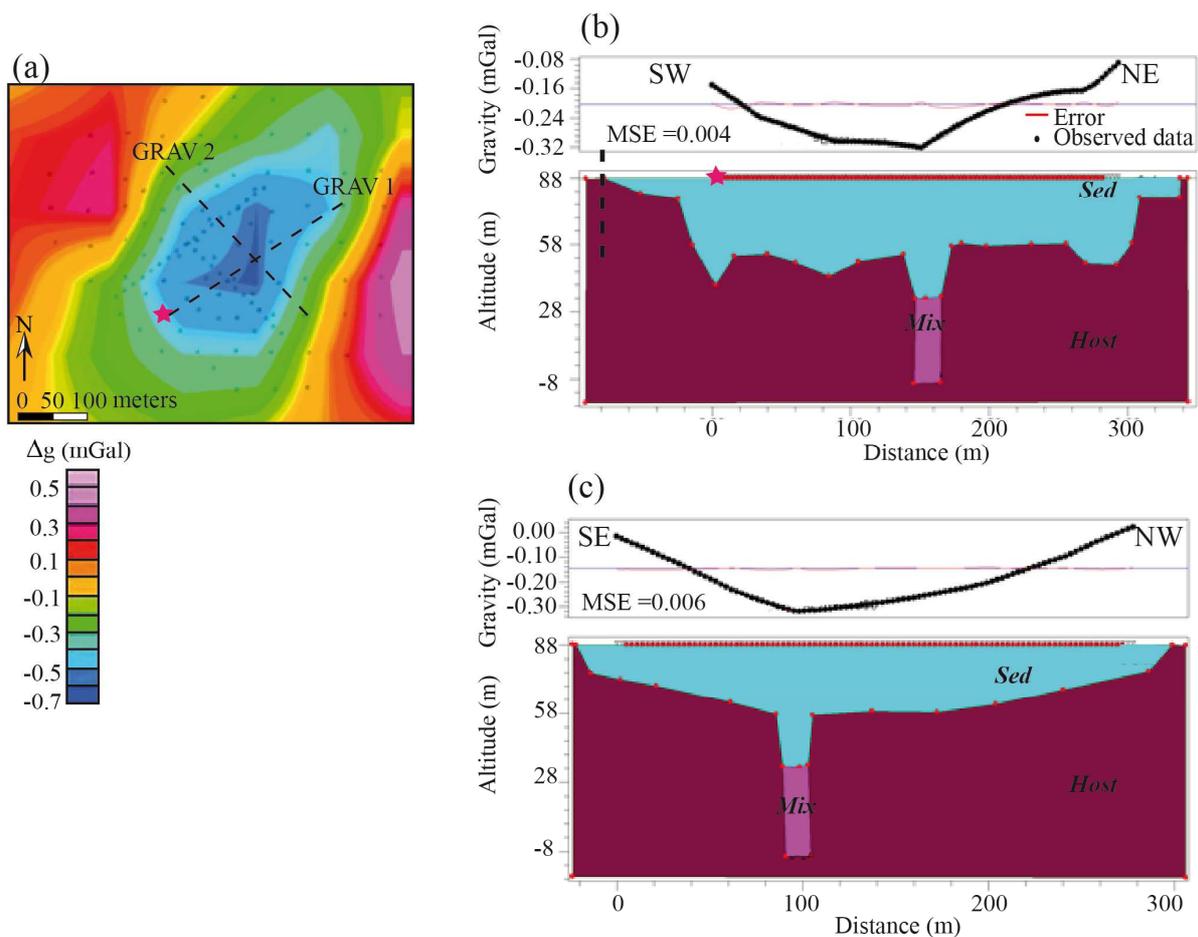
substratum. Locally, the dip is not constant and it sharply increases around the electrode located at 320 m. The limestone is covered by marl and clay (less resistive). The two layers are observed on the CAS08 profile but their morphologies change. The more resistive layer is cut by the lower resistivity layer between electrodes located at 290 and 340 m. It forms a narrow funnel-shaped structure in the substratum which is filled with a low resistivity material. The depth of the structure is greater than 80 m. CAS10 profile shows a general rise of the high-resistivity material and particularly between electrodes located at 270 and 320 m and between electrodes located at 185 and 230 m. On CAS13 and CAS14 profiles, structures and resistivity variations are similar.

In the near-surface layers of Holocene sediments one can see a steady decrease of average resistivity from NE to SW. The decreasing resistivity corresponds to a more water-rich subsurface layer, in agreement with the lower altitude and accumulation of water, as well as thicker Holocene deposits.

#### **7a.4.3. Gravimetric survey**

The Bouguer anomaly map (*Fig. 4a*) shows that after corrections gravity has a small amplitude range of variation (1.2 mGal) from -0.7 to 0.5 mGal. A central band, oriented SW-NE, is highlighted by a negative anomaly which indicates the presence of a low density material, corresponding to the lacustrine sediments. This negative anomaly is elongated SW-NE and is about 400 m long and 200 m wide. It is flanked to the east and west by two positive anomalies, indicating the presence of high density material near the surface corresponding to the Cretaceous bedrock (marl and massive limestone).

The two 2D gravity models (GRAV1 and GRAV2) permit to characterize the morphology of deep karstic structure and are composed of three compartments: compartment "Sed" represents lacustrine sediments overlain by Holocene deposits; compartment "Host" is the bedrock and compartment "Mix" a mixture between lacustrine sediments and bedrock. Profile GRAV1 (*Fig. 4b*) through the center of the negative anomaly follows the SW-NE direction of elongation and is constrained in the SW extremity by the drilling information and the presence of the fault, and by the density of the sediments and bedrock. Measured lacustrine sediments density is  $2180 \text{ kg/m}^3$  (stereopycnometre from Quantachrome Instruments,  $n=10$ ) The Aptian marl and Barremian limestone densities used is  $2690 \text{ kg/m}^3$  (*Fournier et al., 2011*). Independent constraints are a 50 m thickness of lacustrine sediments at the CAS core position and the vertical fault putting into contact bedrock and lacustrine sediments. At the southwestern end of the GRAV1 profile, a significant and abrupt rise of the boundary between sediment and bedrock up to the fault. The shape of the polje is slightly asymmetrical, with a deepening toward the SW. The part where the structure is the deeper than 30 m has a SW-NE extension of about 340 m.



*Figure 7a.4.3* : Figure 4: Map of Bouguer anomalies (a) and modeled profiles GRAV1 (b) and GRAV2 (c). The grid cell of the map of Bouguer anomalies is 100 m. 2D models (a, b) were computed using three formations of different density:  $d_{\text{host}} = 2690 \text{ kg/m}^3$  (red, creataceous bedrock),  $d_{\text{sed}} = 2181 \text{ kg/m}^3$  (blue, lacustrine sediments and Holocene deposits), and  $d_{\text{mix}} = 2440 \text{ kg/m}^3$  (pink, mixture between sediments and bedrock). Drilling “CAS” (pink star), fault (black dotted line) are localized on GRAV1.

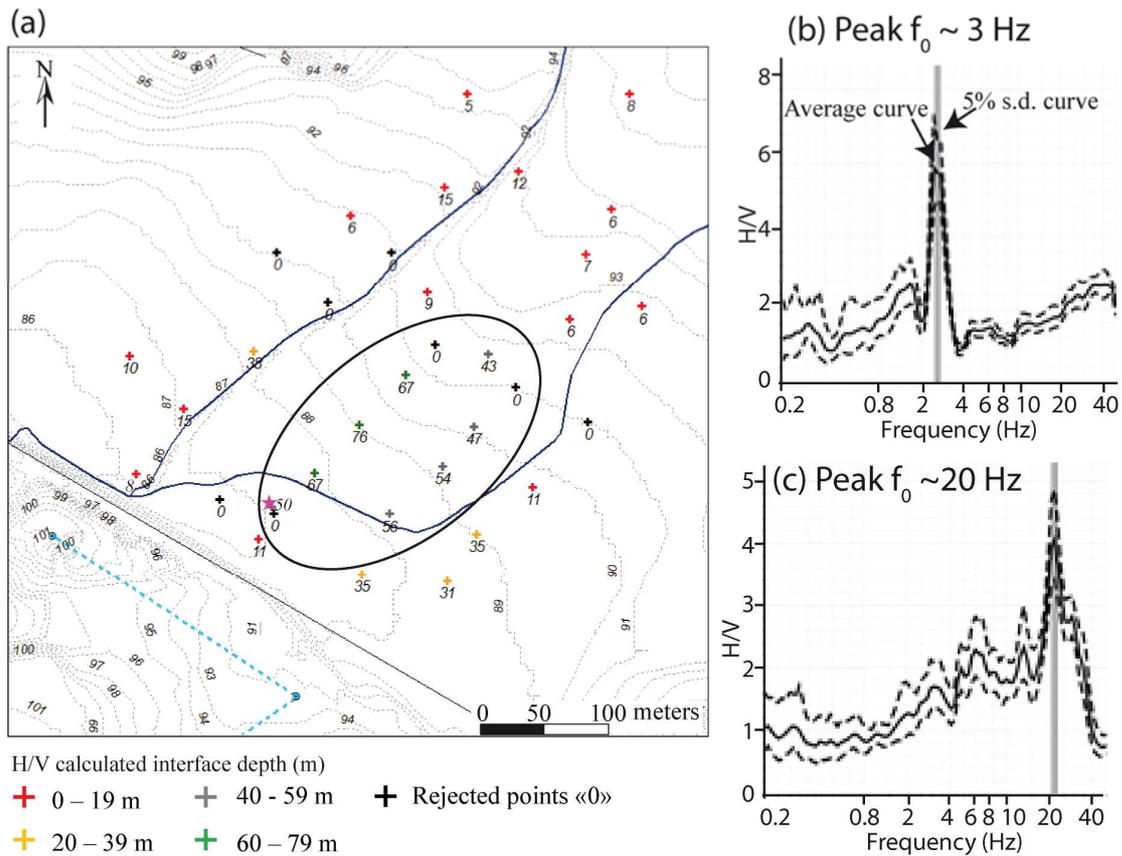
The central area of highest negative anomaly can be modelled by a narrow vertical structure of about 15 m width and 90 m depth. It is modelled by an intermediate density material between lacustrine sediment and bedrock density, which indicates a probable filling by blocks of limestone and marl, clogged with clay coming from the erosion of the watershed. Such a mixture, in indeterminate proportions, of limestone, marl and clay, would have resulted in the formation of a level with a density ranging between  $2180$  and  $2690 \text{ kg/m}^3$ . For this model, the density for the mixture corresponds to 50% clay and 50% bedrock, i.e.  $d = 2440 \text{ kg/m}^3$ . This interpretation is not unique and an alternative model lacking the intermediate density formation and showing a more conical shape is also possible. However, the first interpretation is more in agreement with

the formation scenario described in the following text. Profile GRAV2 (*Fig. 4c*), oriented NW-SE, is perpendicular to GRAV1 and also crosses the centre of the negative anomaly. The structure is again about 300 m long but the part deeper than 30 m is much narrower.

#### **7a.4.4. H/V data**

Quaternary sediments and their Cretaceous marls and limestones substratum are characterised by S-wave velocity of 200-600 m/s (*Bièvre et al., 2011*) and 2000-3500 m/s (*Dvorkin et al., 2001; Fournier et al., 2011*), respectively. This velocity contrast is large enough to provide a significant H/V peak (*Rosenblad et al., 2010*). Treatment of H/V curves can integrate all horizontal components or use a specific azimuth in order to minimize 2D effects. Such effects are linked to surface and interface topographies. The NE-SW azimuth, which corresponds to the direction of the valley and elongation of gravimetric data, was chosen for data processing. Data are presented in *Fig. 5*. The peak values of H/V ratio range between 2.2 and 21.96. Eight sites (over a total of 38) were discarded after treatment, either because they yield no well-defined peak or because the geometry of the peak did not fulfill the SESAME criteria (width and height). The frequencies obtained vary between 2 and 32 Hz. Most data are below 5 Hz (44%) or between 13 and 24 Hz (48%), with a single site showing a higher frequency. The period of the day during which measurements are taken may affect the results due anthropogenic seismic noise (*Cara et al., 2010*). Two points were measured at night (S5N and S4N) in order to control the validity of peaks measured during the day. S4N is located in the same place as S3P2, which was measured during the day. The obtained frequencies are very close: 2.90 and 2.92 Hz, respectively.

S4N is close to the CAS drilling, and allowed determination of the velocity of the surface layer. At this point, the depth of the bedrock ( $h$ ) is 50 m and frequency  $f_0$  is 2.90 Hz. The velocity ( $V_s$ ) is deduced with the following formula:  $f_0 = V_s / (4 * h)$ . So, the calculated velocity  $V_s$  is 581 m/s. This value is in accordance with the known velocities of wave propagation in clays (*Bièvre et al., 2011*). Using this calibration point, the depth of substratum can be computed for the other measurement points. It ranges between 4.5 and 73 m. The two frequency groups mentioned above correspond to depths over 29 m and in the 6-11 m range, respectively. The deep group is concentrated in the central and SW part, while the shallow group is concentrated in the NE and periphery of the map.



*Figure 7a.4.4* : Figure 5: H/V results grouped according to calculated interface depth (a). The area with depths above 40 m is highlighted by a black ellipse. Two examples of H/V amplitude ratio versus frequency with resonance peak identification are shown (b, c). Drilling “CAS” is represented by a pink star. Topography is indicated by isolines (m), rivers are in blue lines and submarine river in dotted blue line.

## 7a.5. Discussion

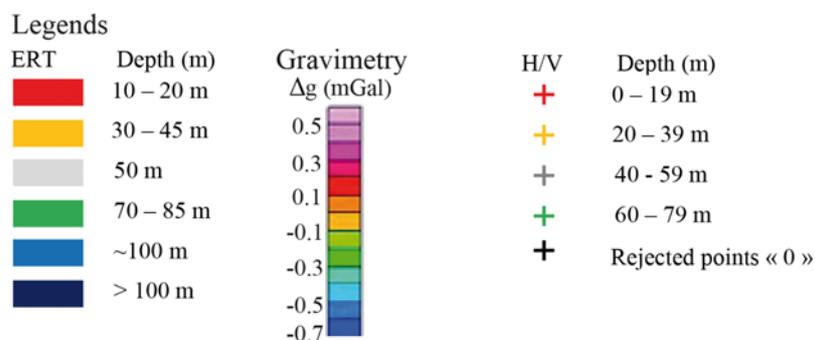
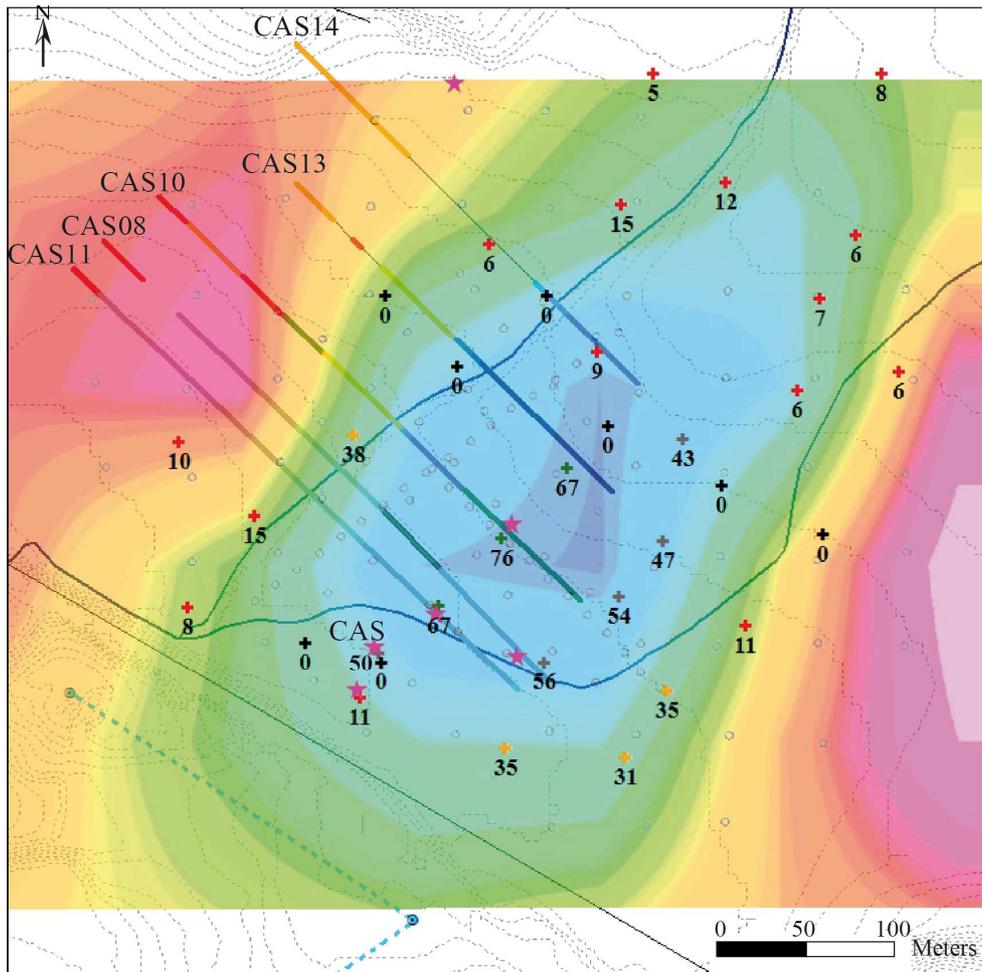
### 7a.5.1. Geomorphology of the polje

The aim of the study was to delineate the morphology of a buried karstic structure and understand the mechanisms of its formation and connection with a submarine karst network. Comparing the results from three geophysical methods based on different properties improves the interpretation of the data. None of the three methods used alone can clearly determine the boundaries between the three formations present: Quaternary sediments, limestones and Cretaceous marl bedrock. Due to similar electrical resistivities, marl and clay are not distinguished on ERT profiles. Gravimetric study does not differentiate between marl and limestone because of similar densities. The H/V method, like gravimetry, gives the depth of bedrock and lacustrine sediment boundary. The area covered by the ERT survey is smaller than that covered by

gravimetric survey and H/V methods, but the comparison of the results shows that the three methods give coherent results. The results of the ERT profiles and Bouguer anomaly map overlap well, qualitatively (*Fig. 6*). Both allow to distinguish two areas with different depth of bedrock: a deeper area in blue, and a shallower in red-orange. However, the ERT depth is usually greater than the modeled depth from gravimetry, especially toward the NE. This may be attributed to marls and suggests that the thickness of marl increases towards NE, moving away from the fault. Furthermore, it is possible to interpolate the theoretical depth of the surface contact between marl and limestone, not taking into account karstic structures. With the hypothesis of a clear interface between marl and limestone and a dip of  $\sim 8/10^\circ\text{E}$  (*Fig. 3*), the depth of marl/limestone boundary obtained is about 45-57 m below the ground surface within the polje area (at drilling CAS).

In the southwest, the data from the three methods agree well within uncertainties. All H/V-derived depths greater than 30 m are concentrated in the deeper area indicated by gravimetry, with the largest values fitting well with the gravity minimum. The only discrepancy concerns a H/V depth of 9 m determined on the CAS14 profile while gravity and ERT indicate a deep interface. This may be due to the presence of a discontinuity within the Quaternary sequence or unsuitable H/V spectra.

Geophysical observations can be used to determine the general shape of the bedrock of the paleolake, and so to give an estimation of the volume of sediment required to fill the polje. Based upon gravimetric modelling, the shape of the polje can be approximated using simple geometric forms: 1) a narrow vertical structure, representing a collapsed sinkhole or any alternative way to connect the surface to the karstic network at sea level within the massive limestone; and 2) a larger volume, representing the extension of the paleolake related to the erosion of marl through the sinkhole. The general shape of the karstic structure is similar to a large funnel (*Fig. 8*), deeper at the centre than at the edges (*Fig. 6*) and filled by lacustrine sediments. The polje dimensions are about 340 m long, 300 m wide and 40 m average depth. Using these dimensions the volume of sediment filling the polje is about  $4 \times 10^6 \text{ m}^3$  (neglecting the central sinkhole volume). Although this simplified calculation minimizes the complexity of the structure of karst depression, it should provide a correct order of magnitude.



*Figure 7a.5.1*: Figure 6 : Comparison between ERT (color lines), gravimetric and H/V (crosses) results. The parts of the ERT profiles that have no indication of color correspond to a gradual transition between the two depth classes which surround it. Drilling “CAS” is located with a pink star and five shallow (~ 3 m) additional drilling are located by a pink star.

Moreover, geophysical studies and sedimentary observations give information about paleolake water depth. Lacustrine sediments contain abundant Cretaceous microfossils but are very poor in Quaternary organisms such as ostracods or diatoms. There are no traces of bioturbation (except one at 11 m). The lack of diatoms, which are very common in lacustrine sediments, is due to the carbonate-rich nature of the sediment (e.g. *Lamb et al., 2007*). The

grey colour of the sediment is characteristic of anoxic sediment, rich in sulphides (*van Geen et al., 2003*). The sediment lamination indicate the lack of current (e.g. waves current) which could homogenized sedimentary deposits and oxygenate water column, and is concordant with sediment anoxia. Sedimentary data could indicate a deep depositional environment (e.g. *Tudryn et al., in press*). Based on the near-surface presence of lacustrine sediment in all coring points, the surface of the paleolake was once at a present altitude of at least 90 m a.s.l (altitude of lacustrine sediment cored in the most northward point), thus constraining the altitude of the paleo-outlet.

#### **7a.5.2. Sedimentary record chronology**

Samples for radiocarbon dating obtained from the lacustrine sediments (*Table 2a*) are all beyond the limit of the technique, about 49 ky (*Donabue, 1995*). One sample (RC23 at 23.13 m depth) provides a date of  $48 \pm 3$  ky which could be due to minor, more recent  $^{14}\text{C}$  contamination. Therefore, the entire period of lacustrine sedimentation, and moreover karstic structure formation, can reasonably be assumed to be older than 50 ky. Continuous paleomagnetic study (*Romey, 2013 [la présente thèse]*) reveals normal polarity throughout the sequence, indicating a Brunhes age ( $<780$  ka), without the record of any geomagnetic excursion. Three OSL dates obtained from 34.04, 41.45 and 48.40 m depth provided age estimates of  $321 \pm 29$  ky (MIS 9-10),  $353 \pm 37$  ky (MIS 9-10) and  $209 \pm 21$  ky (MIS 6-7), respectively (*Table 2b*). Optical dating is used to determine burial ages of sediments that were exposed to sunlight prior to deposition. However, OSL dates can be biased by many factors (*Bradley, 1999*) and one of the main limitations is the possibility of insufficient resetting of the luminescence signal. Partially bleached sediment may contain a mixture of grains carrying different levels of residual signals, and this can lead to an age overestimation (*Böse et al., 2012*). In this study, the small size of the watershed ( $\sim 8$  km<sup>2</sup>), would imply a short transport time which could reduce the likelihood of a full resetting of the quartz OSL signal at deposition. The associated low  $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$  ratio ( $1.58 \pm 0.26$ ) measured in a sample of quartz from a depth of 46 m, suggests a minimum burial age of 2.9 My, which is inconsistent with other data within the core. This implies that the quartz grains have been buried in a Tertiary layer, rapidly eroded and redeposited in the lake, i.e. without enough time to reset the cosmogenic nuclides clock. These findings point towards a more complex depositional scenario, involving multiple surface exposures and burial sequences. The OSL dates are likely to represent age overestimates (hypothesis supported by catchment area dimension, overestimation of  $^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$  dating and no stratigraphic order of OSL dating) but when considered in combination with the  $^{14}\text{C}$  dating, suggest that lacustrine sedimentation is likely to have taken place between 50 ( $^{14}\text{C}$  dating) and 350 ky (OSL dating) .

Concerning pollen analysis (Fig. 7), the presence of *Artemisia* (up to 28.5 %), other steppic herbs, pioneers shrubs and the dominance of *Pinus* (up to 80 %) in the pollen assemblages are typical of glacial and lateglacial vegetation from the Upper to Middle Pleistocene periods in Western Provence (Triat-Laval, 1978). No Tertiary exotic taxa were observed in pollen slides. As the extinction of those taxa dates to the end of MIS 11 in Western Europe, the lacustrine infilling of Cassis is younger than MIS 11 (ca 400 ka) and dates from Middle to Upper Pleistocene.

The different elements of dating indicate an age (1) greater than 50 ky, (2) less than 400 ky, and (3) from a cold period. Moreover, due to the sedimentary homogeneity with the absence of discontinuities, lacustrine sediments probably correspond to a unique continuous cold period. The intersection of these data can highlight the corresponding periods. MIS 6 (~ 130 to 190 ky), MIS 8 (~ 244 to 301 ky) and MIS 10 (~ 334 to 364 ky) can match these criteria (Bassinot et al., 1994; Lisiecki and Raymo, 2005). Therefore, the sedimentary sequence of Cassis would represent a maximum period of deposition representing circa 30 to 60 ky.

<b>ID laboratory</b>	<b>ID sample</b>	<b>Type</b>	<b>Depth min (m)</b>	<b>Depth max (m)</b>	<b>Radiocarbon age BP (ky)</b>
SacA 25909	RC8	coal	8.22	8.22	>50
SacA 25910	RC14	coal	14.30	14.30	>50
SacA 25911	RC18	coal	18.40	18.40	>50
Poz-40304	RC23	wood	23.25	23.25	48 ± 3
Poz-40303	RC49	coal	49.50	49.50	>51
<b>ID laboratory</b>	<b>ID sample</b>	<b>Type</b>	<b>Depth min (m)</b>	<b>Depth max (m)</b>	<b>OSL age (ky)</b>
X5375	OSL34	Sand	34.00	34.08	321 ± 29
X5376	OSL41	Sand	41.40	41.50	353 ± 37
X5297	OSL47	Sand	47.03	47.09	209 ± 21
<b>ID laboratory</b>	<b>ID sample</b>	<b>Type</b>	<b>Depth min (m)</b>	<b>Depth max (m)</b>	<b><sup>26</sup>Al/<sup>10</sup>Be age (My)</b>
FB36_R	COS46	Quartz	46.30	46.70	2.9 ± 0.3

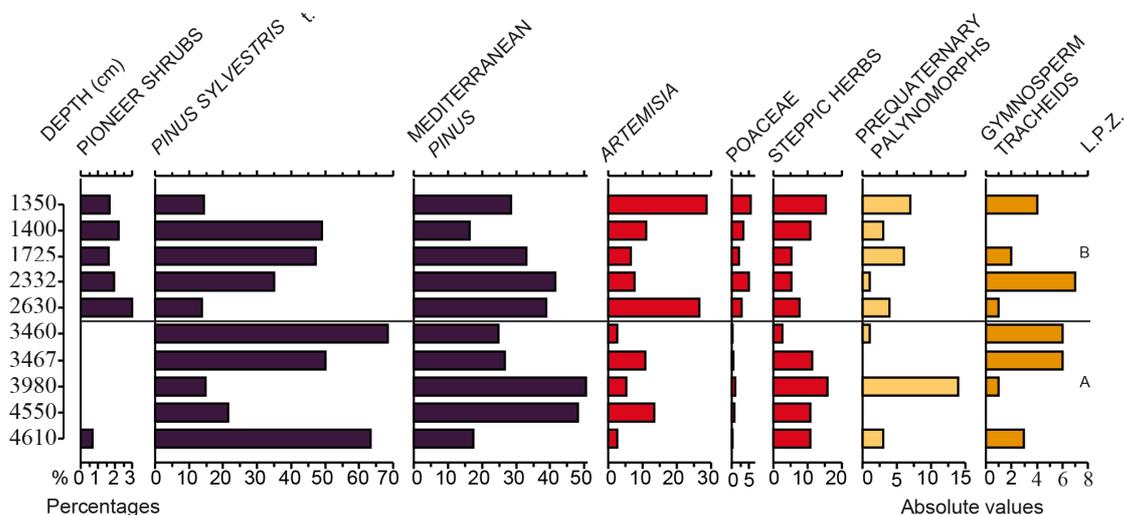
*Tableau 7a.5.2a*: Table 2: Dating results of Cassis paleolake core. The location and comments of dated samples is shown on Fig.2.

ID	Index species	Known range	Inferred probable age	Associated species	Remarks
CAS	<i>Braarudosphaera africana</i>	Albian-Cenomanian	Cenomanian	<i>N. bonetii</i> , <i>N. bucherii</i> , <i>N. circularis</i> , <i>N. elongatus</i> , <i>N. globulus</i> , <i>N. Kamptneri minor</i> , <i>M. obtusus</i> , <i>B. constans</i> , <i>C. striatus</i> , <i>C. cuvillieri</i> , <i>D. Lehmani</i> , <i>D. rotatorius</i> , <i>E. turriseiffelli</i> , <i>F. oblongus</i> , <i>M. pemmatoidea</i> , <i>R. angustus</i> , <i>R. asper</i> , <i>S. crux</i> , various species of <i>Watznaueria</i> , and of <i>zeugrhabdotus</i>	dominant contribution of Aptian-Albian sediments
	<i>Braarudosphaera bigelowii</i>	Cenomanian-present			
	<i>Nannoconus truittii</i>	Late Aptien-Campanian	Aptian-Albian		
	<i>N. quadriangulus</i>	Late Aptien-Albien			
	<i>Litrhaphidites carniolensis</i>	Late Berriasian-Maastrichtian	Valanginian-Hauterivian		
	<i>Eiffellithus striatus</i>	Late Valanginian-Late Hauterivian			
<i>Calcicalathina oblongata</i>	Early Valanginian-Early Barremian				
<i>Tubodiscus verенаe</i>	Late Berriasian-Late Hauterivian				
BST 2 (P1)	<i>Kokia curvata</i>	Valanginian	Valanginian	<i>L. carniolensis</i> , <i>B. constans</i> , various species of <i>Watznaueria</i> , and of <i>zeugrhabdotus</i>	dominant contribution of upper Cretaceous sediments
	<i>Eprolithus octopetalus</i>	Turonian	Turonian		
	<i>Biscutum magnum</i> ?	Santonian-Maastrichtian	? Santonian-Maastrichtian		
BST 4 (P2)	<i>Prediscosphaera ponticula</i>	Albian-Maastrichtian	Cenomanian-Maastrichtian	<i>C. conicus</i> , <i>R. infinitus</i> , various species of <i>Watznaueria</i>	<i>Watznaueria</i> species are quite dominant
BST 6 (P4)	-	-	Early Cretaceous + ?Callovia-Oxfordian	<i>R. asper</i> , <i>S. crux</i> , <i>Z. embergeri</i> , various species of <i>Watznaueria</i> , and of <i>zeugrhabdotus</i>	<i>W. britannica</i> , <i>W. manivittiae</i> , <i>W. ovata</i> are quite dominant

*Tableau 7a.5.2b*: Table 3: Distribution of calcareous nannofossils in the sedimentary records from the paleolake of Cassis (CAS, n=5) and the underground river Bestouan (BST, n=3). The location of samples is shown in Fig. 2. 38 species were identified in CAS samples, which show a perfect overlap of species, and 22 species in BST samples. Levels (see Fig.2), in which BST samples were collected, are shown within brackets. “?” indicates an uncertain identification.

Moreover, the analysis of calcareous nanofossils (*Table 3*) shows three main ages for the sediment source: Cenomanian (~93-99 My), Aptian (~112-125 My) and Valanginian-Hauterivian (130-140 My), with a dominant contribution of the Aptian. So the carbonate sedimentation is mostly the result of the erosion of Aptian marl coming from the eastern part of the catchment area. However, Aptian marls may not have supplied the sandy levels. The presence of Cenomanian fossils could confirm that sandy levels come from the erosion of the Cenomanian lithologies located to the east of the study area. The outcrop area of Aptian marls in the catchment area is about ~4 km<sup>2</sup> (*Fig. 1*) and the volume of the lacustrine sediment is about 4x10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>. So one needs to erode on average about one meter of Aptian marls to totally fill the karst depression (assuming total deposition of eroded material).

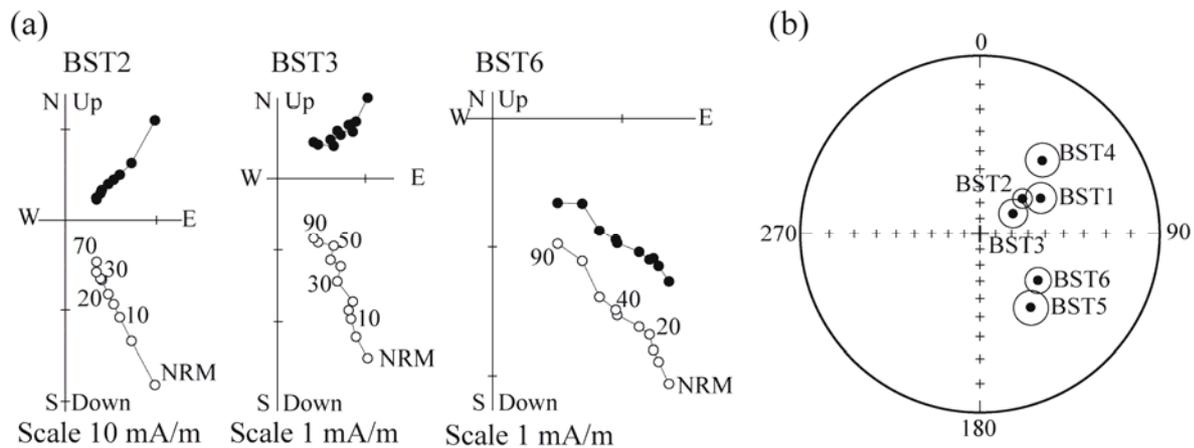
The maximum duration of sedimentation suggested here (30 to 60 ky) would provide minimum denudation rates ranging from 17 to 33 m/My. A comparable denudation rate of 37 m/My was obtained on the nearby Cap Canaille cliff summit, which shares the same climate and slope as the catchment area (*Braucher et al., 2011*). Cap Canaille lithology being a hard conglomerate, one may expect a greater denudation rate in the Aptian marls, i.e. a sedimentation duration below 30 ky. This also agrees with studies in mountainous areas that showed that it is possible to quickly fill a lake with a marl erosion rate of several mm/year (e.g. *Rey, 2003*).



*Figure 7a.5.2a* : Figure 7 : Simplified pollen diagram of Cassis. Ten samples were analysed (cf. Fig. 2 for location). Percentages are calculated on a pollen sum of vascular plants only. Samples are very poor in pollen (average number per gram of sediment is 560 grains/g; minimum 2.03 grains/g and maximum 4772 grains/g) and the taxonomic diversity is low (13 trees, 38 herbs, 1 fern, 1 algae, 5 fungi). Violet taxa are arboreal pollens, red taxa are herbs pollens. Some pollens have been grouped as pioneer shrubs (*Ephedra distachya*, *E. fragilis*, *Juniperus*, *Betula*), and steppic herbs (*Ammi*, *Anthemis*, *Aster*, *Atriplex*, *Carlina*, *Centaurea collina*, *C. cyanus*, *C.*

nigra, Chenopodiaceae, Cichorioideae, Cirsium, Echinops sphaerocephalus, Gypsophila, Helianthemum, Herniaria, Knautia, Lychnis, Papaver, Rosmarinus, Rumex, Sinapis, Succisa and Thalictrum). L.P.Z. means Local Pollen Zone, A indicates a glacial dynamics and B a lateglacial dynamics.

Concerning the BST core, there is no way to obtain chronological constrains, apart from the consistent normal polarity of paleomagnetic signal (*Fig. 9*), supporting an age younger than 780 ka.



*Figure 7a.5.2b*: Figure 9 : Bestouan magnetic data. Orthogonal projection plots (a) of stepwise alternating field (AF) demagnetization data of Bestouan samples (location of samples is shown in *Fig. 2*). Open and solid symbols represent projections on two perpendicular planes whose intersection is the horizontal axis. The samples show a stable vertical component above 10-20 mT, converging to the origin. AF demagnetization steps are given in mT. NRM means Natural Remanent Magnetization. Stereoplot (b) shows a stable inclination for all samples (solid points), ranging from 33° to 65°. Circles indicate MAD (maximum angular deviation) values. The variation in declination (from 45° to 140°) is not significant since the core is not oriented and is likely to have been twisted on the gravel layer.

### **7a.5.3. Polje formation and link to Bestouan river**

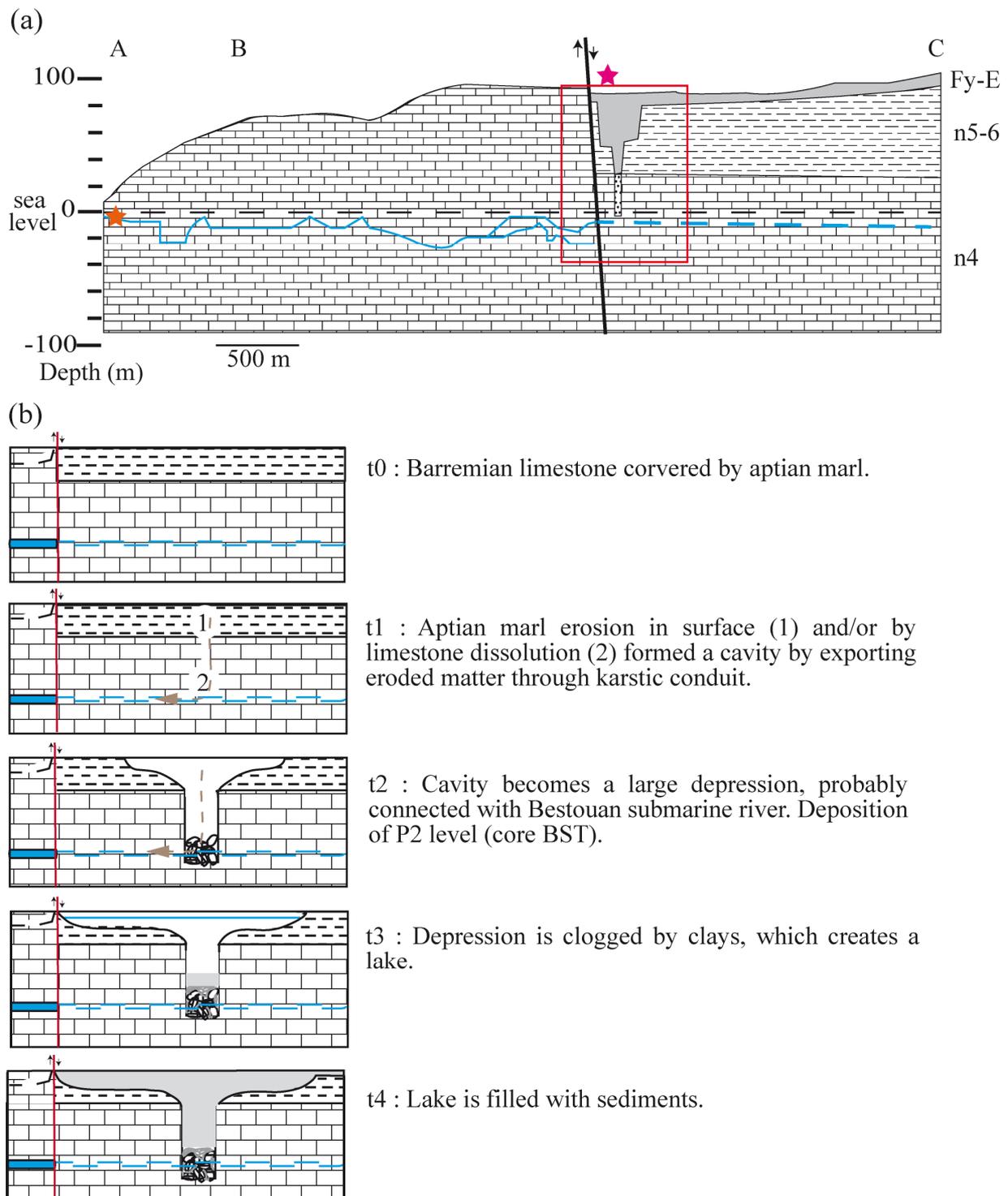
The paleolake is located above karstified, fractured and faulted limestones (*Fig. 8b (T0)*). This context is very favourable for large cavity formation. The funnel shape of the subsurface karst as inferred from gravity data strongly suggests that the palaeolake formation was controlled by two factors: the erosion of marls by surface flow and the formation of a karstic cavity in limestones, located at the centre of the depression (*Fig. 8b (T1)*). The karstic cavity was formed by the dissolution of limestones by water flow. The progression of ongoing limestone dissolution led to the collapse of the cavity or the creation of a vertical conduit, which created a karstic sinkhole establishing a connection between the surface and the Bestouan conduit (*Figs. 1, 8b (T2)*).

Constant erosion of marls and drainage into the sinkhole with subsequent transport towards the now submerged outlet, combined with the high clay content of marls, caused a gradual clogging of the depression. Connection between surface and underground karstic network was thus interrupted (*Fig. 8b (T3)*). Once the cavity clogged, the depression created can operate as a lake and gradually be filled by sediments from the catchment (mostly Aptian marls) (*Fig. 8b (T4)*). The sequence of events described above is in agreement with other results obtained from studies karstic lakes (e.g. *Kindinger et al., 1999; Salvati and Sasowsky, 2002*). Kindinger et al. (1999) detailed four progressive developmental stages of karstic lake formation: 1) the collapse of karst (active phase), 2) the filling of the cavity by sediments and the subsidence of the lake bottom (transitional phase), 3) the filling of the depression and 4) a phase of sinkhole development, associated with structural features (not observed in Cassis paleolake). Another formation hypothesis may be suggested by the fault located south of the polje. The fault brought into contact compact limestone and impermeable marls. This preferential drainage area could allow the establishment of a sinkhole, as commonly observed in karst area. However, the centre of the depression (*Figs. 4, 6*) is about 100 m to the north of the fault and thus has no close relationship with the fault. If there had been a karstic sinkhole close to the fault, sediment thickness should be maximal, while geophysical measurements give a thickness of about 10 m. Because of this configuration, it is unlikely that the fault is related to the formation of the polje. Even if the fault is not related to the formation of the polje, it could create a preferential drainage area that could have functioned as a minor outlet of the polje. The high homogeneity of sedimentary facies and the absence of unconformities and large deformation indicate that subsidence effects did not significantly affect the lacustrine sedimentation. The presence in the sedimentary record of a few microfaults (displacement less than a few cm) and a significant dip at the base could correspond to differential compaction. Moreover, from 45 to 50 m depth they are layers containing Aptian marls gravel from 10 to 20 cm thickness and abundant charcoals, whereas from 0 to 45 m depth, the core is poor in charcoal and devoid of gravels. The presence of marl pebbles and charcoals may be related to the instability of the slopes of the polje after its formation.

The proximity of this karstic structure, both in depth and location, with the ultimate point explored in the Bestouan submarine river is unlikely to be fortuitous and point toward a connection between the two. The hypothesis that the cavity collapse was recorded in the BST core through the succession of P3 and P2 levels cannot be grounded chronologically. The analysis of calcareous nanofossils found in BST core (*Table 3*) cannot give a precise age of the sediment eroded. Indeed, the three samples show a wide variety of nanofossils, covering the period from Upper Jurassic to Lower Cretaceous, characteristic of the area. The presence of

fossils covering such a wide timescale can be explained by the extensive aquifer drained by the river (*Blavoux et al., 2004*) and/or by remobilization of sediment. Clay mineralogy also points toward the fact that BST sediment is a mixture of different sources, with (in particular) chlorite that is not present in the paleolake sediments. However, it is possible to make assumptions about the relationship between the Bestouan river and the polje as well as its consequences on the sedimentation of Bestouan. Colour variation of the sediment BST can be related to a change of redox degrees during deposition. The grey colour of P2 layer indicates a reducing environment and is similar to sediment from the paleolake of Cassis, while other sediments (levels P1, P3 and P4) reflect an oxidizing environment. This change in the redox state of the sediment may be related to a decrease in oxygenation or a change in sediment source. P2 is characterized by a higher organic carbon content and carbonate content than P1, P3 and P4, indicative of rapid deposition of marl erosion products (*Table 2*). The layer of homogeneous sediments P4 could correspond to a sedimentary phase prior to the polje formation, with fine and homogeneous contributions coming from the erosion of karst aquifer drained by the Bestouan river. The layer rich in coarse elements P3 could be related to a collapse within the Bestouan drainage. For grey level P2, sedimentation in the Bestouan river could just precede lacustrine sedimentation. In this period, sediment coming from Aptian erosion, would go from the polje catchment area to the underground river through the karst sinkhole. The other sedimentation P1 could indicate clogging of the sinkhole by clay and the separation of the two systems (lake and underground river).

Cavalera (*2007*) studied a core BE1 coming from Bestouan river and taken at 100 m from the resurgence, i.e. about 50 m upstream core BST. BE1 sedimentation is composed of two layers A and B, which could correspond to levels P1 and P2, respectively. Given the absence of dating, it is not possible to be absolutely sure of the correlation between levels A-B and P1-P2. However, if a correlation between levels A-B and P1-P2 is assumed, the events described above are consistent with the sedimentation of BE1. In addition, the study of pollen indicates that lacustrine sedimentation took place during a cold period, i.e. a sea level lower than present (*Antonioli et al., 2004*), about 60 to 120 m bsl. Bestouan sedimentation of P3 layer is estimated to shortly pre-date lacustrine sedimentation, thus likely occurring also in a cold period. The Bestouan conduit is located today approximately between 10 and 30 bsl and was thus emerged during lacustrine sedimentation. Karstic sedimentation occurs in flooded caves, implying that the karst conduit acted as a perched sump in the low permeability carbonate matrix of cretaceous limestones, fed by the polje outlet and further karst drainage.



*Figure 7a.5.3* : Figure 8 : Interpretative geological section (a) and cinematic section (b). The explored conduit of *Bestouan*, is indicated by a blue line continuous in the explored part and dotted in the hypothetical upstream. Location of geological section is shown in *Fig.1a* by letters (A, B, C). Geological legend is n4: Barremian (Urgonian), n5-6: Aptian and Fy-E: Quaternary alluvium. Location of cinematic section is shown by the red rectangle.

## 7a.6. Conclusions

Multi-method geophysical investigations allow delineation of the shape of a polje filled by lacustrine sediments, in Cassis (SE France) in a coastal carbonate environment. A few meters of Holocene deposits, referred as an alluvial plain at about 90 m above sea level, hide a huge infilling in a karstic depression. The karstic features of the region are ubiquitous, such as the *Calanques* karstic landforms, or a large polje (Cuges) 12 km north of the studied area, but in the studied area of Cassis only submarine karstic springs were known. The combination of several dating methods, albeit of limited efficacy, and paleoenvironmental proxies indicates that the polje was filled during a glacial period (MIS 6, 8 or 10, i.e. in the 130-360 ka range). The 3 km-long karst conduit of Bestouan already existed, acting as a underground bypass for surface flow through a sinkhole before the filling of the polje. The Messinian Salinity Crisis is commonly taken into account to explain the development of karst at great depth below the current sea level around the Mediterranean Sea. However, Quaternary karstic evolution is highlighted in this paper and shows that karst hydrogeological functioning or geotechnical issues must account for the successive stages of karst development or infilling, hidden under coastal plains.

### *Acknowledgements*

This research was funded by the ECCOREV federation and benefited from a PhD scholarship funded by the Conseil Regional PACA and FEDER fund, with the support of the Parc National des Calanques. We thank the INSU gmob (gravity mobile) facility for loaning the CG5 gravimeter. M. Arnold, G. Aumaître and K. Keddadouche are thanked for their valuable assistance during  $^{10}\text{Be}$  and  $^{26}\text{Al}$  measurements at ASTER. Speleo-divers from FFESSM and Cassis Rivière Mystérieuse associations are warmly thanked for sharing their exploration and topography data. We also acknowledge the altruism of several private landowners who repeatedly let us working in their fields and vineyards, as well as the help of the Cassis municipality.

## Chapitre 7b : Enregistrement sédimentaire du Bestouan

Le chapitre 7b présente des données complémentaires sur la rivière souterraine du Bestouan qui n'ont pas été insérées dans l'article, car elles ne correspondaient pas au sujet abordé, mais qui offrent une meilleure compréhension de la sédimentation du Bestouan.

### 7b.1. Description

Le fond de la galerie souterraine du Bestouan est recouvert de sédiments fins argileux d'épaisseur indéterminée (Cavalera, 2007). La carotte étudiée (BST) a été prélevée à environ 50 m de l'entrée de la galerie. D'aspect général, BST présente des zones homogènes et des zones laminées (laminations subhorizontales de couleur variant du noir à l'ocre). Les observations macro et microscopiques permettent de diviser la carotte en quatre couches qui sont différenciées par leur couleur et leur texture mais qui ont en commun l'absence de macrofaune et microfaune (autres que remaniés du Secondaire) et de restes organiques.

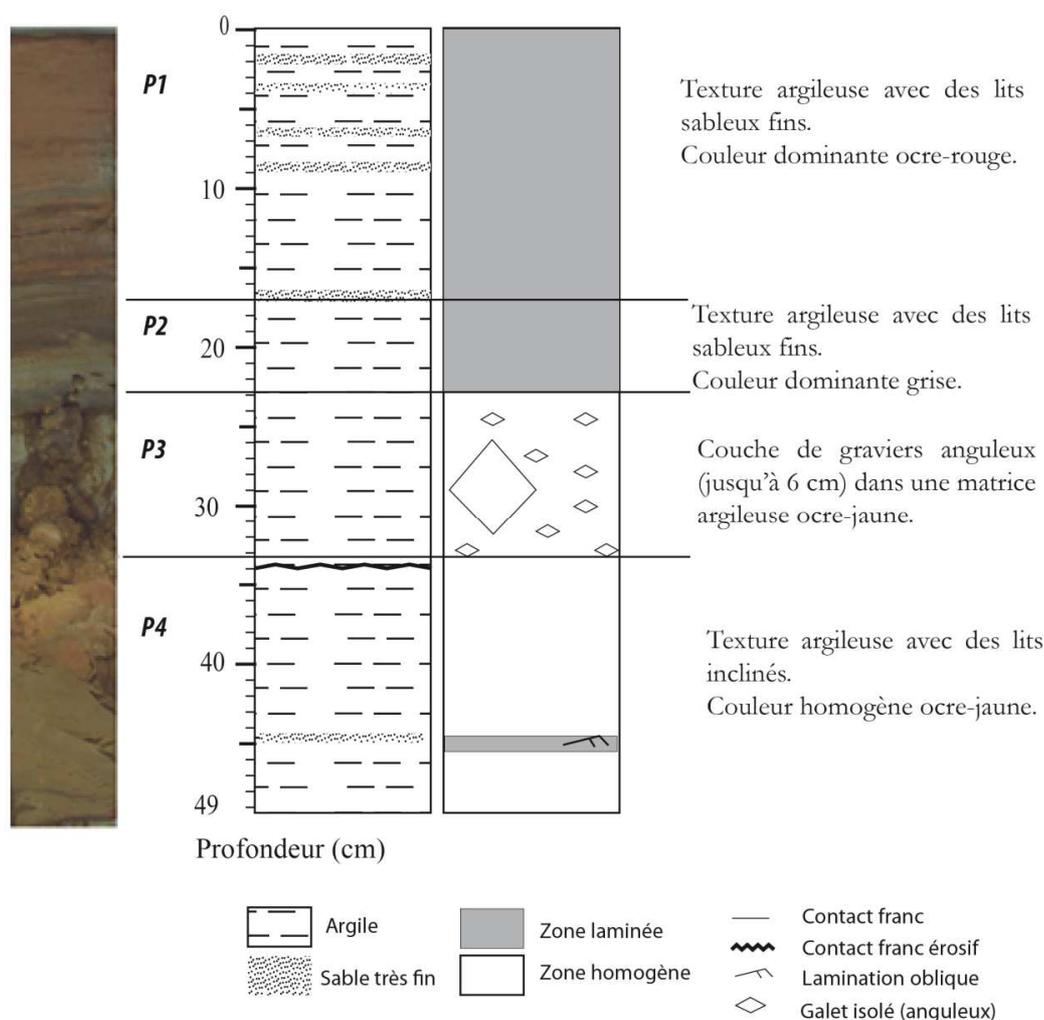


Figure 7b.1 : Photographie et log simplifié de la carotte du Bestouan.

## 7b.2. Composition : minéralogie, granulométrie laser et chimique

Les analyses ont été conduites sur 6 échantillons (localisés sur *Fig. 7b.2a*), et résumées dans le tableau ci-dessous. Les sédiments du Bestouan ont une texture matricielle limono-argileuse et une composition argileuse dominée par la smectite et l'illite. D'importantes variations de teneur en carbonates sont observables. Le niveau P4 est peu carbonaté (~15%) contrairement au niveau P2 (~30%) ; le niveau P1 est décarbonaté vers le haut de la séquence. Observés à la loupe les graviers apparaissent formés d'un sable induré interprété comme un dépôt karstique plus ancien remanié dans la sédimentation.

Les analyses XRF ont été réalisées sur la carotte du Bestouan à l'exception de deux zones : entre 22 et 33 cm (du fait de la présence de gravier), et entre 46 et 49 cm (du fait des variations trop importantes d'épaisseur de sédiment). Les analyses effectuées mettent en évidence un enregistrement biparti : de 33 à 46 cm de profondeur la composition chimique ne montre pas de variations importantes, alors que de 0 à 22 cm de profondeur les compositions élémentaires des éléments majeurs subissent d'importantes variations (*Fig. 7b.2a*).

ID	<i>Échantillon</i>	1	2	3	4	5	6
	<i>Z min</i>						
	<i>Z max</i>						
	<i>Niveau</i>	P1	P1	P2	P2	P4	P4
<i>Granulométrie matricielle (%)</i>	% limons et argiles	82.4	91.7	91.2	88.6	70.1	83.4
	Sables moyens (0,5-0,2mm)	0.1	0.3	0.0	0.1	0	0
	Sables fins (200-50µm)	17.5	8.1	8.8	11.3	29.9	16.5
	Limons grossiers (50-20µm)	17.8	13.4	13.6	15.3	23.2	34.3
	Limons fins (20-2µm)	34.3	39.6	49.0	43.9	21.6	21.1
	Argiles (<2µm)	30.3	38.7	28.6	29.4	25.3	28.0
<i>Mode granulométrique</i>	Sables fins (200-50µm)						63
	Limons grossiers (50-20µm)					40	
	Limons fins (20-2µm)	16.5 8.6	16.5 8.6	16.5 8.6	16.5 8.6		
	Argiles (<2µm)	0.8 0.4	1.6 0.8 0.4	1.6 0.8 0.4	1.6 0.8 0.4	1.6	1.6
<i>Indices</i>	<i>Indice de classement So</i>	3.128	2.898	2.620	2.707	2.896	2.902
	<i>Indice de dissymétrie Sk</i>	0.266	0.106	0.123	0.109	0.606	0.593
	<i>Indice d'acuité K</i>	0.764	0.774	0.977	0.903	0.736	0.713
<i>Minéralogie argileuse (%)</i>	<i>Smectite</i>	33	59	32	48	20	44
	<i>Illite</i>	45	30	46	35	64	36
	<i>Kaolinite</i>	11	5	11	11	16	8
	<i>Chlorite</i>	11	6	11	6	0	12
	<i>Teneur en eau</i>	40	46	55	38	28	27
	<i>Ctot</i>	0.46	2.84	3.87	4.61	2	1.95
	<i>Corg</i>	0.14	0.53	0.71	0.6	0.13	0.09
	<i>CaCO<sub>3</sub></i>	2.64	19.17	26.32	33.44	15.64	15.46

*Tableau 7b.2a* : Composition granulométrique et argileuse des différentes couches de la carotte du Bestouan (BST).

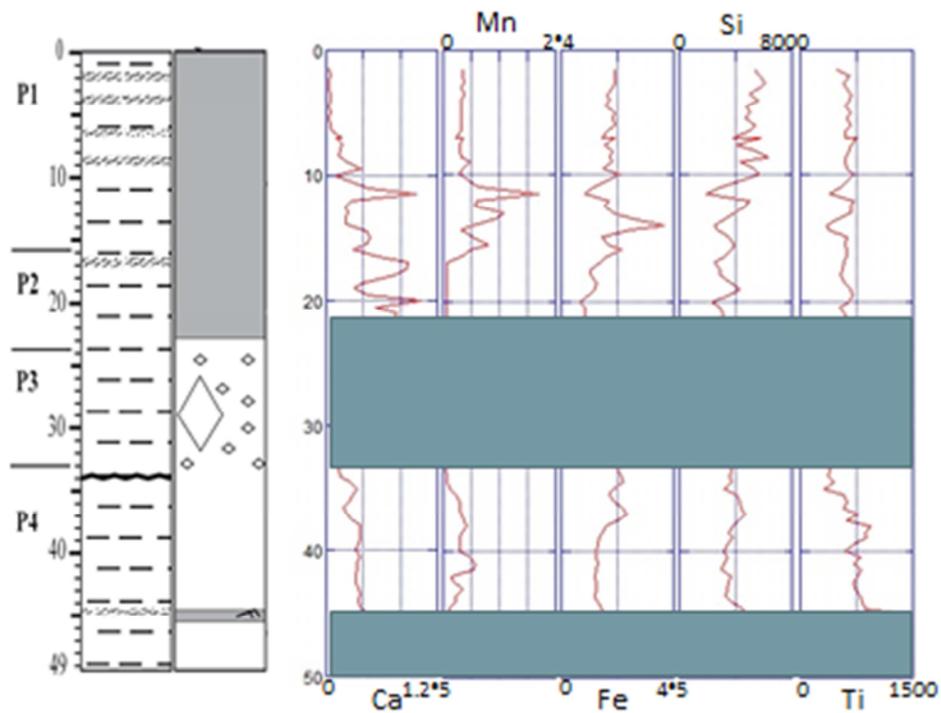


Figure 7b.2a : Signal XRF de Ca, Mn, Fe, Si et Ti (intensité) mesuré à l'ITRAX.

La comparaison entre les teneurs en carbonate et en calcium confirme l'aspect biparti de la sédimentation (Fig. 7b.2b). La partie supérieure (0-22 cm) est caractérisée par une très bonne corrélation entre %CaCO<sub>3</sub> et Ca ( $R^2 = 0.94$ ) alors que pour la partie inférieure (33-46 cm) la relation obtenue n'est pas concluante ( $R^2 = 0.27$ ) et correspond à une anticorrélation.

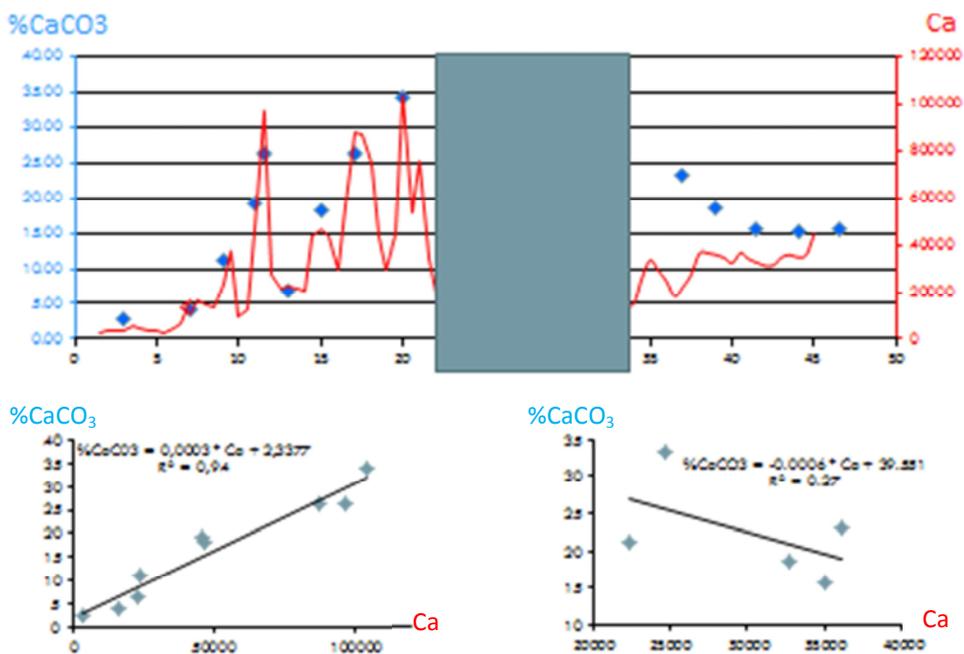


Figure 7b.2b : Corrélation entre CaCO<sub>3</sub> (%) obtenu au CNS et le signal Ca (intensité) mesuré à l'ITRAX pour la carotte du Bestouan.

L'étude des régressions linéaires entre éléments, selon les couches définies paragraphe 7b.1, permet d'identifier trois situations différentes (Tableau 7b.2b) :

- 1) Certains éléments se corrèlent sur l'ensemble de la carotte sans montrer de variations notables dans les valeurs du coefficient de détermination selon les niveaux : Zn-K
- 2) Certains éléments montrent des variations dans leur corrélation. La valeur de corrélation de Si-Ti du niveau P1 est identique à celle du niveau P2 mais différente de celle du niveau P4. *A contrario*, la valeur de corrélation de Si-K du niveau P2 est proche de celle du niveau P4 et différente de celle du niveau P1.
- 3) Certains éléments montrent des ratios différents entre le niveau P2 et les deux autres niveaux (P1 et P4). C'est le cas pour les ratios Fe-K, Ti-K, Zr-K et Ti-Zr dont les valeurs relatives au niveau P2 sont proches des valeurs observées pour la carotte du paléo-lac de Cassis (FB, Chapitre 8) et totalement différentes des valeurs obtenues dans les niveaux P1 et P4.

	<i>BST 0 - 49</i>	<i>BST 0 - 17</i> P1	<i>BST 17- 24</i> P2	<i>BST 36 - 49</i> P4	<i>FB</i>
<i>Ti Si</i>	0.08	0.39	0.39	0.15	0.20
<i>Fe Si</i>	0.01	0.00	0.15	0.12	0.04
<i>Fe K</i>	0.03	0.00	0.44	0.14	0.37
<i>Ti K</i>	0.27	0.16	0.05	0.15	0.11
<i>Zn K</i>	0.34	0.31	0.39	0.44	0.17
<i>Si K</i>	0.47	0.32	0.70	0.60	0.17
<i>Zr K</i>	0.00	0.06	0.30	0.18	0.31
<i>Ti Zr</i>	0.62	0.63	0.06	0.45	0.10
<i>Ti Ca</i>	0.50	0.60	0.37	0.00	0.30

*Tableau 7b.2b* : Corrélation entre les éléments mesurés à l'XRF de la carotte du Bestouan (selon les niveaux définis §7b.1) et de la carotte du paléo-lac de Cassis (colonne FB). Les anti-corrélations sont identifiées en rouge.

## 7b.3. Interprétation sur les conditions du milieu de dépôt

### 7b.3.1. Conditions du milieu de dépôt

La succession des niveaux définis dans le paragraphe 7b.1 peut être interprétée en termes de variation du milieu de dépôt des sédiments du Bestouan. Le niveau P3 présente de nombreux éléments centimétriques anguleux issus de la remobilisation d'une sédimentation antérieure du conduit du Bestouan. La présence de ces éléments grossiers marque un événement de fort dynamisme. Le niveau P4 est également plutôt sableux. Après ces couches relativement peu argileuses, apparaît sans transition une sédimentation plus argileuse (P1-P2) signant une modification importante des apports. Les différences observées entre P2 et P1 ou P4 (teneur en carbonate et matière organique supérieure et environnement de dépôt réduit) indiquent une sédimentation rapide d'un matériau riche en sulfures (P2), que nous relierions à l'arrivée d'une forte quantité de marnes aptiennes en provenance du poljé de Cassis (cf. 7a). Les différences de corrélations de certains éléments chimiques du niveau P2 par rapport aux niveaux P1 et P4 (cf. 7b.2) pourraient être le marqueur de l'apport de sédiments venant du poljé de Cassis. Nous verrions ainsi le résultat d'un mélange entre la source sédimentaire du Bestouan (niveau P4) et les apports venant de la plaine de Cassis.

Concernant le niveau P1 (décarbonatation vers le sommet, couleur ocre), il pourrait marquer une diminution du taux de dépôt, permettant une oxydation des sulfures et de la matière organique, ainsi qu'une dissolution des carbonates. Alternativement il pourrait s'agir d'un front d'oxydation à partir de la surface du sédiment (exposé ou non à l'air, suivant que le conduit est noyé ou pas).

### 7b.3.2. Comparaison avec la carotte du Bestouan « BES » (Cavalera, 2007)

La carotte BES, prélevée à 100 m de la source du Bestouan, est divisée en deux couches :

- une couche supérieure ocre de 16 cm d'épaisseur, laminée uniquement à la base, qui présente des nodules d'oxydes de fer et des macrofaunes (spicules) vers le sommet, et
- une couche inférieure grise de 22 cm d'épaisseur, entièrement laminée, qui présente quelques débris végétaux millimétriques et des nodules de sulfures de fer.

La succession de sulfures puis d'oxydes de fer témoigne d'une variation des conditions d'oxygénation du milieu. La partie basse (couche grise, sulfures, conservation de la matière organique), assimilable au niveau P2 de la carotte BST, est caractéristique d'un milieu confiné mal oxygéné alors que la partie haute (couche ocre, oxydes), assimilable au niveau P1 de la carotte BST, est caractéristique d'un milieu oxygéné, voir marin vers le sommet (Cavalera, 2007). Les remarques indiquées ici sont en accord avec les interprétations faites §7b.3.1.

## *Synthèse sur le poljé de Cassis*

La plaine de Cassis est une zone singulière - vallée fertile encadrée par de puissants bancs calcaires. De par leur géologie, le massif des Calanques dans son ensemble et Cassis en particulier sont sujets à une intense karstification. Une structure karstique a d'ailleurs été mise au jour lors des prospections géophysiques menées dans la plaine de Cassis. Elle a été créée par la combinaison de la dissolution du calcaire et de l'effondrement d'une cavité karstique au Pléistocène. Le comblement de la dépression a entraîné la formation d'un lac.

En outre les prospections géophysiques mettent en avant une probable connexion entre le poljé de la plaine de Cassis et la rivière souterraine du Bestouan. Les analyses des sédiments du Bestouan étayent cette interprétation et montrent qu'il s'agit d'un milieu dont les conditions ont varié dans le temps - alternance d'un milieu confiné anoxique et d'un milieu plus oxygéné.

- Dans la partie suivante nous caractériserons la sédimentation lacustre qui comble cette structure et déterminerons les processus sédimentaires en œuvre.

# Partie IV :

## *Sédimentation et paléo-environnement du paléo-lac de Cassis*

➤ *Autrefois une dépression formée par des processus karstiques, aujourd'hui une plaine alluviale...*

Le passage de l'état premier à l'état final est la résultante d'une succession d'étapes dont seules la première et la dernière nous sont connues grâce à un forage réalisé dans la plaine de Cassis. L'observation de cette carotte montre que ces deux étapes sont respectivement le comblement de la dépression karstique via la mise en place d'un lac pléistocène et l'établissement d'une sédimentation fluviale holocène.

A la suite à la partie III qui présente les mécanismes de la formation de la structure karstique, la partie IV présente l'étude de l'enregistrement sédimentaire et des informations qu'il nous apporte :

- Dans un premier temps (*Chapitre 8*) nous présenterons la sédimentation lacustre dans son ensemble afin d'en faire ressortir les caractéristiques sédimentologiques, chimiques et magnétiques dominantes et les informations que nous pouvons en déduire sur les mécanismes hydrodynamiques et sédimentaires ayant cours lors du remplissage lacustre.
- Dans un deuxième temps (*Chapitre 9*) nous nous intéresserons à la caractérisation de la végétation du bassin versant et du climat régnant sur le massif des Calanques au travers de l'étude de l'assemblage pollinique et de quelques macro-restes végétaux que renferment les sédiments lacustres.
- Enfin (*Chapitre 10*), nous synthétiserons les données fournies par ces différentes études afin de mettre en évidence les mécanismes de fonctionnement du lac et de la fabrique sédimentaire, et de déterminer les contraintes temporelles du remplissage lacustre.

La partie IV présente les résultats des travaux de caractérisation et de datation de la sédimentation du paléo-lac, et des travaux de reconstruction des conditions environnementales régnant lors du dépôt des sédiments lacustres.

➤ *Autrefois une depression formée par des processus karstiques, aujourd'hui une plaine alluviale..... 134*

*Chapitre 8 : Caractéristiques de la sédimentation..... 138*

8.1. Caractérisation sédimentologique de la sédimentation lacustre.....	138
8.1.1. Présentation générale de la carotte FB.....	138
8.1.2. Texture et minéralogie.....	140
8.1.3. Caractéristiques des grains de quartz.....	142
8.1.4. Caractérisation des laminations du sédiment.....	143
Conclusions intermédiaires sur les caractéristiques sédimentaires.....	146
8.2. Caractérisation chimique de la sédimentation lacustre.....	146
8.2.1. Présentation des trois sections tests.....	147
8.2.2. Informations déduites de la composition chimique du sédiment lacustre..	150
Conclusions intermédiaires sur la composition chimiques.....	156
Illustration de la zone de battement de nappe.....	157
8.3. Caractérisation magnétique de la sédimentation lacustre.....	158
8.3.1. Enregistrement magnétique lacustre de Cassis.....	158
8.3.2. Caractérisation de la minéralogie magnétique.....	161
8.3.3. Interprétation du signal magnétique.....	170
Conclusions intermédiaires sur l'enregistrement magnétique.....	172

*Chapitre 9 : L'étude du paléo-environnement via l'enregistrement pollinique..... 173*

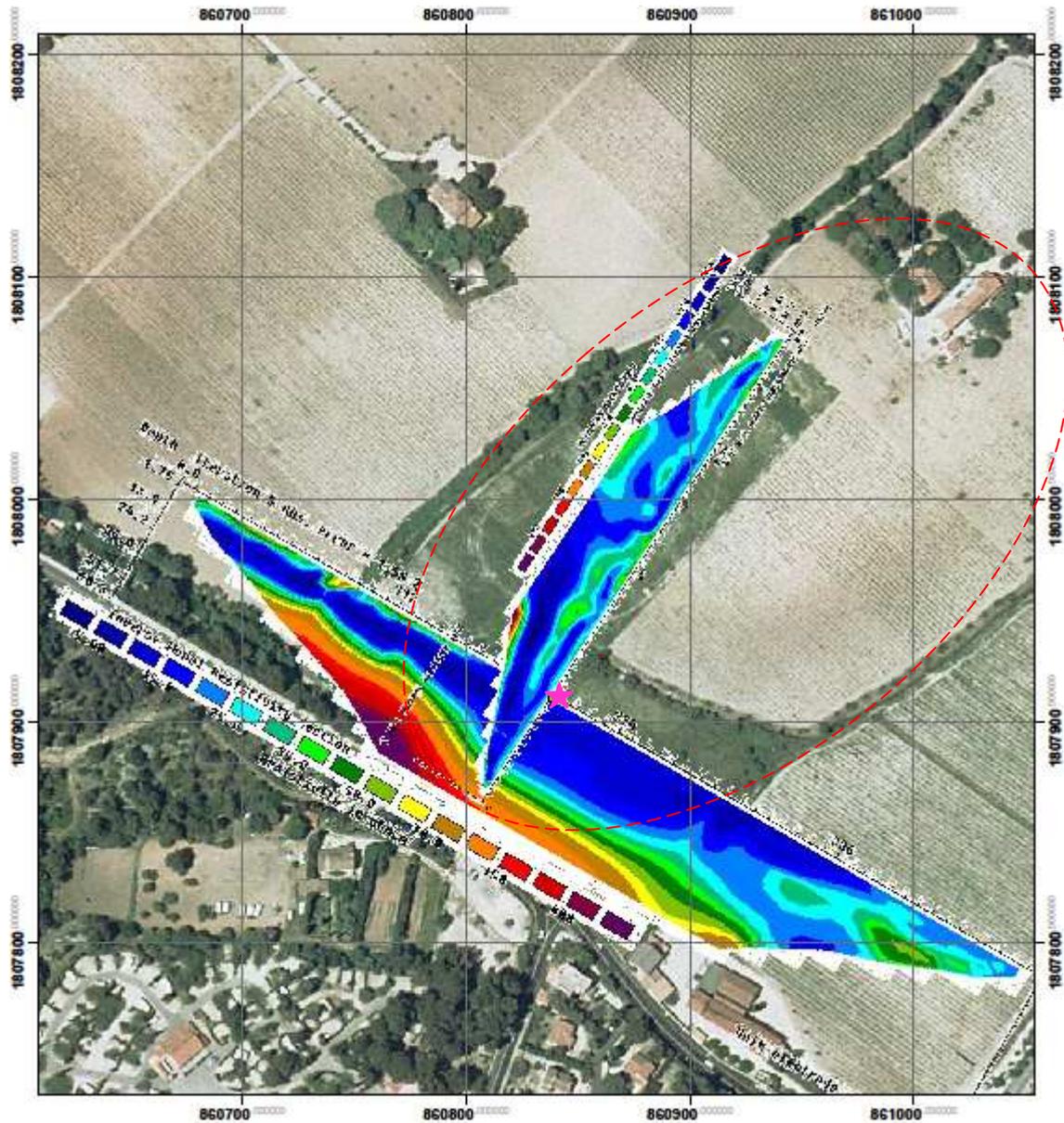
9.1. Assemblage pollinique.....	173
9.2. Reconstruction climatique par la méthode des analogues modernes.....	175

*Conclusions intermédiaires sur le paléo-environnement régnant lors de la sédimentation du lac de Cassis*176

*Chapitre 10 : Synthèse sur l'enregistrement sédimentaire du paléo-lac de Cassis ..... 177*

10.1. Fonctionnement du paléo-lac et sédimentation.....	177
10.1.1. Hydrodynamisme et apports sédimentaires .....	177
10.1.2. Processus sédimentaires du paléo-lac : formation des sulfures .....	178
10.2. Paléo-climat et datation des sédiments.....	181
10.2.1. Climat régnant lors de la sédimentation.....	181
10.2.2. Datation de l'enregistrement sédimentaire .....	182
10.2.3. Durée de l'enregistrement sédimentaire.....	185

Le positionnement des forages FA et FB de la plaine de Cassis est basé sur la profondeur du remplissage extrapolée à partir des profils ERT (*Fig. 8.1*). L'illustration ci-dessous montre visiblement que le forage est décalé vers l'extrémité SO du lac.



*Figure 8* : Positionnement du forage (étoile) par rapport aux profils ERT et à l'emprise du paléo-lac de Cassis (cercle en tireté rouge).

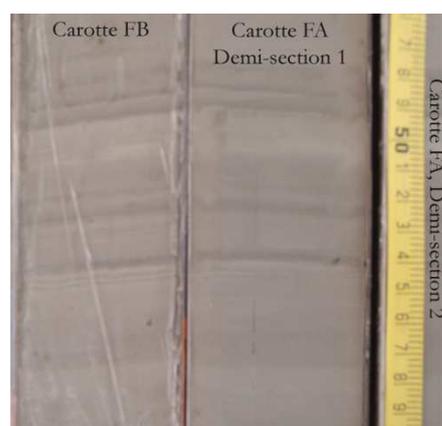
## Chapitre 8 : Caractéristiques de la sédimentation

L'étude des forages réalisés dans le paléo-lac de Cassis (*Fig. 7a.2*) a pour but de caractériser la sédimentation lacustre et l'environnement qui régnait dans le massif des Calanques. Cette étude se base sur l'analyse de deux carottes sédimentaires FA et FB, forées en Novembre 2010 par le *Centre de Carottage et de Forage National* (C2FN, SETEL, INSU-CEREGE) avec une foreuse SEDIDRILL 250-90, munie d'un tube de 6 cm de diamètre pour FB et de 10 cm pour FA. Le forage FA a été arrêté à 15 m de profondeur dans les sédiments lacustres. Le forage FB, situé à 1 m au nord du forage FA, a traversé 50 m de sédiments meubles puis s'est heurté aux marnes aptiennes. Le forage FB est utilisé comme référence pour les différentes analyses.

### 8.1. Caractérisation sédimentologique de la sédimentation lacustre

#### 8.1.1. Présentation générale des carottes FA et FB

Les deux carottes FA et FB ont été réalisées dans la partie sud du paléo-lac de Cassis (*cf. partie III*), c'est-à-dire au delà du point le plus profond par rapport aux apports fluviaux de l'amont. Ceci permet de s'attendre à une sédimentation relativement peu perturbée par les crues et déstabilisations éventuelles du ou des deltas. Le recouvrement sédimentaire entre les deux carottes permet de combler la majorité des lacunes avec un taux de perte inférieur à 5%. La corrélation entre les deux carottes est basée sur le recoupement des niveaux sableux. En effet, la totalité de la série lacustre présente des variations de couleur dans les tons gris (variant du noir au blanc, hormis les 7 premiers mètres oxydés), et des passées plus grossières. La lamination de la sédimentation lacustre a permis de réaliser une corrélation parfaite entre les deux carottes FA et FB forées à 1 m d'écart (*Fig. 8.1.1a*). Cela indique l'absence de variation latérale de sédimentation à courte distance. Les lamines du sédiment sont subhorizontales à horizontales, à l'exception des 50 cm de la base de la carotte FB où un pendage de 15°, possiblement associé à des instabilités du fond du lac après sa formation ou à des mouvements gravitaires, est visible.



*Figure 8.1.1a* : Exemple de corrélation entre les carottes FA et FB, forées à 1 m d'écart.

Les 7 premiers mètres de la sédimentation lacustre (de 450 à 1180 cm de profondeur) sont affectés par un phénomène d'oxydoréduction visible par la décoloration des sédiments et la présence de tâches ocres ainsi que par la disparition des lamines de couleur de 450 à 900 cm de profondeur. Ce phénomène d'oxydoréduction est associé au battement de la nappe phréatique et à la pédogénèse active depuis le comblement du lac (cf. § 8.2).

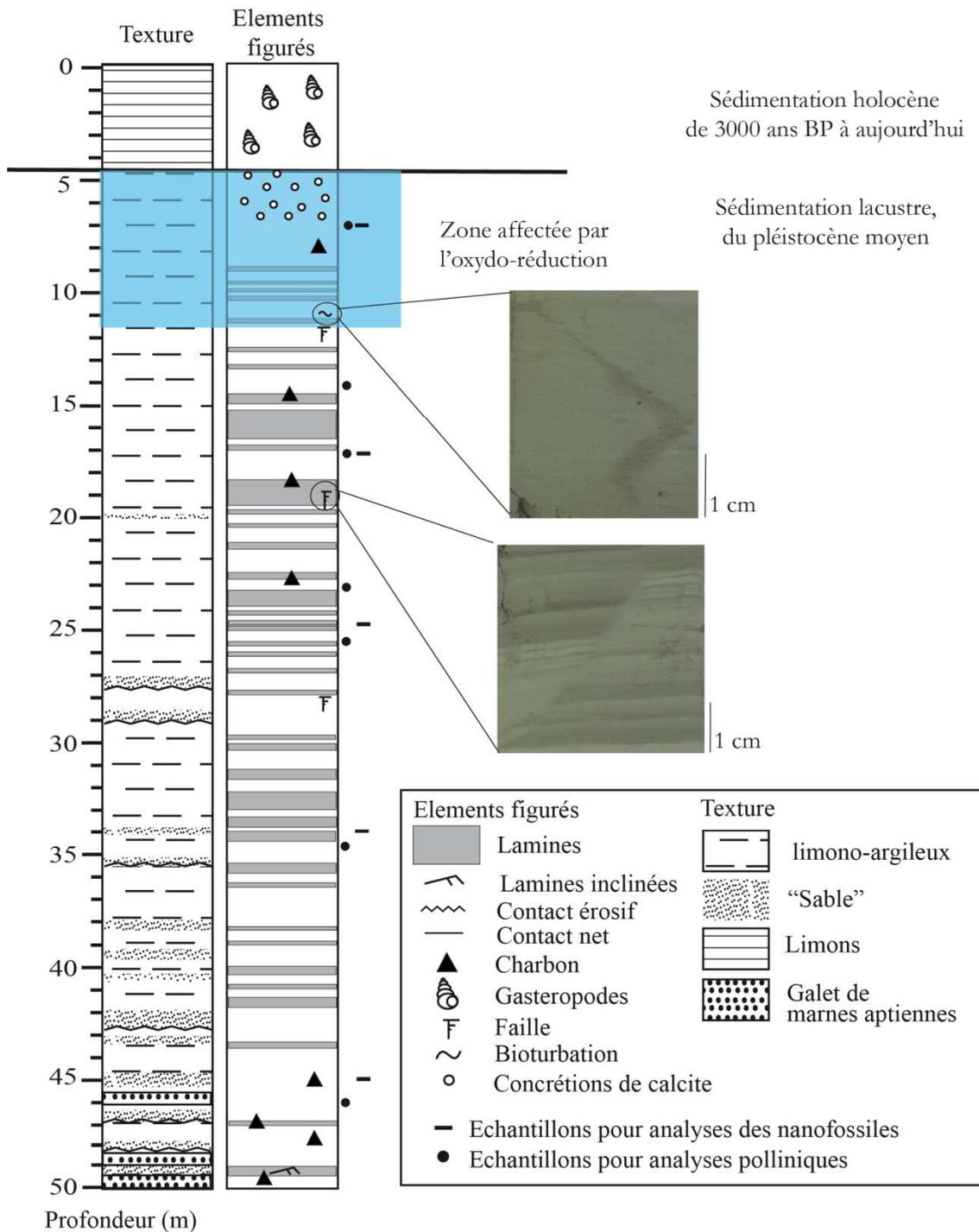


Figure 8.1.1b : Log schématique simplifié de la série sédimentaire de Cassis.

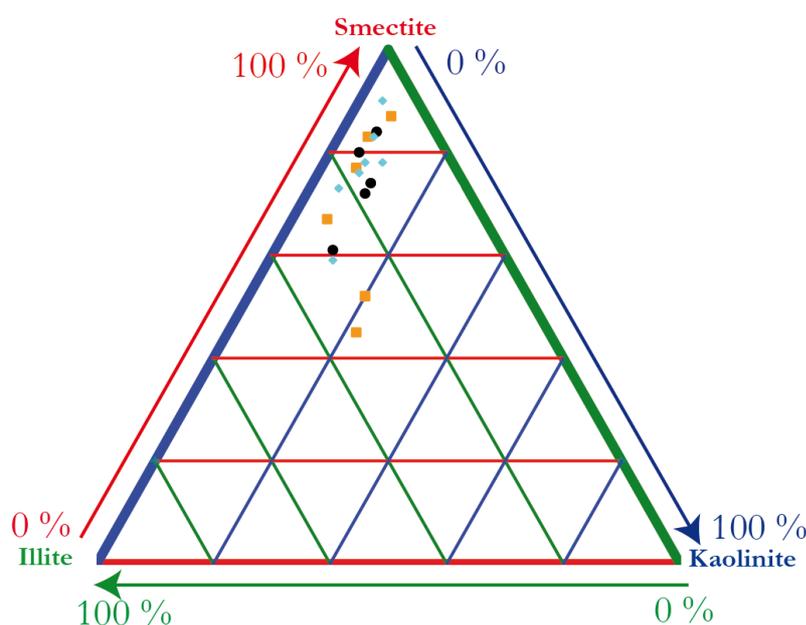
Les frottis sur lames minces (réalisés et observés avec Mme. Pailles, CEREGE) ont mis

en évidence la quasi absence de micro-organismes contemporains de la sédimentation, hormis de rares spicules silicieuses d'éponges et ostracodes. Les micro-organismes présents sont essentiellement issus du sédiment remanié à l'origine de la sédimentation lacustre. Ils ont été identifiés afin de caractériser le sédiment source (cf. *partie III*). Une trace de bioturbation est visible vers 11 m de profondeur ainsi que deux microfailles (*Fig. 8.1.1b*).

La figure *8.1.1b* est un log schématique simplifié présentant les caractéristiques sédimentologiques principales de la carotte de Cassis (texture, éléments figurés). Les 450 premiers centimètres correspondent à la sédimentation holocène de la plaine de Cassis ; les 4500 cm suivants correspondent à la sédimentation du paléo-lac. Un log plus détaillé est présenté en *annexe 1*.

### 8.1.2. Texture et minéralogie

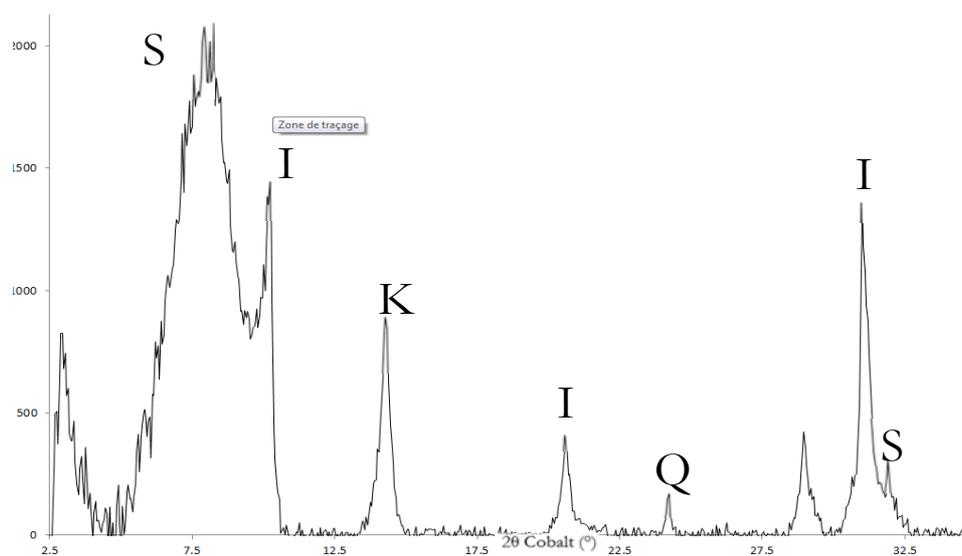
Une observation de la carotte sédimentaire du paléo-lac de Cassis montre que la sédimentation lacustre est homogène, ne présentant pas de modifications de faciès susceptibles d'indiquer un changement du milieu de sédimentation, à l'exception des laminations à petite échelle. La carotte sédimentaire est composée de 45 m de dépôts de boues carbonatées grises (40 à 60% de carbonates) avec une teneur en eau moyenne d'environ 27% et une densité totale moyenne de 2.18 (pycnomètre à hélium). Le sédiment montre une texture limono-argileuse avec présence de lits millimétriques à centimétriques présentant entre 10 et 27% de sables fins (*Annexe 2*). Ces passées grossières sont dénommées passées « sableuses ». Les lits sableux sont de plus en plus nombreux et épais à mesure que l'on se rapproche de la base de la carotte (*Fig. 8.1.1b et Annexe 1*).



*Figure 8.1.2a :*

Diagramme ternaire de la composition argileuse des sections 19 (carrés oranges), 25 (ronds noirs) et 32 (losanges bleus) de la carotte sédimentaire FB.

La minéralogie des sédiments lacustres est largement dominée par le carbonate de calcium (calcite ; et un peu de dolomite), avec des quartz, des feldspaths et une fraction argileuse. Comme cela est visible sur le diagramme ternaire (Fig 8.1.2a), la minéralogie argileuse est homogène et dominée par la smectite (50 à 90%) avec un peu d'illite (5 à 30%) puis de kaolinite (4 à 20%) (Fig 8.1.2b). Les sédiments sont pauvres en matière organique (0.4 à 0.8%) avec une teneur en azote très faible (de 0.015 à 0.040%) et ont un ratio  $C_{org}/N$  ( $>15$ ) caractéristique des dépôts continentaux (Sampei et Matsumoto, 2001). La texture des sédiments est majoritairement argileuse (27 à 57%) et limoneuse fine (27 à 56%). Le groupe « limon et argile » constitue entre 73 et 100% des sédiments de chaque échantillon (Annexe 2). La texture limono-argileuse et la couleur grise de la série sédimentaire sont caractéristiques d'un milieu de dépôt de faible hydrodynamisme et ayant des conditions réductrices. Les variations de proportion de la composition argileuse (section 19) sont des marqueurs de l'altération de la roche (marnes aptiennes) sous l'effet de la pédogenèse.



*Figure 8.1.2b*: Diffractogramme de la fraction argileuse des sédiments du paléo-lac de Cassis. « S » correspond aux interstratifiés Smectite-Illite, « I » à l'illite, « K » à la kaolinite et « Q » au quartz.

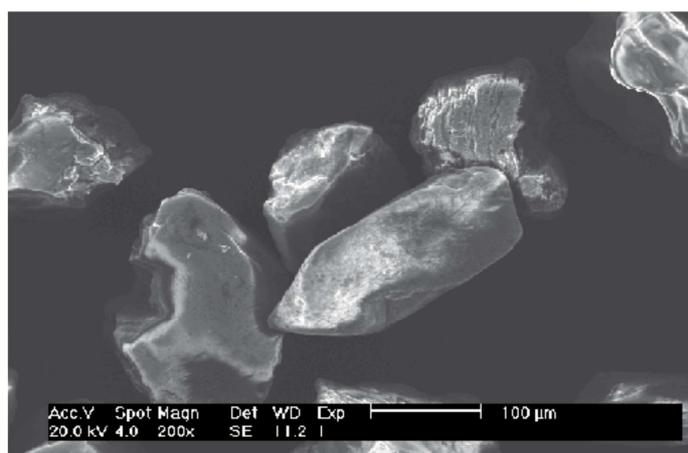
L'analyse des paramètres sédimentologiques ne montre pas une grande variabilité dans les trois sections (Annexe 2). L'indice de classement  $S_o$ , qui traduit la qualité du classement des particules (Cojan et Renard, 2006), indique que le classement granulométrique est fortement hétérogène ( $2.1 < S_o < 3.13$ ) (Blott et Pye, 2001). Le coefficient de dissymétrie  $S_k$ , caractérise le degré de symétrie par rapport à la médiane et peut être utilisé comme un indicateur de l'environnement de dépôt (Cojan et Renard, 2006). Dans cette étude, les valeurs de  $S_k$  traduisent un classement maximum déporté vers les particules fines et interprété comme le marqueur d'une faible vitesse

du courant de dépôt. Ces données sont en accord avec la sédimentation de particules fines qui dominant l'assemblage lacustre.

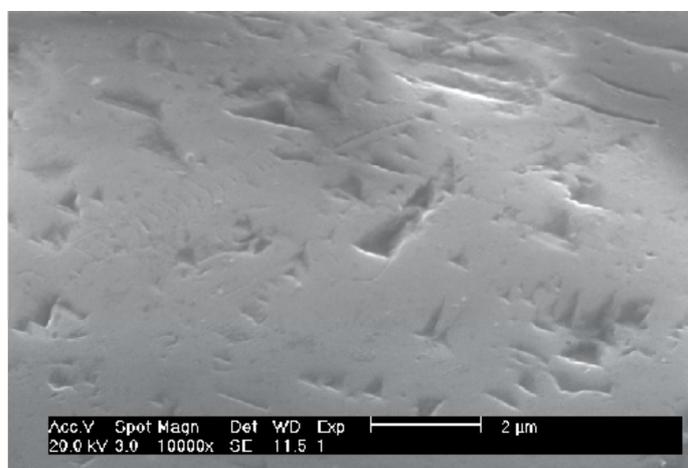
### ***8.1.3. Caractéristiques des grains de quartz***

Les grains de quartz des passées sableuses témoignent d'une longue évolution. Ils sont très émoussés et portent des traces de chocs anciens et de fractures de milieu de haute énergie, probablement marin étant donnée l'absence de traces « en coup d'ongle » caractéristiques du transport éolien (*Pomerol et al., 2005 ; Costa et al., 2012*). Ils montrent de nombreuses figures de broutage liées à un transport liquide et sont bien polis.

Différentes figures de dissolution sont visibles : figures triangulaires (en V) ou bien figures en séries d'arcs linéaires parallèles (*Fig. 8.1.3*). La présence de figures de dissolution sur une seule face pour certains grains indique une immobilisation des grains de quartz. Il n'y a pas de traces de microfaune (bactéries) associées aux grains de quartz malgré la présence de légères pellicules de silice en voile ou globules. Ces différentes observations au microscope électronique à balayage semblent indiquer une mise en place finale des grains de quartz par ruissellement.



L'ensemble de ces caractéristiques est compatible avec l'origine des sédiments discutée *Partie III* : sédiments issus de l'érosion fluviale de dépôts marins crétacés remaniés au Quaternaire.



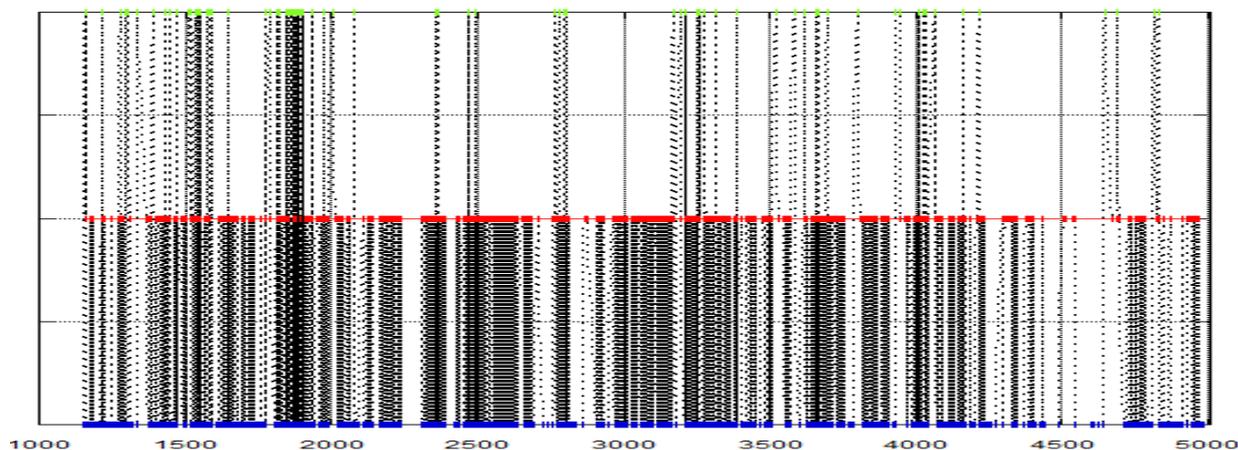
*Figure 8.1.3* : Photographie au microscope électronique à balayage de grains de quartz émoussés polis (en haut) avec des figures de dissolutions géométriques et en arcs linéaires (en bas).

### 8.1.4. Caractérisation des laminations du sédiment

Le sédiment lacustre présente des variations de texture et de couleur sur toute la séquence qui constituent des laminations. Afin de caractériser ces variations, les lamines ont été dénombrées et caractérisées. L'oxydoréduction ayant affecté les sections 4 à 11 et altéré les laminations, seules les sections 11 à 38, non affectées par l'oxydation, ont été étudiées.

Le logiciel PeakCounter (Marshall *et al.*, 2012) utilisé pour le comptage permet de fixer manuellement, à partir d'une photographie en haute résolution des sections de la carotte FB, les limites des lamines et d'indiquer leur texture (sable, argile, sablo-argileux) et leur couleur (blanc, noir, gris, gris clair, gris foncé), en signalant les éventuels éléments remarquables tels que la présence de pyrite, de concrétions de calcite, de charbons, de traces de Mn et de galets de marne. Le positionnement référencé des « bornes » des lamines permet de déterminer précisément leur épaisseur.

Le comptage de lamines concerne 28 sections de la carotte FB pour une longueur réelle totale de 3644 cm. Les analyses fournissent un total de 4250 lamines pour une épaisseur cumulée totale de 3652 cm, soit une erreur de 0.22%. Le comptage a permis de dénombrer 2738 lamines argileuses (2998 cm), 1233 lamines sableuses (632 cm) et 82 (183 cm) lamines sablo-argileuses (Fig. 8.1.4a). L'épaisseur des passées varie de 0.02 à 51.5 cm pour les zones argileuses, de 0.02 à 33.7 cm pour les zones sableuses et de 0.03 à 27.05 cm pour les zones sablo-argileuses.



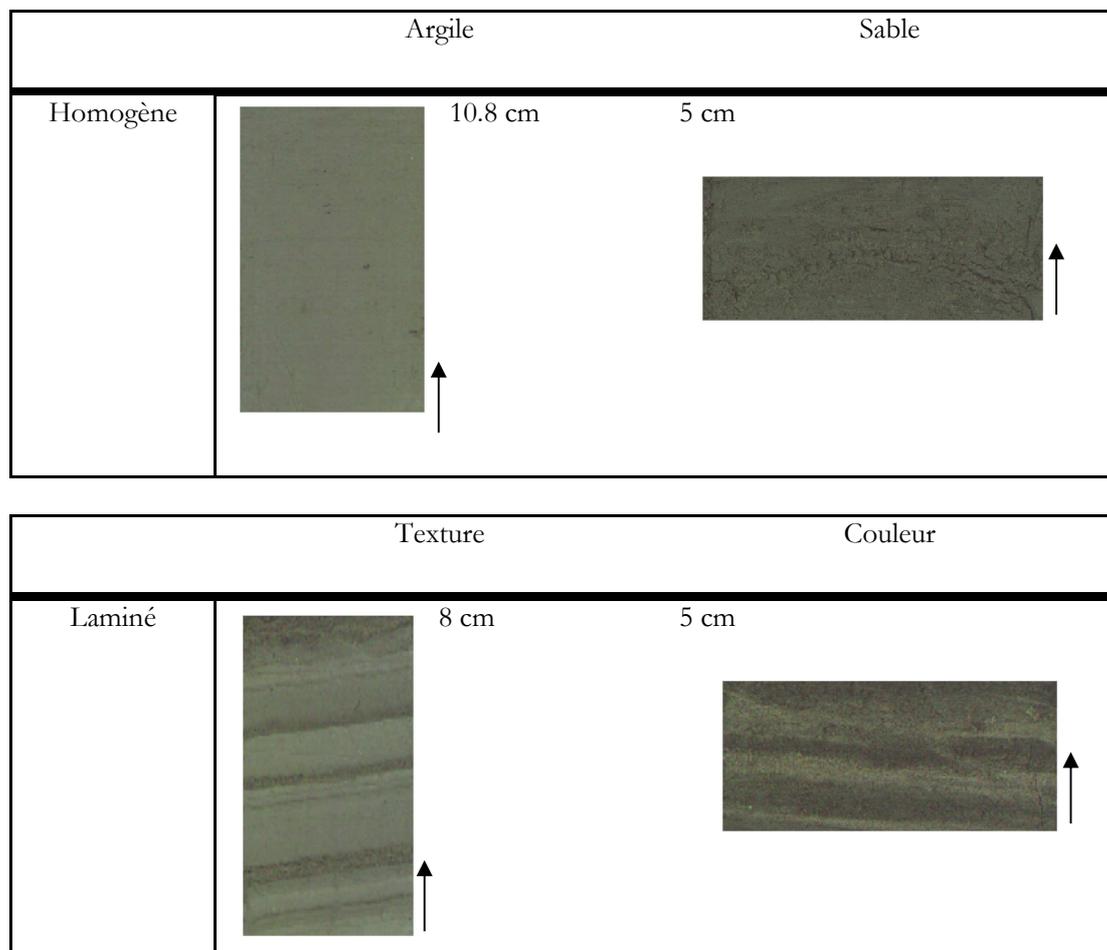
*Figure 8.1.4a* : Répartition des lamines selon la texture (argile en bleu, sable en rouge et sablo-argileux en vert), et la profondeur (cm).

Le comptage a mis en avant trois types de passées sédimentaires (Fig. 8.1.4c). Les zones d'une épaisseur supérieure ou égale à 5 cm et qui ne présentent pas de variations de couleur ou de texture sont appelées zones « homogènes » par opposition aux zones « laminées » qui présentent lesdites variations (Fig. 8.1.4b). Le dernier type de passées sédimentaires correspond aux zones de

« transition » entre une texture argileuse et une texture sableuse qui présentent toutes un granoclassement positif.

De nombreuses zones présentent des tâches ocres liées à un phénomène d'oxydation, mais les lamines ocres aussi bien sableuses qu'argileuses, sont très rares (5) et toutes concentrées dans la même zone (vers 2400 cm de profondeur). Elles ont une épaisseur allant de 0.1 à 0.37 cm.

Les rares niveaux blancs (55) et noirs (39) présents dans le sédiment sont presque exclusivement des niveaux sableux (respectivement 90% et 95%) et ont une épaisseur moyenne de 0.29 cm (variant de 0.04 à 2.50 cm, sdt=0.38). Alors que les lamines noires sont réparties tout le long de la carotte, les lamines blanches sont principalement regroupées en trois zones (1900-2300, 3300-3500 et 4700-5000 cm de profondeur, [Fig. 8.1.4c](#)). Les mesures de carbone organique montrent une forte teneur en matière organique dans les niveaux noirs (0.57 à 1.31 %) comparativement aux niveaux blancs (0.19 à 0.30 %).



*Figure 8.1.4b* : Illustrations des différents types de sédimentation visibles dans la carotte lacustre de Cassis. La flèche est dirigée vers le haut de la carotte et l'épaisseur est indiquée en centimètres.

L'ensemble des niveaux gris, gris clair et gris foncé représente 97.7% des lamines comptées dont 61.11 % de lamines grises, 23.3% de lamines gris clair et 13.29% de lamines gris foncé. Les lamines gris clair sont à 85% argileuses et ont une épaisseur moyenne de 0.64 cm (variant entre 0.02 et 19 cm). Les lamines gris foncé sont réparties de façon égale entre les lits sableux et argileux (respectivement 50.8% et 45.5%). En outre, les lamines gris clair sont plus nombreuses vers le haut de la carotte, et les niveaux de gris foncé vers le bas. Ce constat est en accord avec la variation du niveau de gris extrait d'après les photographies en haute résolution des sections sédimentaires dont la valeur moyenne varie de 305 UA entre 1200 et 3000 cm de profondeur à 278 UA entre 3000 et 5000 cm de profondeur (Fig. 8.1.4c).

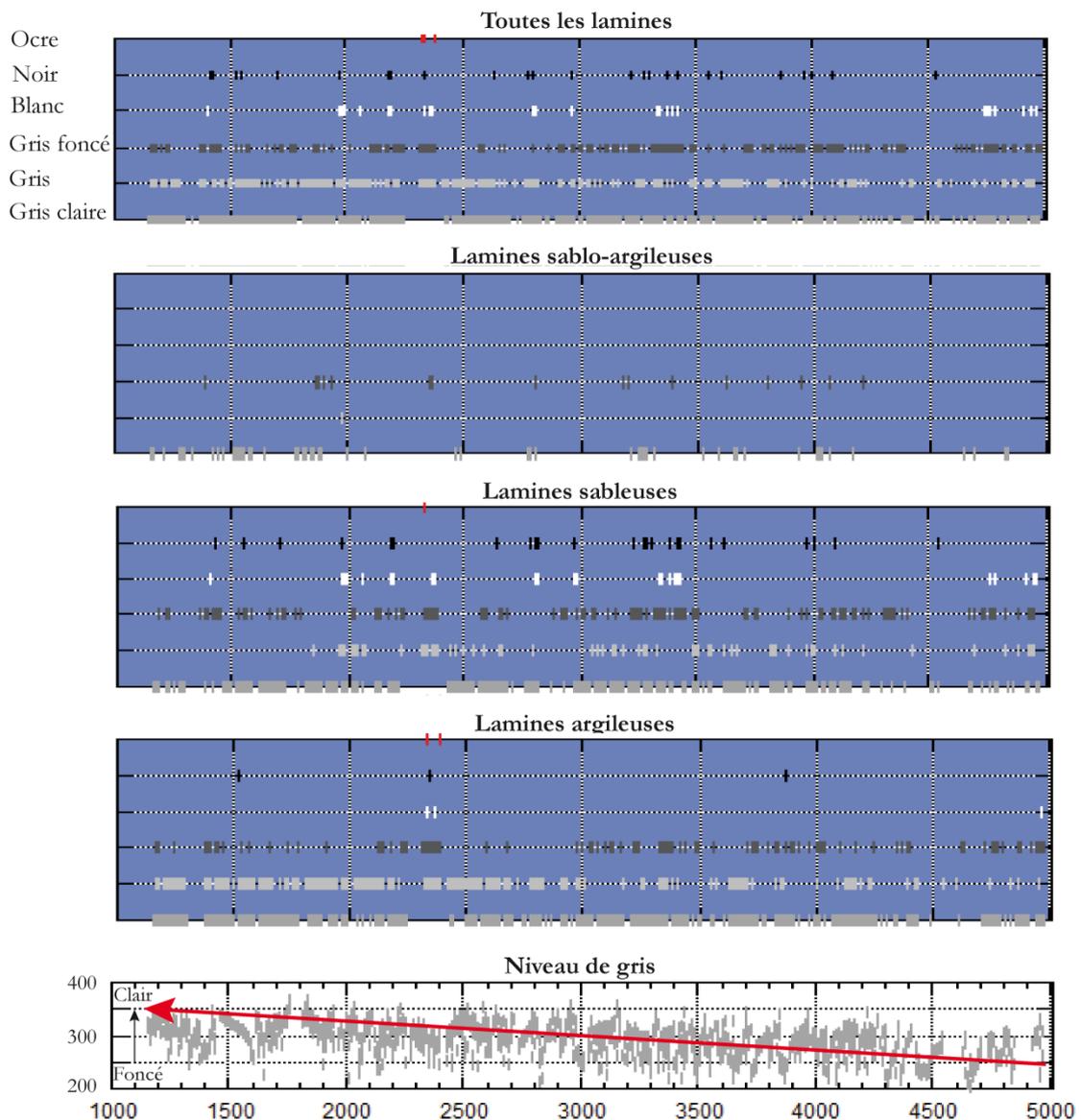


Figure 8.1.4c : Répartition des lamines selon leur texture et leur couleur, et présentation du niveau de gris (fond blanc, UA=unité arbitraire) extrait par Matlab® à partir des photographies en haute résolution. L'abscisse est la profondeur en centimètres.

### ***Conclusions intermédiaires sur les caractéristiques sédimentaires***

Les observations micro- et macroscopiques ainsi que les analyses granulométriques et minéralogiques fournissent une appréciation globale de la sédimentation lacustre et des conditions de sa mise en place :

- 1) Les sédiments de Cassis ont une texture fine (limons et argiles dominant avec des sables fins). Cette texture fine associée à la présence de laminations confirme un dépôt calme en milieu lacustre avec des variations d'hydrodynamisme qui entraînent le dépôt de lits sableux. L'enregistrement possible des crues de l'affluent du lac au travers des dépôts de lits sableux sera développé chapitre 10.
- 2) La couleur grise et la lamination du sédiment ainsi que la rareté des microorganismes semblent indiquer un milieu profond et des conditions de dépôt anoxiques dont l'établissement et les conséquences sur la sédimentation seront discutés dans les chapitres suivants (§8.2 et §10).
- 3) Les sédiments carbonatés (40-60%) présentent une phase argileuse composée de smectites, illites et kaolinites. Les quartz émoussés des lits sableux semblent provenir de dépôts crétacés érodés puis redéposés au pléistocène. La faible teneur en carbone organique traduit une forte métabolisation de la matière organique lors des processus de sédimentation (processus qui seront présentés chapitre 8.3.)
- 4) L'homogénéité de la sédimentation de 45 m de profondeur alliée à l'absence de discontinuité visible semble indiquer que la sédimentation a eu lieu lors d'une période climatique stable n'ayant pas subi d'importantes variations qui se seraient répercutées sur l'hydrodynamisme du bassin versant (§ 10).

## 8.2. Caractérisation chimique de la sédimentation lacustre

La caractérisation chimique de la sédimentation du paléo-lac de Cassis a été conduite en continu par des analyses de fluorescence X (XRF) de 850 à 5000 cm de profondeur. La partie supérieure de l'enregistrement lacustre, de 450 à 850 cm de profondeur, n'a pas été caractérisée compte tenu des effets d'oxydoréduction liés au battement de la nappe phréatique. La section 35 qui ne présentait pas une surface assez régulière n'a pas été caractérisée non plus.

### 8.2.1. Présentation des trois sections tests

En plus des analyses XRF, trois sections analysées ont été échantillonnées ponctuellement afin de réaliser des analyses ICP-MS (calibrage les données XRF acquises), des analyses CNS (détermination des teneurs en carbone organique et en carbonate), et des analyses de granulométrie et de diffraction des rayons X. Les trois sections : n° 19 (de 2316 à 2386 cm de profondeur), n° 25 (de 3211 à 3283 cm de profondeur) et n° 32 (de 4131 à 4176 cm de profondeur) présentent des caractéristiques communes à toute la carotte de Cassis : présence de niveaux homogènes et de niveaux laminés ainsi que de passées sableuses.

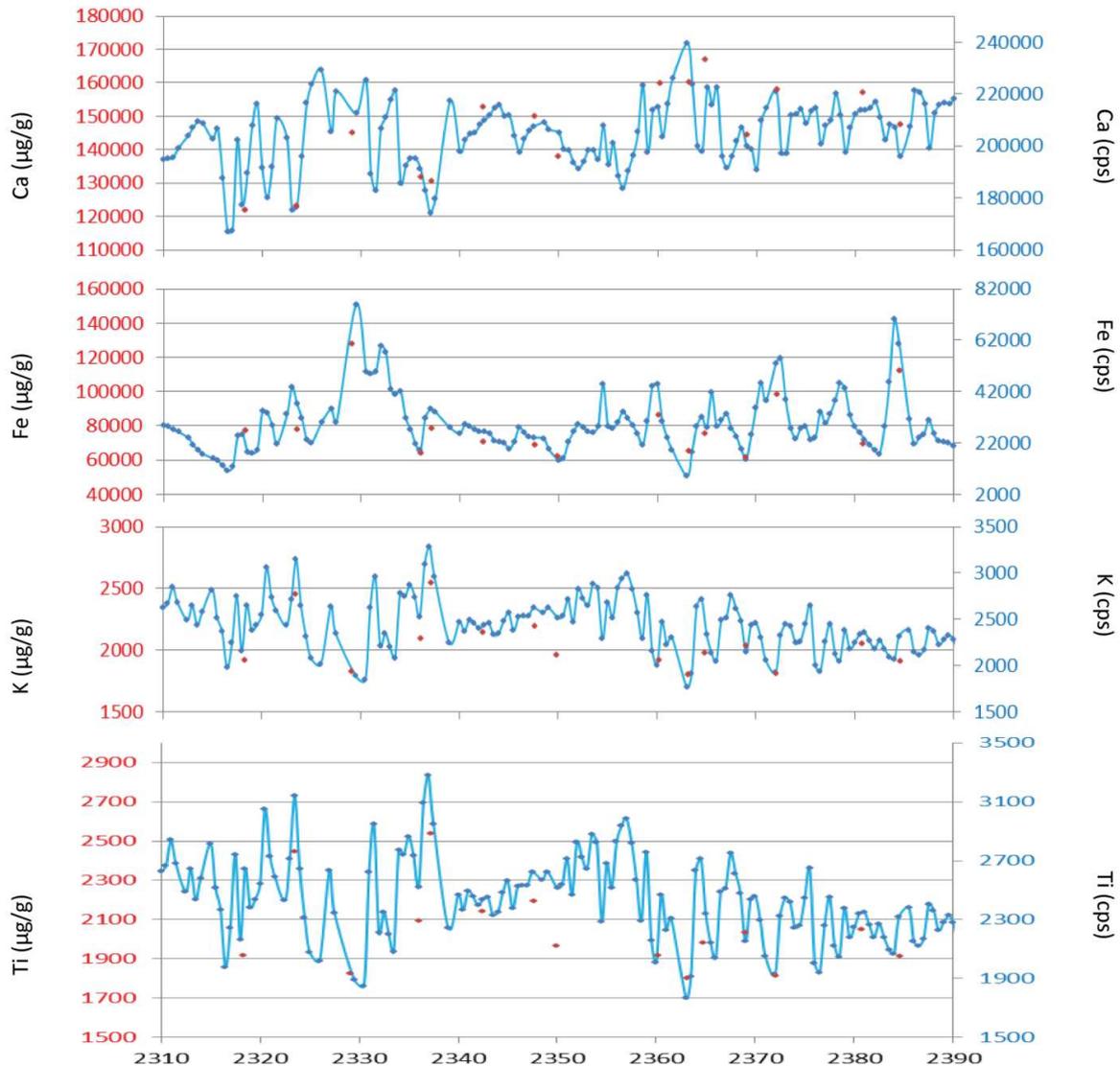
### Calibration XRF vs ICP-MS

Les analyses ICP-MS avaient pour but de calibrer les courbes élémentaires XRF. Les résultats des régressions linéaires entre les données XRF et les concentrations ICP-MS permettent de valider les mesures réalisées à l'XRF (coefficient de détermination  $R^2 > 0.6$ ). Ces résultats (*Tableau 8.2.1 et Fig. 8.2.1a*) montrent que les éléments majeurs (Ca, Fe, Ti et K) sont mesurés de façon fiable par l'XRF contrairement aux éléments mineurs.

	FB19		FB25		FB32	
	R <sup>2</sup>	[ ] ppm	R <sup>2</sup>	[ ] ppm	R <sup>2</sup>	[ ] ppm
<b>K</b>	0.91	7664 - 13604	0.80	8333 - 12550	0.96	7510 - 12545
<b>Ca</b>	0.86	17500-233072	0.94	120400 - 217100	0.85	126873 - 223509
<b>Ti</b>	0.89	1900 - 2886	0.76	2090 - 2750	0.32	2040 - 2767
<b>Fe</b>	0.96	16500 - 60541	0.94	16480 - 46290	0.97	15670 - 61206
<b>Al</b>	0.35	28785 - 53684	0.25	32600 - 54792	0.40	29484 - 54791
<b>Mn</b>	-	204 - 973	-	220 - 635	-	201 - 464
<b>Sr</b>	-	307 - 415	-	276 - 408	-	265 - 369
<b>As</b>	-	3.5 - 56	-	3 - 50	-	3.33 - 123

*Tableau 8.2.1* : Coefficient de détermination ( $R^2$ ) entre les données XRF et ICP-MS avec indication des concentrations mesurées à l'ICP-MS ([ ]).

Al est le seul élément majeur pour lequel le  $R^2$  ne permet pas de valider les données XRF. Cela est lié à l'atténuation du signal par l'eau et aux limites de détection de l'XRF (tube Mo non optimisé pour les éléments légers).



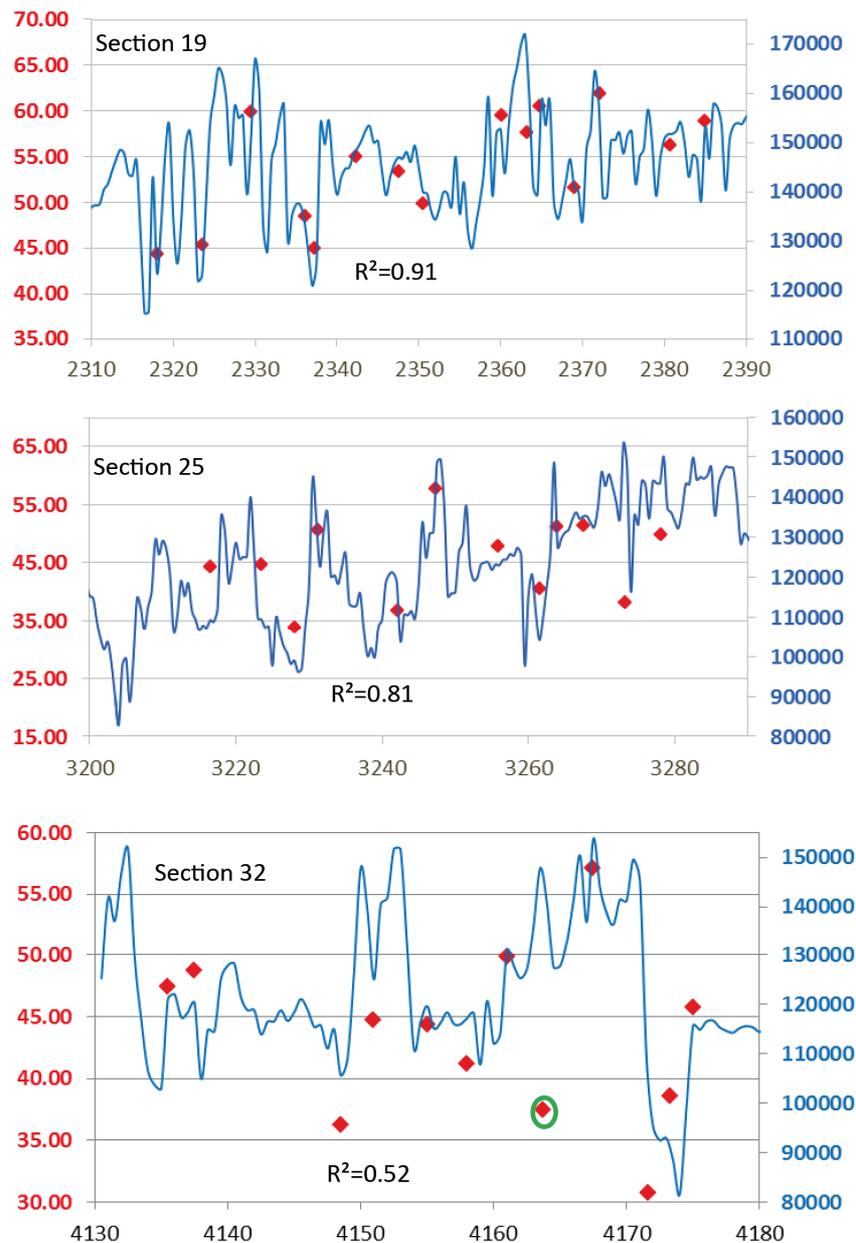
*Figure 8.2.1a* : Comparaison entre les valeurs XRF (en bleu, intensité) et les concentrations mesurées à l'ICP-MS (en rouge,  $\mu\text{g/g}$ ) pour les éléments Ca, Fe, K et Ti de la section 19. L'abscisse indique la profondeur en centimètres.

La variabilité entre les données XRF et les mesures ICP-MS peut être reliée au bruit du signal XRF pour les éléments très peu concentrés (ex : As, Mn et Sr) ainsi qu'à l'orientation des lamines ou encore au mode d'échantillonnage. La sédimentation lacustre est (sub)horizontale mais à certains endroits les lamines sont légèrement inclinées. Par ailleurs, l'XRF analyse les sédiments sur une demi-carotte avec une profondeur de pénétration millimétrique du faisceau alors que les analyses ICP-MS sont réalisées sur des échantillons prélevés par tranche sur 1.5 cm

de profondeur. Cette différence dans le mode d'échantillonnage liée aux deux méthodes peut expliquer la variabilité de réponse entre l'XRF et ICP-MS étant donnée l'hétérogénéité intrinsèque des sédiments.

### Corrélation CaCO<sub>3</sub> vs Ca

L'apport de calcium dans les sédiments peut être rattaché à différents types de minéraux, le principal étant représenté par les carbonates. Les sections 19 et 25 montrent une bonne corrélation entre CaCO<sub>3</sub> et Ca XRF ( $R^2 > 0.8$ ).



*Figure 8.2.1b* : Comparaison entre CaCO<sub>3</sub> (% en rouge) et le calcium (intensité, en bleu). La profondeur des sections est indiquée en centimètres.

La moindre corrélation obtenue pour la section 32 est principalement due à un échantillon discret dont les teneurs en  $\text{CaCO}_3$  et Ca XRF sont particulièrement éloignées (Fig. 8.2.1b, point  $\text{CaCO}_3$  cerclé de vert). S'il l'on exclut cet échantillon, le coefficient de corrélation atteint 0.7. Les échantillons 3, 8 et 10 qui montrent l'écart le plus important entre les valeurs  $\text{CaCO}_3$  et Ca XRF sont ceux qui ont un fort taux de sable dans leur répartition granulométrique (Annexe 2). Ils permettent d'illustrer la variabilité de la composition chimique à de faibles échelles. Les résultats des corrélations entre le signal Ca XRF et le pourcentage en  $\text{CaCO}_3$  (Fig. 8.2.1b) permettent d'interpréter le signal Ca XRF comme un marqueur de la concentration en carbonate dans le sédiment.

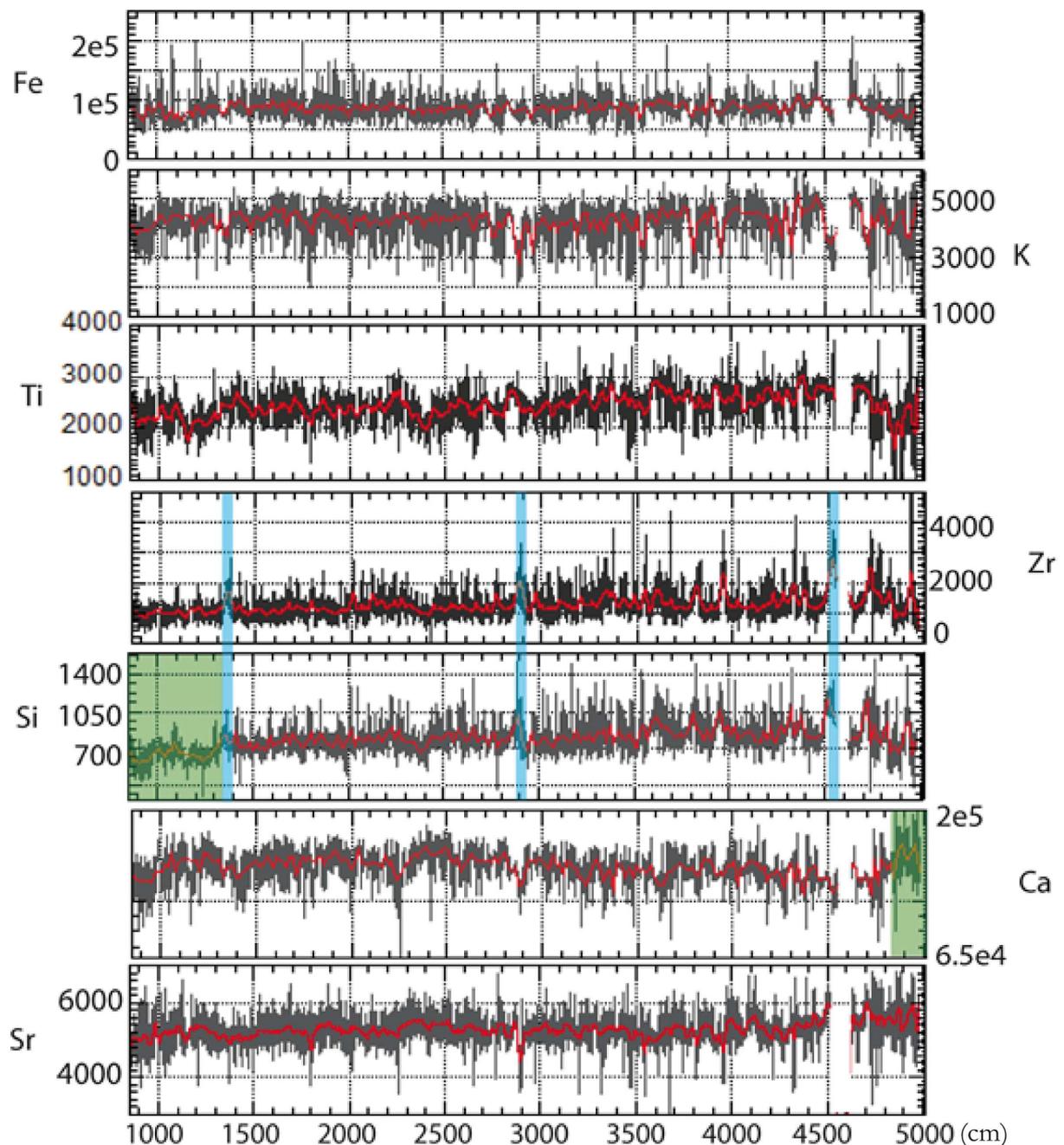
### 8.2.2. Informations déduites de la composition chimique du sédiment lacustre

#### Eléments majeurs

L'analyse des éléments majeurs a mis en évidence des signaux Si, Fe et Ca assez homogènes. Le signal Si montre une tendance générale à la baisse vers le haut de la séquence sédimentaire. Il a une valeur moyenne de 637 entre 850 et 1300 cm de profondeur et de 815 entre 1300 et 5000 cm de profondeur, ce qui correspond à une augmentation d'environ 30%. Ca et Si ainsi que Ca et Ti sont anti-corrélés sur toute la séquence sédimentaire. Le signal Ca montre une augmentation d'environ 14% vers la base de la carotte, entre 4850 et 5000 cm de profondeur. Cette augmentation est attribuable à la présence de nombreux éléments de marne fraîche situés dans la carotte entre 4800 et 5000 cm de profondeur. La corrélation entre Ca et Sr est caractéristique des carbonates. Cependant sa valeur peu élevée indique que les carbonates ne sont pas d'origine biogénique mais détritique (ex : *Cartapanis, 2012*).

**Si et Zr**, qui sont deux marqueurs de la fraction terrigène grossière, sont globalement bien corrélés ( $R^2=0.59$ ), sans différence notable selon la texture du sédiment. La corrélation entre Si et Zr est de plus en plus élevée vers la base de la carotte (le coefficient de détermination passe d'environ 0.40 vers 1100 cm de profondeur à 0.70 vers 5000 cm). La corrélation entre **Si et Ti** est meilleure dans les niveaux argileux que sableux mais reste faible. Bien que faible, la corrélation entre Si et Ti indique que la silice n'est pas présente sous forme d'opale (squelettes de diatomées) dans les sédiments (*Cartapanis, 2012*) mais est d'origine détritique. L'absence de corrélation entre Si et Ti dans les niveaux sableux peut indiquer la présence de minéraux porteurs d'origines différentes. Les analyses DRX réalisées sur échantillons totaux indiquent que les seuls minéraux détectables sont la calcite ( $\text{CaCO}_3$ ), la dolomite ( $\text{Ca, Mg}(\text{CO}_3)_2$ ) et le quartz ( $\text{SiO}_2$ ) associés à des argiles (smectite, illite, kaolinite). Comme pour Si et Zr, la corrélation entre Si et Ti n'est pas homogène sur toute la carotte sédimentaire. Entre 1100 et 2500 cm de profondeur, le coefficient de détermination a une valeur de 0.30 alors qu'entre 2400 et 5000 cm il est nul. Cette bipartition

de la répartition de Ti et Si d'une part et de Si et Zr d'autre part coïncide avec une modification de la sédimentation bien visible sur [Fig. 8.1.1b](#) et est liée à des variations granulométriques. Dans la partie supérieure de la carotte (environ 1100-2400 cm) les lits sableux sont peu nombreux et d'épaisseur réduite alors que dans la partie inférieure ils deviennent plus nombreux et plus épais.



*Figure 8.2.2a*: Comparaison des signaux XRF Fe, K, Ti, Zr, Si, Ca, Sr (intensité). Les courbes rouges sont lissées avec un pas de 20 cm. Le niveau de gris est en unité arbitraire. Trois zones soulignant la corrélation entre Si et Zr sont indiquées en bleu. Les zones vertes localisent une baisse (Si) ou une augmentation (Ca) de concentrations importantes.

Une anti-corrélation entre **Si et K** est visible dans les niveaux sableux ( $R^2 = \ll -0.32 \gg$ ) et liée aux différences d'origine des deux éléments : exclusivement argiles pour K, majoritairement quartz et secondairement argile pour Si. Bien que correspondant tous les deux à la fraction terrigène, Si caractérise la fraction terrigène grossière alors que K, enrichi dans les argiles, caractérise la fraction terrigène fine (ex : *Croudace et al., 2006*). De même **Zr et K** sont anti-corrélés sur toute la séquence sédimentaire sans différence notable selon la texture du sédiment.

La corrélation entre les signaux **Fe et K** est meilleure dans les zones homogènes argileuses ( $R^2 = 0.43$ ) et montre que le fer est lié aux argiles. Une corrélation positive est visible, bien que faible, entre Fe et Ti d'une part et entre Fe et Zn d'autre part, dans les niveaux sableux :  $R^2 = 0.28$  dans les deux cas.

### Eléments mineurs

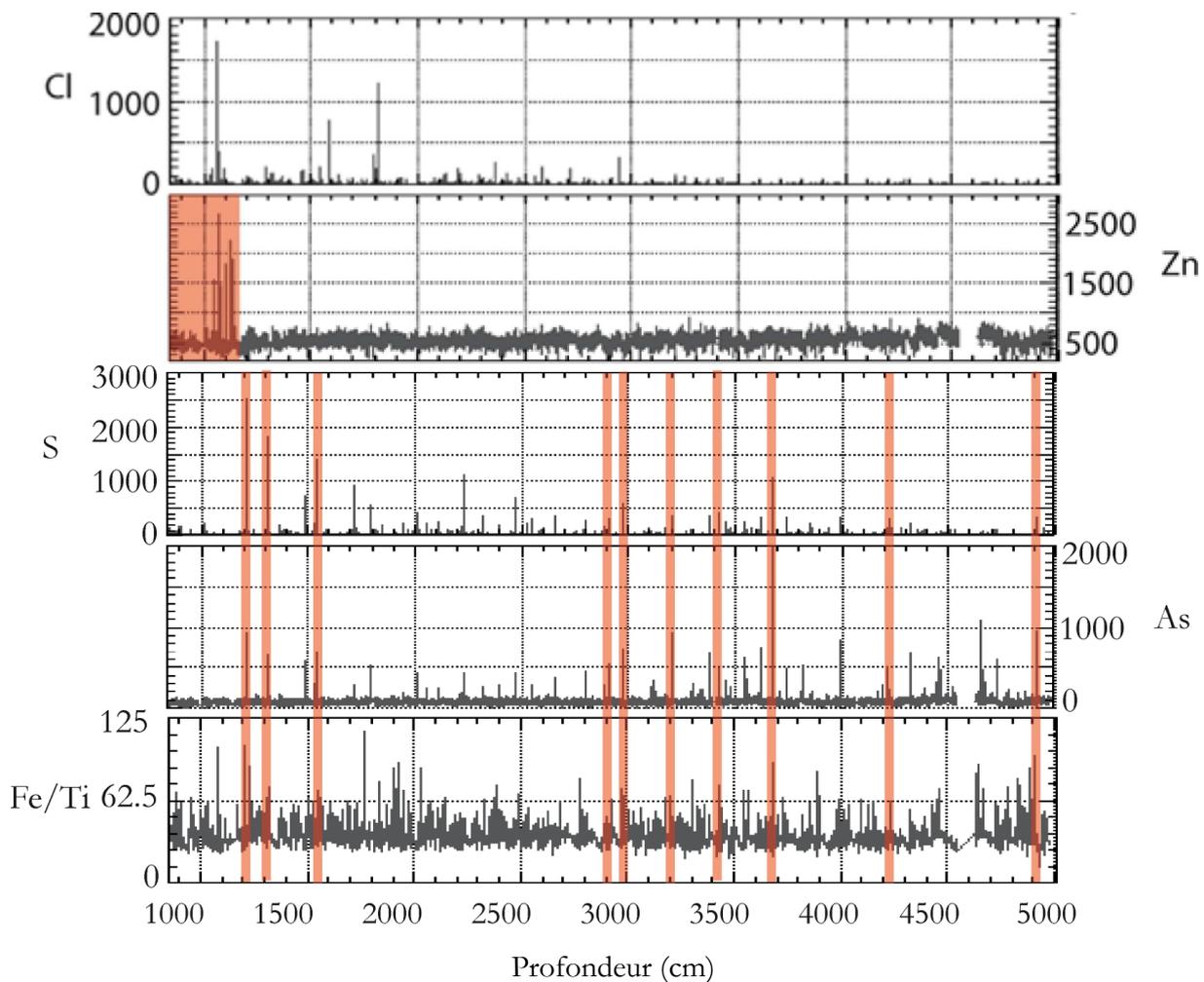
Les éléments mineurs et les métaux lourds présentent des caractéristiques intéressantes. Notons que dans le cas d'éléments traces tels que As ou Cl, l'intensité des pics les uns par rapport aux autres ne peut pas être interprétée en tant que concentration relative (aucune relation n'existant entre les concentrations ICP-MS et les données XRF). Il s'agit uniquement d'un marqueur de la présence des éléments.

Les pics de **chlore** sont identifiés dans la moitié supérieure seulement de la carotte (entre 1000 et 3000 cm de profondeur). Étant donné la faible distance entre le paléo-lac de Cassis et la mer lors des bas niveaux marins (environ 6 km), les pics de chlore pourraient correspondre à des apports venant de la mer, tels que des embruns, entraînant une concentration de sel de mer (NaCl) dans les sédiments. Cependant la détermination de la concentration en  $\text{Na}^+$  et  $\text{Cl}^-$  (*Tableau 8.2.2a*) dans les sédiments lacustres n'a pas fait ressortir de corrélation stœchiométrique entre Na et Cl permettant de prouver une origine marine du chlore.

Echantillons	$\text{Na}^+$		$\text{Cl}^-$		$\text{SO}_4^{2-}$		$\text{NO}_3^-$	
	mg/L	meq/L	mg/L	meq/L	mg/L	meq/L	mg/L	meq/L
10-755	6.90	0.30	3.12	0.088	24.65	0.51	0.20	0.003
10-830	8.31	0.36	3.99	0.113	38.38	0.80	0.71	0.011
Erreur (%)	3.37		2.67		1.16		0.58	

*Tableau 8.2.2a* : Concentration en anion  $\text{Na}^+$  (par ICP-AES) et en anions  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$  et  $\text{NO}_3^-$  (par électrophorèse capillaire) au niveau d'un « pic XRF » de Cl (n° 10-755) et en l'absence de « pic XRF » de Cl (n° 10-830).

Le **Zn** est présent en faible quantité sur toute la carotte, à l'exception d'un pic de concentration entre 11 et 12 m de profondeur (*Fig. 8.2.2b*). Les analyses réalisées sur les échantillons (*Tableau 8.2.2b*) montrent une teneur en Zn de 114 ppm pour le pic de Zn contre environ 55-60 ppm en dehors du pic. Le signal du Zn corrèle bien celui de K dans les niveaux sableux ( $R^2=0.48$ ). De même que pour Si et Zr, la corrélation entre Fe et K est d'autant plus élevée au fur et à mesure que l'on se rapproche de la base de la carotte. *A contrario*, la corrélation entre Si et Zn d'une part et entre Zn et Zr d'autre part marque l'existence d'un « palier » vers 2400 cm de profondeur (« palier » moins important toutefois que dans le cas de Si et Ti). Le Zn étant un élément très mobile et fortement influencé par l'état d'oxydoréduction du milieu, son accumulation sur environ 1 m de profondeur concorde avec la base du niveau d'oxydo-réduction. La concentration de Zn observée est donc probablement liée à la pédogénèse post-lacustre.



*Figure 8.2.2b* : Comparaison des signaux XRF en éléments mineurs As, S, Zn, Cl et Fe/Ti (intensité). La zone soulignée en rouge correspond à la partie de la carotte sur laquelle des marques d'oxydoréduction (tâches ocres) sont observables. Les traits fins rouges localisent des zones d'association d'As, de S et de Fe/Ti.

**As et S** sont présents de façon sporadique dans le sédiment sous forme de pics de concentration dont les localisations se corrèlent. Les études en fonction de la texture montrent que la corrélation entre As et S est plus grande dans les zones laminées sableuses ( $R^2=0.76$ ) que dans le reste de la carotte. Une analyse chimique totale sur un échantillon localisé au niveau d'un pic a donné une concentration en As de l'ordre de 270 ppm contre 2.8 ppm pour le reste du sédiment et un fort pourcentage de soufre. Remarquons les teneurs élevées en Co (20 ppm contre 5-10 ppm), Mo (6 ppm contre 0.7 ppm) et Sn (4 ppm contre 1.5- 2 ppm) pour ce même échantillon par rapport aux deux autres échantillons situés dans une zone pauvre en As et S (*Tableau 8.2.2b*). La concordance des pics de S, As et Fe/Ti (*Fig. 8.2.2b*) marque la présence de sulfures de fer tels que la pyrite  $FeS_2$  (*Croudace et al., 2006*) ou la greigite (observée à la loupe binoculaire sur les niveaux sableux), enrichies en arsenic avec des traces de Co, Mo et Sn. L'incorporation de Mo aux sulfures de fer est connue (*Algeo et Maynard, 2004*).

Prof. (cm)	Eléments (ppm)										
	As	Co	Cr	Cu	Mo	Ni	Pb	Sn	Sr	Zn	Zr
1075.5	2.8	10.2	66.6	14.2	< L.D.	52.9	12.7	2.0	302.2	114.2	85.0
1209	268.7	20.5	51.6	10.6	6.0	45.4	10.0	4.4	275.2	56.5	136.8
2753.5	2.8	6.5	67.5	14.5	0.7	29.9	12.6	1.9	299.3	61.2	87.1

Prof. (cm)	Oxydes (%)												
	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	PF	S total	FeO
1075.5	41.86	12.49	3.45	0.04	1.63	37.73	0.20	1.91	0.58	0.10	27.89	-	-
1209	43.68	8.81	10.07	0.04	1.21	33.92	0.26	1.42	0.49	0.11	23.40	3.86	2.40
2753.5	41.77	12.68	4.60	0.06	1.64	36.47	0.20	1.88	0.59	0.10	27.76	-	-

*Tableau 8.2.2b* : Composition élémentaire en éléments traces et métaux lourds (en haut) et en éléments majeurs (en bas) (SARM, Nancy). Les résultats en FeO sont indicatifs car l'attaque chimique était incomplète. L.D. : limite de détection et P.F. : perte au feu.

### Normalisation à Ti

Ti et Al sont considérés comme des éléments conservatifs, non affectés par les processus physico-chimiques, et immobiles dans le milieu. Le **rapport élément/Ti** ou élément/Al est souvent utilisé afin de caractériser l'enrichissement ou l'appauvrissement relatif d'un élément. Dans cette étude, le signal Al corréle le signal Ti mais la concentration en Al étant faible, le signal Al est fortement bruité et ne peut donc pas être utilisé pour la normalisation.

Le rapport élément/Ti ne montre pas de variabilité de la répartition des éléments mineurs tels que Mn, S, As et Cl dont les coefficients de détermination entre l'élément et éléments/Ti varie entre 0.95 et 0.98. *A contrario*, les coefficients de détermination entre l'élément et éléments/Ti pour les éléments majeurs tels que Fe (0.59), Ca (0.64), Si (0.48), K (0.35) ainsi que pour Zn (0.65) et Ni (0.66) montrent une forte variabilité. Ni et Zn, ainsi que Ca, Ti, Fe et K montrent une forte accumulation vers la base de la carotte, entre 4700 et 5000 cm de profondeur.

Les variations de **Fe/Ti et K/Ti** se corrélaient assez bien sur l'ensemble de la carotte et dans les niveaux argileux ( $R^2=0.39$ ). La normalisation du fer à Ti permet d'amoindrir la composante terrigène du signal de fer, ce qui explique l'apparition d'une corrélation (bien que faible) entre **Fe/Ti et S/Ti** qui n'est pas visible en absence de normalisation à Ti. La corrélation des signaux Fe/Ti, S/Ti et As/Ti confirme la présence de sulfures de fer dans les sédiments lacustres de Cassis. **Ca/Ti et K/Ti** montrent une assez bonne corrélation sur l'ensemble de la carotte et plus particulièrement dans les niveaux argileux, corrélation qui n'existe pas en l'absence de normalisation. Il en est de même pour **Ca/Ti et Ni/Ti**.

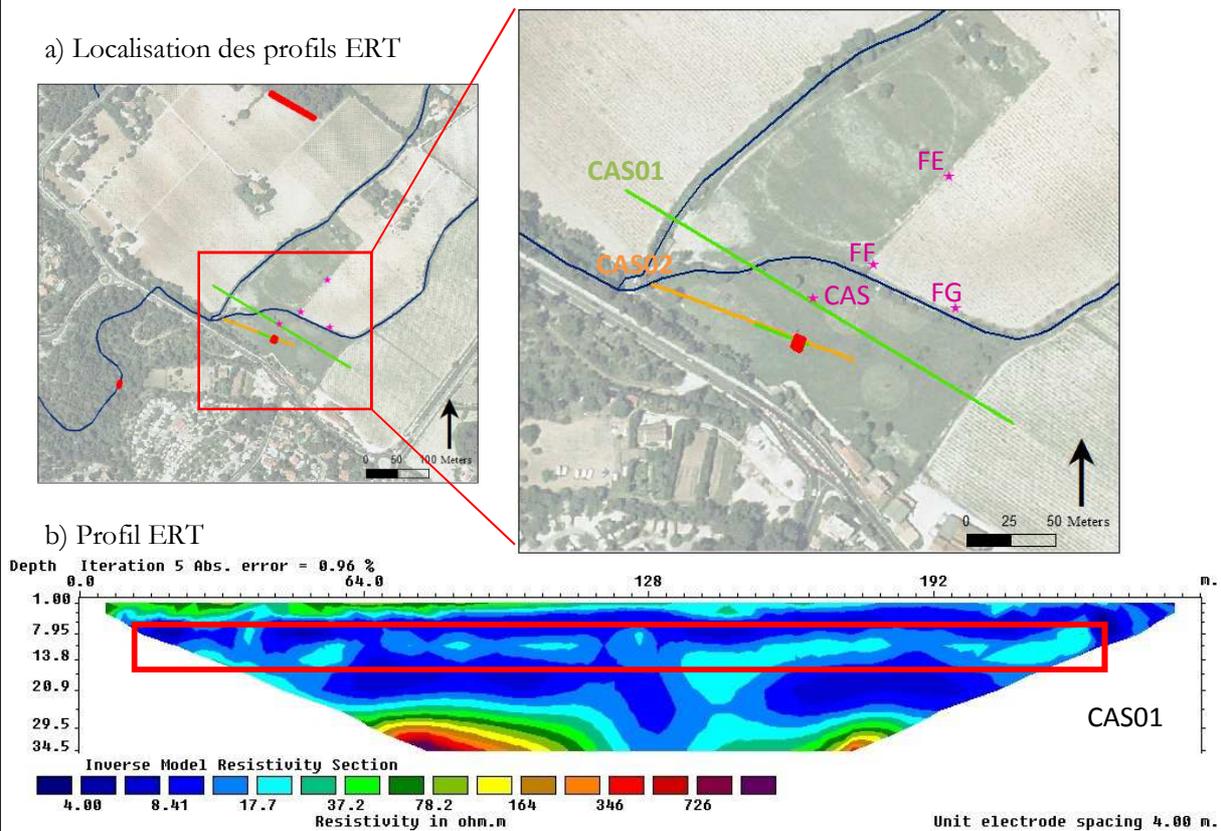
### *Conclusions intermédiaires sur la composition chimique*

L'analyse de la composition chimique de la carotte sédimentaire de Cassis souligne plusieurs caractéristiques du sédiment :

- 1) Les variations d'associations de Si, Ti et Zr mettent en évidence des modifications dans la granulométrie des sédiments et corroborent l'augmentation de la proportion de sables fins par rapport aux argiles dans la moitié inférieure de la carotte.
- 2) La silice et le carbonate sont d'origines détritiques et non biogéniques, ce qui est en accord avec l'absence d'organismes à teste siliceux (diatomées) et la rareté des organismes à teste carbonaté (ostracodes) dans les sédiments. Cela est aussi concordant avec la lithologie carbonatée du massif des Calanques et du bassin versant (calcaires barrémiens et marnes aptiennes).
- 3) La présence de sulfures de fer est démontrée par l'association du soufre et du fer, et confirme les observations visuelles (lits de pyrite). L'existence de sulfures de fer dans les sédiments confirme l'hypothèse d'un dépôt ayant eu lieu en milieu anoxique (§8.1). La nature des sulfures de fer sera discutée à partir des informations issues des analyses magnétiques (§ 8.3).
- 4) La présence de chlore dans les sédiments peut suggérer une origine marine des apports de sulfate nécessaires à la formation des sulfures de fer. Les modalités de formation des sulfures de fer seront discutées dans le chapitre 10.
- 5) L'action de la pédogénèse post-lacustre visible via la remobilisation du Zn est en accord avec les données géophysiques (voir encadré suivant) qui permettent d'imager la zone de battement de nappe à la même profondeur que l'accumulation du Zn.

### Illustration de la zone de battement de nappe

Le profil CAS01 a été réalisé dans le but d'imager le remplissage lacustre de la plaine de Cassis. Il permet d'imager les variations lithologiques sur 30 m de profondeur. Cette résolution met en évidence une zone de moyenne résistivité (résistivité de 10 ohm.m) entre 8 et 13 m de profondeur (rectangle rouge, *Fig. 8.2.2c (b)*) qui correspond à la zone de battement de nappe que les données XRF localisent vers 12 m de profondeur. Le fin liseré vert (résistivité entre 20 et 80 ohm.m) visible en haut du profil correspond à la zone insaturée.



*Figure 8.2.2c*: Identification de la zone de battement de nappe par mesure de résistivité électrique. Localisation (a) et présentation (b) du profil ERT CAS01.

### 8.3. Caractérisation magnétique de la sédimentation lacustre

La caractérisation magnétique a été conduite en continu sur u-channel, de 1100 à 5000 cm de profondeur. La partie supérieure de l'enregistrement lacustre, de 450 à 1100 cm de profondeur, n'a pas été caractérisée magnétiquement compte tenu des effets d'oxydoréduction liés au battement de la nappe phréatique. L'utilisation des u-channel implique une convolution du signal sur une dizaine de cm environ (largeur à mi-hauteur variant de 4 à 7 cm selon l'axe de mesure). Neuf échantillons discrets ont été prélevés afin de réaliser des analyses ponctuelles supplémentaires dans le but de caractériser la minéralogie des porteurs magnétiques (cf. § 8.3.2). Ces données sont issues du stage de M2 réalisé par Hanane Boukbida que j'ai co-encadré.

#### 8.3.1. Enregistrement magnétique lacustre de Cassis

Les sédiments lacustres sont globalement peu magnétiques avec une susceptibilité magnétique maximale inférieure à  $60e^{-5}$  SI. Les variations de susceptibilité divisent l'enregistrement magnétique en trois zones : une zone centrale faiblement magnétique ( $\sim 7e^{-5}$  SI) encadrée par deux zones qui présentent une plus forte teneur en grains magnétiques (le sommet de l'enregistrement vers 1200 cm et la base vers 4500 cm de profondeur). Les paramètres de concentration en particules magnétiques dans le sédiment (K et ARA) se corrèlent bien ( $R^2=0.70$ ).

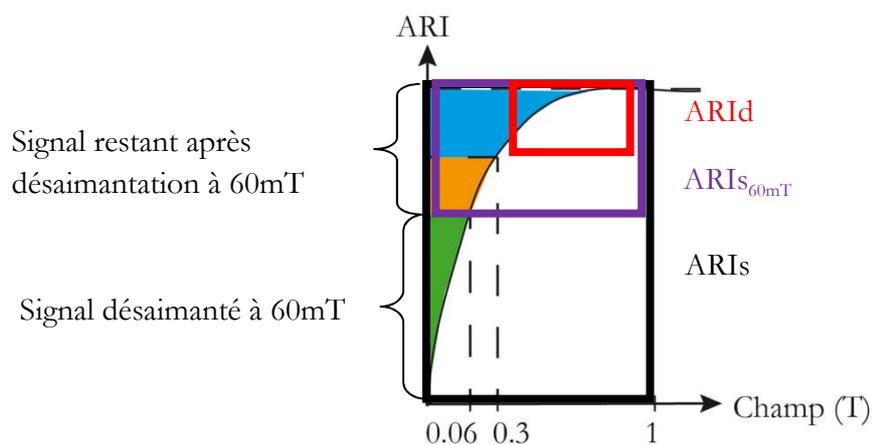
La caractérisation de la granulométrie des particules magnétiques se reflète dans les indices  $ARA_{30mT}/ARA$  et  $ARA/ARIs_{60mT}$ . Une valeur élevée du rapport  $ARA_{30mT}/ARA$  témoigne de la présence de petits grains magnétiques de faible coercivité. Un fort rapport  $ARA/ARIs_{60mT}$  caractérise des particules magnétiques fines alors qu'un rapport faible signe une granulométrie grossière de l'assemblage magnétique global. En règle générale, la taille des grains et la coercivité sont liées. En effet, la coercivité est d'autant plus grande que le minéral considéré est petit (*Argyle et Dunlop, 1990*). Cependant ces considérations sont valables en présence d'un seul minéral magnétique. Or, comme on le verra par la suite, au moins deux minéraux magnétiques coexistent dans cette carotte sédimentaire.

La coercivité des phases magnétiques est également appréhendée au travers du S-ratio et de l'ARId qui donnent des informations sur les teneurs relatives et absolues en minéraux de haute coercivité (hématite, goethite, pyrrhotite). La magnétite ( $Fe^{II}Fe^{III}_2O_4$ ) et la greigite ( $Fe^{II}Fe^{III}_2S_4$ ), minéraux de faible coercivité, sont caractérisées par un S-ratio proche de 1, la pyrrhotite ( $Fe_{1-x}S$ ) par un S-ratio inférieur à 0.9 et l'hématite ( $Fe^{III}_2O_3$ ), minéral de forte coercivité, par un S-ratio inférieur à 0.7 (*Rochette et al., 2001*). Le S-ratio des sédiments lacustres varie entre 1 et 0.65, avec une moyenne de 0.93, indiquant la présence de phases de haute coercivité (ex : hématite) et de

basse coercivité (ex : magnétite et greigite), avec une dominance de phases de faible coercivité. Notons que les indices S-ratio et ARId sont indépendants l'un de l'autre ( $R^2=0.016$ ).

Il existe un décalage entre les pics d'ARId et de S-ratio. En effet, de la base vers le sommet de la carotte, un pic d'ARId est presque toujours surmonté par un pic de S-ratio. Les pics de S-ratio (bande mauve, *Fig.8.3.1b*), indiquant une forte coercivité globale de l'enregistrement sédimentaire, sont corrélés à des valeurs de l'ARId, de l' $ARI_{60mT}$  et de  $ARI_{60mT}/K$  proches de 0 et à de basses valeurs du rapport  $ARA_{30mT}/ARA$ .

Dans cette étude, l'ARId représente entre 0.1 et 40% de l' $ARI_{60mT}$ . Cependant étant donné que l'ARIs saturait le magnétomètre, le calcul de l'ARId a été effectué à partir de l'ARIs désaimanté à 60mT ( $ARI_{60mT}$ ). Par conséquent le pourcentage de l'ARId par rapport à l'ARIs est surestimé, entraînant une surestimation de la proportion des minéraux de forte coercivité dans le sédiment. Dans le cas d'une minéralogie dominée par la magnétite (80%), une désaimantation à 60mT fait perdre 70% du signal d'ARIs (*Demory, 2004*). Dans cette étude, l'ARId représente au maximum 40% de l' $ARI_{60mT}$  ce qui donne environ 12% maximum de l'ARIs.



*Figure 8.3.1a* : Courbe d'acquisition d'ARI et proportion de l'ARId par rapport à l'ARIs et l' $ARI_{60mT}$ .

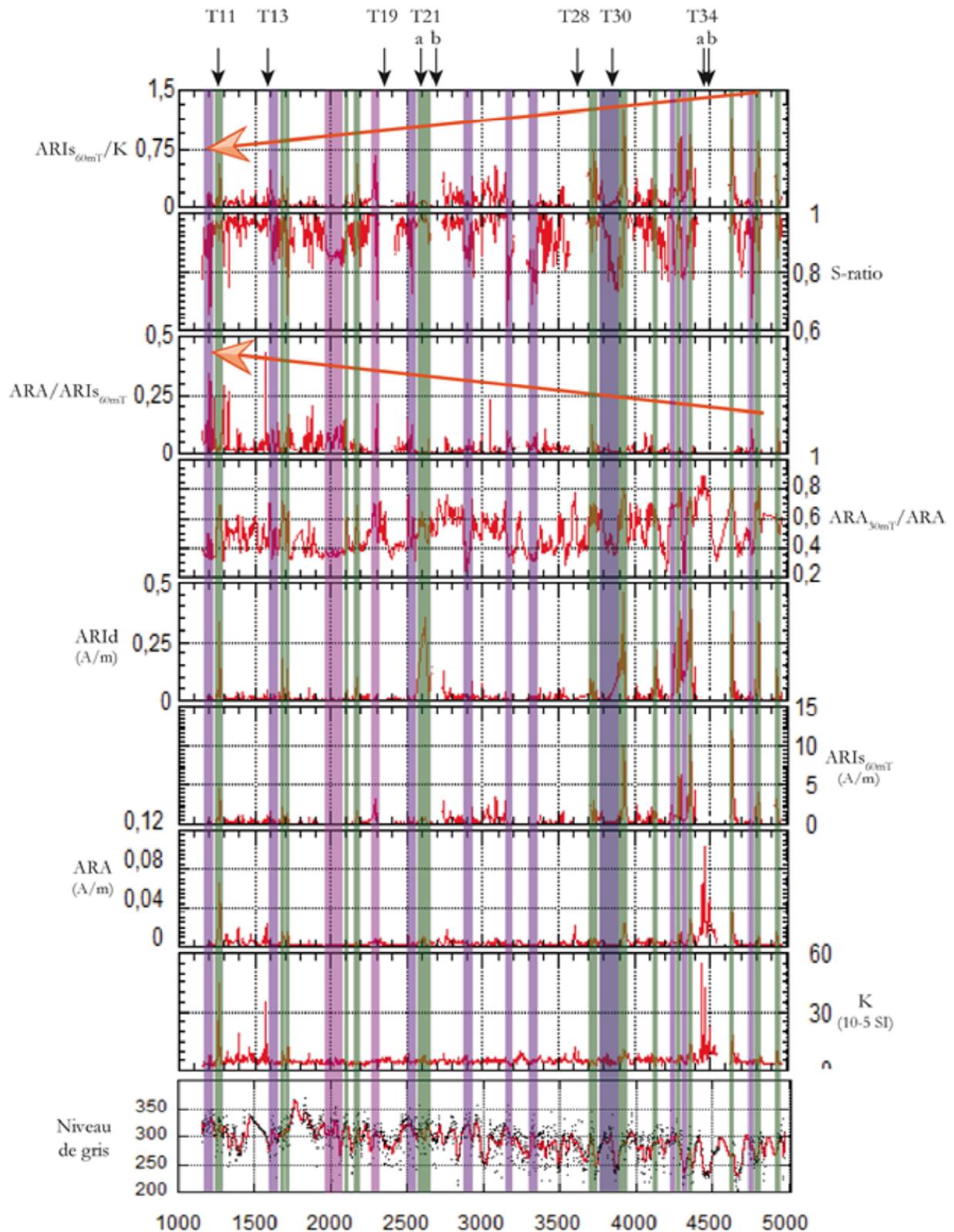


Figure 8.3.1b : Variations des paramètres magnétiques des sédiments lacustres de Cassis, avec localisation des échantillons discrets. La profondeur est indiquée en cm.

Les pics d'ARId (bande verte, [Fig.8.3.1b](#)) sont corrélés à de fortes valeurs d' $ARIs_{60mT}/K$ , d' $ARA_{30mT}/ARA$  et d' $ARIs_{60mT}$  et à des S-ratio proches de 1 (entre 0.90 et 1). Ces données indiquent une augmentation globale de la teneur en minéraux magnétiques avec une concentration absolue élevée en minéraux de forte coercivité (hématite), et une forte proportion relative de minéraux de faible coercivité de petites tailles tels que la greigite. La présence de greigite dans le sédiment est indiquée par le rapport  $ARIs_{60mT}/K$  ([Roberts, 1995](#)). Une tendance à la baisse d' $ARIs_{60mT}/K$  est visible de la base de la carotte vers le sommet, indiquant une diminution de la teneur en greigite dans les sédiments. Parallèlement, on observe une tendance similaire du rapport  $ARA_{30mT}/ARA$  et une augmentation visible de la valeur du rapport  $ARA/ARIs_{60mT}$  vers le sommet de la carotte. De plus, les rapports  $ARIs_{60mT}/K$  et  $ARA_{30mT}/ARA$  se corrélaient bien l'un l'autre ( $R^2=0.65$ ). L'évolution de ces trois paramètres est concordante et marque une diminution de la teneur en greigite qui se traduit dans le signal magnétique par une baisse d' $ARA_{30mT}/ARA$  c'est-à-dire une diminution de la quantité de minéraux de faible coercivité (greigite) de petites tailles, et une augmentation d' $ARA/ARIs_{60mT}$  c'est-à-dire une augmentation de la granulométrie globale des particules de l'enregistrement magnétique.

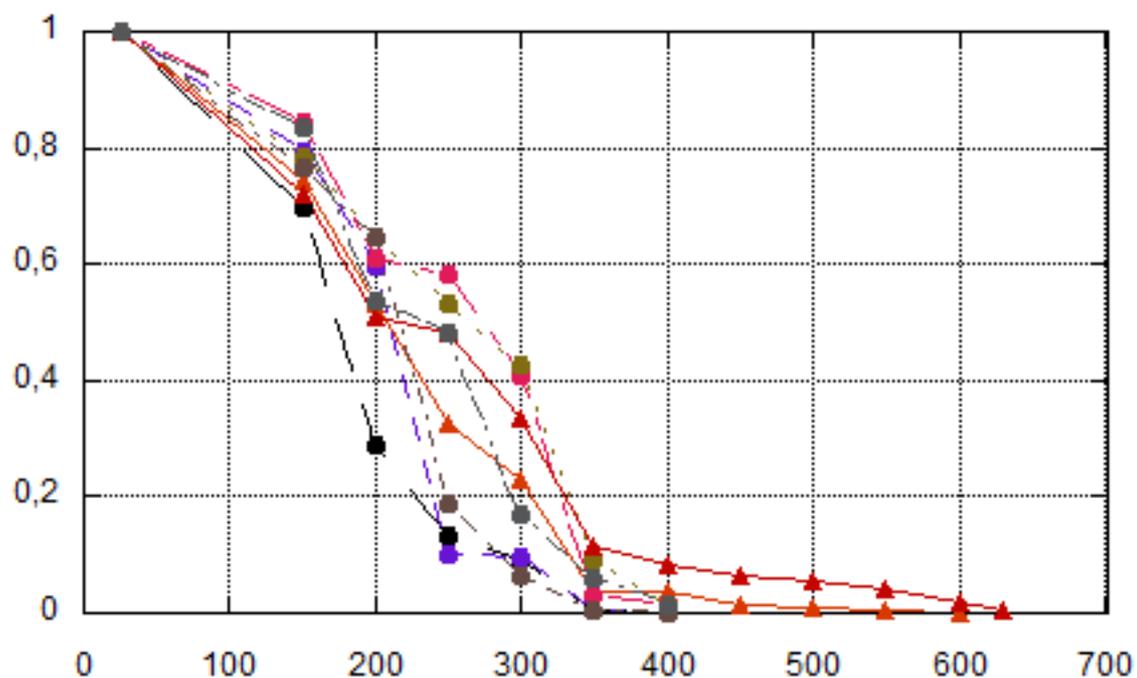
### ***8.3.2. Caractérisation de la minéralogie magnétique***

L'observation des paramètres magnétiques permet de proposer la présence de la magnétite et de la greigite dans le sédiment. Afin de confirmer cette minéralogie magnétique, neuf échantillons discrets ont été prélevés et analysés avec une combinaison de méthodes magnétiques (désaimantation thermique d'ARI, cycles hystérésis, dépendance en fréquence de la susceptibilité), couplées à différentes méthodes physiques (DRX, MEB). Les échantillons prélevés sont localisés sur la figure [8.3.1b](#). Ils correspondent à des caractéristiques particulières de l'enregistrement magnétique, telles que :

- Pic de concentration en minéraux magnétiques corrélé à un pic d'ARId : T11,
- Pic de concentration en minéraux magnétiques, non corrélé à un pic d'ARId : T13,
- Pics de concentration en minéraux magnétiques dans une zone de saturation du magnétomètre : T28, T34a et T43b,
- Pic d'ARId : T21a,
- Pic de S-ratio ( $\sim 0.65$ ) : T30,
- Zone saturant le magnétomètre sans pics de concentration en minéraux magnétiques : T19, T21b.

## Désaimantation thermique d'ARIs

La désaimantation thermique d'ARIs permet de déterminer la température de Curie caractéristique des différents minéraux présents dans un assemblage magnétique, et donc de caractériser les minéraux porteurs de l'aimantation. Les sédiments lacustres de Cassis sont caractérisés par deux températures de déblocage distinctes vers 350°C et 630°C (*Fig. 8.3.2a*). Plusieurs baisses importantes d'intensité d'ARIs sont visibles entre 250°C et 350°C. La majorité des échantillons (6 sur 8) ont perdu la presque totalité de leur intensité initiale d'ARIs à 350°C et n'ont plus d'aimantation à 400°C (intensité restant entre 0 et 1.5%). Une gamme de température de déblocage allant de 250 à 400°C peut correspondre à plusieurs minéraux magnétiques tels que la greigite, la pyrrhotite ou la maghémite (*Roberts, 1995 ; Chang et al., 2008 ; Roberts et al., 2011*). Les échantillons restant (T19 et T28) ont conservé respectivement 4 et 11.4% de leur signal initial d'ARIs à 350°C puis moins de 0.3% à 630°C. Ils présentent tous deux une première température de déblocage vers 350°C qui correspond aux sulfures de fer, puis une deuxième à 630°C qui correspond à la magnétite.



*Figure 8.3.2a*: Courbe de désaimantation thermique de l'ARIs des échantillons discrets T11 (noir), T13 (mauve), T19 (orange), T21a (rose), T21b (vert), T28 (rouge), T34a (marron), T34b (gris). L'abscisse représente les paliers de température en °C (25, 150, 200, 250, 300, 350, 400, 450, 500, 550, 600, 630) et l'ordonnée l'intensité normalisée (sans dimension).

## Cycles d'hystérésis

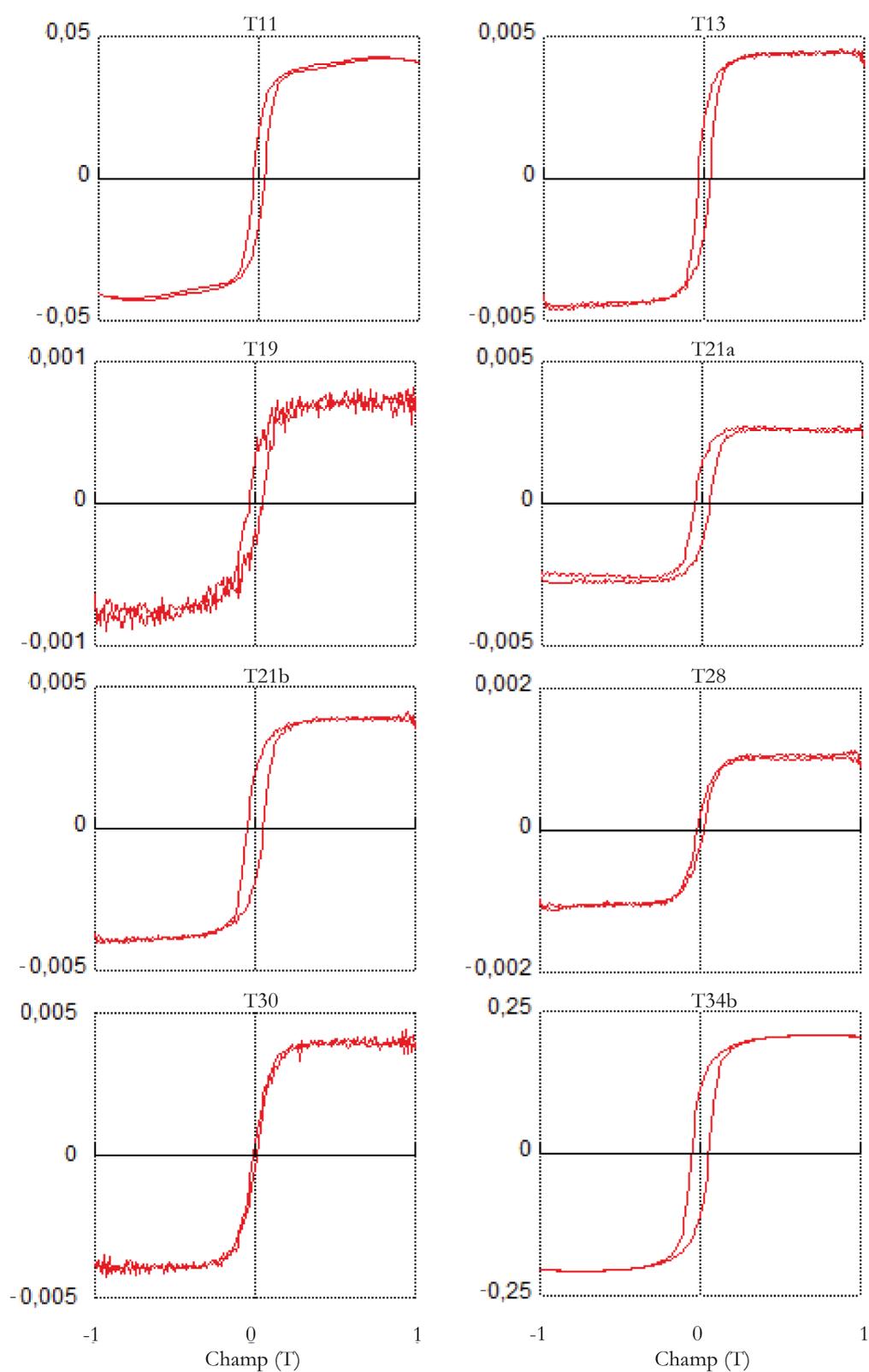
Les paramètres obtenus lors des cycles d'hystérésis (*Tableau 8.3.2a*) sont dépendants de la taille et de la nature des minéraux magnétiques (*Dunlop, 1986b*). Ils permettent donc d'affiner la caractérisation des porteurs de l'aimantation et de préciser les résultats obtenus lors de la désaimantation thermique.

ID	S- ratio <sub>Mag</sub>	S- ratio <sub>VCM</sub>	Ms (Am <sup>2</sup> /kg)	Mrs/ Ms	Bc (mT)	Bcr (mT)	Xhf (m <sup>3</sup> /kg)	Hcr/ Hc	Tc (°C)	G (%)
T11	0.92	0.98	0.047	0.35	32	50	0.022	1.56	350	0.08
T13	0.96	1.01	0.005	0.43	35	53	0.036	1.51	350	0.01
T19	-	1.01	0.001	0.30	43	73	0.031	1.70	630	-
T21	0.96	0.99	0.003	0.55	47	71	0.022	1.51	350	0.01
T21	-	0.99	0.004	0.48	51	72	0.041	1.41	400	0.01
T28	-	0.99	0.002	0.23	19.24	53	0.039	2.75	630	-
T30	0.76	0.98	0.004	0.11	10	43	0.024	4.3	-	-
T34	-	0.99	0.014	0.54	55	73	0.053	1.33	350	0.02
T34	-	1.00	0.214	0.52	53	70	0.027	1.32	400	0.36

*Tableau 8.3.2a*: Caractéristiques des échantillons discrets issues des cycles d'hystérésis : aimantation à saturation (Ms), rapport de l'aimantation rémanente à saturation sur l'aimantation à saturation (Mrs/Ms), champ coercitif rémanent (Bcr), rapport du champ coercitif rémanent sur le champ coercitif (Bc). Sont indiqués le S-ratio issu des données acquises au magnétomètre et la température de Curie (Tc). « G » est le pourcentage de greigite contenu dans les échantillons totaux. (-) indique les échantillons qui saturaient le magnétomètre et pour lesquels il n'a pas été possible de calculer le S-ratio<sub>Mag</sub>.

Les cycles d'hystérésis ont des formes similaires mais sont très bruités et certains ne bouclent pas (*Fig. 8.3.2b*). Les cycles très ouverts tels que T11, T13, T19, T21a, T21b et T34b sont caractéristiques de la greigite ou d'une magnétite fine, alors que les cycles fermés tels que T28 et T30 sont caractéristiques de la magnétite monodomaine.

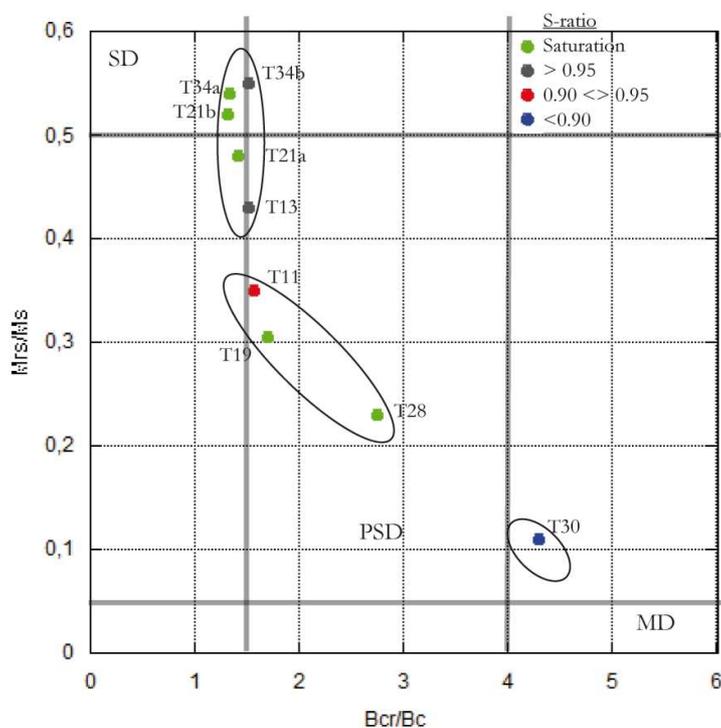
La confrontation des données des cycles d'hystérésis avec la température de déblocage obtenue en désaimantation thermique d'ARI permet d'affiner la caractérisation de la minéralogie magnétique. Les échantillons T11, T13 et T21a possèdent un S-ratio proche de 1 (S-ratio<sub>Mag</sub>), une température de déblocage de 350°C et un cycle d'hystérésis ouvert. Ces trois informations sont concordantes et permettent d'identifier la greigite comme porteur principal de l'aimantation. L'échantillon T28 a une température de Curie de 630°C et un cycle d'hystérésis fermé qui concordent avec l'identification de la magnétite monodomaine. Dans le cas de l'échantillon T19, le large cycle d'hystérésis associé à une température de déblocage de 630°C indique la présence de magnétite fine.



*Figure 8.3.2b* : Cycles d'hystérésis corrigés des échantillons discrets de Cassis. L'ordonnée représente le moment magnétique normalisé.

En outre les données des cycles d'hystérésis permettent de déterminer la quantité de greigite présente dans les échantillons (G, [Tableau 8.3.2a](#)). En faisant l'hypothèse que les échantillons dans lesquels la greigite a été identifiée (T11, T13, T21a, T21b, T34a, T34b) contiennent 100% de greigite en termes de minéraux magnétiques (hypothèse renforcée par les résultats de DRX, cf. §« *Diffraction des rayons X et Microscope électronique à balayage* ») et sachant que l'aimantation de la greigite est de  $59 \text{ Am}^2/\text{kg}$  ([Chang et al., 2008](#)), le pourcentage de greigite dans les échantillons totaux varie de 0.01 à 0.36 %.

Le type de domaine des grains (mono-, pseudomono-, polydomaine) peut être déterminé à partir des données des cycles d'hystérésis au travers d'un diagramme de Day ([Day et al., 1977](#)). Le type de domaine est lié à la taille des grains magnétiques. Les échantillons ont été identifiés selon la valeur de leur S-ratio. Les échantillons ayant un S-ratio proche de 1 ( $>0.95$ ) ou saturant le magnétomètre forment un groupe homogène à la limite du monodomaine et du pseudomonodomaine. L'échantillon ayant une faible valeur de  $S\text{-ratio}_{\text{Mag}}$  est situé entre les pseudomonodomaine et le polydomaine. Cependant pour cet échantillon le  $S\text{-ratio}_{\text{VSM}}$  est de 0.98 au lieu de 0.76 pour le  $S\text{-ratio}_{\text{Mag}}$ . La valeur de 0.76 est incompatible avec notre interprétation en termes de magnétite en grain polydomaine. Il semble donc que la détermination de faibles valeurs de S-ratio magnétomètre soit erronée. Cette mauvaise estimation est probablement liée à un effet de saturation du magnétomètre.



*Figure 8.3.2c* : Graphique de Day des échantillons classés en fonction de leur  $S\text{-ratio}_{\text{Mag}}$  avec présentation des frontières entre monodomaine (SD), pseudomonodomaine (PSD) et polydomaine (MD).

## Dépendance en fréquence de la susceptibilité

La dépendance en fréquence de la susceptibilité (DF) caractérise la teneur en grains superparamagnétiques, c'est-à-dire en grains fins monodomaines, dans les sédiments (*Worm, 1998*). Les grains superparamagnétiques sont caractérisés par de faibles valeurs du champ coercitif rémanent (Hcr) et de l'aimantation rémanente à saturation (Mrs) mais une susceptibilité élevée.

L'échantillon T30 se démarque des autres par sa très forte valeur (~12%) (*Tableau 8.3.2b*). En outre l'influence de la teneur en eau du sédiment est importante et varie considérablement entre les échantillons (de 3 à 59%). Les échantillons T19 et T30, dans lesquels la magnétite a été identifiée grâce à la désaimantation thermique d'ARIs (T19) et au cycle d'hystérésis (T30), sont caractérisés par des valeurs de DF élevées et d'importantes variations de DF avant et après séchage. Les échantillons T30 et T21b voient leur DF diminuer après séchage alors qu'elle augmente pour les autres échantillons.

La dépendance en fréquence de la susceptibilité élevée montre donc une part importante de grains superparamagnétiques dans tous les échantillons discrets issus de la sédimentation lacustre.

ID	Profondeur (cm)	Échantillons humides			Échantillons secs			V (%)
		$\chi_{F1}$ ( $10^{-6}$ m <sup>3</sup> /kg)	$\chi_{F2}$ ( $10^{-6}$ m <sup>3</sup> /kg)	DF (%)	$\chi_{F1}$ ( $10^{-6}$ m <sup>3</sup> /kg)	$\chi_{F2}$ ( $10^{-6}$ m <sup>3</sup> /kg)	DF (%)	
T11	1266	4.24E-01	4.01E-01	5.49	2.69E-01	2.54E-01	5.67	3
T13	1580	1.50E-01	1.42E-01	5.11	1.09E-01	1.03E-01	5.67	10
T19	2351	5.06E-02	4.86E-02	3.93	5.13E-02	4.63E-02	9.69	59
T21a	2580	7.14E-02	6.64E-02	6.98	6.63E-02	6.11E-02	7.87	11
T21b	2708	9.13E-02	8.52E-02	6.63	8.22E-02	7.76E-02	5.62	18
T28	3624	8.56E-02	8.09E-02	5.49	8.16E-02	7.66E-02	6.18	11
T30	3886	7.58E-02	6.66E-02	12.14	6.74E-02	6.10E-02	9.44	29
T34a	4445	1.60E-01	1.51E-01	5.50	1.25E-01	1.16E-01	6.96	21
T34b	4461	2.17E+00	2.09E+00	3.78	1.27E+00	1.22E+00	4.14	9

*Tableau.8.3.2b* : Dépendance en fréquence de la susceptibilité (DF) des échantillons discrets humides et secs, avec indication de la variation absolue (V) de DF avant et après séchage.

## Diffraction des rayons X et Microscope électronique à balayage

Afin de confirmer les données magnétiques concernant la minéralogie magnétique, deux analyses de DRX sur extraits magnétiques ont été réalisées sur les échantillons T28 et T34b qui présentent des caractéristiques magnétiques différentes. Les échantillons ont été mis en solution dans un bécher d'eau en présence d'un défloculant sous agitation constante. Un aimant, préalablement placé dans un sac plastique hermétiquement fermé, a été introduit dans le bécher afin de récolter les particules magnétiques présentes dans la solution. Les particules récoltées ont ensuite été analysées en DRX (*Fig. 8.3.2d*) et observées au microscope électronique à balayage (*Fig. 8.3.2e*) sans subir de traitements physiques (broyage) ou chimiques préalables.

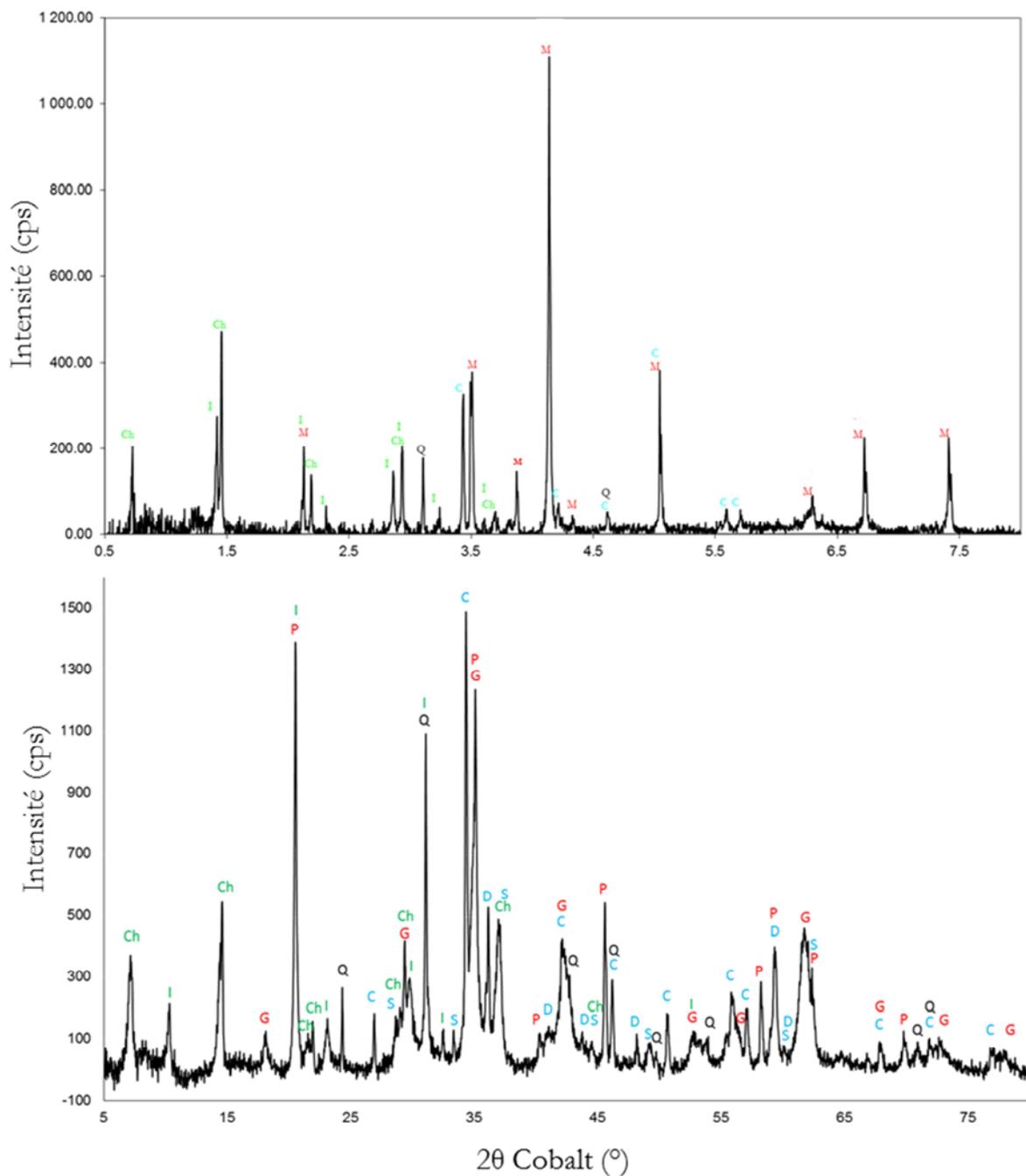
La diffraction des rayons X confirme la présence de trois oxydes et sulfures de fer magnétiques différents dans les sédiments de Cassis : la magnétite ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ) et la greigite ( $\text{Fe}_3\text{S}_4$ ) déjà identifiées grâce aux analyses magnétiques, et la mackinawite ( $\text{FeS}$ ) qui est un sulfure de fer non magnétique. A noter également, la présence de sidérite dans l'échantillon T34b, un autre minéral authigène souvent associé à la greigite (ex : *Sagnotti et al., 2005*). Le diffractogramme de l'échantillon T34b ne montre aucun autre minéral magnétique que la greigite, renforçant ainsi l'hypothèse que dans les niveaux où la greigite est présente, elle est le seul porteur du signal magnétique.

Les observations au microscope électronique à balayage ont été effectuées en vide partiel en utilisant le mode rétrodiffusé sur des échantillons non métallisés. Les analyses des particules venant des extraits magnétiques confirment la présence de magnétite et de greigite, ainsi que d'autres particules exotiques telles que des sulfures de mercure ou de la chromite (*Fig. 8.3.2e*). Les analyses chimiques n'ont pourtant pas révélé de fortes teneurs en mercure (*Tableau 8.3.2c*).

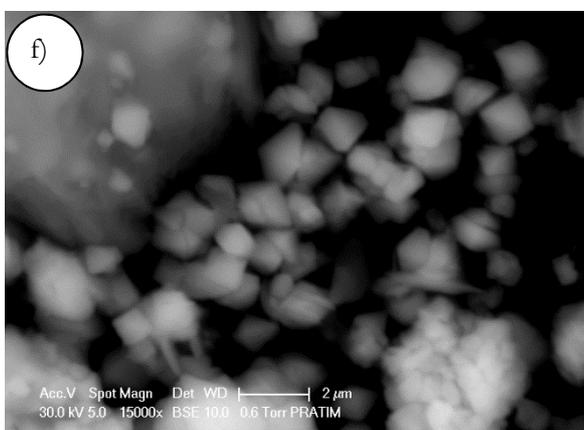
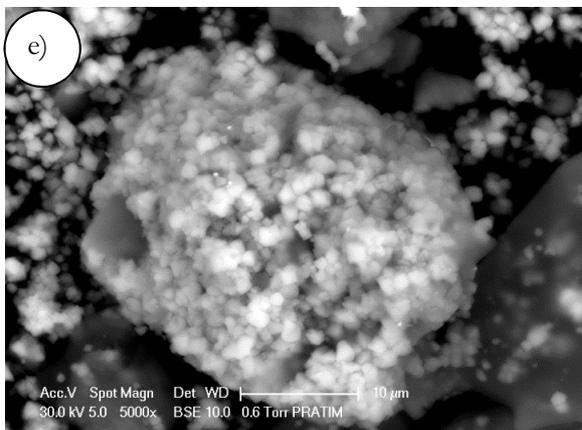
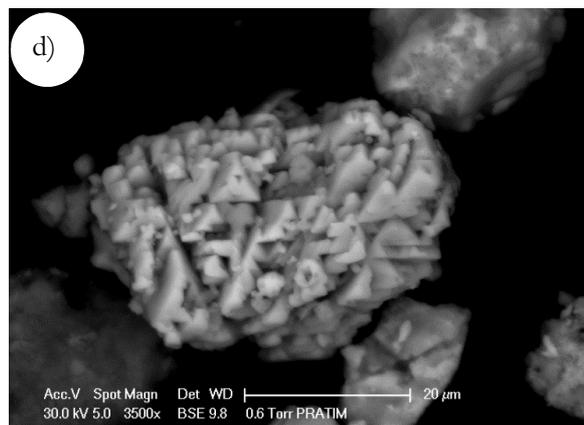
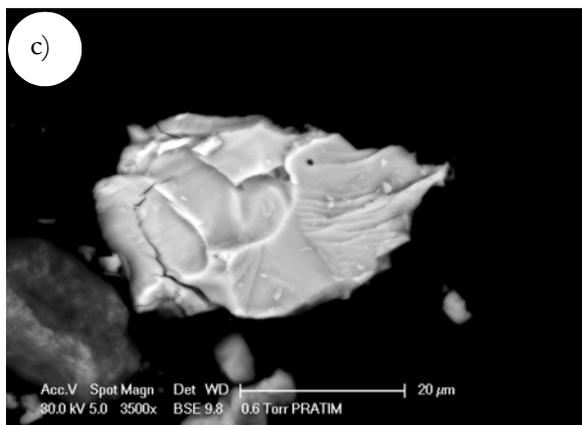
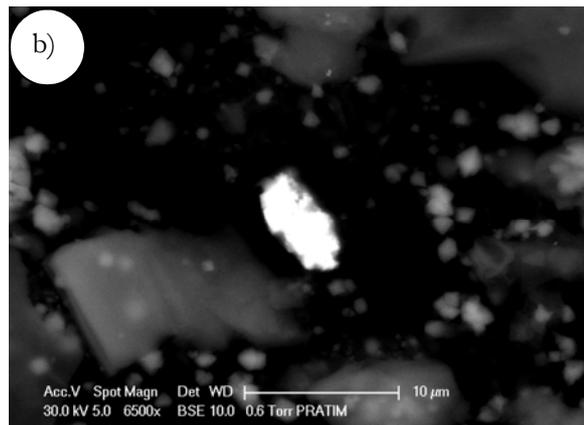
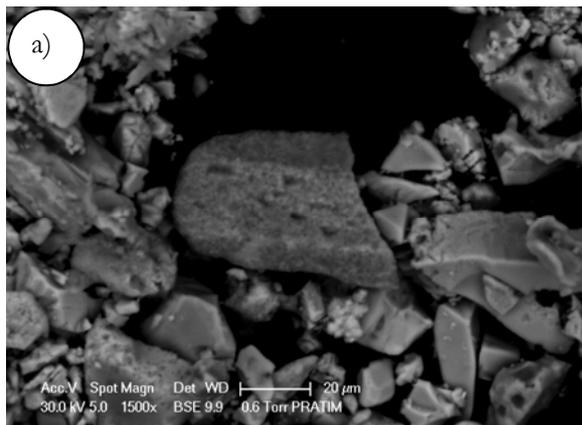
La magnétite et la greigite sont présentes sous forme d'agrégats d'octaèdres bien formés (magnétite) ou d'amas de minéraux cubiques moins bien formés (greigite). Des magnétites enrichies en Ti et Cr ont été identifiées (échantillon T28).

ID	MEB	Hg (ppb)	Li (ppb)	S total (%)
<b>34-1</b>	Présence d'Hg	12.5	41	0.10
<b>34-2</b>	Absence d'Hg	11.6	37	0.12
<b>Mf</b>	-	13.5	30	0.30

*Tableau.8.3.2c* : Concentration en Hg, Li et S total dans deux échantillons du paléo-lac de Cassis (34-1 et 34-2) et dans un échantillon de marne aptienne fraîche (Mf).



*Figure 8.3.2d* : Diffractogramme sur poudre des extraits magnétiques des échantillons T28 (en haut) et T34b (en bas). Les phases minéralogiques identifiées sont des carbonates (en bleu) : calcite (C), dolomite (D) et sidérite (S), des oxydes et sulfures de fer (en rouge) : magnétite (M), greigite (G) et mackinawite (P), des silicates (en noir) : quartz (Q) et phyllosilicates (en vert) illite (I) et chlorite (Ch).



*Figure 8.3.2e* : Photographies de minéraux observés au microscope électronique à balayage dans les échantillons de Cassis : (a) chromite, (b) sulfure de mercure contenant un peu de Br et Cu, (c) fer, et des assemblages de magnétite (d) et de greigite (e et f).

### 8.3.3. Interprétation du signal magnétique

Les différentes analyses visant à caractériser le signal magnétique et les porteurs de l'aimantation dans l'enregistrement sédimentaire lacustre sont concordantes et indiquent que le signal magnétique est porté par des minéraux peu coercitifs (sulfures et oxydes de fer tels que la greigite et la magnétite). La greigite domine fortement l'ensemble, en particulier au niveau des pics magnétiques, la magnétite n'étant détectée que sporadiquement et toujours en teneur faible par rapport à la greigite. Bien que la greigite soit plus couramment identifiée dans des sédiments marins (ex : *Blanchet et al., 2007*) ou dans des lacs ayant une forte salinité (cas de la Mer Morte), sa présence dans des dépôts lacustres d'eau douce est aussi rapportée (ex : *Roberts et al., 1996 ; Su et al. 2013*).

Les études d'ARId et de la dépendance en fréquence de la susceptibilité montrent que les minéraux de forte coercivité sont présents en très faible quantité dans les sédiments. L'assemblage magnétique est globalement peu coercitif (S-ratio moyen 0.93) et riche en minéraux superparamagnétiques (particulièrement dans les échantillons à magnétite).

ID	S-ratio <sub>Mag</sub>	Ms ( $\mu\text{Am}^2$ )	Mrs/ Ms	Hc (mT)	Hcr (mT)	Xhf ( $\mu\text{Am}^2\cdot\text{T}^{-1}$ )	Hcr/ Hc	DF (%)	Tc (°C)	Minéraux mag. dominant
T11	0.92	122.9	0.35	32	50	45.3	1.56	5.67	350	Greigite
T13	0.96	11.62	0.43	35	53	71	1.51	5.67	350	Greigite
T19	-	1.406	0.305	43	73	46.6	1.70	9.69	630	Magnétite fine
T21a	0.96	6.66	0.55	47	71	43	1.51	7.87	350	Greigite
T21b	-	8.809	0.48	51	72	71.9	1.41	5.62	400	Greigite
T28	-	5.48	0.23	19.24	53	69.8	2.75	6.18	630	Magnétite MD
T30	0.76	4.12	0.11	10	43	19.5	4.3	9.44	-	Magnétite MD
T34a	-	29.14	0.54	55	73	85.1	1.33	6.96	350	Greigite
T34b	-	401.9	0.52	53	70	40.9	1.32	4.14	400	Greigite

*Tableau 8.3.3* : Résumé des caractéristiques magnétiques des échantillons discrets : aimantation à saturation (Ms), rapport de l'aimantation rémanente à saturation sur l'aimantation à saturation (Mrs/Ms), champ coercitif rémanent (Hcr), rapport du champ coercitif rémanent sur le champ coercitif (Hc). Sont indiqués le S-ratio issu des données acquises au magnétomètre (S-ratio<sub>Mag</sub>), la température de Curie (Tc) et la dépendance en fréquence de la susceptibilité (DF) des échantillons secs. Les minéraux identifiés en DRX et/ou au microscope électronique à balayage sont inscrits en rouge.

Les paramètres de concentration en minéraux magnétiques indiquent la présence de deux zones de forte concentration. Les analyses réalisées sur les échantillons discrets prélevés dans les

zones correspondantes (T11, T13, T34) indiquent une température de déblocage vers 350°C caractéristique de la greigite (Roberts, 1995 ; Roberts et al., 2011). L'analyse des paramètres magnétiques montre deux comportements magnétiques récurrents dans la séquence lacustre. Les zones à « pics d'ARId » correspondent aux échantillons T11 et T21a dont l'assemblage magnétique est dominé par la greigite. Les zones à « pics de S-ratio » correspondent à l'échantillon T30 dominé par la magnétite. La succession de ces zones permet de supposer qu'il y a dissolution d'oxydes de fer et précipitation authigénique des sulfures de fer, précipitation qui requiert de fortes teneurs en matière organique dans un milieu anoxique.

La comparaison des variations des paramètres de concentration magnétique (K, ARA) avec les variations en fer et titane montrent deux types de comportements :

- 1) certains pics de K et ARA (pics bleus, Fig. 8.3.3) se situent au même niveau que des pics de forte teneur en fer,
- 2) certains pics de K et ARA (pics rouges, Fig. 8.3.3) précèdent des pics de fer (pics verts, Fig. 8.3.3).

Dans le 2<sup>ème</sup> cas, on assiste à une dissolution de minéraux magnétiques et à une migration puis accumulation du fer par un phénomène d'oxydoréduction (ex : Blanchet et al., 2007).

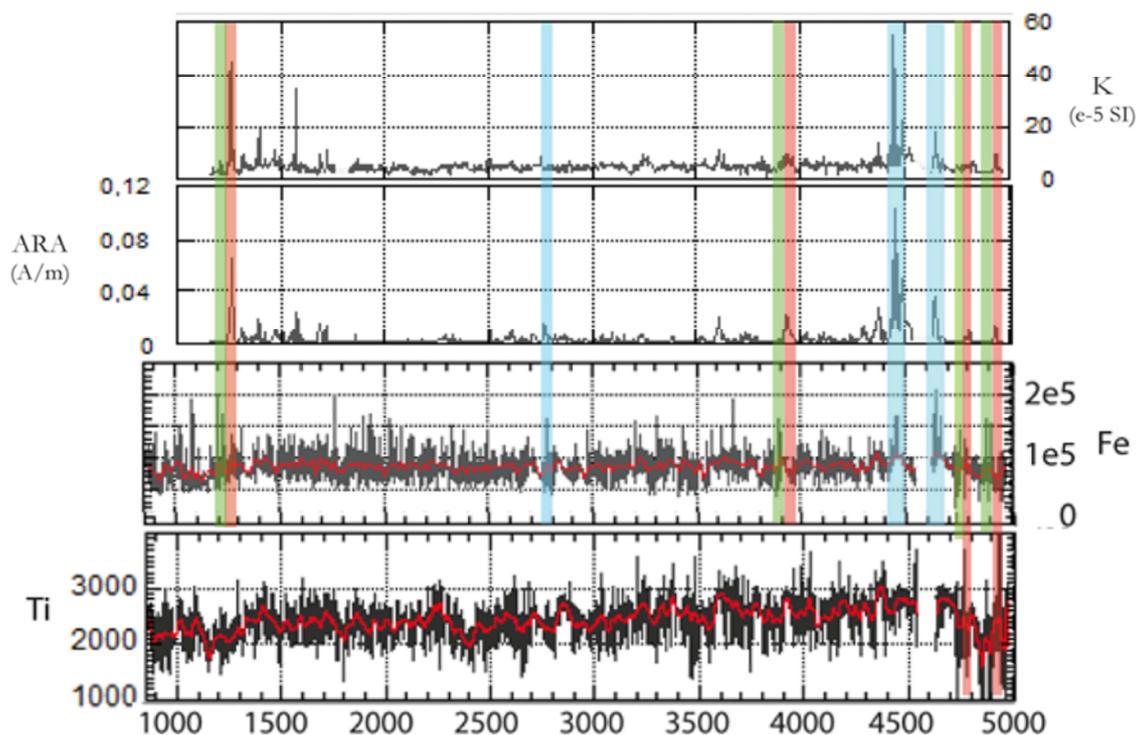


Figure 8.3.3 : Comparaison des variations des paramètres de concentration magnétique (K et ARA) et des teneurs en fer et titane (intensité). Les courbes rouges sont lissées avec un pas de 20 cm et la profondeur est indiquée en cm.

### *Conclusions intermédiaires sur l'enregistrement magnétique*

L'analyse du comportement magnétique à laquelle s'ajoutent des analyses sédimentologiques et chimiques des sédiments lacustres de Cassis met en avant plusieurs propriétés du sédiment :

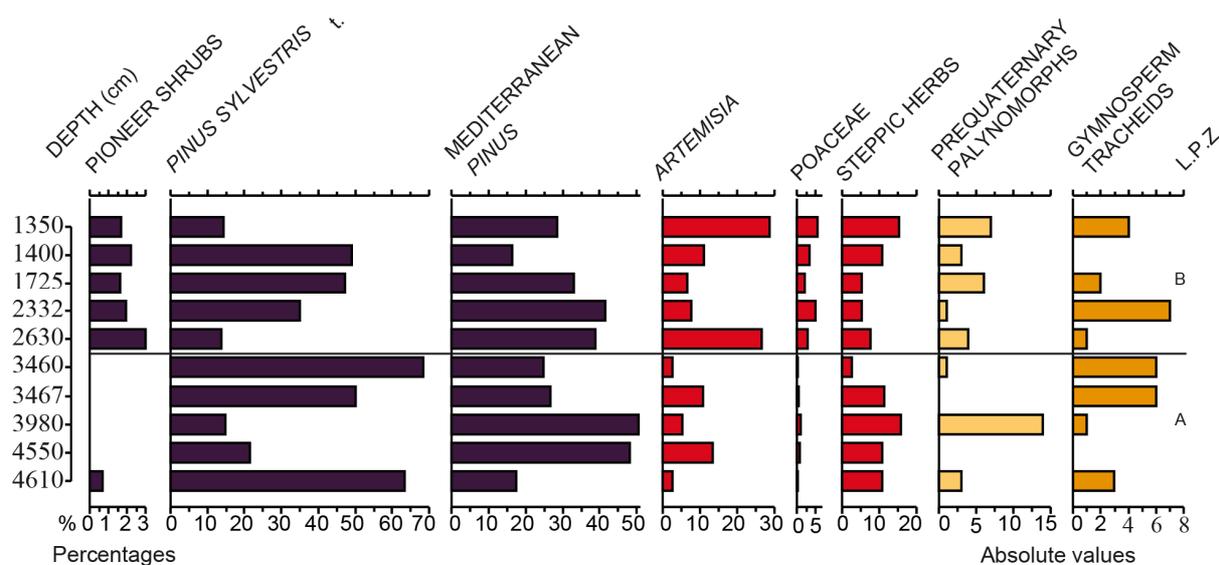
- 1) L'enregistrement magnétique est caractérisé par une dominance de minéraux de faible coercivité (greigite, magnérite) et est riche en grains superparamagnétiques.
- 2) Les différentes analyses effectuées s'accordent sur une importante fabrique de sulfures de fer (cf. 8.2, 8.3) : greigite, mackinawite, pyrite. La présence de sulfures de fer a des implications sur l'interprétation des mécanismes sédimentaires. En effet la fabrication authigénique de la greigite nécessite un milieu anoxique avec de fortes teneurs en matière organique et en sulfate. L'anoxie du milieu s'accorde avec l'interprétation d'un milieu profond. En outre l'existence de sulfures explique la forte métabolisation de la matière organique qui se traduit par un taux  $C_{org}$  actuel faible (<1%). Les analyses XRF ont montré que les sulfates pourraient être d'origine marine (cf. 8.2). Les modalités de formation des sulfures de fer et l'origine des intrants nécessaires (matière organique et sulfate) seront discutées chapitre 10.1.
- 3) Deux zones de fortes concentrations en greigite sont visibles au sommet et à la base de l'enregistrement étudié. Cela pourrait traduire une augmentation de la teneur en sulfate ou une augmentation de la productivité organique et de l'activité bactérienne, qui seront discutées dans le chapitre 10.

## Chapitre 9 : Etude du paléo-environnement via l'enregistrement pollinique

Dans ce chapitre, nous développerons la présentation de l'analyse des pollens de la partie lacustre, déjà présentée sous forme de résumé dans l'article scientifique constituant la partie III, chapitre 7a.

### 9.1. Assemblage pollinique

Étant donné la mauvaise conservation des pollens dans l'enregistrement sédimentaire lacustre, les analyses polliniques n'ont pas été réalisées en continu mais à partir d'échantillons discrets répartis entre 1350 et 4610 cm de profondeur. La localisation des échantillons est indiquée [Figure 7a.4.1](#). Les sédiments sont très pauvres en pollen avec une concentration moyenne de 560 grains de pollen par gramme (concentration variant de 2.03 à 4772 grains par gramme). L'analyse des taxons montre une faible diversité (13 arbres, 38 herbes, 1 fougère, 1 algue, 5 champignons).



*Figure 9.1* : Diagramme pollinique simplifié de la sédimentation lacustre de la plaine de Cassis. Les pollens d'arbres sont figurés en mauve, les pollens d'herbes en rouge. Le groupe des plantes pionnières regroupe : *Ephedra distachya*, *E. fragilis*, *Juniperus*, *Betula* et le groupe des herbes steppiques : *Ammi*, *Anthemis*, *Aster*, *Atriplex*, *Carlina*, *Centaurea collina*, *C. cyanus*, *C. nigra*, *Chenopodiaceae*, *Cichorioideae*, *Cirsium*, *Echinops sphaerocephalus*, *Gypsophila*, *Helianthemum*, *Herniaria*, *Knautia*, *Lychnis*, *Papaver*, *Rosmarinus*, *Rumex*, *Sinapis*, *Succisa* et *Thalictrum*.

Tous les échantillons sans distinction montrent des caractéristiques communes telles que la dominance des pollens de *Pinus* [pin] qui contribuent à hauteur de 45 à 95% à la composition des assemblages polliniques. Le reste des assemblages polliniques est constitué de pollens

d'*Artemisia* [armoïse] (5 à 30%) et de pollens d'autres herbes steppiques (3 à 20%). L'association de pollens d'*Artemisa* avec des herbes steppiques et des pollens de *Pinus* est caractéristique des périodes froides (ex : *Subally et Quézel, 2002 ; de Beaulieu et al., 2006*).

Malgré une composition globalement similaire de tous les échantillons, l'enregistrement pollinique présenté est clairement biparti. Les échantillons situés entre 1000 et 3000 cm de profondeur présentent des traces (2 à 3%) de plantes pionnières absentes des autres échantillons (à l'exception du dernier échantillon « 4610 »), et un taux légèrement plus élevé de *Poaceae* qui marquent un léger réchauffement.

Plusieurs types de pollens identifiés dans les sédiments de Cassis présentent des caractéristiques environnementales intéressantes :

***Pinus*** : Les pollens de *Pinus* identifiés à Cassis s'apparentent à deux catégories de *Pinus*. D'une part des grains de petite taille, appelés type *Pinus sylvestris*, qui regroupe *Pinus sylvestris* présent aujourd'hui sur les versants nord des montagnes des Bouches-du-Rhône, et *Pinus nigra* subsp *salsmannii*, aujourd'hui absent (*Molinier, 1981*). D'autre part des grains de grande taille correspondant aux taxons méditerranéens, comme *Pinus halepensis*, *Pinus pinaster* ou *Pinus pinea*. *Pinus pinaster* et *Pinus pinea* requièrent des sols siliceux et bien drainés pour se développer, ce qui n'est pas concordant avec les caractéristiques du bassin versant. Il est donc probable que le pollen de grande taille identifié à Cassis corresponde à *Pinus halepensis*.

Les identifications polliniques indiquent que deux populations de *Pinus* ont coexisté aux périodes glaciaires en Provence. Cela indique que l'établissement de *Pinus halepensis* est antérieur à l'Holocène et non contemporain de l'époque romaine comme on l'admet couramment. En outre l'identification des rares macro-restes végétaux situés dans les sédiments lacustres montre la présence de charbons et de bois de *Pinus sylvestris* de 6 à 48 m de profondeur confirmant ainsi les observations polliniques, et la présence de charbons de *Quercus* [chêne] à la base de la carotte (vers 40 m).

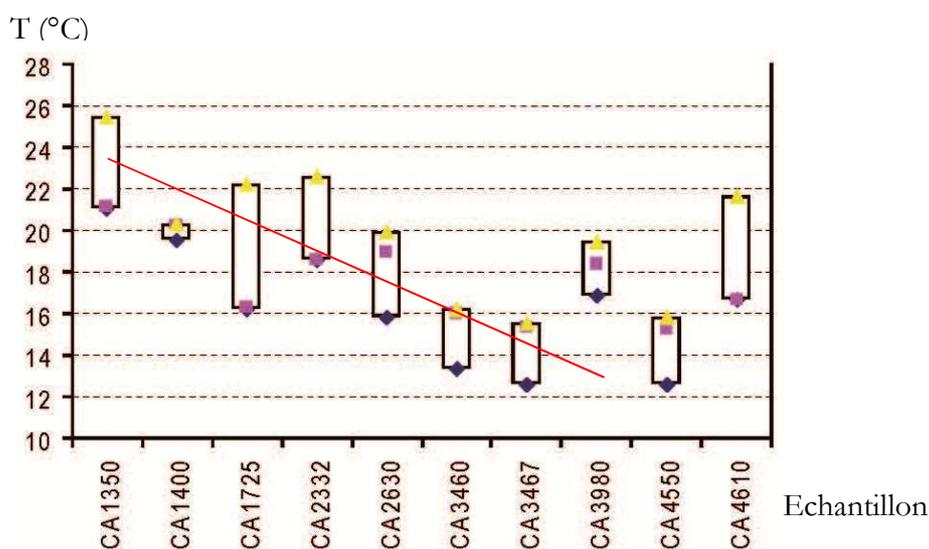
***Picea et Abies*** : Il est intéressant de remarquer la présence de rares pollens de *Picea* et *Abies*. Aujourd'hui, *Picea* est un taxon médio-européen et continental présent en Europe centrale et en Europe du Nord. Pendant les périodes glaciaires, il a migré vers le sud de l'Europe. Sa présence locale dans la région méditerranéenne française est probable, surtout si l'on tient compte du fait que les grains de pollen de *Picea* ne sont pas dispersés sur une longue distance. C'est aussi le cas d'*Abies* qui pourraient être localement présent. La morphologie du pollen d'*Abies* ne nous permet pas de séparer *Abies alba* [sapin blanc], une espèce médio-européennes, d'autres espèces méditerranéennes comme *Abies pinsapo* [sapin d'Andalousie]. Ces deux taxons auraient pu être présents dans des refuges dans l'Est méditerranéen français.

***Erica multiflora*** : La présence de rares pollens de type *Erica multiflora* [bruyère à fleurs nombreuses] est une caractéristique écologique intéressante car c'est la seule *Ericaceae* qui se développe actuellement dans le massif des Calanques (*Vela et al., 2001*). Ce type de pollen peut inclure *Erica multiflora* et *Erica arborea* [bruyère arborescente]. Ce dernier est limité aux sols acides, et *Erica multiflora* aux sols calcaires et aux peuplements littoraux. Pendant les périodes glaciaires, *Erica multiflora* a pu survivre dans les peuplements de la Provence littorale.

***Herniaria et Echinops sphaerocephalus*** : *Herniaria* est aujourd'hui représentée dans le massif des Calanques par une seule espèce : *Herniaria cinerea* sl (*Vela et al., 2001*). Le genre *Echinops sphaerocephalus* est aujourd'hui absent du massif des Calanques (*Vela et al., 2001*) et se localise dans des zones plus continentales.

## 9.2. Reconstruction climatique par la méthode des analogues modernes

Le principe de la méthode des analogues modernes (*Overpeck et al., 1985 ; Guiot, 1990 ; Magny et al., 2011*) est de trouver pour chaque échantillon de l'assemblage fossile des analogues modernes localisés dans une zone géographique la plus proche possible. Dans cette étude, les analogues choisis proviennent des Alpes. Les températures du mois le plus chaud du milieu de vie de ces analogues sont ensuite moyennées pour déduire des tendances climatiques (*Fig. 9.2*). De même que pour l'interprétation pollinique globale, les pollens ont été regroupés en classes suivant leurs caractéristiques communes : plantes pionnières, herbes steppiques (*cf. § 9.1*).



*Figure 9.2* : Diagramme montrant la température (°C) moyenne du mois le plus chaud (carrés mauves) avec les barres d'erreur (triangles jaunes et losanges bleus), pour les échantillons du paléo-lac de Cassis.

La reconstruction climatique a été faite en collaboration avec Mme Peyron (Université de Franche-Comté) et les résultats préliminaires montrent une tendance à un réchauffement vers le sommet de l'enregistrement qui est en accord avec les interprétations polliniques.

***Conclusions intermédiaires sur le paléo-environnement régnant lors de la sédimentation du lac de Cassis***

L'assemblage pollinique des sédiments lacustres renseigne sur le couvert végétal du bassin versant et sur le climat en place lors de la sédimentation :

- 1) L'association de pollens d'*Artemisa* avec des pollens herbes steppiques et de *Pinus* caractérise un climat froid sur toute la séquence sédimentaire en accord avec la présence d'un couvert végétal dominé par les conifères (*Pinus*), et avec les données sédimentologiques (§8.1).
- 2) Dans la moitié supérieure de l'enregistrement la présence de plantes pionnières indique un réchauffement sensible du climat (tout en restant en période glaciaire).

## **Chapitre 10 : Synthèse sur l'enregistrement sédimentaire du paléo-lac de Cassis**

### **10.1. Fonctionnement du paléo-lac et sédimentation**

#### **10.1.1. Hydrodynamisme et apports sédimentaires**

Les sédiments du paléo-lac de Cassis sont caractérisés par deux traits distinctifs majeurs qui renseignent sur le fonctionnement du lac :

- L'homogénéité de la sédimentation sur 45 mètres de profondeur : stabilité de la couleur, de la composition minéralogique et de la granulométrie, au-delà des alternances de lamines.
- La quasi absence de fossiles reliés à l'activité sédimentaire du lac. En effet les fossiles identifiés dans les sédiments de Cassis sont enrobés d'une croûte d'oxydes de fer qui témoigne de leur ancienneté et démontre qu'ils sont issus du sédiment source et non de l'activité biologique du lac.

#### **Morphologie et apports sédimentaires**

L'hydrodynamisme d'un système lacustre dépend d'une conjugaison de facteurs tels que le climat local, la morphologie du lac ou les caractéristiques du bassin versant. Meybeck (1995) a montré que si le ratio de l'aire du bassin versant rapporté à l'aire du lac est supérieur à 6, alors les apports des affluents du lac sont les sources principales de la sédimentation. Dans ce cas, les apports éoliens constituent une part infime du total (Campy et Meybeck, 1995) et peuvent provenir d'une zone géographique éloignée (exemple des poussières sahariennes, Robert et al., 1984). L'étude morphologique a permis d'établir que le paléo-lac de Cassis avait un diamètre d'environ 320 m, soit une surface de 0.08 km<sup>2</sup>, alors que le bassin versant topographique a une superficie d'environ 8 km<sup>2</sup>, ce qui donne un ratio de 100. Ces données morphologiques indiquent que les apports issus de l'érosion des marnes aptiennes sont les constituants dominants des sédiments du paléo-lac de Cassis. La corrélation entre les compositions minéralogiques de la fraction argileuse des sédiments du paléo-lac et de la marne aptienne altérée étaye cette hypothèse, de même que l'étude des nanofossiles (cf. § 7a.1).

#### **Sédimentologie et hydrodynamisme**

En plus des données externes au lac, les caractéristiques sédimentaires renseignent elles aussi sur l'énergie du dépôt. Les figures sédimentaires qui caractérisent les variations d'hydrodynamisme sont peu diversifiées : dépôt de lits ayant une granulométrie plus grossière et microfailles de compaction sédimentaire. La granulométrie des sédiments est entièrement

composée de particules fines (argiles et limons) à l'exception de lits contenant jusqu'à 30% de sables. Cependant la sédimentation reste globalement fine. Le forage est situé à l'opposé des affluents du paléo-lac. Cette position excentrée explique l'absence des particules grossières qui se déposent à l'embouchure du lac, et la présence des particules fines restées en suspension et transportées par les courants avant de se déposer en un faciès laminé (ex : *Bordonau et Vilaplana, 1989*). La présence de lits de sable fin et de passées granoclassées positivement est le témoin de modification de l'hydrodynamisme du lac et de périodes de plus hautes énergies. Les lits sableux peuvent être reliés à des crues des affluents du lac de Cassis. Les régimes des rivières sont dépendants de la lithologie, de la végétation et du climat (pluviosité, température), et peuvent par conséquent être sujet à des modifications brusques et de grande amplitude. Lors des épisodes de crues dues à l'augmentation rapide du débit, les cours d'eau charrient des éléments détritiques grossiers qui se déposent selon des schémas caractéristiques dépendant du milieu de dépôt (ex : *Arnaud et al., 2002 ; Gilbert et al., 2006*). La plus haute énergie du cours d'eau entraîne une augmentation de la charge en suspension et permet le charriage de particules de diamètre plus élevé et le dépôt de lits granoclassés positivement dans les lacs (ex : *Wilhelm et al., 2012*). Il est possible de déterminer l'intensité de l'épisode de crue en fonction de la granulométrie ou de l'épaisseur du niveau grossier (ex : *Schiefer et al., 2011 ; Gignot-Covex et al., 2012*). Le charriage en haute énergie est confirmé par la granulométrie de la couche, et par l'existence de contacts érosifs entre les lits sableux et les niveaux argileux sous-jacents. Les lits sableux des sédiments de Cassis sont d'épaisseurs variables (entre 0.02 à 33 cm) et leur granulométrie ne dépasse pas les sables fins (diamètre inférieur à 200 µm). La présence de lamines fines et de contacts abrupts implique l'absence de remobilisation des dépôts par le vent et donc une forte hauteur d'eau, en accord avec un débordement permanent du lac via un exutoire situé plusieurs mètres au-dessus du niveau actuel.

#### ***10.1.2. Processus sédimentaires du paléo-lac : formation des sulfures***

Les enregistrements sédimentaires marins ou continentaux dépourvus ou presque de restes de microorganismes contemporains des dépôts sont rares. Les rares cas d'absence de diatomées dans des enregistrements sédimentaires sont documentés comme étant le résultat d'une hypersalinité du milieu (ex : *Barker, 1992*) ou d'une dissolution post-mortem de l'exosquelette siliceux dans un contexte alcalin (ex : *Chalié et al., 1997 ; Lamb et al., 2007*). Cette dernière explication est la plus probable dans le milieu carbonaté du massif des Calanques. L'hypothèse qu'il n'y ait pas eu lors du fonctionnement du paléo-lac de vie benthique développée est renforcée par l'absence de traces d'actions biologiques. Sur les 4500 cm de succession sédimentaire lacustre seule une trace de bioturbation est imprimée dans le sédiment vers 1100 cm

(Fig. 8.1.1b). Cette absence probable de vie benthique renforce l'idée d'un lac profond avec une importante hauteur d'eau.

La composition chimique et l'état redox peuvent renseigner sur plusieurs paramètres liés à la sédimentation tels que les sources des sédiments et leurs modes de transport, la productivité organique et la ventilation de la colonne d'eau (Calvert et Pedersen, 2007). La composition chimique des sédiments lacustres montre l'association du fer, du soufre et de l'arsenic qui traduit la présence de sulfures de fer, confirmée par la minéralogie magnétique. La présence ubiquiste de sulfures de fer (hormis les derniers mètres oxydés après la période lacustre) confirme l'état réduit des sédiments déduit de la couleur grise et des dépôts laminés non affectés par de la bioturbation (van Geen et al., 2003). Les conditions anoxiques peuvent être liées à différents facteurs tels que la profondeur du lac, la faiblesse des courants mélangeant la colonne d'eau, l'état trophiques des eaux, la stratification de la colonne d'eau ou encore l'activité microbiologique (Froelich et al., 1979). L'état réduit des sédiments du paléo-lac et la faible présence de vie (quelques rares ostracodes) tendent à indiquer un milieu de dépôt profond avec des courants de faible énergie qui ne permettent pas le mélange de la colonne d'eau et le renouvellement en oxygène. La faible énergie du courant est à mettre en relation avec le faible débit des affluents par rapport au volume du lac. Le bilan hydrique du lac correspond aux apports en eau (le ruissellement des eaux souterraines et de surface et les précipitations tombées dans le bassin versant...) minorés des pertes en eau (évapotranspiration et infiltration de l'eau dans le sol). Concernant les pertes en eau, l'infiltration est possiblement majoritaire étant donné le caractère karstique de la zone. Cependant l'absence de connaissances précises sur le réseau hydrographique souterrain du bassin versant ne permet pas de quantifier les pertes. Concernant les apports, nous pouvons nous baser sur les données actuelles pour extrapoler les précipitations passées (précipitations moyennes de 585 mm/an obtenues à l'Observatoire météorologique de Cassis sur les 6 dernières années et de 520 mm/an obtenues à Marseille entre 1981 et 2010, *Météo France*). En prenant comme ordre de grandeur maximum pour le bilan hydrique du lac environ 500 mm d'eau/an (précipitation moins évaporation-transpiration et infiltration karstique) et les données morphologiques du lac (une surface de  $\sim 0.08$  km<sup>2</sup>), le temps de résidence moyen de l'eau au début du fonctionnement du lac serait de l'ordre de 1 an. Par la suite, le remplissage progressif du lac par les apports sédimentaires tend à diminuer le temps de résidence jusqu'à zéro.

En l'absence d'oxygène, les microorganismes utilisent d'autres éléments pour respirer tels que les sulfates, les nitrates, les phosphates ou le fer oxydé (Froelich et al., 1979). Bien que la greigite (sulfure de fer) soit ubiquiste dans les sédiments du paléo-lac de Cassis, les analyses magnétiques mettent en évidence deux zones particulièrement riches. La présence de sulfures de

fer implique la présence de sulfates et de matière organique biodégradée par les bactéries en milieu anoxique. Les zones à plus forte teneur en greigite sont donc dues soit à une augmentation de la teneur en sulfates dans la colonne d'eau soit à une augmentation de la productivité organique et de l'activité bactérienne, voire une combinaison des deux phénomènes.

- 1) L'augmentation de la productivité organique peut être liée à une augmentation de la température, qui peut accroître la productivité dans la colonne d'eau et la pédogénèse, donc les apports en matière organique et en nutriments. Or, les intrants dans le paléo-lac de Cassis sont issus de l'altération des marnes aptiennes dont la teneur en carbone organique total est inférieure au pour cent, avec un pic de concentration jusqu'à 3% pour les couches bédouliennes (*Bréhéret, 1988*). Le carbone fossile est donc un apport négligeable en plus d'être difficilement métabolisable. Les analyses des sédiments lacustres ne révèlent pas de teneurs élevées en carbone organique, ce qui confirme une forte métabolisation des apports organiques, déjà indiquée par la présence des sulfures.
- 2) L'augmentation de la teneur en sulfates peut être liée à des changements de source de sédiments ou à des apports marins. Les analyses chimiques de la marne aptienne fournissent une teneur en soufre total d'environ 0.30% (SRAM, Saclay) alors que les échantillons du paléo-lac de Cassis ont une teneur actuelle moyenne de 0.11% (*Tableau 8.3.2c*) qui peut atteindre ~3.9% dans les zones pyriteuses, confirmant la concentration du soufre dans certaines zones. Les sulfates du paléo-lac pourraient donc être liés à l'altération des marnes et les variations de concentration au bilan hydrologique et pédogénétique. Cependant la proximité de la mer suggère une source marine prépondérante, en accord avec la présence de pics de concentration de chlore. Dans cette hypothèse l'augmentation de la teneur en sulfates signerait un apport d'aérosols marins plus important, donc soit un rapprochement du trait de côte, soit une augmentation des vents en provenance du Sud. On remarquera que la distance à la côte, actuellement de moins de 2 km, était au maximum glaciaire d'environ 7 km (isobathe 100 m), tandis que l'isobathe 50 m donne une distance de 3,5 km (<http://data.shom.fr>, Service Hydrographique et Océanographique de la Marine). L'apport d'aérosols marins peut donc être un bon proxy du niveau marin dans le cadre du paléo-lac de Cassis.

## 10.2. Paléo-climat et datation des sédiments

La datation des sédiments du paléo-lac de Cassis est basée sur la combinaison de trois méthodes de datation absolue dont les données, présentées dans la partie III, sont résumées paragraphe 10.2.2 et auxquelles s'ajoutent des données de magnétisme et environnementales (§ 10.2.1).

### 10.2.1. Climat régnant lors de la sédimentation

Le paléo-environnement régnant lors de la sédimentation du paléo-lac de Cassis est appréhendé au travers de l'enregistrement pollinique.

Les pollens pouvant être transportés sur de longues distances, l'interprétation environnementale peut être faussée par des contaminants lointains. Cependant, dans le cas des échantillons lacustres, l'identification dans les assemblages de trachéides de gymnospermes (*Pinus*, *Juniperus* [genévrier], *Abies* [sapin] et *Picea* [épicéa]), renforce l'idée de la présence d'une population locale de conifères, plus probablement *Pinus*. En effet, si les pollens de *Pinus* peuvent être transportés sur de longues distances, les trachéides sont généralement transportées par le réseau hydrographique et fournissent donc une information locale. En outre, les échantillons n'ayant pas été sélectionnés de façon continue leur analyse rend compte des grands changements climatiques impactant la sédimentation mais ne permet pas de reconstituer les variations climatiques à haute résolution.

L'analyse de l'assemblage pollinique marque la présence d'un couvert végétal dominé par les conifères et plus particulièrement *Pinus* avec la présence de *Picea* et *Abies*. Ces données indiquent un climat froid pour l'entièreté de la séquence sédimentaire (*Subally et Quézel, 2002*). Cependant, une discrimination peut être faite entre le sommet et la base de la carotte. Dans la partie inférieure, de 3000 à 5000 cm de profondeur, l'association de pollens d'*Artemisa*, d'herbes steppiques et de *Pinus* caractérise un climat de type glaciaire franc (zone L.P.Z B, *Fig. 9.1*). L'ajout de pollens d'arbustes pionniers dans les échantillons de la partie supérieure de la carotte, de 1300 à 3000 cm de profondeur, est caractéristique des périodes de type « tardiglaciaire » (zone L.P.Z B, *Fig. 9.1*) du Pléistocène moyen et supérieur en Provence occidentale (*Triat-Laval, 1978*). L'identification des pollens fait donc ressortir un climat globalement froid (association d'*Artemisa*, d'herbes steppiques et de *Pinus*) sur toute la période de sédimentation, avec cependant un réchauffement sensible (plantes pionnières) dans la partie supérieure de la sédimentation. La sédimentation argileuse laminée du paléo-lac de Cassis, typique des dépôts lacustres en périodes froides (*Asbley, 1975*), est en accord avec les données polliniques.

### 10.2.2. Datation de l'enregistrement sédimentaire

Les résultats de datation  $^{14}\text{C}$  et OSL obtenus pour la partie lacustre de l'enregistrement sédimentaire de la Ferme Blanche sont présentés dans le [tableau 10.2.2](#). Comme indiqué partie III, la présence d'un échantillon daté à 48 ka alors que les autres se situent tous au-delà de la limite de datation peut être liée à une contamination par du carbone plus récent. Cependant, même en l'absence de contamination toute date située entre 30 000 et 50 000 ans est sujette à caution avec la méthode de datation radiocarbone.

Les datations OSL situent le dépôt des sédiments au pléistocène moyen mais les données ne suivent pas l'ordre stratigraphique. La cause possible du non-respect de l'ordre stratigraphique des datations OSL rejoint celle de la datation totalement erronée issue de la méthode Al/Be : la faible taille du bassin versant du paléo-lac (environ 8 km<sup>2</sup>) qui ne permet pas un temps de transit des quartz suffisamment long pour effacer le signal anté-dépôt. L'âge obtenu par la méthode Al/Be (2.9 Ma, cf. § 7.1) est probablement intermédiaire entre l'âge des sédiments déposés et l'âge du sédiment érodé à la source du dépôt qui peut correspondre à des couches tertiaires complètement érodées aujourd'hui.

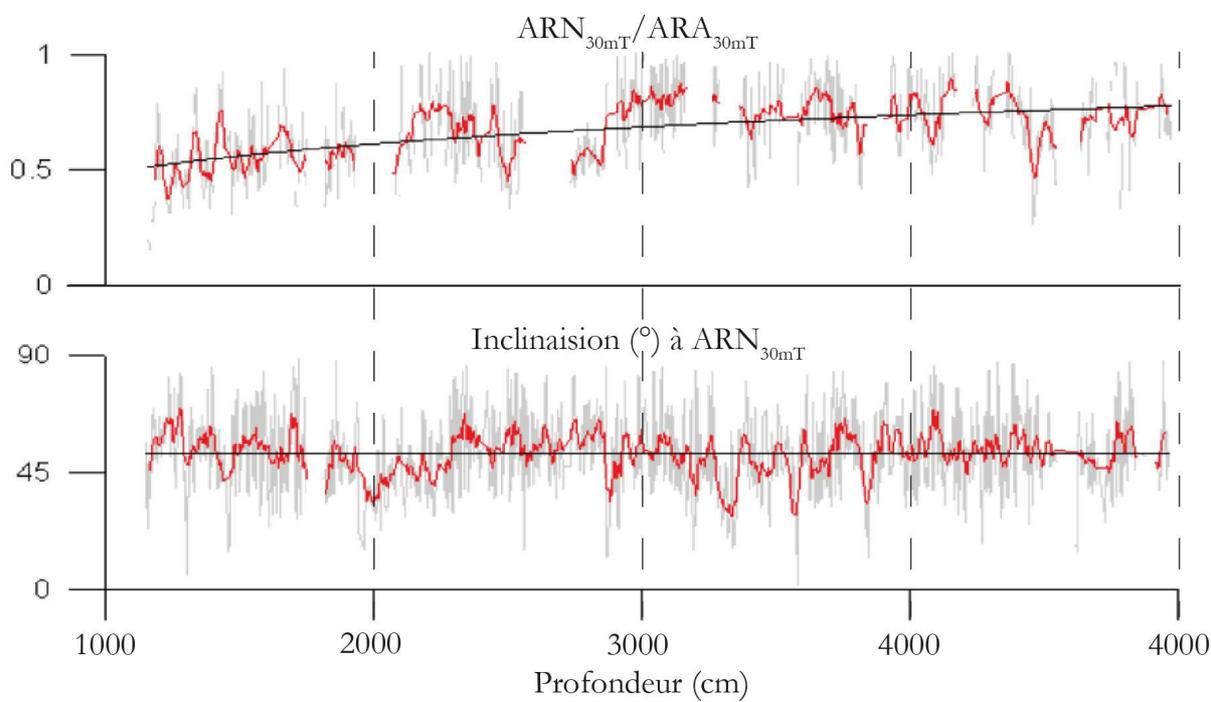
ID échantillon	ID laboratoire	ID-Esp	Z min (cm)	Z max (cm)	Âge radiocarbone (an BP)
RC8	SacA 25909	vitriifiée	822	822	> 50 700
RC14	SacA 25910	<i>Pinus sylvestris</i>	1430	1430	> 50 600
RC18	SacA 25911	indéterminée	1840	1840	> 50 600
RC23	Poz-40304	indéterminée	2325	2325	48000 ± 3000
RC49	Poz-40303	indéterminée	4950	4950	> 51 000

ID	Z (cm)	Z (cm)	K (%)	Th (ppm)	U (ppm)	Eau (%)	Dose externe (Gy/ka)	Dose totale (Gy/ka)	De (Gy)	Age (10 <sup>3</sup> ans)
X5297	4703	4709	0.73	5.9	1.8	27	0.56 ± 0.06	1.19 ±	249.9 ± 19.0	209 ± 21
X5375	3400	3408	0.73	7.0	2.0	27	0.50 ± 0.05	1.18 ±	380.7 ± 25.2	321 ± 29
X5376	4140	4150	0.73	6.6	1.9	27	0.51 ± 0.05	1.17 ±	411.4 ± 34.3	353 ± 37

Tableau 10.2.2 : Résultats des datations  $^{14}\text{C}$  sur charbon (en haut) et OSL sur quartz (en bas) issus des sédiments lacustres de la carotte de Cassis.

En plus de ces trois méthodes de datation absolue, la caractérisation du cadre chronologique de la sédimentation du paléo-lac de Cassis tient compte des données paléo-magnétiques telles que l'inclinaison magnétique et la paléo-intensité relative des sédiments, qui présentent toutes deux un signal très bruité. La paléo-intensité relative des sédiments du paléo-lac

de Cassis montre une tendance générale à la baisse de bas en haut de l'enregistrement (*Fig. 10.2.2a*). Les valeurs positives de l'inclinaison caractérisent un sédiment de polarité magnétique normale. Bien que montrant d'importantes oscillations (toujours dans le domaine de la polarité normale), l'inclinaison a une valeur moyenne d'environ 53°.



*Figure 10.2.2a* : Enregistrement paléo-magnétique de la sédimentation lacustre de Cassis présentant les courbes brutes (gris) et lissées (rouge) de la paléo-intensité relative (en haut) et des variations de l'inclinaison (en bas).

L'utilisation conjointe de cinq méthodes de datation, trois absolues ( $^{14}\text{C}$ , OSL, Al/Be) et deux relatives (magnétisme et pollen), indique que la sédimentation lacustre a eu lieu :

- 1) antérieurement à 50 ka (datation  $^{14}\text{C}$ ),
- 2) postérieurement à 400 ka (OSL, pollen) et
- 3) pendant une période de froid (pollen).

L'intersection de ces données fait ressortir trois périodes (MIS, Marine Isotope Stage) pouvant correspondre à ces trois critères (*Bassinot et al, 1994 ; Lisiecki et Raymo, 2005*) : le MIS 6 (~ 130-190 ka), le MIS 8 (~ 244-301 ka) et le MIS 10 (~ 334-364 ka) (bandes rouges, *Fig. 10.2.2b*). Dans tous les cas l'existence d'une phase glaciaire un peu plus chaude en fin de sédimentation est difficile à corrélérer spécifiquement à une des trois périodes proposées.



### 10.2.3. Durée de l'enregistrement sédimentaire

Au cours des périodes de dépôt considérées, le champ magnétique de la Terre a subi plusieurs excursions (*Channel, 2006 ; Thouveny et al., 2008*). Contrairement à la lave volcanique qui enregistre très bien la direction et l'amplitude du champ magnétique de la Terre lors de sa solidification (*Valet et al., 2012*), l'enregistrement des excursions magnétiques par des sédiments terrestres n'est pas toujours couronné de succès. Les sédiments de Cassis ont une polarité magnétique normale et n'ont pas enregistré d'excursions magnétiques (*cf. § 8.3*). Si l'on suppose que l'absence d'enregistrement d'excursions magnétiques signifie qu'il n'y a pas eu d'excursions magnétiques durant la sédimentation lacustre, nous pouvons faire des hypothèses sur la durée de l'enregistrement sédimentaire. Le MIS 6 est bordé par les excursions magnétiques *Black* (~ 120 ka) et le *Islandic Basin* (~ 185 ka), mais ne contient pas de grande excursion de même que le MIS 10. Le MIS 8 englobe deux excursions magnétiques majeures (*Cal. Ridge 0*, ~265 ka et *Portugal Marge*, ~290 ka). D'après ces approximations, la séquence sédimentaire de Cassis représenterait une période maximale de dépôt de l'ordre de 20 à 50 ka soit un taux de sédimentation moyen maximum variant de 0.9 à 2.25 mm/an. Cette analyse peut être affinée en prenant en compte la tendance générale à la baisse de la Paléo-Intensité Relative (PIR) observée dans les sédiments de Cassis qui pourrait s'accorder à différentes baisses de PIR durant les MIS 6, 8 et 10 (*Guyodo et Valet, 1999 ; Thouveny et al., 2004*). Les trois enregistrements de références de PIR présentés figure [10.2.2b](#) montrent une évolution similaire pour le MIS 10 qui se traduit par une baisse dans la 2<sup>nd</sup> moitié du MIS 10 couvrant entre 15 000 (Marge portugaise) et 30 000 (SINT-800) ans. Les enregistrements pour le MIS 8 sont moins bien corrélés mais fournissent tous trois des périodes de baisse d'une durée maximale de 8 000/10 000 ans. Concernant le MIS 6, les enregistrements ODP et SINT 800 montrent une période de baisse progressive de PIR sur environ 20 000 ans alors que l'enregistrement « Marge portugaise » montre des baisses moins marquées et plus courtes (environ 10 000 ans). Ainsi en prenant en compte les périodes de baisse de PIR la durée du dépôt semble préférentiellement comprise entre 10 000 et 30 000 ans maximum, soit un taux de sédimentation moyen maximum variant de 1.5 à 4.5 mm/an. Les données chimiques et sédimentologiques qui font ressortir une forte homogénéité sur toute la carotte lacustre de Cassis semblent elles-aussi indiquer une période de sédimentation courte et donc un taux de sédimentation élevé. Les taux de sédimentation les plus élevés obtenus sont en accord avec *Rey (2003)* qui a montré que l'érosion de marnes en zones de montagne peut rapidement remplir un lac avec un taux de plusieurs mm/an.

Le taux de sédimentation d'un lac peut varier dans le temps et selon les conditions du milieu (ex : *Simonneau et al., 2013*). Ainsi, le taux de sédimentation d'un lac est généralement d'autant plus élevé que le taux d'eutrophisation est élevé (ex : *Schneider et al., 1990*). De plus, le réchauffement constaté vers le sommet de la séquence lacustre (entre 11 et 30 m de profondeur) et qui est interprété comme une entrée en période tardiglaciaire implique probablement une augmentation des apports fluviaux et donc une augmentation du taux de sédimentation. En outre, bien que les lamines des sédiments lacustres de Cassis ne présentent pas l'aspect caractéristique des laminations rythmiques telles que les varves organo-détritiques (*Anderson et Dean, 1988 ; Ringberg et Erlström, 1999 ; Zolitschka, 2003 ; Gignot-Covex, 2010*), elles peuvent être l'expression d'un processus interne ou externe au lac et constituer ainsi le marqueur de changements environnementaux ou sédimentaires. L'alternance de lits sableux avec des lits argileux peut être le marqueur d'évènements hydrodynamiques et environnementaux ponctuels tels que des crues (cf. § 10.1), sans rapport avec un cycle annuel, bien que les crues majeures se concentrent au printemps et à l'automne. La caractérisation des laminations de la séquence lacustre a permis de dénombrer un total de 1315 lamines sableuses dont 82 présentant un granoclassement positif des sables fins aux argiles, et 132 présentant une épaisseur supérieure à 1 cm. En se basant sur l'hypothèse d'une origine fluviale des lits sableux (crues) et sur un rythme de crue annuel pour les petits lits sableux, et décennal pour les lits plus épais (ex : *Wilhelm et al., 2012*), nous obtenons un enregistrement sédimentaire d'environ 1300 ans qui correspondrait à un taux de sédimentation d'environ 34 mm/an. Ce fort taux de sédimentation semble incompatible avec la quantité de matériel que peut fournir le bassin versant (cf. § 7a.5), dont le taux d'érosion probable implique un taux de sédimentation d'au moins un ordre de grandeur en dessous. Le taux de récurrence des lamines sableuses ne serait donc pas annuel mais plus vraisemblablement décennal (soit un enregistrement d'une durée minimale de 13 000 ans). Selon cette hypothèse le taux de sédimentation serait d'environ 3.4 mm/an, s'accordant mieux avec les données présentées 7a.5 et les données magnétiques.

Partie V :

*Environnement et  
occupation humaine à  
l'Holocène*

➤ ***Du Pléistocène à l'Holocène, l'empreinte de l'Homme***

La plaine de Cassis est aujourd'hui une plaine alluviale encaissée entre les falaises de calcaires barrémien et cénomaniens.

Après la description des différents enregistrements sédimentaires holocènes de Cassis (*Chapitre 11*), l'approche de l'Holocène se découpe en plusieurs étapes :

- Dans un premier temps (*Chapitre 12*) nous caractériserons la végétation du bassin versant et le climat du massif des Calanques au travers de l'étude des assemblages malacologiques et polliniques.
- Dans un deuxième temps (*Chapitre 13*) nous étudierons les modifications du réseau hydrographique du territoire de Cassis, l'abandon du talweg « des Mimosas » au profil du Vallat des Brayes et discuterons de la datation possible de ces événements.
- Dans un troisième temps (*Chapitre 14*) nous ferons un inventaire des divers témoignages de la présence de l'Homme au travers de ses impacts sur la sédimentation et des artefacts anthropiques retrouvés.
- Enfin (*Chapitre 15*), nous synthétiserons les informations obtenues de façon à créer une vision globale de l'environnement du massif des Calanques à l'Holocène et de la présence humaine dans la région à cette période.

La partie V s'intéresse à l'évolution de l'environnement holocène de l'enregistrement sédimentaire de la plaine de Cassis en lien ou non avec la présence de l'homme.

➤ *Du Pléistocène à l'Holocène, l'empreinte de l'Homme*..... 188

*Chapitre 11 : Présentation des séquences sédimentaires holocènes étudiées*..... 191

11.1. Enregistrement de la Ferme Blanche ..... 192

11.1.1. Les tarières..... 192

11.1.2. Les forages..... 192

11.1.3. La tranchée TR ..... 194

11.2. Enregistrement de Fontblanche ..... 195

11.3. Enregistrement du Vallat des Brayes ..... 197

11.4. Enregistrement du parking Les Mimosas ..... 199

11.5. Datation des séquences sédimentaires holocènes de Cassis..... 202

*Conclusions intermédiaires sur l'enregistrement holocène de la plaine de Cassis* ..... 208

*Chapitre 12 : Paléo-environnement de la plaine de Cassis à l'Holocène* ..... 211

12.1. Assemblage faunistique ..... 211

12.1.1. Groupes écologiques ..... 211

12.1.2. Domaine de la Ferme Blanche ..... 212

12.1.3. Domaine de Fontblanche..... 215

12.1.4. Intégration des assemblages malacologiques de la plaine de Cassis ..... 216

12.2. Assemblages polliniques ..... 217

*Conclusions intermédiaires sur le paléo-environnement à l'Holocène* ..... 218

*Chapitre 13 : Modification du réseau hydrographique*..... 219

Conclusions intermédiaires sur l'hydrographie de la plaine de Cassis..... 222

*Chapitre 14 : Marqueurs de l'activité humaine* ..... 222

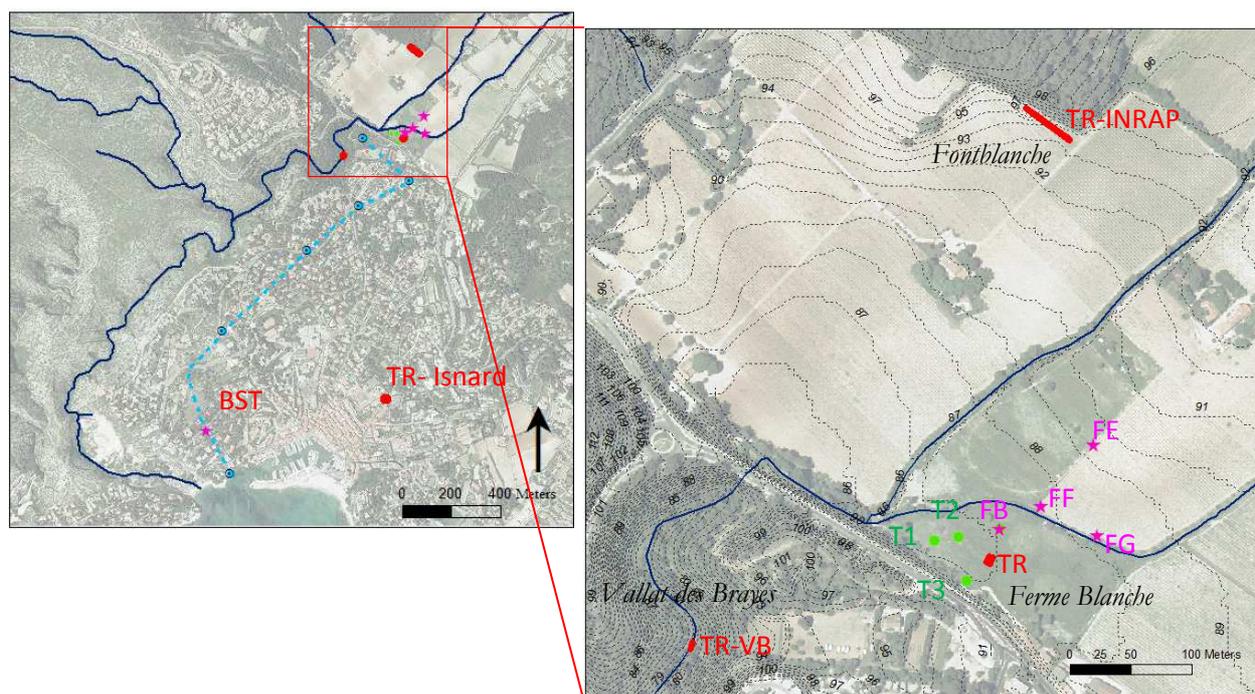
14.1. Céramiques ..... 223

14.1.1. Parcelle de la Ferme blanche ..... 223

14.1.2. Parcelle de Fontblanche .....	225
14.2. Particules magnétiques.....	225
14.3. Le plomb dans le sol.....	227
14.4. Occupation du Sol.....	231
14.4.1. Tranchée de Fontblanche : « fertilisation » du sol.....	231
14.4.2. Tranchée de la Ferme Blanche : « drainage » d'une parcelle agricole .....	231
<i>Conclusions intermédiaires sur les marqueurs anthropiques à Cassis.....</i>	<i>233</i>
<i>Chapitre 15 : Synthèse sur l'environnement et l'occupation humaine à l'Holocène.....</i>	<i>235</i>
15.1. Environnement holocène.....	235
Mention particulière : Parmacella sp. ....	237
15.2. Occupation humaine.....	237

## Chapitre 11 : Présentation des séquences sédimentaires holocènes étudiées

L'étude de l'histoire géologique récente s'appuie sur plusieurs sondages réalisés sur le territoire de la commune de Cassis. Les différents sondages effectués dans la plaine de Cassis (Ferme Blanche, Fontblanche,) et les structures connectées (Vallat des Brayes, Conduit du Bestouan, Parking des Mimosas) (Fig. 11) sont décrits dans ce chapitre, avec une indication des caractéristiques sédimentologiques. Le choix des sites est lié à la géomorphologie particulière de la dépression résiduelle postérieure au remplissage lacustre pléistocène. En effet, l'éventuelle capture de l'exutoire de la plaine sera discutée chapitre 13. L'étude des sites en aval du domaine de la Ferme Blanche répondait au besoin de mettre en évidence les modifications du réseau hydrographique en réponse à l'évolution de la plaine. Les photographies des carottes ont été réalisées avec l'TTRAX, et la légende des logs stratigraphiques simplifiés est présentée sur la figure comparative (Fig. 11.5b).



*Figure 11* : Localisation des différents sondages réalisés : forages (étoile rose), tarières (rond vert) et tranchées (rectangle rouge).

## 11.1. Enregistrement de la Ferme Blanche

La sédimentation holocène de la Ferme Blanche a fait l'objet de plusieurs types de prospections : tarières, forages et tranchées.

### 11.1.1. Les tarières

Les tarières d'environ 1 m de profondeur ont constitué une pré-investigation du terrain de la Ferme Blanche dans le but de cibler des zones potentiellement riches en vestiges archéologiques (restes de céramiques). L'emplacement de la tranchée a été en partie déterminé en fonction des densités de céramique trouvées dans les tarières.

### 11.1.2. Les forages

Deux séries de forages ont été réalisées au Domaine de la Ferme Blanche. La 1<sup>ère</sup> série (FA, FB, FC) avait pour but d'identifier et de caractériser les successions sédimentaires de la plaine de Cassis dans leur ensemble, alors que la 2<sup>ème</sup> série (FE, FF, FG) se concentrait sur les premiers mètres de sédimentation c'est-à-dire l'Holocène. Pour les forages FA, FB, seuls seront présentées les données de la partie holocène. La partie lacustre est présentée Partie IV. Les logs stratigraphiques des différents forages sont illustrés figure 11.5b.

Les forages FA et FB sont situés à 1 m l'un de l'autre et le forage FC à 50 cm de FB. Le log stratigraphique « CAS » (Fig. 11.5a et b) combine les informations apportées par les trois forages. Le forage FB a servi de référence dans les différentes analyses réalisées. L'ensemble de la sédimentation holocène de la carotte FB, d'une épaisseur de 4.5 m, a une texture limoneuse (60-70%), avec une minéralogie argileuse largement dominée par la smectite avec un peu d'illite et de kaolinite (Tableau 11.1a). La séquence peut être subdivisée en 4 parties, dont les limites sont parfois diffuses :

- 1) La partie supérieure, jusqu'à 70 cm, correspond au niveau du sol agricole actuel, riche en fragments de gastéropodes et de charbons avec quelques éléments grossiers (~2-5 cm),
- 2) Une couche limoneuse de 190 cm d'épaisseur (155-345 cm) affectée par l'oxydoréduction et dépourvue de gastéropode dans sa moitié inférieure,
- 3) Une couche limoneuse de 50 cm d'épaisseur (345-395 cm), non affectée par l'oxydoréduction et riche en éléments grossiers,
- 4) Un niveau limoneux plus compact de couleur brun foncé (395-455 cm), pauvre en carbonate. Présence de rares gastéropodes et d'un fragment d'os.

ID	<i>Échantillon</i>	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	<i>Prof. min (cm)</i>	24	37	59.5	187	280	345	373	406	441
	<i>Prof. max (cm)</i>	28	41.5	64	192	286	351	378	411	446
	<b>Carotte</b>	<b>FB</b>								
Granulométrie matricielle (%)	<i>L et A</i>	94.3	95.2	95.7	96.8	97.4	94.7	98.0	98.0	98.5
	<i>S fins</i>	5.7	4.8	4.3	3.2	2.6	5.3	2.0	2.0	1.5
	<i>L grossiers</i>	12.4	15.5	18.3	17.9	13.8	15.6	15.1	10.8	8.9
	<i>L fins</i>	50.2	50.7	47.7	50.4	52.1	48.0	51.0	54.6	54.5
	<i>A</i>	31.6	29.1	29.6	28.5	31.4	31.1	31.9	32.6	35.0
Pics	<i>L grossiers</i>	40	40	40	40	40	40	40	31.5	40
	<i>L fins</i>	16	16	16	16	16	16	16		16
		6.3	6.3	6.3	8	8	8	8	8	8
		4	4	4	4	4	4	4		8
<i>A</i>	1.6	1.6	1.6	1.6	1.6	1.6	1.6	1.6	1.25	
Indices	<i>So</i>	2.650	2.668	2.676	2.615	2.525	2.735	2.582	2.530	2.511
	<i>Sk</i>	-0.011	0.034	0.041	0.074	0.038	-0.009	0.031	0.040	-0.016
	<i>K</i>	0.907	0.851	0.794	0.807	0.851	0.838	0.825	0.868	0.824
Argiles (%)	<i>Smectite</i>				62					77
	<i>Illite</i>				25					17
	<i>Kaolinite</i>				6					6
	<i>Chlorite</i>				7					
Teneur en eau (%)	<i>Teneur en eau (%)</i>	18.2	16.9	16.8	17.4	22.1	15.8	16.5	20.3	24
	<i>%Ctot</i>	7.45	6.64	8.11	6.73	7.20	6.56	6.93	5.41	3.04
	<i>%Corg</i>	0.54	0.61	0.53	0.39	0.48	0.42	0.44	0.62	0.55
	<i>%CaCO<sub>3</sub></i>	57.52	50.26	63.12	52.77	55.96	51.18	54.01	39.89	20.71

*Tableau 11.1a* : Composition granulométrique et argileuse des échantillons de la carotte FB. Les abréviations utilisées sont : Prof. = profondeur, S = sable, L = limon, A = argile, So = indice de classement, Sk= indice de dissymétrie, K = indice d'acuité (d'après *Folk et Ward, 1957*).

Les forages FF, FG et FE ont été réalisés en utilisant un carottier Cobra TT équipé de gouges de prélèvement d'1 m avec un extracteur hydraulique pour la remontée des carottes. Les enregistrements sédimentaires FF et FG ont des caractéristiques sédimentologiques proches de l'enregistrement FB. Ils ont une matrice limono-argileuse plus riche en argile (40% au lieu de 30%) (*Tableau 11.1b*).

La carotte FE a une couverture holocène restreinte qui correspond au sol actuel, caractérisée par une faible densité de malacofaune, avec la présence d'éléments grossiers situés à la limite entre la sédimentation holocène et la sédimentation lacustre. Les carottes FF et FG, situées en bordure du ruisseau (*Figure 11*), sont marquées par un phénomène d'oxydoréduction visible sur les argiles lacustres (décoloration, tâches ocres, concrétion de calcite) ainsi que sur la sédimentation récente (concrétions calcaires). On observe également une variation nette de la couleur de la matrice limoneuse dans les premiers 30 cm de la carotte (passage du gris au brun). Le contact entre les argiles lacustres et les limons holocènes est franc et érosif sur les carottes FE et FG alors qu'il est diffus sur la carotte FF (phénomènes de pédogénèse).

ID	Échantillon	1	2	3	4	5	1	2	3	4	5	6	7
	Prof. min (cm)	13	44	75	131	167	10	38	70	107	152	182	214
	Prof. max (cm)	24	54	89	146	177	20	50	79	122	157	192	225
	Carotte	FG					FF						
Granulométrie matricielle (%)	L et A	93.5	94.9	95.6	94.4	96.4	96.9	96.6	96.7	95.7	99.2	94.3	94.3
	S fins	6.5	5.1	4.4	5.6	3.6	3.1	3.4	3.3	4.3	0.8	5.7	5.7
	L grossiers	22.0	12.3	11.5	13.2	13.0	13.5	12.5	12.7	13.1	16.3	14.5	14.5
	L fins	37.9	41.5	42.3	38.4	41.4	43.4	42.0	43.5	38.6	42.0	38.4	38.4
	A	33.5	41.2	41.8	42.7	42.0	40.0	42.1	40.6	44.0	40.9	41.5	41.5
Pics	S fins		80		80								
	L grossiers	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40
	L fins	8	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16	16
	A	1.6	1.6	1.6	1.6	1.6	1.6	1.6	1.6	1.6	1.6	1.6	1.6
Indices	So	2.70	2.59	2.53	2.58	2.72	2.52	2.52	2.51	2.69	2.66	2.51	2.71
	Sk	0.208	0.009	0.004	0.049	0.051	0.073	0.030	0.055	0.027	-0.024	0.082	0.042
	K	0.748	0.859	0.879	0.813	0.782	0.820	0.829	0.845	0.785	0.820	0.765	0.784
	Teneur en eau (%)	17.3	13.9	13.2	8.9	17.3	14.1	12.5	13.9	17.35	17.8	16.95	18.25
	%N	0.04	0.07	0.07	0.03	0.06	0.09	0.07	0.07	0.07	0.04	0.04	0.04
	%Ctot	8.35	8.04	7.45	7.45	6.21	8.32	7.75	7.86	5.75	7.62	5.49	4.87
	%Corg	0.60	0.65	0.84	0.49	0.76	0.87	0.70	0.72	0.80	0.46	0.45	0.46
	%CaCO <sub>3</sub>	64.54	61.53	55.05	57.97	45.41	62.04	58.68	59.45	41.15	59.61	41.98	36.69

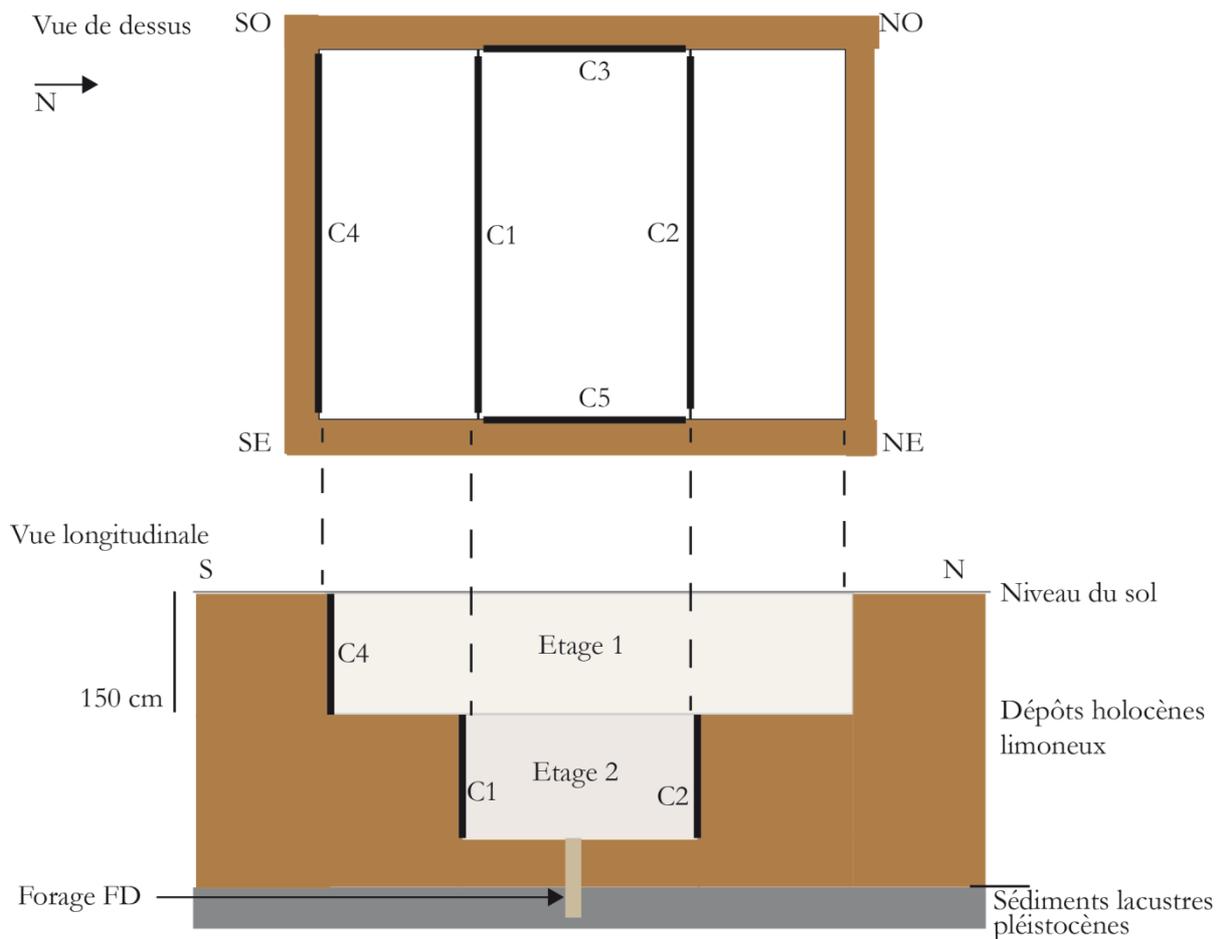
*Tableau 11.1b* : Composition granulométrique des échantillons des carottes FF et FG.

Les abréviations utilisées sont : Prof. = profondeur, S = sable, L = limon, A = argile, So = indice de classement, Sk = indice de dissymétrie, K = indice d'acuité (d'après *Folk et Ward, 1957*).

### 11.1.3. La tranchée TR

Du fait de la compression due au forage des premiers mètres des enregistrements sédimentaires des carottes FA et FB, nous avons réalisé une tranchée de 3\*3 m de côté et 2.7 m de profondeur (*Fig. 11.1.3*) afin d'obtenir un enregistrement non perturbé de la sédimentation holocène. La réalisation de la tranchée a été couplée à celle d'un forage manuel d'1 m de profondeur (FD), carotté à la base de la tranchée. Grâce au forage FD nous avons échantillonné le niveau n°4 de la carotte FB (§11.1.2) ainsi que les sédiments lacustres (log synthétique « CAS », *Fig. 11.5a*).

L'étude des sédiments issus de la tranchée TR a montré la présence de sable de serpentinite (allochtone au bassin versant) dans les niveaux supérieurs de la tranchée ainsi qu'un niveau grossier - présence de blocs pluri-centimétriques à la base de niveau- probablement anthropique (ouvrage de drainage, § 14). Le log stratigraphique synthétique des différentes coupes levées est montré *Fig. 11.5b*.



*Figure 11.1.3* : Géométrie de la tranchée TR de la Ferme Blanche. Les indices C1 à C5 localisent les différentes coupes levées.

## 11.2. Enregistrement de Fontblanche

Le Domaine viticole de Fontblanche, situé à 300 m au nord du Domaine de la Ferme Blanche, a fait l'objet d'un diagnostic archéologique dirigé par l'INRAP. À cette occasion, nous avons procédé à des observations et à des prélèvements.

Les tranchées 1 à 9 (*Fig. 11.2a*) présentent un remplissage sédimentaire similaire composé d'une couverture de sédiments holocènes pouvant dépasser 1.60 m. Les tranchées montrent un approfondissement du calcaire du NO au SE vers le centre de la dépression actuelle de Cassis et vers le paléo-lac. Pour les tranchées 10 à 12, situées dans la parcelle boisée, le socle calcaire est à environ 40 cm sous la surface du sol.

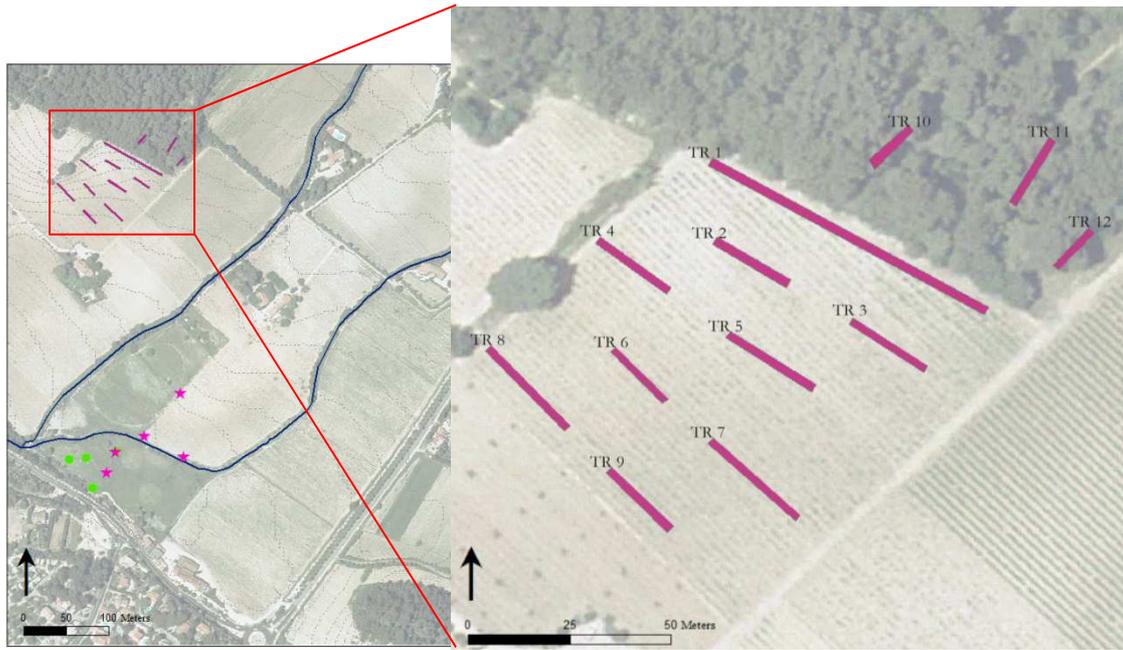


Figure 11.2a : Localisation des tranchées réalisées lors de la fouille INRAP (d'après Chapon, 2012).

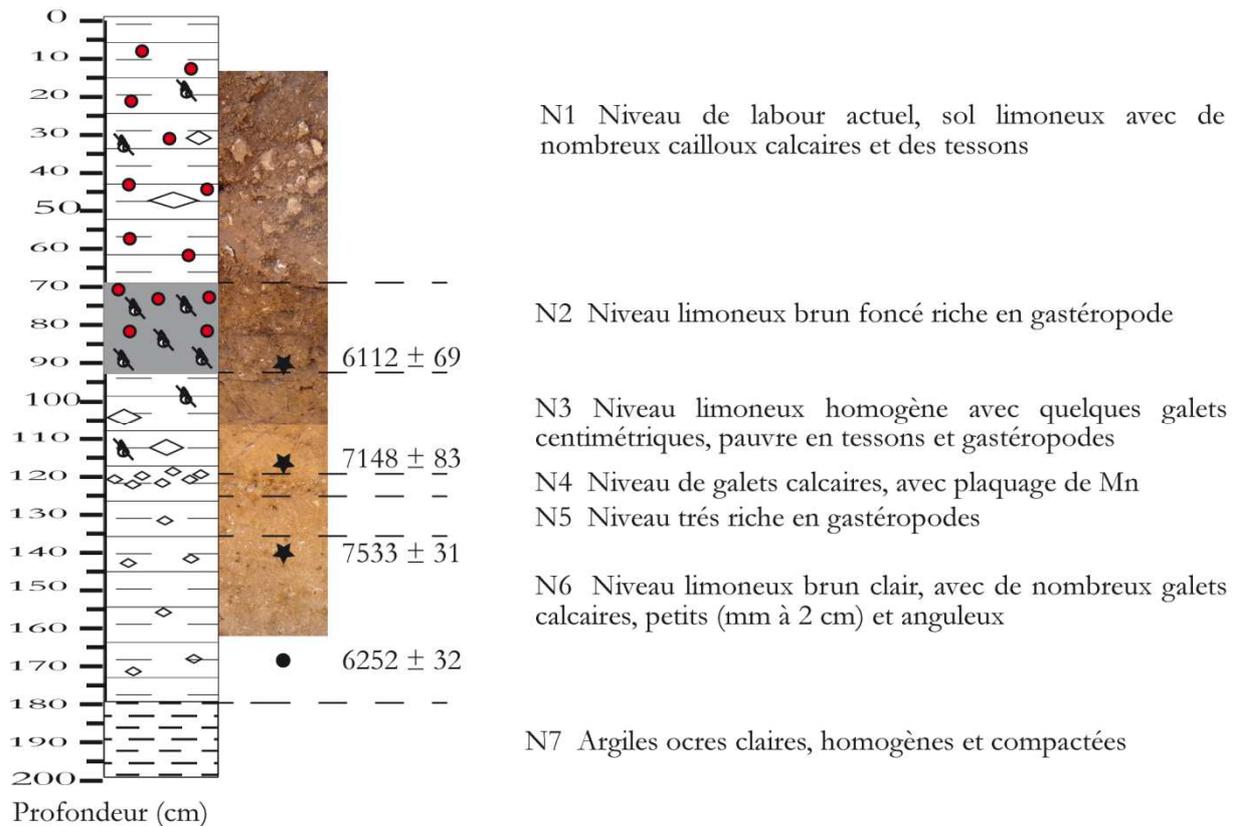


Figure 11.2b : Log stratigraphique de la tranchée TR INRAP 1. Les tessons antiques sont indiqués par un rond rouge. Les âges sont en CalBP et les dates qui ne respectent pas l'ordre stratigraphique sont indiquées par un rond noir.

Lors de la fouille, j'ai échantillonné la tranchée TR-INRAP 1 dans le but de dater la sédimentation afin d'identifier l'enregistrement du début de l'Holocène. Les différents niveaux ont été échantillonnés (de 70 et 200 cm) puis tamisés pour récupérer la malacofaune et les charbons (Fig. 11.2b). Cependant la contamination du sédiment de réserve du niveau N2 (70-90 cm) lors du sous-échantillonnage en laboratoire a empêché la réalisation des analyses sédimentologiques. Les analyses ont montré l'absence de pollens dans les sédiments. Les sédiments de la tranchée INRAP montrent une grande homogénéité de la granulométrie et de la composition en carbone (Tableau 11.2).

ID	<i>Échantillon</i>	1	2	3	4	5
	<i>Z min (cm)</i>	95	126	135	145	180
	<i>Z max (cm)</i>	120	135	145	160	200
	<b>Niveau</b>	<b>N3</b>	<b>N5</b>	<b>N6</b>	<b>N6</b>	<b>N7</b>
Granulométrie matricielle (%)	<i>limons et argiles</i>	93.6	97.8	95.1	96.5	97.8
	<i>Sables fins (200-50µm)</i>	6.4	2.15	4.9	3.5	2.2
	<i>Limons grossiers (50-20µm)</i>	16.4	16.9	17.9	16.8	17.2
	<i>Limons fins (20-2µm)</i>	36.3	38.9	36.2	37.0	37.6
	<i>Argiles (&lt;2µm)</i>	40.9	42.1	40.9	42.6	43.0
Pics	<i>Sables fins (200-50µm)</i>					
	<i>Limons grossiers (50-20µm)</i>	40	40	40	40	40
	<i>Limons fins (20-2µm)</i>	16	16	16	16	16
		6.3	6.3	6.3	6.3	6.3
	<i>Argiles (&lt;2µm)</i>	4	4	4	4	4
		1.25	1.25	1.25	1.25	1.25
Indices	<i>Indice de classement So</i>	2.73	2.60	2.71	2.67	2.66
	<i>Indice de dissymétrie Sk</i>	-0.004	-0.0357	-0.0158	-0.0068	-0.010
	<i>Indice d'acuité K</i>	0.76	0.755	0.746	0.76	0.76
	<i>Teneur en eau (%)</i>	13.2	15.1	17.2	12.5	13.6
	<i>%Ctot</i>	7.81	8.30	8.60	8.60	10.46
	<i>%Corg</i>	0.54	0.45	0.41	0.55	0.44
	<i>%CaCO<sub>3</sub></i>	60.49	65.41	68.22	67.05	83.46

Tableau 11.2 : Composition granulométrique et chimique des échantillons de la tranchée TR-INRAP 1.

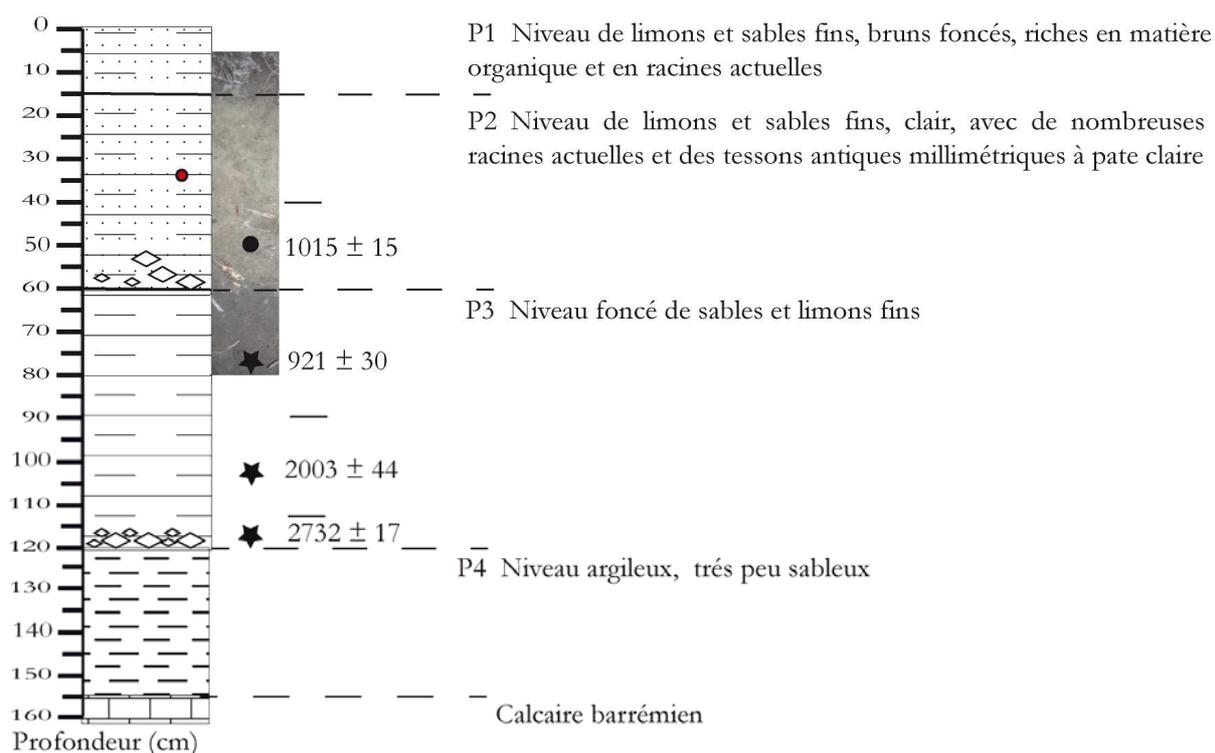
### 11.3. Enregistrement du Vallat des Brayes

Le Vallat des Brayes est un canyon dans les calcaires Barremien situé en aval de la plaine de Cassis (Fig. 9) et je me suis intéressée à déterminer les conséquences de la connexion entre les deux structures. Le Vallat des Brayes est alimenté par les eaux de surverse des bassins alimentant la commune de Cassis, situés au Plan de l'Olive à un 1 km au nord de la Ferme Blanche, ainsi que par les écoulements naturels épisodiques des deux ruisseaux drainant la plaine de Cassis. Le déversement quotidien d'eau, combiné à la présence d'un remplissage limono-argileux du fond du canyon, permet le maintien d'une végétation arborée dense, qui est une caractéristique distinctive

du site par rapport aux autres zones étudiées. La permanence de l'eau, les conditions réductrices et la végétation dense expliquent la forte teneur en matière organique observée (*Tableau 11.3*).

L'enregistrement sédimentaire du Vallat des Brayes a été étudié au niveau d'une coupe TR-VB, située sur la rive gauche du ru, où l'on peut observer 1.20 m de sédiment entaillé par le ru. Nous avons réalisé, à la base de la coupe (à 105 cm, cf. *Fig. 11.3*), un prélèvement en tarière, incliné de 15° par rapport à la verticale, puis de 120 à 160 cm un sondage à la pelle.

Les limites stratigraphiques visibles sur la coupe sont nettes et la coupe peut être subdivisée en quatre couches. La prospection à la tarière s'est heurtée à un niveau de galets calcaires homogènes. Nous avons effectué trois autres tests à la tarière en amont et en aval de la coupe (dans un rayon de 20 m) pour déterminer l'étendue de cette couche d'éléments grossiers et nous sommes heurtés chaque fois à cette couche, qui est constituée d'éléments trop grossiers (pluri-centimétriques) et homogènes dans leur répartition formant un pavage impossible à traverser à la tarière. On notera que la nature des dépôts, très riches en argiles grises, signe un apport dominant de marnes aptiennes. Le calcaire barrémien est atteint à 155 cm de profondeur.



*Figure 11.3a* : Log stratigraphique de la coupe du Vallat des Brayes. Les âges sont en CalBP et les dates qui ne respectent pas l'ordre stratigraphique sont indiquées par un rond noir.

Un 2<sup>ème</sup> sondage réalisé à 3 m de la terrasse alluviale (rectangle marron, *Fig. 11.3b*) a mis au jour un second lit de gravier. Au niveau de ce sondage, les 90 cm de sédiments observés sont subactuels (20<sup>ème</sup> siècle, présence de col de bouteilles en verre). A la base de la falaise nord-ouest se trouve un ancien lit du ruisseau.

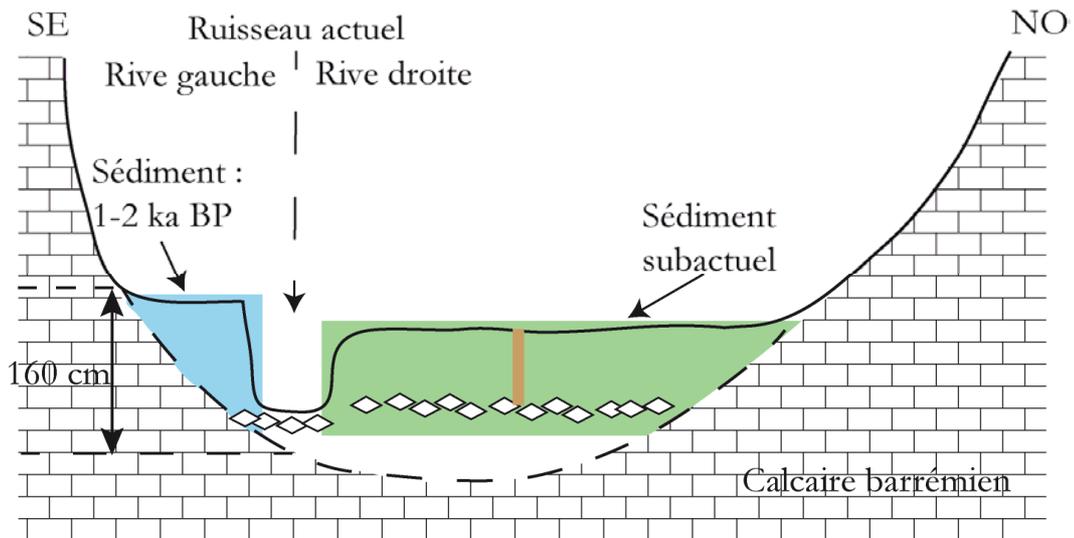


Figure 11.3b : Coupe schématique transversale au Vallat des Brayes au niveau de la terrasse échantillonnée. Les tracés en pointillé matérialisent le fond hypothétique du Vallat des Brayes.

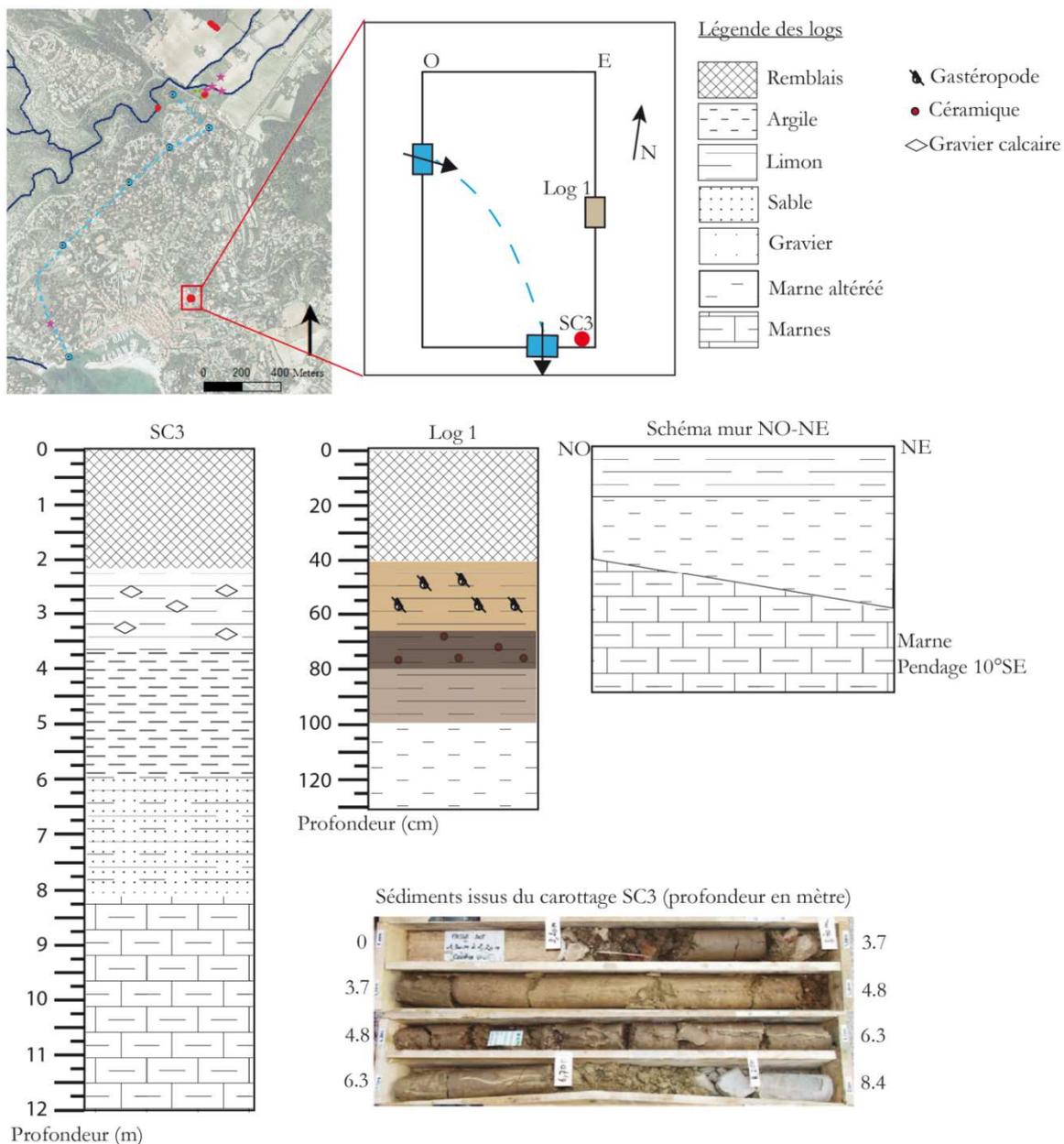
ID	Échantillon	1	2	3	4
	Z min (cm)	40	60	90	110
	Z max (cm)	60	80	110	120
	Niveau	P2	P3	P3	P3
Granulométrie matricielle (%)	limons et argiles	82.2	90.4	92.3	91.6
	Sables fins (200-50µm)	17.8	9.6	7.7	8.4
	Limons grossiers (50-20µm)	24.5	18.7	17.8	17.8
	Limons fins (20-2µm)	30.1	40.1	39.3	39.0
	Argiles (<2µm)	27.6	31.6	35.2	34.8
Pics	Sables fins (200-50µm)				50
	Limons grossiers (50-20µm)	40	40	40	
	Limons fins (20-2µm)	16	16	16	16
		8	8	8	8
	Argiles (<2µm)	1.6	1.6	1.6	1.6
Indice	Indice de classement $S_o$	2.716	2.853	2.727	2.701
	Indice de dissymétrie $S_k$	0.161	0.329	0.104	0.107
	Indice d'acuité $K$	0.793	0.748	0.777	0.775
	%Teneur en eau	12.9	20.2	18.5	20.7
	%C <sub>tot</sub>	6.61	8.34	8.23	6.19
	%C <sub>org</sub>	0.58	1.22	1.03	1.17
	%CaCO <sub>3</sub>	41.91	59.40	59.95	41.82

Tableau 11.3 : Composition granulométrique des échantillons du Vallat des Brayes.

#### 11.4. Enregistrement du parking Les Mimosas

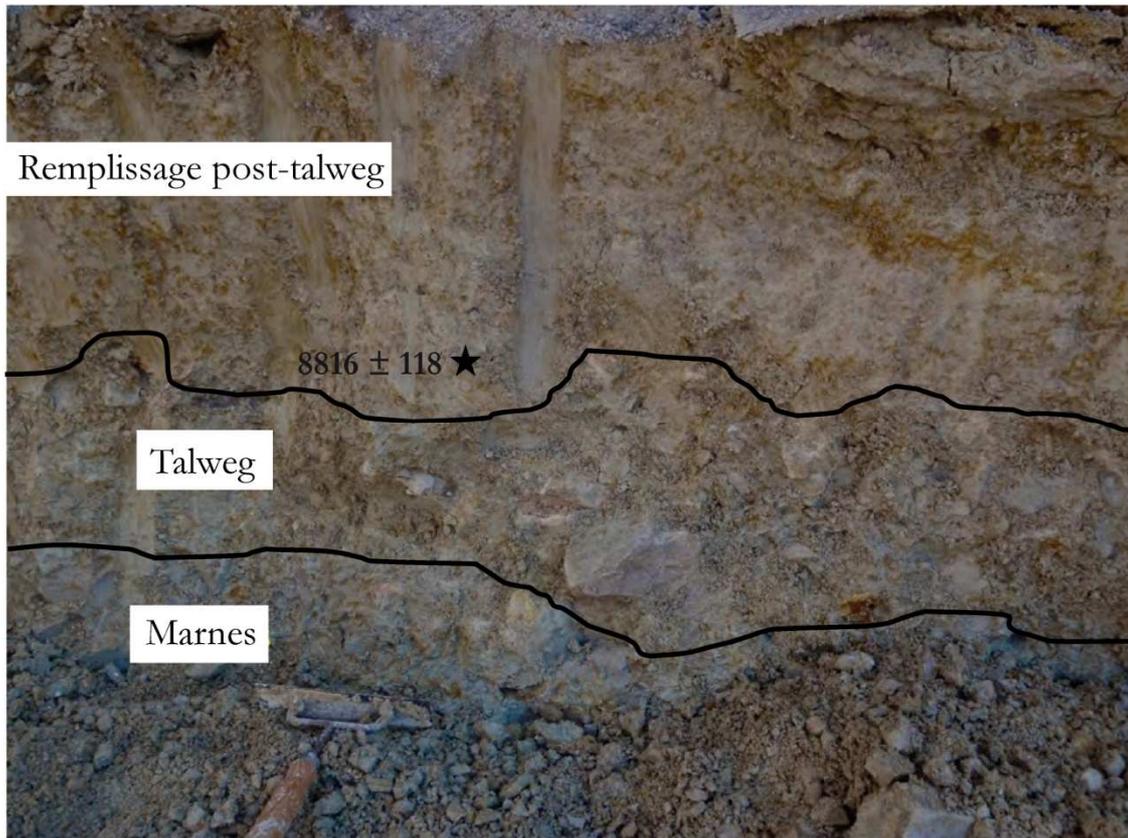
L'étude de la tranchée Mimosas a eu lieu lors du creusement du parking souterrain « les Mimosas » rue Isnard par la société Vinci en Mai-Juin 2013 (altitude 12 m). Un sondage prospectif œuvré par le promoteur immobilier a indiqué la présence d'un remplissage meuble d'au moins 13 m de profondeur dans l'angle sud-est de la zone (sondage SC3, Fig. 11.4a). Les

marnes fraîches visibles sur la paroi nord suivent une direction N40 avec un pendage de 10° vers le SE. Grâce à la réalisation d'une excavation d'environ 9 m de profondeur, nous avons pu constater une forte variabilité d'épaisseur du remplissage quaternaire (Holocène) sur une faible superficie (~1350 m<sup>2</sup>). Dans l'angle NO, les marnes affleurent presque alors qu'elles se trouvent à plus de 8 m de profondeur dans l'angle SO. Sur la coupe sud des céramiques romaines ont été trouvées vers 2 m de profondeur ainsi que des céramiques à pâte noire (Néolithique ?) vers 3 m de profondeur.



*Figure 11.4a* : Géométrie et logs stratigraphiques de la tranchée Mimosas. La localisation du talweg est indiquée par les rectangles bleus et la direction du talweg par des flèches noires. SC3 (d'après *ABO ERG Geotechnique*) et Log1 sont localisés sur le plan de la tranchée.

L'excavation a mis au jour un ancien talweg de dimension restreinte (4 m de large sur 0.5 m d'épaisseur, *Fig. 11.4b*), à environ 3 m de profondeur sur la coupe ouest et entaillé dans les marnes. Le talweg est caractérisé par un granoclassement sédimentaire positif allant des graviers aux sables et est surmonté par une couche de limon. Dans son prolongement sur la coupe sud, la même structure est située à la base de la paroi, soit 8 m de profondeur.



*Figure 11.4b* : Photographie du fond du remplissage du talweg du parking Les Mimosas. L'âge est en en CalBP.

Outre le talweg, trois *tegulae* placées en position verticale ont été mises au jour dans l'angle ouest de la coupe sud (*Fig.11.4c*). Le but supposé du positionnement de ces *tegulae* est de créer une zone de drainage dans une couche hydromorphe. Les *tegulae* sont présentes sur le territoire de la Gaule et utilisées pour la réalisation de toiture depuis le 2<sup>ème</sup> siècle av. J.-C. (*Beausoleil et al., 2009 ; Clément, 2009*) notamment dans la Moyenne Vallée du Rhône.



*Figure 11.4c* : Photographie de *tegulae* dans un niveau hydromorphe du sondage des Mimosas. Le manche bleu du marteau mesure 13 cm.

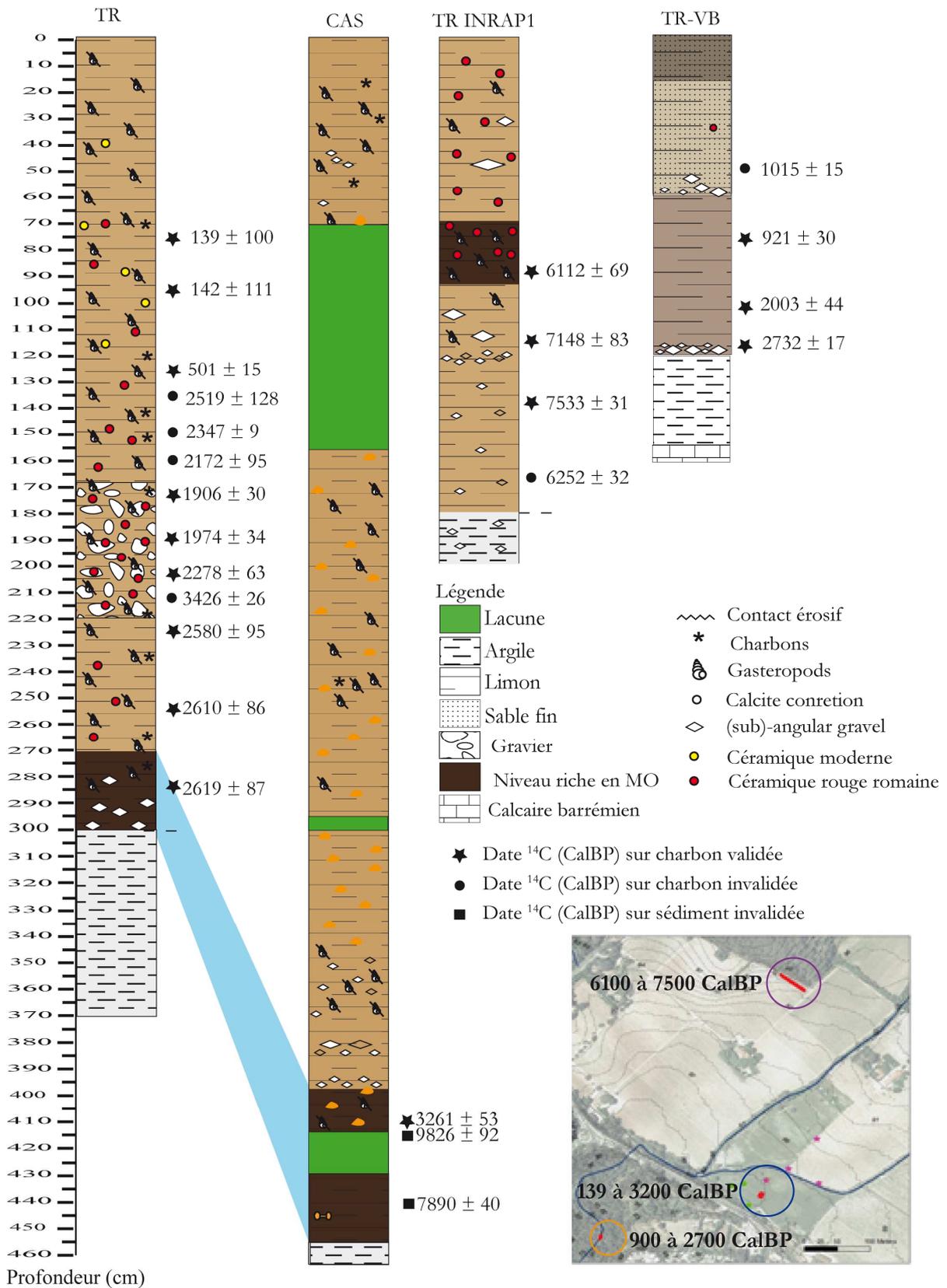
## 11.5. Datation des séquences sédimentaires holocènes de Cassis

Les âges  $^{14}\text{C}$  des séquences sédimentaires de la Ferme Blanche (tranchée TR et carotte FB) ont été déterminés sur charbon ou sur sédiment total (*Annexe 3*). Une datation réalisée en double sur un charbon et sur du sédiment total montre qu'il n'est pas possible d'utiliser les dates réalisées sur sédiment total pour dater les enregistrements qui n'ont pas livré de charbons (écart des résultats, *Annexe 3*). En effet la datation sur échantillon total peut s'avérer problématique du fait de la présence de différentes fractions de carbones d'origines diverses et non contrôlées (ex : *Colman et al., 2000 ; Zhang et al., 2012*). Treize charbons issus de la tranchée TR ont été datés ; quatre ne respectent pas l'ordre stratigraphique (2172, 2347, 2519 et 3426 CalBP), et un (2619 CalBP) a été éliminé *a posteriori* car le mode de prélèvement (prélèvement à la pelleuse, mélange des différents niveaux) a pu entraîner une contamination par les sédiments situés au-dessus. Les huit âges  $^{14}\text{C}$  des séquences sédimentaires de Fontblanche (tranchée TR INRAP1) et du Vallat des Brayes (TR-VB) ont été déterminés sur charbons (*Fig.11.5a*).

Les datations témoignent d'une sédimentation diachrone entre les trois sites étudiés. Le domaine de Fontblanche (TR INRAP) a connu des apports entre 6000 - 7500 CalBP, le Vallat des Brayes (TR-VB) entre 900 et 2700 CalBP et le domaine de la Ferme Blanche (TR) de 3200 CalBP à l'actuel. Les trois enregistrements ont un taux de sédimentation moyen variant de 0.08 cm/an pour la tranchée TR, à 0.045 cm/an pour la tranchée INRAP et 0.03 cm/an pour la tranchée VB.

Les âges obtenus pour le domaine de la ***Ferme Blanche*** montrent l'existence d'une relation linéaire ( $R^2 = 0,95$ ) entre l'âge du charbon et la profondeur. Des variations du taux de sédimentation sont visibles. Une section datée de 1906 CalBP à 501 CalBP présente un faible taux de sédimentation (de l'ordre du  $10^{\text{ème}}$  de mm/an) et est encadrée par deux zones ayant un fort taux moyen de sédimentation. La zone sous jacente qui correspond à un niveau de sédimentation grossière a un taux de sédimentation moyen de l'ordre du mm/an

Bien que nous n'ayons pas de datation au niveau de 2<sup>nd</sup> petit sondage réalisé dans le ***Vallat des Brayes***, la présence de restes anthropiques (bouteille, céramiques diverses) indique que la sédimentation d'environ 90 cm située au NO du ruisseau est subactuelle (le siècle dernier probablement), ce qui implique un très fort taux de sédimentation pouvant être relié à l'urbanisation de Cassis ( $>1$  cm/an). Cependant ce taux de sédimentation élevé doit être modéré du fait de l'étroitesse de la gorge dans laquelle les terrasses se déposent. En effet, les terrasses du Vallat des Brayes ont des surfaces réduites et les dépôts lacunaires alternent entre la rive droite et la rive gauche.



*Figure 11.5a* : Logs stratigraphiques synthétiques des enregistrements sédimentaires holocènes de la plaine de Cassis (TR, CAS, TR-INRAP1) et du Vallat des Brayes (TR-VB). « CAS » est une synthèse des forages FA, FB et FC. Les âges sont en CalBP et les dates qui ne respectent pas l'ordre stratigraphique sont indiquées par un rond noir.

La base de la série du ***parking des Mimosas*** est datée de  $8816 \pm 118$ . Cet âge ancien à la base du remplissage (-8 m) est en accord avec la profondeur à laquelle ont été retrouvés la couche de céramique romaine (-2 m) et des fragments de céramiques noires (Néolithique à Âge du fer ?) vers -3 m.

La comparaison des différents sondages réalisés à Cassis (*Fig. 11.5b*) met en évidence les variations majeures de couleurs et de textures affectant les sédiments. Précisons que l'abondance de symboles figuratifs de malacofaunes et de céramiques sur les logs stratigraphiques des tranchées TR et INRAP est due à la quantité plus importante de matériel extrait et donc étudié. Tous les sondages ont permis d'étudier la séquence sédimentaire holocène dans son entier, jusqu'à sa base formée soit de sédiments lacustres pleistocènes (sondages de la plaine de Cassis), soit de marnes aptiennes (tranchée Mimosas) ou du calcaire barrémien (coupe TR-VB).

L'observation des sondages montre d'importantes variations d'épaisseur des sédiments holocènes. Sur la parcelle de la Ferme Blanche (sondages TR, CAS, FF, FG et FE) une augmentation d'épaisseur de la sédimentation holocène est clairement visible du NE vers le SO, avec un passage de 40 cm d'épaisseur au niveau du forage FE à plus de 4 m d'épaisseur au niveau du sondage CAS. Les conditions actuelles montrent une sédimentation au niveau du domaine de la Ferme Blanche principalement liée aux crues du ru qui coupe le terrain d'étude. Les logs stratigraphiques des carottes FF et FG montrent des successions de niveaux riches en éléments grossiers à matrice limoneuse et de niveaux argileux qui sont le marqueur des modifications du lit du cours d'eau. De plus, les paramètres sédimentologiques sont très homogènes sur l'ensemble des sondages prospectant l'enregistrement holocène (*Tableau 11.1, 11.2 et 11.3*). La sédimentation présente un classement granulométrique hétérogène ( $2.1 < S_o < 3.13$ , *Blott et Pye, 2001*) et est caractéristique des environnements hydrodynamiquement calmes. Ces données sont en accord avec la sédimentation fine des dépôts holocènes.

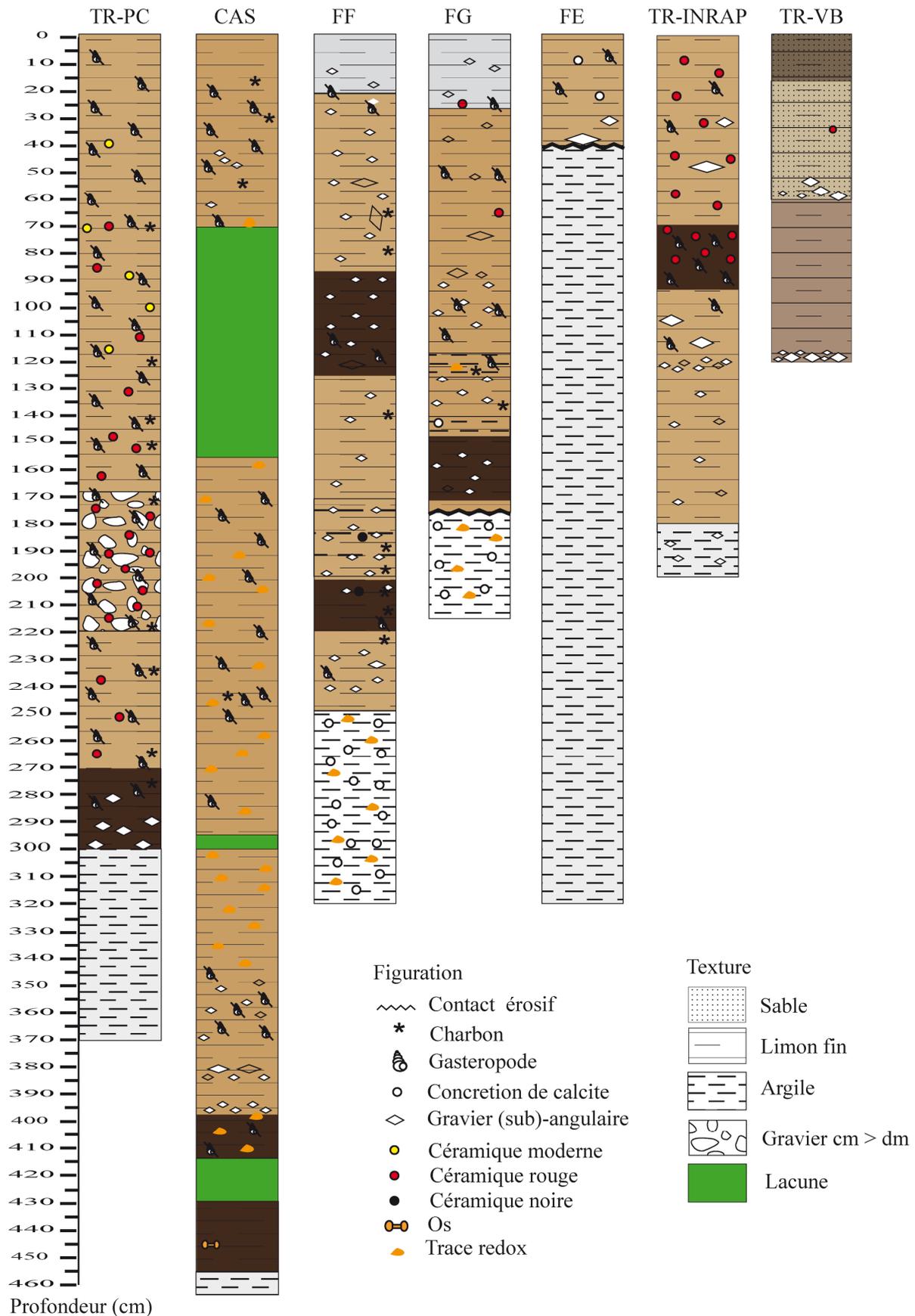
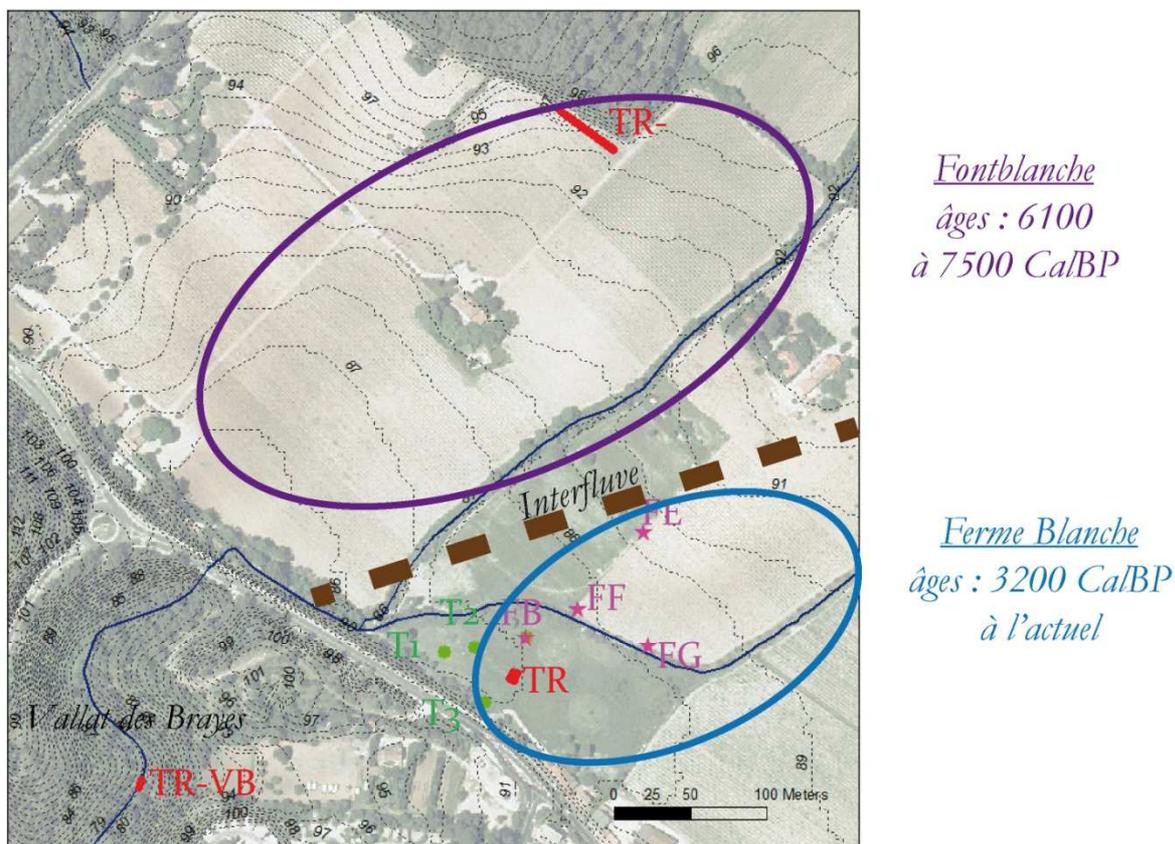


Figure 11.5b : Logs stratigraphiques synthétiques des sondages réalisés à Cassis. Les sondages sont localisés sur la [figure 11](#). « CAS » est une synthèse des forages FA, FB et FC.

➤ *Évolution du réseau hydrographique de la plaine de Cassis*

La profondeur du toit des sédiments lacustres est peu importante au niveau du forage FE (~40 cm). Ce haut topographique dans la plaine de Cassis a pu constituer un interfluve entre les domaines de Fontblanche et de la Ferme Blanche, expliquant la sédimentation diachrone des deux sites (Fig. 11.5c) :

- 1) Dans un premier temps, l'existence de cet interfluve aurait dévié le réseau hydrographique vers le domaine de Fontblanche, dont la sédimentation a débuté au 7<sup>ème</sup> millénaire av. J.-C. (7500 CalBP au plus tard).
- 2) Dans un second temps, du fait de la sédimentation, le niveau du sol à Fontblanche aurait rejoint celui de l'interfluve et le réseau hydrographique aurait alors basculé vers le domaine de la Ferme Blanche. Les datations <sup>14</sup>C de la série de la Ferme Blanche nous indique que ce basculement aurait eu lieu vers 3200 CalBP.



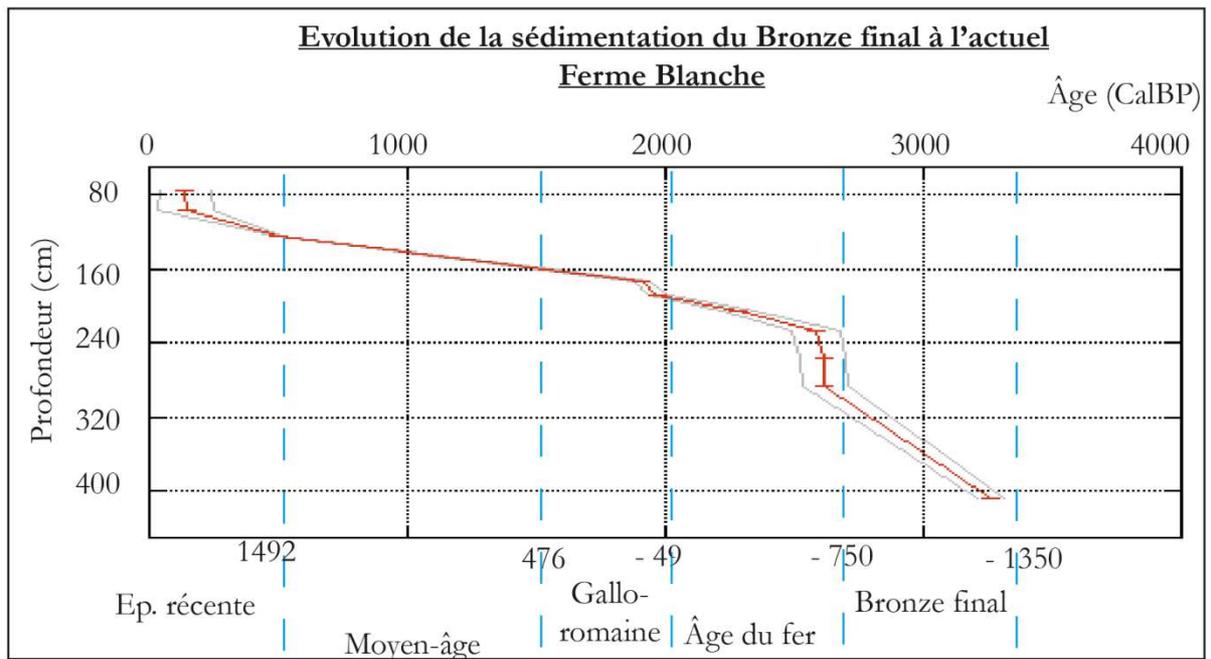
*Figure 11.5c* : Interprétation des « domaines » sédimentaires de la plaine de Cassis à l'Holocène. Le trait pointillé marron donne une localisation possible de l'interfluve qui sépareit les deux domaines de sédimentation de la plaine de Cassis : la Ferme Blanche et Fontblanche.

Ce basculement expliquerait l'absence de sédimentation tardi-holocène à Fontblanche. En outre, les dynamiques sédimentaires actuelles des deux sites sont différentes. Au niveau du domaine de Fontblanche nous pouvons observer une érosion éolienne liée à l'activité agricole qui laisse le sol à nu, alors qu'il y a une sédimentation active au niveau du domaine de la Ferme Blanche (tranchée TR), notamment du fait des crues récurrentes du cours d'eau.

Le diagramme profondeur vs âge fait ressortir des tendances sédimentaires de la plaine de Cassis (*Fig. 11.5d*). Concernant la sédimentation néolithique enregistrée à Fontblanche, le faible nombre de datation (3) rend difficile toute discussion sur l'évolution de la sédimentation.

Concernant la période allant du Bronze final à l'actuel, plusieurs paliers sont visibles et correspondent au découpage de périodes archéologiques : les paliers à ~2700 et ~2000 CalBP encadrent l'Âge du fer et l'augmentation progressive postérieure à ~200 CalBP correspond à l'entrée dans l'époque récente. Cette concordance témoigne des modifications du rapport de l'Homme à son milieu et de leurs impacts sur la sédimentation :

- 1) La transition Âge du bronze-Âge du fer est marquée par une modification du climat qui entraîne une augmentation du nombre de parcelles mises en culture (*Rothé, 2004*). Le palier observé à la fin de l'Âge du fer, correspond à l'utilisation plus intensive des terres arables (*Trement, 1994*). Le taux de sédimentation stable observé ensuite (période Gallo-romaine) est lié à une rationalisation de l'agriculture par les romains qui a déjà été observée sur d'autres sites en Provence (ex : *Trement, 1994*).
- 2) L'augmentation du taux de sédimentation à partir de 500 CalBP, et plus encore de 142 CalBP, coïncide avec l'expansion démographique que connaît Cassis vers le 18<sup>ème</sup> siècle et donc avec une pression plus importante sur le milieu (augmentation de l'utilisation du bassin versant, *Bruneton, 1999*).



*Figure 11.5d*: Evolution du taux de sédimentation de la plaine de Cassi depuis l'Âge du bronze final. La barre d'erreur à 68% des âges CalBP est indiquée en gris (logiciel Online CalPal). Les époques archéologiques sont indiquées en référence.

### *Conclusions intermédiaires sur l'enregistrement sédimentaire holocène de Cassis*

La sédimentation holocène est étudiée au travers de plusieurs enregistrements situés sur le territoire de Cassis :

- 1) L'ensemble des enregistrements holocènes de la plaine de Cassis recouvre une période allant de ~7500 C CalBP à l'actuel. Le début de la sédimentation holocène est donc absent de la plaine de Cassis. L'enregistrement du Vallat du Brayes est daté de 2700 à 900 CalBP et le début de l'enregistrement du parking des Mimosas de 8800 CalBP.
  - 2) L'observation des séries sédimentaires de Cassis montre que la sédimentation est contrastée selon les périodes et les zones étudiées dans le bassin versant (texture, épaisseur). Ce constat induit des variations probables de drainage et de direction principale de flux sédimentaires holocènes sur les versants et dans les talwegs ainsi que des variations de position des exutoires de la plaine. Ces éléments seront discutés dans le chapitre 13.
- En nous basant sur l'étude des enregistrements sédimentaires de la plaine de Cassis nous pouvons déterminer si des fluctuations ont affecté le climat et la végétation de la plaine de Cassis à l'Holocène (*Chapitre 12*).



## Chapitre 12 : Paléo-environnement de la plaine de Cassis à l'Holocène

Dans les sédiments holocènes de la plaine de Cassis, le paléo-environnement a été étudié au travers de l'évolution des assemblages faunistiques et polliniques. La malacofaune et les pollens ont été extraits et déterminés sur deux sites d'étude : la Ferme Blanche (tranchée TR et forage FB) et Fontblanche (tranchée INRAP).

### 12.1. Assemblage faunistique

#### 12.1.1. Groupes écologiques

Du fait de l'homogénéité des assemblages malacologiques, nous avons choisi une analyse descriptive basée sur un regroupement d'espèces selon leurs affinités écologiques. Huit groupes écologiques ont été définis :

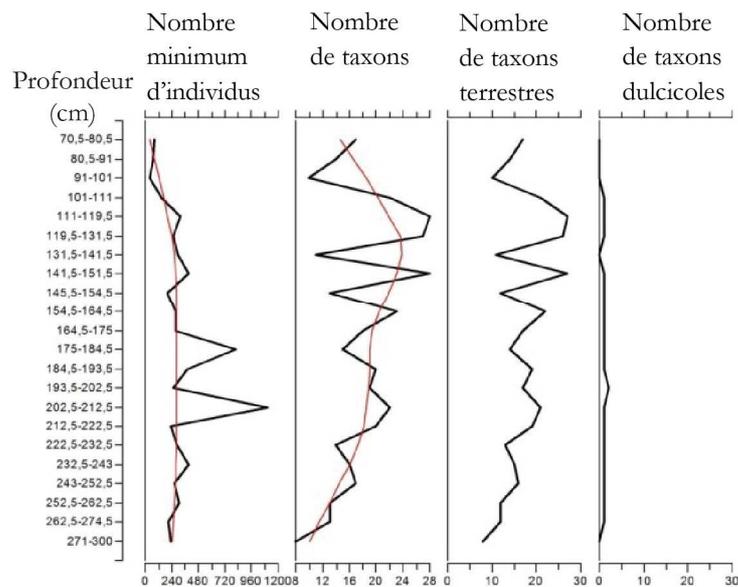
1. Espèces de garrigue fermée : Espèces fréquentes dans les garrigues ou les formations arborées peu fermées, nécessitant la présence d'un minimum de litière à la surface du sol. Ce groupe, faiblement représenté, comprend principalement *Pomatias elegans* (présence de ligneux tel que le pin ou le chêne par exemple) et *Vallonia costata* (cette seconde espèce pouvant se trouver également dans des pelouses).
2. Espèces de garrigue : Espèces méditerranéennes relativement xérophiles, caractéristiques de formations complexes herbacées-ligneux bas et moins exigeantes en ce qui concerne le recouvrement des ligneux et de la litière. *Granopupa granum* est un élément typique de ce groupe faiblement représenté.
3. Espèces mésophiles : Espèces peu caractéristiques d'un milieu en particulier, ayant une large répartition géographique, traduisant la présence d'abris (sous roche) et une humidité moyenne.
4. Espèces des formations herbacées sèches : Espèces exclusivement méditerranéennes, thermophiles et xérophiles, vivant dans des pelouses sèches ou des garrigues très ouvertes. *Mediterranea hydatina*, *Trochoidea elegans* et *Candidula gigaxii* sont représentatives de ce groupe.
5. Espèces des formations herbacées sèches ou plus humides : Espèces généralement méditerranéennes thermophiles et xérophiles, mais moins exclusives des formations herbacées sèches. Elles vivent également dans des formations herbacées denses et plus humides (prairie de type « prairie de fauche », phragmitaie...). Les trois espèces dominantes sont *Cochlicella acuta*, *Cochlicella barbara*, et surtout *Cerņuella virgata* dont les effectifs sont écrasants.

6. Espèces des formations herbacées humides: Espèces hygrophiles de milieux ouverts, à large répartition. Les espèces *Vallonia pulchella* et *Vertigo pygmaea* sont bien représentées et caractérisent des prairies humides ou des phragmitaies non franchement marécageuses.
7. Espèces palustres: Espèce palustre amphibie (*Oxyloma elegans*) fréquente au bord des eaux, dont l'occurrence est sporadique.
8. Espèces de milieux aquatiques temporaires: Espèces dulcicoles pouvant résister à plusieurs mois d'assèchement. *Galba truncatula*, bien représentée, est une espèce plutôt amphibie.

### 12.1.2. Domaine de la Ferme Blanche

#### Succession malacologique

Les échantillons de la Ferme Blanche renferment une malacofaune abondante (~7000 coquilles) et bien conservée (*Annexe 4*). Une vue d'ensemble des échantillons (*Fig. 12.1.2a*) met en évidence la domination des taxons terrestres (45) par rapport aux taxons d'eau douce (3) et une forte variation du nombre de taxons (8 à 28) et d'individus (39 à 1103) par échantillon.



*Figure 12.1.2a :*  
Caractéristiques générales de la succession malacologique de la tranchée de la Ferme Blanche.

L'ensemble des échantillons est largement dominé par *Cerņuella virgata* (*Fig. 12.1.2b*), un gastéropode terrestre endémique de la région méditerranéenne et de l'Europe de l'Ouest (*Baker, 1992*). Cette espèce vit dans les formations herbacées sèches (pelouses sèches, pâturages, milieux rudéraux) ou plus humides (prairies humides de fonds de vallées ou de fauche). Dans toute la moitié inférieure de la séquence (164,5 à 300 cm), les effectifs de *Cerņuella virgata* représentent de 75 à 93 % des coquilles identifiées. Remarquons que le maximum d'abondance de *Cerņuella virgata* correspond à un niveau graveleux riche en céramique. Cela peut être lié au fait que le ruissellement a joué un rôle dans la concentration de la malacofaune.

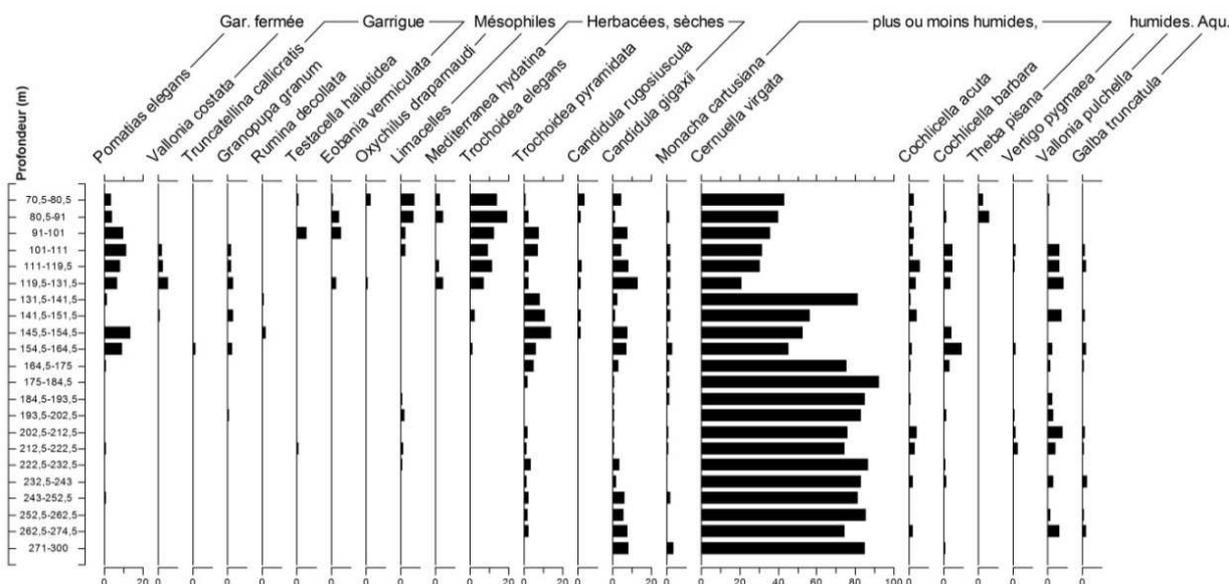


Figure 12.1.2b : Diagramme malacologique simplifié représentant les 22 taxons ayant des proportions non négligeables (%).

D'autres espèces sont présentes plus ou moins régulièrement sur l'ensemble de la séquence. Ce sont des espèces du même groupe que *C. virgata* (*Monacha cartusiana*, *Cochlicella acuta* et *Cochlicella barbara*), les espèces hygrophiles, l'espèce amphibie *G. truncatula*, mais aussi des espèces plus xérophiles comme *Candidula gigaxii* et *Trochoidea pyramidata*. Un certain nombre d'espèces se développent ou apparaissent uniquement dans la moitié supérieure de la séquence. Ce sont des espèces exigeant la présence d'une litière foliacée (*P. elegans*, *V. costata*), des espèces typiques de la garrigue (*Granopupa granum*, *Rumina decollata*, *Testacella haliotidea*, *Eobania vermiculata*), des espèces mésophiles (limaces, *Oxychilus draparnaudi*), mais aussi des espèces de pelouse plus ou moins sèches (*Trochoidea elegans*, *Candidula rugosiuscula*). Cet enrichissement taxonomique semble lié à une plus grande complexité structurale du milieu qui se traduit par une augmentation de la richesse spécifique (Fig. 12.1.2a).

En conclusion, l'ensemble de l'enregistrement est dominé par les groupes des « formations herbacées sèches » et « formations herbacées sèches ou plus humides » (Fig. 12.1.2c). Les espèces hygrophiles et amphibies, jamais nombreuses, restent présentes sur la quasi-totalité de la séquence. Les espèces xérophiles (groupe 4), mésophiles (groupe 3) et de garrigues plus ou moins ouvertes (groupes 1 et 2) se développent particulièrement dans la partie supérieure de l'enregistrement.

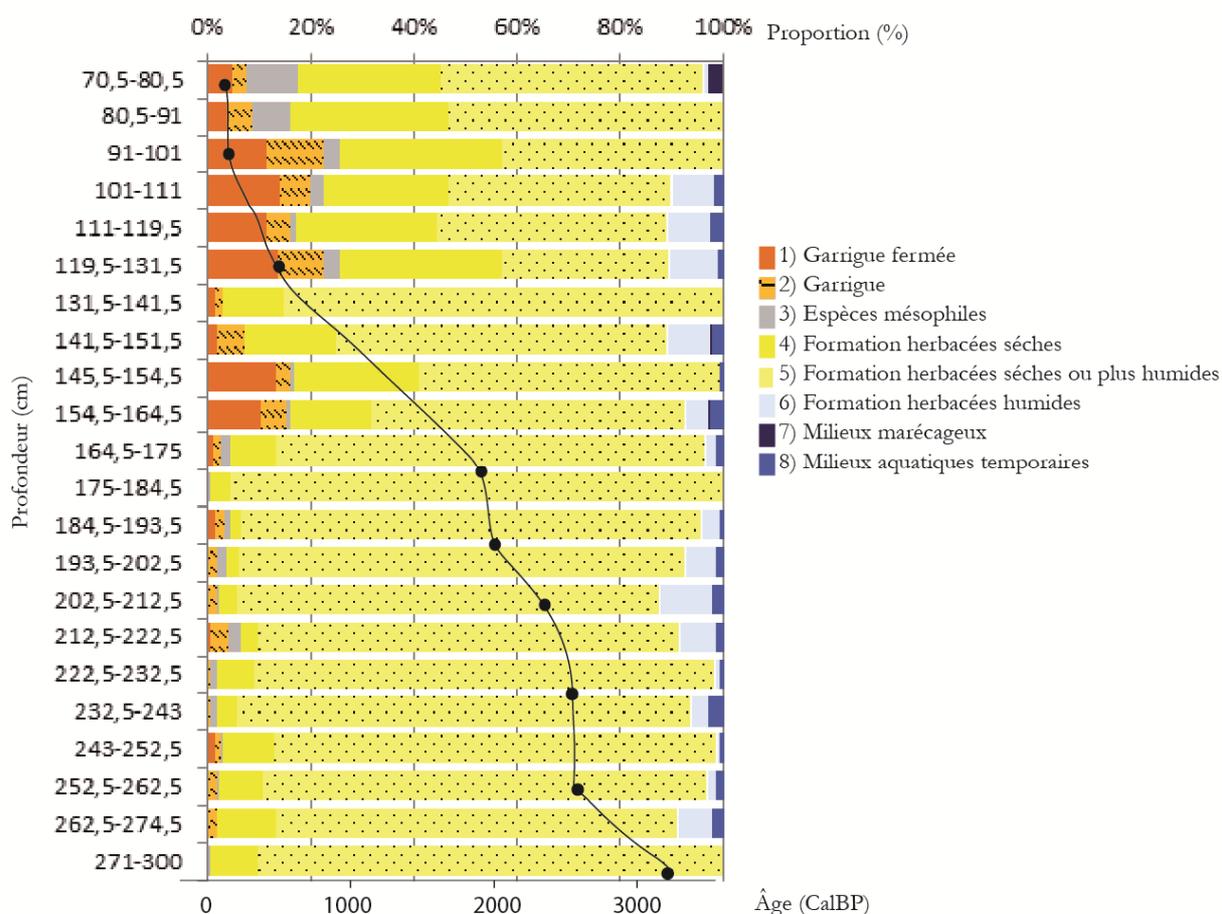


Figure 12.1.2c : Proportions des différents groupes écologiques de la tranchée du domaine de la Ferme Blanche. Le profil d'âge <sup>14</sup>C est indiqué par des points noirs.

### Indications sur le paléo-environnement

L'ensemble de la séquence étudiée correspond à des milieux méditerranéens ouverts, non forestiers, impactés par l'homme. Seul un léger semis d'arbres (pins, par exemple) est éventuellement compatible avec certains assemblages malacologiques (groupe 1). Le paysage est sans doute constitué par une mosaïque de milieux plus ou moins ouverts et plus ou moins humides.

La séquence sédimentaire est clairement bipartite du point de vue paléo-environnemental. La moitié inférieure correspond principalement à des formations herbacées faiblement humides et relativement homogènes. La moitié supérieure correspondrait à un environnement un peu plus hétérogène dans l'espace et dans le temps. La formation végétale auparavant dominante se réduirait localement au profit de formations herbacées à la fois plus sèches, plus hétérogènes et plus riches en ligneux. Cependant la malacofaune hygrophile ne semble pas affectée par ce changement. Enfin, de 70,5 à 101 cm, un recul des ligneux et de l'humidité locale est notable.

### 12.1.3. Domaine de Fontblanche

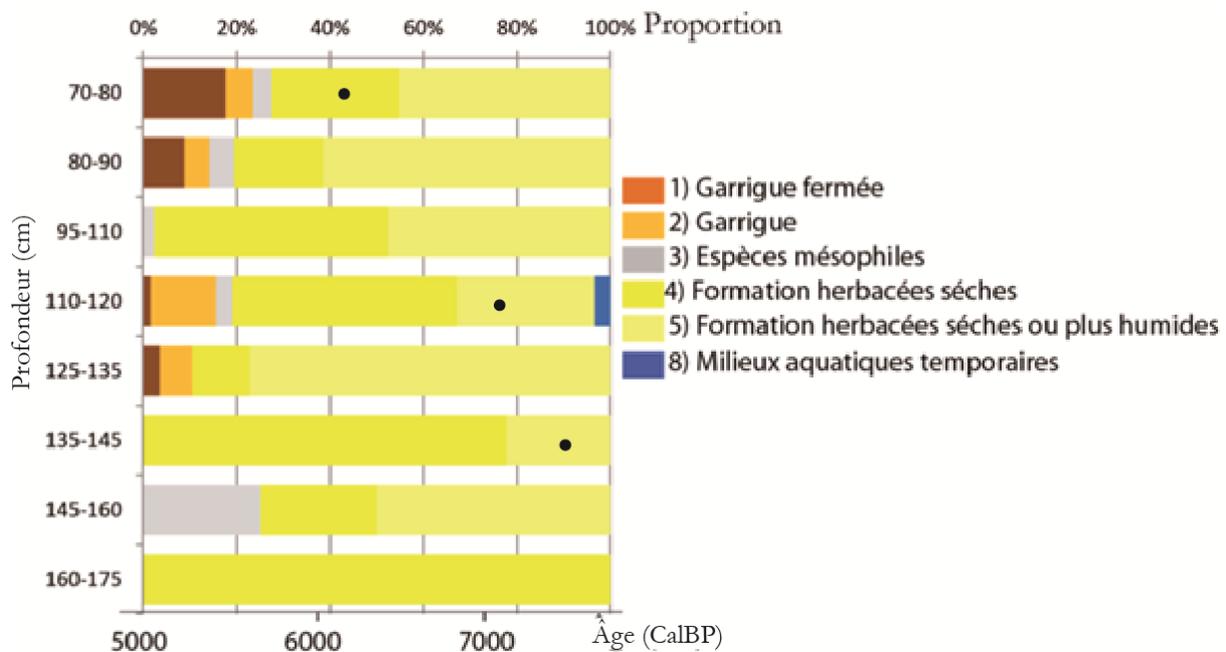
#### Succession malacologique

Les échantillons du domaine de Fontblanche sont pauvres en malacofaune et peu diversifiés (*Annexe 5*), particulièrement les échantillons situés à 135-145, 145-160 et 160-175 cm de profondeur (< 10 individus). Au total sur l'ensemble des échantillons, 24 taxons ont été identifiés dont 23 terrestres et un dulcicole. La quantité de sédiment prélevée pour chaque échantillon était d'environ 5 litres au lieu de 10 pour la séquence de la Ferme Blanche. Cela étant, cette moindre quantité de sédiment prélevé n'explique pas la pauvreté de la malacofaune. En effet, globalement, la malacofaune du site de Fontblanche semble peu abondante et moins diversifiée que celle de la Ferme Blanche : ~300 individus identifiés pour Fontblanche contre ~7200 individus pour la Ferme Blanche, soit ~420% de moins. Les coquilles conservées ne montrent pas de traces d'altération, par conséquent la pauvreté faunistique ne semble pas être liée à une mauvaise conservation.

Une légère pollution est probable, soit au moment du prélèvement, soit par descente de quelques éléments dans la porosité du sédiment et par le biais de bioturbations. Les espèces possiblement intrusives sont *T. pisana*, *E. vermiculata*, *C. aspersum* — espèces d'introduction récente retrouvées dans cette étude à l'état de rares fragments — et peut-être *M. lowei* / *X. conspurcata* dont certaines coquilles semblent très fraîches. Les mêmes mécanismes peuvent être responsables de l'anomalie stratigraphique constatée pour un des âges  $^{14}\text{C}$  obtenus (cf. § 11.5).

Les assemblages malacologiques sont homogènes et comme pour la séquence du domaine de la Ferme Blanche, *C. virgata* est l'espèce la plus abondante et est accompagnée par des espèces xérophiles telles que *T. pyramidata*, *T. elegans*, *C. rugosiuscula* et *C. gigaxii*. Les espèces forestières sont totalement absentes et les espèces susceptibles d'apprécier la présence de végétaux ligneux et d'une litière foliacée sont rares et peu abondantes. Il s'agit, entre 70 cm et 90 cm de *P. elegans*, avec éventuellement *V. costata* qui est une espèce à plus large valence écologique. *V. contracta* et *O. draparnaudi*, espèces mésophiles qui ont besoin d'ombre pour se développer, sont mieux représentées entre 70 cm et 80 cm. Toutes les autres espèces caractérisent des milieux ouverts plus ou moins secs dominés par une végétation herbacée.

La représentation des groupes écologiques dans chaque assemblage (*Fig. 12.1.3*) souligne, pour les échantillons suffisamment riches pour être exploitables, la faible variabilité de la malacofaune et la prééminence des groupes écologiques de milieux ouverts plus ou moins secs. Seuls les niveaux supérieurs pourraient indiquer une très relative fermeture de la végétation.



*Figure 12.1.3* : Proportions des différents groupes écologiques de la tranchée du domaine de Fontblanche. Le profil d'âge  $^{14}\text{C}$  (an BP) est indiqué par des points noirs.

Par ailleurs les niveaux 125-135 cm et 110-120 cm correspondent à une légère progression des taxons caractérisant des milieux de type garrigue : *G. variabilis*, *S. similis*, *V. narbonensis*, et éventuellement *C. rugosiuscula*. L'espèce *G. variabilis* n'est représentée que par des apex portant des traces d'usure. Leur présence aux niveaux 110-120 et 125-135 encadre le niveau caillouteux 120-125. C'est également entre 110 et 120 cm qu'ont été trouvées deux coquilles de *G. truncatula*, espèce amphibie caractéristique de milieux aquatiques temporaires. Il est donc probable que ces rares individus xérophiles vivants sur les rochers aient été apportés par ruissellement. Notons enfin la présence de petites coquilles marines et de fragments de plus grandes espèces, principalement entre 70 et 80 cm.

### Évolution du paléoenvironnement

La séquence malacologique de Fontblanche ne montre pas de grandes différences avec celle de la Ferme Blanche. Elle correspond également à des milieux méditerranéens ouverts, non forestiers. Le paysage est constitué d'une mosaïque de milieux et ce sont parfois les apports alluviaux ou colluviaux qui révèlent la présence de garrigues peut-être localisées sur les marges rocheuses de la dépression.

#### *12.1.4. Intégration des assemblages malacologiques de la plaine de Cassis*

Au total, l'ensemble de la malacofaune récoltée dans les sondages de la Ferme Blanche et de Fontblanche montre peu de variations importantes. Dès 7533 CalBP au moins, soit dès le

Néolithique ancien, les milieux proches de la plaine de Cassis étaient très ouverts, dominés par des pelouses sèches, des garrigues, et localement des prairies plus humides en fonction de la topographie et des conditions du milieu. Les quelques variations observées dans l'évolution du paléo-environnement peuvent témoigner d'une fermeture relative de la végétation et d'un possible développement d'un semis d'arbres à certaines périodes. Les variations marquent aussi des apports de coquilles qui informent sur les milieux plus éloignés de la zone de sédimentation (exemple de la Ferme Blanche entre 110 cm et 135 cm).

## 12.2. Assemblages polliniques

L'assemblage pollinique holocène étudié sur la plaine de Cassis est caractérisé par une mauvaise conservation des pollens liée aux conditions oxydantes du milieu. A l'instar de leur assemblage malacologique très pauvre, les sédiments du site de Fontblanche n'ont délivré aucun pollen alors que les sédiments du site de la Ferme Blanche ont partiellement conservé l'enregistrement pollinique. Sur les 10 échantillons provenant de la Ferme Blanche et préparés avec la méthode Takeshi (*Nakagawa et al., 1998*), 6 seulement ont délivré des pollens, mal conservés mais tout de même identifiables.

L'enregistrement pollinique de la Ferme Blanche s'étend sur les 3000 dernières années et peut être comparé à l'enregistrement sous-marin prélevé dans la grotte de la Trémie. La sédimentation de la grotte de la Trémie est datée de  $1131 \pm 92$  à  $6536 \pm 108$  CalBP ( $^{14}\text{C}$  sur opercules de turbo, *Bernard, 1971*) et recoupe donc la première moitié de la sédimentation de la Ferme Blanche. L'assemblage pollinique de la carotte de la Trémie est caractéristique de l'Holocène et est largement dominé par les pollens de *Pinus* (entre 30 et 90%) et trois types de pollens de *Quercus* (*Q. ilex*, *Q. coccifera*, *Q. pubescens*) pour un total de 5 à 30%. D'autres pollens sont présents en moindre quantité tels qu'*Abies*, *Corylus* [Noisetier], *Ericacée*, *Graminées* et *Artemisia*.

La comparaison des enregistrements polliniques de la Ferme Blanche et de la Trémie souligne la mauvaise conservation de l'assemblage pollinique de la Ferme Blanche. En effet, certains taxons sont sous-/sur-représentés par rapport à d'autres. On constate ainsi l'absence de pollens de *Quercus* [chêne] pourtant commun en Provence aux échelles de temps considérées et la surreprésentation de pollens de *Betula* [bouleaux] et *Picea* [épicéa] (*Andrieu-Ponel et al., 2000a*; *Brewer et al., 2002*; *de Beaulieu et al., 2006*). Malgré ces problèmes de conservation l'étude globale de l'assemblage pollinique est caractéristique de l'Holocène et témoigne d'un milieu largement ouvert ayant subi l'influence de l'homme.

### *Conclusions intermédiaires sur le paléo-environnement à l'Holocène*

L'évolution de l'environnement de la plaine de Cassis est étudiée au travers des deux proxies que sont les assemblages de malacofaunes et de pollens.

- 1) La mauvaise conservation des pollens est une conséquence connue des conditions oxydantes du milieu. Cependant, l'enregistrement de pollens, bien que fragmentaire, permet de définir un milieu ouvert impacté par l'homme (pratique agro-pastorale).
- 2) Les assemblages malacologiques montrent peu de variations importantes dans le temps. Ils confirment l'interprétation issue des données polliniques et mettent en avant un milieu ouvert et fortement impacté par les pratiques agro-pastorales dès le Néolithique ancien.
- 3) Les faibles variabilités des assemblages malacologiques et polliniques à l'Holocène sont à rapprocher de la stabilité des enregistrements sédimentaires. Ces derniers ont une texture homogène (limoneuse) à l'exception de deux niveaux grossiers (le niveau « drain » dans la tranchée TR et le niveau 125-130 cm dans la tranchée TR-INRAP) qui coïncident avec des apports de malacofaunes par ruissellement.

## Chapitre 13 : Modification du réseau hydrographique

De multiples facteurs tant naturels qu'humains peuvent influencer sur les tracés des réseaux hydrographiques, tels que les variations des taux d'érosion ou de précipitation. L'étude du réseau hydrographique de la plaine de Cassis, afin de déterminer s'il a subi des variations, est basée sur une analyse topographique. Les analyses du réseau hydrographique via le SIG ArcGis et un Modèle Numérique de Terrain (MNT) à 5 m de résolution soulignent une inadéquation entre le réseau théorique obtenu et le réseau actuel observé.

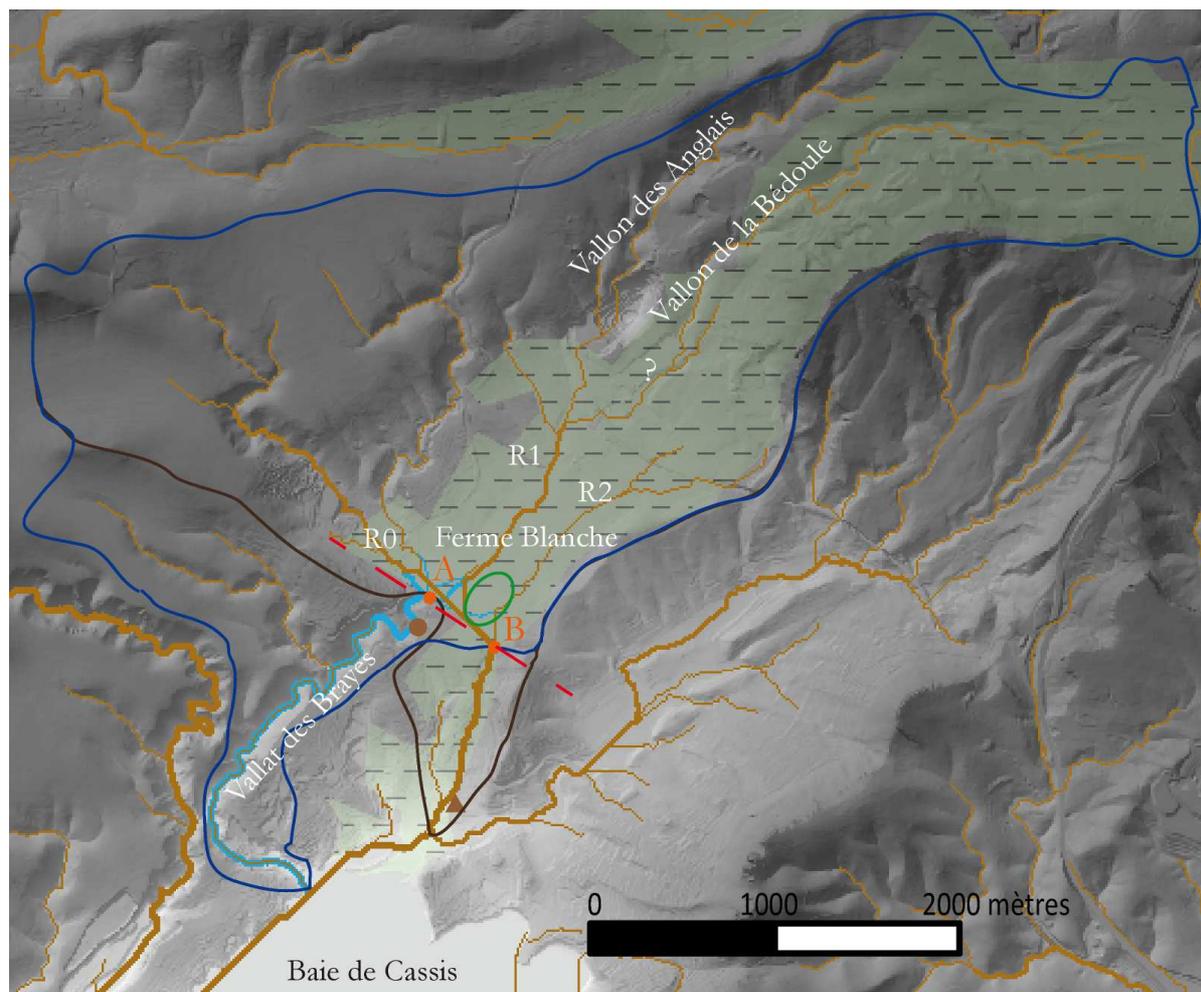


Figure 13 : Réseau hydrographique théorique obtenu après forçage du système pour le faire passer par le point A (courbes bleues), et sans forçage (courbes marrons). Les bassins versants correspondants sont délimités respectivement en bleu et en marron foncés. Les marnes aptiennes sont symbolisées par une plage de couleur vert pâle avec des traits pointillés noirs. L'emprise du lac de Cassis est indiquée par un oval vert, la faille bordant le sud du paléo-lac est matérialisée par un trait pointillé rouge, la tranchée TVB par un rond et la tranchée Mimosas par un triangle. Le MNT varie de 0 (blanc) à 150 m (noir) d'altitude. Entre les points A et B, l'aspect linéaire du réseau hydrographique sans forçage est lié aux paramètres de fonctionnement du SIG.

Le réseau théorique obtenu sans forçage (*Fig. 13*) relie le domaine de la Ferme Blanche à la baie de Cassis via le centre-ville de Cassis alors que le réseau hydrographique existant actuellement serpente de la plaine de la Ferme Blanche à la baie de Cassis via le Vallat des Brayes. Pour obtenir un réseau hydrographique théorique concordant avec le réseau hydrographique réel il est nécessaire de « forcer » le système pour qu'il passe par le point A plutôt que par le point B. Le point A correspond à une entaille dans les bancs de calcaire barrémien surélevés d'environ 10 m par une faille normale et qui ferment la plaine de Cassis au Sud. Le point B est localisé au niveau du rond-point de la Ferme Blanche qui constitue un col séparant le vallon du centre-ville de Cassis et la dépression de la Ferme Blanche.

En amont de la ligne A-B, on observe deux tributaires principaux ayant des morphologies différentes et venant du NNE (numéros R1 et R2, *Fig. 13*) qui drainent les parcelles de vignes. Contrairement au tributaire R2, le tributaire R1 est canalisé par des murs sur environ 1 km de distance du Plan des Oliviers à la Ferme Blanche. Enfin le tributaire R0, ayant fonctionné très probablement seulement en période glaciaire, et actuellement peu fonctionnel, correspond à des entailles dans le calcaire barrémien. R1 draine à la fois le calcaire barrémien (Vallon des Anglais) et les marnes aptiennes (Vallon de la Bédoule), tandis que R2 draine seulement les marnes aptiennes. Notons cependant que le Vallon de la Bédoule ne montre aujourd'hui aucun écoulement (probablement du fait des aménagements urbains).

En aval de la ligne A-B, deux sondages ont été réalisés au niveau des deux bras du réseau hydrographique obtenu par extrapolation du MNT : la tranchée TVB au niveau du Vallat des Brayes et la tranchée des Mimosas au niveau du centre-ville :

- 1) Les datations de la coupe du Vallat des Brayes indiquent que le ru actuel incise des sédiments déposés entre 900 et 2700 CalBP. L'âge de dépôt minimum des sédiments est surestimé du fait de l'absence de datation dans les niveaux supérieurs. La sédimentation du Vallat des Brayes peut donc être segmentée en trois périodes : une phase de sédimentation débutée au plus tard vers 2700 CalBP, suivie par une phase d'érosion débutée après 900 CalBP, et enfin le régime actuel lié aux déversements quotidiens de réservoir d'eau de la ville de Cassis via R1, et aux crues naturelles en provenance de R1 et R2.
- 2) Lors de la réalisation de la tranchée des Mimosas un niveau de faible épaisseur (0.5 m) et large d'environ 4 m, constitué de graviers et sables granoclassés positivement, a été découvert (*Fig. 11.4b*). Il s'agit d'un ancien talweg de direction N-S. La tranchée des

Mimosas est localisée sur le tracé du réseau hydrographique passant par le centre-ville de Cassis. La présence de cet ancien talweg à cet endroit valide l'extrapolation du SIG ArcGis concernant le tracé du réseau hydrographique « sans forçage ».

En se basant sur la disposition du réseau hydrographique de la figure 13, diverses hypothèses peuvent être proposées pour expliquer les modifications du réseau hydrographique. Il est possible qu'à une époque :

- (1) R1 s'écoulait dans le Vallat des Brayes via le point A, et R2 dans le talweg du centre-ville via le point B,
- (2) ou alors que seul R0 s'écoulait dans le Vallat des Brayes via le point A, et que R1 et R2 confluent au point B empruntaient le talweg du centre-ville.

Les observations de terrains montrent que l'écoulement du drain R0 est ancien (probablement glaciaire ?) et il est possible que R0, venant de l'Ouest en longeant la faille (Fig. 13), ait préférentiellement utilisé l'écoulement dans le Vallat des Brayes. En effet, le Vallat de Brayes, incisé de plusieurs mètres dans le calcaire barrémien, est une structure ancienne (entaille messinienne ?) qui a probablement toujours été incisée quelle que soit la configuration de la plaine. R0 se trouvant dans les calcaires barrémiens, la présence d'un écoulement de plus de 2 km qui n'a pas été canalisé par des pertes/infiltrations pourrait signifier une « imperméabilisation » du calcaire (dépôts argileux, sol gelé...). Cependant, il n'y a plus traces aujourd'hui de telles structures (érosion), et van Vliet-Lanoë et Hallegouët (2001) ont démontré que le pergélisol européen n'a pas atteint la Méditerranée lors du dernier maximum glaciaire.

L'abandon du talweg est daté à environ 8800 CalBP. Cependant l'absence de trace de sédimentation entre 8800 CalBP (base sédimentation des Mimosas) et 2700 CalBP (base sédimentation du Vallat des Brayes) ne permet pas de dater précisément la période de capture du réseau hydrographique des Mimosas (exutoire de la plaine situé au niveau du point B) vers le Vallat des Brayes (exutoire de la plaine situé au niveau du point A). En outre, la présence de *tegulae* interprétée comme la mise en place d'une zone de drainage dans une couche hydromorphe (époque romaine ? ou postérieur ?) indique le maintien de conditions hydrologiques humides et d'un probable écoulement (épisodique, saisonnier ?) au niveau des Mimosas. Concernant le Vallat des Brayes, l'apparition de la sédimentation aptienne serait le marqueur de l'ouverture de cet écoulement au drainage R2 et/ou R1, et dans le cas de l'hypothèse (2) serait concomitante de la fermeture de l'exutoire de la plaine de Cassis au niveau du point B (vers le talweg des Mimosas).

Cette étude pointe un abandon du réseau hydrographique passant par le centre-ville de Cassis pour l'utilisation préférentielle de la gorge du Vallat des Brayes, capture ayant eu lieu entre 8800 et 2700 CalBP.

La reconstitution complète de l'évolution du réseau hydrographique au cours du Quaternaire n'est pas accessible dans le cadre de cette thèse pour diverses raisons : outre le temps imparti, le réseau en amont de la Ferme Blanche a été profondément affecté :

- 1) par la formation du paléo-lac (si R2 est un affluent indubitable du lac, il est permis de penser que R1 et possiblement R0 constituent eux aussi des affluents du lac ; à noter que le bassin versant potentiel du lac considéré au chapitre 7a contient ces trois drains),
- 2) par l'activité humaine récente, avec la réalisation de la voie ferrée et des carrières dans le calcaire barrémien et cénomanien.

Aujourd'hui les écoulements naturels de surface sont inexistants à la fois dans le Vallon des Anglais et celui de la Bédoule, l'ensemble du ruissellement étant absorbé par des pertes karstiques. Ceci explique l'ambiguïté sur le drainage des marnes aptiennes par le drain R1 à différentes époques. Cependant le fait que le drain R1 ait été canalisé par des murs à l'époque préindustrielle indique qu'à cette époque il représentait un danger de crue majeur et constituait possiblement un bassin versant plus important que celui du drain R2.

### ***Conclusions intermédiaires sur l'hydrographie de la plaine de Cassis***

Le modèle numérique de terrain à haute résolution (5 m) utilisé pour étudier le réseau hydrographique de Cassis a permis d'identifier les modifications qui l'ont affecté :

- 1) La plaine de Cassis est drainée par deux rus actifs (R1 et R2) qui serpentent dans les marnes et les calcaires, et dont les tracés ont probablement été affectés par la mise en place du lac au pléistocène (*Partie III*).
  - 2) Dans sa configuration actuelle, la plaine de Cassis garde la trace de l'existence de deux exécutoires, le Vallat des Brayes et le talweg des Mimosas. Les sondages et l'étude du MNT montrent l'abandon du talweg des Mimosas pour l'utilisation préférentielle du Vallat des Brayes toujours en fonctionnement aujourd'hui.
  - 3) La maçonnerie préindustrielle qui canalise le ru R1 témoigne de la mainmise de l'Homme sur le réseau hydrographique (occupation raisonnée du territoire, canalisation du ru).
- Dans la suite, nous nous intéresserons à déterminer si la présence de l'Homme à la Ferme Blanche et son impact sur la sédimentation (*Chapitre 14*) peuvent être confirmés par d'autres éléments.

## Chapitre 14 : Marqueurs de l'activité humaine

De tous temps, l'homme a impacté son milieu selon les activités qu'il y développait. La nécessité d'avoir des terres ouvertes pour l'agriculture c'est traduite par le déboisement, visible aussi bien dans les assemblages polliniques (cf. § 12.2) que dans les assemblages de malacofaunes (§ 12.1), ainsi que dans le bilan sédimentaire, le taux d'érosion augmentant avec l'intensification de l'agriculture. D'autres activités humaines peuvent laisser des traces dans l'environnement et permettre de caractériser la présence de l'homme : la métallurgie du plomb développée pour la fabrication d'armes ou de conduites d'adduction d'eau par exemple, ou encore la présence de céramiques dans les sédiments.

### 14.1. Céramiques

#### 14.1.1. Parcelle de la Ferme blanche

Lors de la réalisation de la tranchée de Cassis, les fragments de céramiques visibles ont été collectés afin d'être identifiés. Plus de 350 fragments de toutes tailles ont été ramassés puis identifiés par Mme. Landuré (SRA, PACA).

Toute la partie supérieure de la coupe, jusqu'à 150 cm de profondeur, ne contient que des céramiques vernissées modernes et quelques fragments de céramiques non identifiables.

Le niveau inférieur (150 - 200 cm) présente un mélange de céramiques vernissées modernes et de céramiques antiques dont des fragments de tuiles plates, une anse d'amphore (amphore gauloise, identification incertaine), un fragment de sigillée italique, un bord d'assiette de sigillée italique (1<sup>er</sup> av. - 1<sup>er</sup> ap. J.-C.), une céramique commune claire et un fragment d'amphore massaliète.

Le niveau à sédimentation grossière (170 - 220 cm) montre une concentration de céramiques, majoritairement à pâte claire avec quelques céramiques à pâte noire. Les céramiques à pâte claire identifiées correspondent à des fragments de tuiles plates, d'un bord de dolium et d'une anse. Parmi les céramiques à pâte noire, des fragments de Commune Non Tournée Provençale dont un bord de couvercle et quelques fragments informes attribués à l'Âge du Fer ont été identifiés.

Le niveau situé sous la sédimentation grossière (220 - 270 cm), comprenait 36 pièces de toutes tailles (de 1 à 20 cm) dont deux tessons d'un col d'amphore et un fragment de Paroi Fine daté du 1<sup>er</sup> siècle. La céramique à paroi fine devient fréquente sous la république romaine et concerne particulièrement les vases, coupes et bols. Les sites du Midi de la France livrent un grand nombre de ces céramiques (*Truffeau-Libre, 2004*).

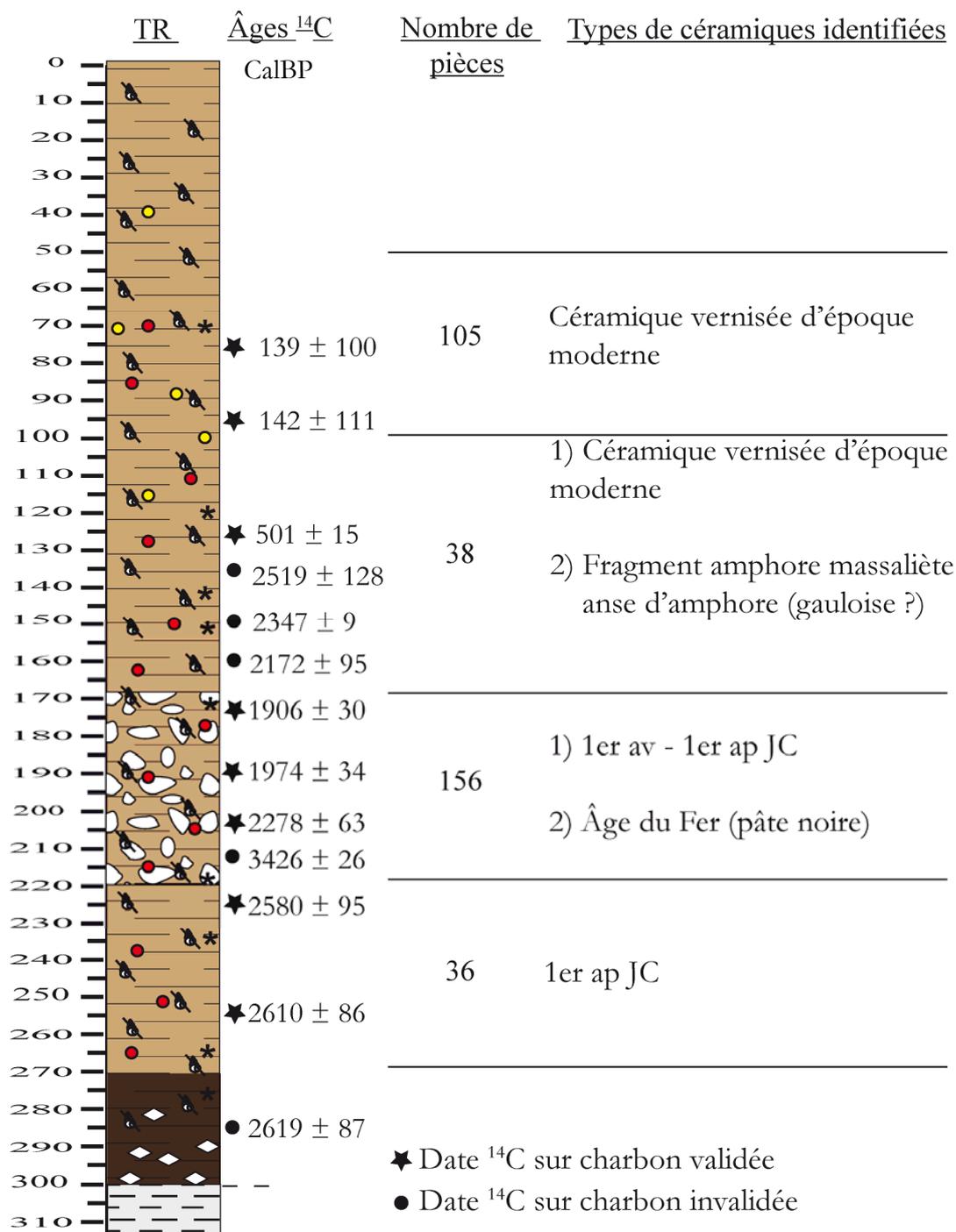


Figure 14.1.1 : Coupe de la tranchée TR de Cassis avec indication des fragments de céramiques identifiées. La profondeur est en centimètre. Les âges sont en CalBP et les dates qui ne respectent pas l'ordre stratigraphique sont indiquées par un rond noir.

Certains fragments ramassés ne peuvent pas être rattachés à un niveau stratigraphique, mais ils fournissent tout de même des indications sur l'usage des céramiques : il s'agit de fragments de tuiles plates, d'amphores, d'un bord de *dolium*, d'un bord d'amphore gauloise (1<sup>er</sup> – 2<sup>ème</sup> siècles), d'un fond de *Sigillée Sud Gauloise* (Passelac et Vernhet, 1993) et d'un fragment de *Paroi Fine* antique (1<sup>er</sup> – 2<sup>ème</sup> siècles).

### 14.1.2. Parcelle de Fontblanche

La parcelle de Fontblanche, située à 300 m au nord de la Ferme Blanche présente un important épandage de mobilier antique sur environ 500 m<sup>2</sup>. Elle a fait l'objet d'une fouille de l'INRAP (*Chapon, 2012*) en avril 2012, qui a investigué 7% de la parcelle afin d'identifier d'éventuelles constructions antiques liées à cet épandage. Cette fouille a mis au jour la présence d'une dépression en cuvette (au sud de la tranchée TR-INRAP 1, cf. § 11.1) comblée par des éléments de destruction antique. Le mobilier se compose de fragments de *dolia*, d'amphores italiques ainsi que de céramiques à pâte claire et des céramiques vernissées modernes. Cependant, aucune structure construite n'a été mise à jour. L'épandage de mobilier antique est attribué aux labours profonds qui ont atteints et remaniés le remblai présent dans la dépression. Le matériel du remblai semble provenir de la destruction d'un habitat antique romain à proximité mais non localisé (*Chapon, 2012*).

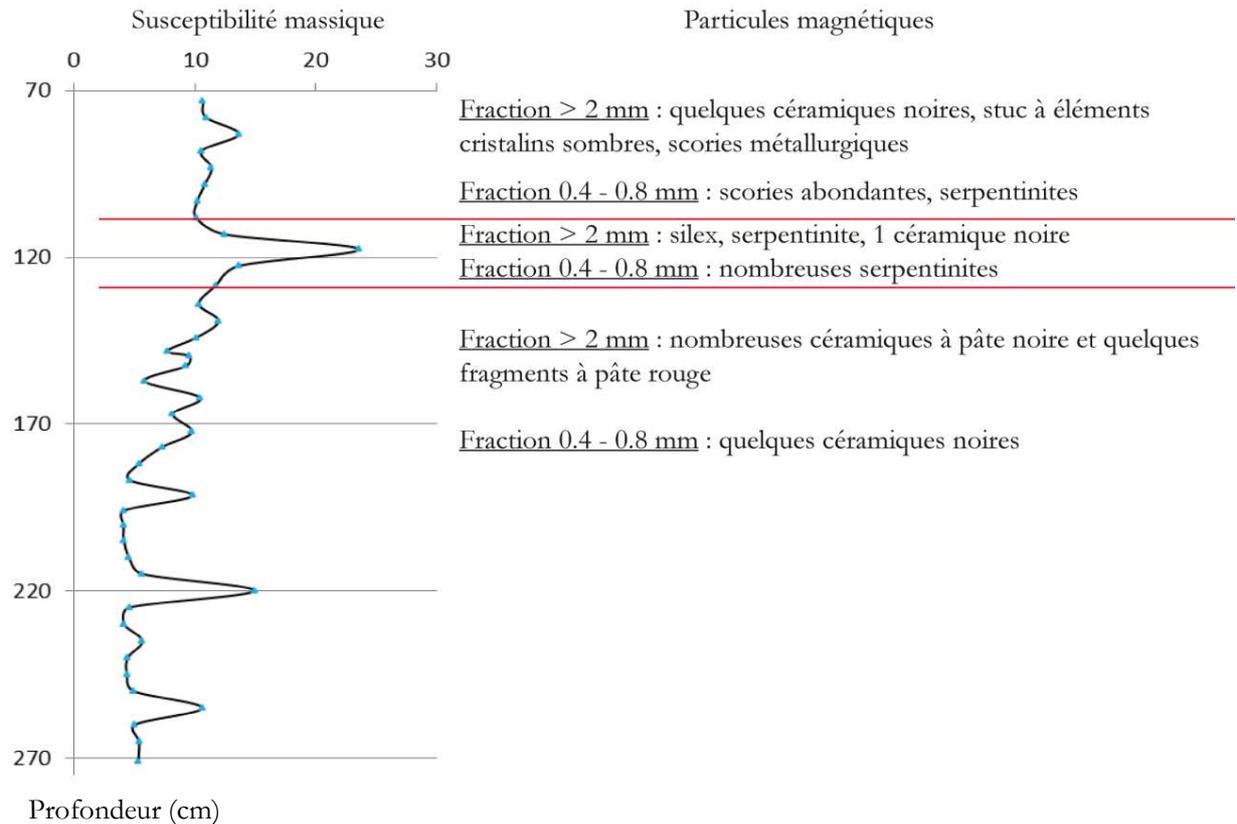
La présence anachronique de petits fragments de céramiques dans un niveau peut être due à une contamination (migration dans la macroporosité ou contamination lors du ramassage à la pelleuse). Cependant l'analyse des céramiques collectées sur les deux sites fouillés (Ferme Blanche et Fontblanche) confirme l'occupation de la plaine de Cassis par l'Homme depuis l'Âge du fer, ce qui est en accord avec les données archéologiques existantes (*Rothé, 2005*).

## 14.2. Particules magnétiques

La susceptibilité des échantillons prélevés par tranche de 5 cm lors de la réalisation de la tranchée de la parcelle de la Ferme Blanche a été déterminée afin de connaître la variation de concentration en éléments magnétiques dans les sédiments holocènes. Un séparateur magnétique a permis d'extraire les particules magnétiques présentes dans le sédiment. L'extrait magnétique est ensuite nettoyé à l'acide et aux ultrasons puis tamisé en différentes fractions et observé à la loupe binoculaire. La majorité des grains magnétiques correspondent à des concrétionnement d'oxydes de fer issus du Crétacé, tels que des fragments de fossiles pyritisés. Cependant d'autres catégories clairement anthropiques sont visibles : céramiques, scories, sables allochtones.

La susceptibilité magnétique de la tranchée de Cassis montre des variations importantes pouvant être mises en parallèle avec la présence d'éléments magnétiques anthropiques (*Fig. 14.2*). L'extrait magnétique de la partie inférieure de la tranchée révèle presque exclusivement des céramiques noires. La partie supérieure est divisée en deux zones riches en serpentinite et en scories métallurgiques. Le pic de susceptibilité à 120 cm de profondeur correspond à un niveau de forte abondance de serpentinites magnétiques, principalement dans la fraction fine (400 - 800

µm). On observe également un fragment de silex et des morceaux de serpentinites millimétriques. Un gravier roulé centimétrique de serpentinite a aussi été récupéré. La serpentinite, qui était utilisée en ajout dans les parements, est une roche métamorphique allogène en Provence, dont des gisements ont été exploités dans les Alpes françaises, en Corse, en Italie et à Chypre par exemple. Cela implique une importation de serpentinite à partir de 501 CalBP à Cassis.



*Figure 14.2* : Susceptibilité magnétique rapportée au volume et particules magnétiques présentes dans les sédiments de la tranchée TR de Cassis.

L'apparition de scories métallurgiques dans les sédiments de la plaine de Cassis au 16<sup>ème</sup> siècle est à mettre en regard des analyses isotopiques du plomb qui montrent la mise en place d'une métallurgie du plomb à la Ferme Blanche à la même période (§. 14.3).

### 14.3. Le plomb dans le sol

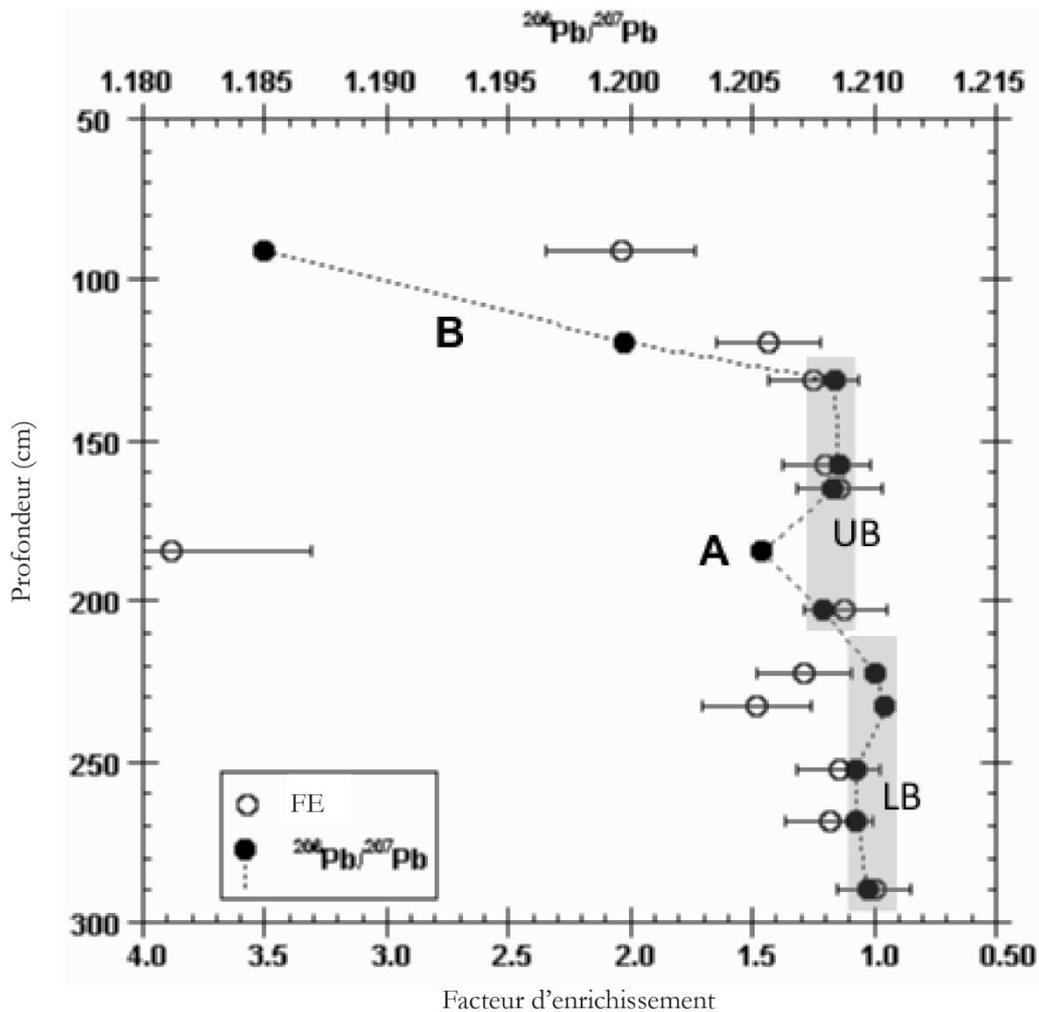
Les analyses des isotopes du plomb permettent de caractériser la présence de l'homme dans un milieu via son impact sur les sédiments et de caractériser l'origine du plomb anthropique (ex : *Stos-Gale et Gale, 2009*). En effet, le rapport  $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$  issu des activités anthropiques est significativement inférieur au rapport  $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$  naturel issu du fond pédo-géochimique (*Laperche et al., 2004*). Notons que le plomb étant un élément considéré comme stable et immobile dans le sol, l'étude du rapport  $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$  donne une vision locale de l'empreinte humaine (outre les pollutions par le plomb atmosphérique).

Les échantillons, prélevés par couches de 5 cm d'épaisseur, proviennent de la tranchée TR de Cassis. Les valeurs des rapports isotopiques du plomb sont présentées ci-dessous.

ID	Profondeur (cm)	206/207	SD	208/206	SD	Pb (ppm)	Al (%)	Ti (%)	FE	SD (FE)
1	91	1.1850	0.0010	2.085	0.0024	12.454	24.817	1.414	2	0,31
2	119.5	1.1997	0.0003	2.059	0.0005	9.498	26.998	1.703	1,4	0,21
3	131.5	1.2084	0.0002	2.0506	0.0008	8.345	27.138	1.595	1,3	0,19
4	157.5	1.2086	0.0002	2.0491	0.0006	7.228	24.488	1.437	1,2	0,18
5	164.5	1.2083	0.0002	2.0549	0.0008	7.283	25.950	1.555	1,1	0,17
6	184.5	1.2054	0.0004	2.0601	0.0008	26.135	27.326	1.601	3,9	0,58
7	202.5	1.2079	0.0013	2.0559	0.0047	7.810	28.386	1.723	1,1	0,17
8	222.5	1.2100	0.0002	2.0478	0.0006	8.343	26.399	1.557	1,3	0,19
9	232.5	1.2104	0.0001	2.0486	0.0003	9.119	25.021	1.540	1,5	0,22
10	252.5	1.2093	0.0003	2.0503	0.0007	8.528	30.313	1.747	1,1	0,17
11	268.5	1.2093	0.0013	2.0515	0.0038	9.347	32.056	1.850	1,2	0,18
12	290	1.2098	0.0003	2.0482	0.0012	10.925	44.419	2.292	1	0,15

*Tableau 14.3 :* Rapports isotopiques du plomb 206/207 et 208/206, facteur d'enrichissement (FE) et concentrations en plomb (M=208), aluminium (M=27) et titane (M=47) des échantillons de la tranchée du domaine de la Ferme Blanche. SD = standard déviation. Les variations des rapports isotopiques  $\geq 0.002$  sont significatives (*Erel et al., 1997 ; Miralles et al., 2004*).

Etant donné que les concentrations en plomb varient naturellement en fonction de la teneur en argiles du sol, l'utilisation des facteurs d'enrichissement (FE, *Fig. 14.31a et tableau 14.3*) permet de s'affranchir des variations de concentrations en plomb associées aux changements naturels des teneurs en argiles. Les facteurs d'enrichissement donnent une indication sur la contribution du fond pédo-géochimique et permettent d'identifier les excès en plomb ayant une autre origine (à partir de FE >1.5).



*Figure 14.3a* : Évolution du rapport  $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$  et du facteur d'enrichissement (FE) en fonction de la profondeur des sédiments de la tranchée de Cassis. UB et LB indique le « upper » et le « lower » background, A et B les zones significativement différentes selon le facteur d'enrichissement ( $>1.5$ ).

Le facteur d'enrichissement est calculé comme étant le rapport  $([\text{Pb}]_{\text{échantillon}}/[\text{Al}]_{\text{échantillon}})/([\text{Pb}]_{\text{fond pedo-géochimique}}/[\text{Al}]_{\text{fond pedo-géochimique}})$ . Nous avons utilisé l'échantillon le plus profond (n°12, [Tableau 14.3](#)) prélevé à la base de la sédimentation holocène, afin de déterminer la valeur de fond pédo-géochimique *a priori* non impacté par la métallurgie (mais largement impacté par l'agriculture néolithique).

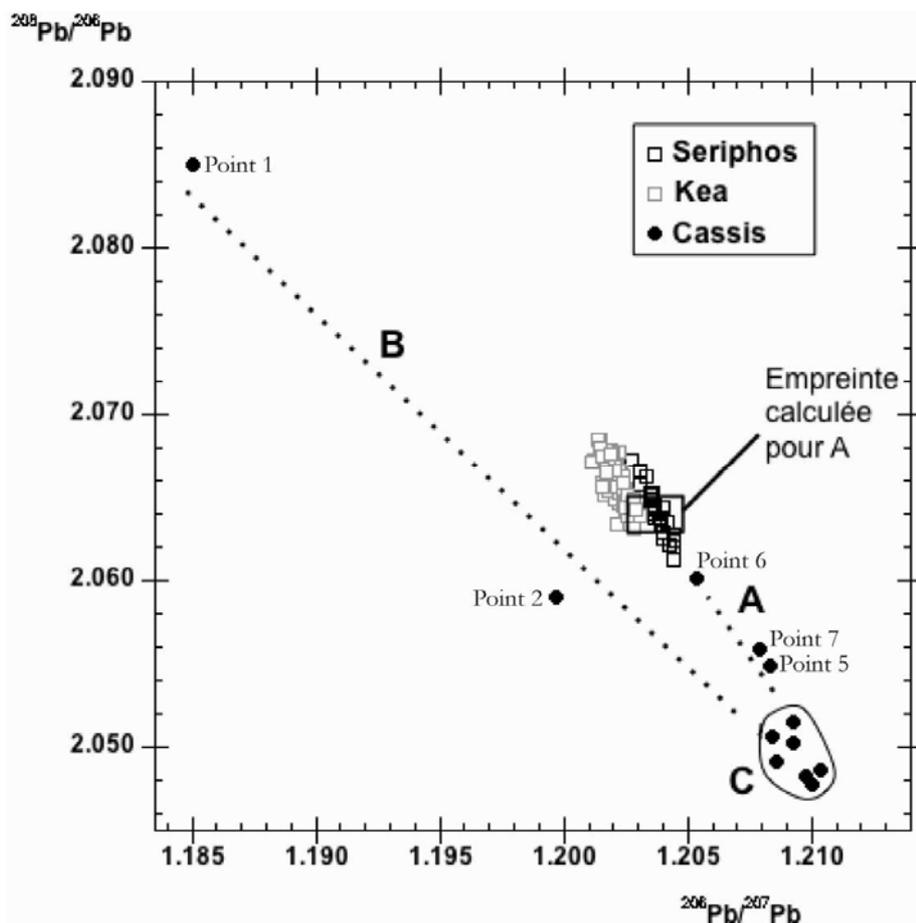
L'enregistrement du rapport isotopique  $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$  est clairement divisé en trois zones. De 290 à 220 cm (LB, lower background, [Fig. 14.31a](#)) le rapport  $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$  varie peu et indique que le plomb présent dans le sol est issu du fond pédo-géochimique local (valeur moyenne  $1.2098 \pm 0.0005$ ), corroborant les données bibliographiques ([Sun, 1980](#)). La valeur du fond pédo-géochimique local concorde avec les données issues des sols et sédiments méditerranéens « pré-anthropiques » ([Gale et Stos-Gale, 1982a](#)). De 220 à 130 cm (UB, upper background, [Fig. 14.3a](#)) une

légère diminution du rapport  $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$  est visible (valeur moyenne  $1.2083\pm 0.0003$ ). Une anomalie est visible vers 185 cm où l'échantillon n°6 présente une baisse accentuée de la valeur du rapport  $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$  qui coïncide avec une forte valeur du facteur d'enrichissement (3.89). De 130 à 90 cm le rapport  $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$  devient moins radiogénique et sa valeur s'éloigne visiblement de la valeur du fond pédo-géochimique, en tendant vers 1.185 avec un facteur d'enrichissement de 2. Notons que les deux valeurs  $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$  des niveaux UB et LB, bien que proches, sont significativement différentes suggérant un changement du signal isotopique, possiblement dû à une contamination diffuse qui s'exprime plus largement à certains niveaux (par exemple vers 185 cm).

L'observation des variations en  $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  et des facteurs d'enrichissement fait ressortir deux zones (A et B, *Fig. 14.3a*) qui présentent des excès en plomb non issu du fond pédo-géochimique. L'analyse des compositions isotopiques  $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$  vs.  $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  permet d'affiner ces observations.

Le diagramme  $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$  vs.  $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  permet de prendre en compte plusieurs isotopes du plomb pour distinguer des sources naturelles et anthropiques différentes. Les deux zones mises en évidence par l'analyse des facteurs d'enrichissement (A et B) ressortent et sont alignées selon des droites de mélange différentes qui s'écartent du signal du fond pédo-géochimique de Cassis. Il s'agit de droite de mélange entre la source crustale de Cassis (notée C, *Fig. 14.3b*) et des empreintes vraisemblablement anthropiques. L'excès « A », défini par un unique point à 185 cm de profondeur (n°6) sur la figure *14.3a*, est renforcé par l'ajout des deux points correspondant aux niveaux directement sous et sur jaccents (165 et 202 cm) sur la figure *14.3b*. En se basant sur les teneurs en Al et Pb du point de référence (n°12, *Tableau 14.31*) il est possible de déterminer la quantité de plomb anthropique en excès dans les échantillons suivant une règle de trois. Nous obtenons 6.72 ppm de plomb « naturel » (soit 25.7%) et par conséquent 74.3% de plomb anthropique. Connaissant la signature isotopique du fond pédo-géochimique et du point n°6 ainsi que le pourcentage de plomb « naturel » et anthropique, nous pouvons déterminer la signature du plomb anthropique ( $\text{IC}_A$ ). Nous obtenons  $\text{IC}_A(^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}) = 1,204\pm 0,001$  et  $\text{IC}_A(^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) = 2,064\pm 0,001$  (rectangle gris, *Fig. 14.3b*). Ces signatures isotopiques sont concordantes avec celles de plusieurs minerais de plomb grec extraits durant l'Antiquité dans les Iles Cyclades (à Kea et Sérifos) (*Stos-Gale et al., 1996 ; Scaife, 1997 ; Gale et Stos-Gale, 1982b*). Concernant l'excès « B », suivant la méthode utilisée pour « A », on obtient une signature isotopique pour les deux points :  $\text{IC}_B(90\text{cm}) = 1,161\pm 0,001$  et  $\text{IC}_B(120\text{cm}) = 1,176\pm 0,001$ . Les signatures isotopiques obtenues sont significativement différentes ce qui suggère que bien que les deux points semblent appartenir à la même droite, ils correspondent à des contaminations issues de sources différentes qui sont

alignées sur la même droite de mélange. Il s'agit probablement d'empreintes de mines de charbon qui sont la source atmosphérique la plus préminente de plomb avant les émissions liées à l'utilisation de carburants plombés au 20<sup>ème</sup> siècle. L'apport local de plomb associé à des fonderies locales ou régionales n'est pas exclu.



*Figure 14.3b* : Évolution  $^{206}\text{Pb}/^{208}\text{Pb}$  vs  $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$  des sédiments de la tranchée de Cassis. « C » indique le fond pédo-géochimique de Cassis.

La corrélation des données de concentration en plomb et de la composition isotopique en plomb, nous a permis de mettre en évidence deux phases distinctes de contamination en plomb :

- 1) une phase à l'époque romain dont le plomb proviendrait des mines des Iles Cyclades en Grèce. L'importation de plomb à l'époque romaine est documentée pour la ville de *Massalia* où la pollution en plomb est plus importante (100-300 ppm, *Le Roux et al., 2005*).
- 2) Une phase plus moderne confinée dans les 500 dernières années qui est en accord avec les scories métallurgiques découvertes à Cassis (§14.2). L'origine du plomb est cependant différente de celle de la 1<sup>ère</sup> phase, vraisemblablement due aux émissions associées à la combustion du charbon.

## 14.4. Occupation du Sol

### 14.4.1. Tranchée de Fontblanche : « fertilisation » du sol

La malacofaune présente dans les enregistrements sédimentaires permet de faire des hypothèses sur l'utilisation des terres par l'homme. Lors de l'identification de la malacofaune dans les tranchées de Fontblanche et de la Ferme Blanche des coquilles marines ont été comptées. L'éloignement du site par rapport à la mer (2 km) rend peu probable un apport naturel. En revanche, la pratique de la fumure par apport d'algues marines pour fertiliser les terres est connue en Provence dès l'Âge du fer (*Magnin, com. perso.*). On peut aussi attribuer ces apports au niveau de la Ferme Blanche au régime alimentaire romain, dans lequel les coquillages sont assez présents (*Rotbé, 2005*).



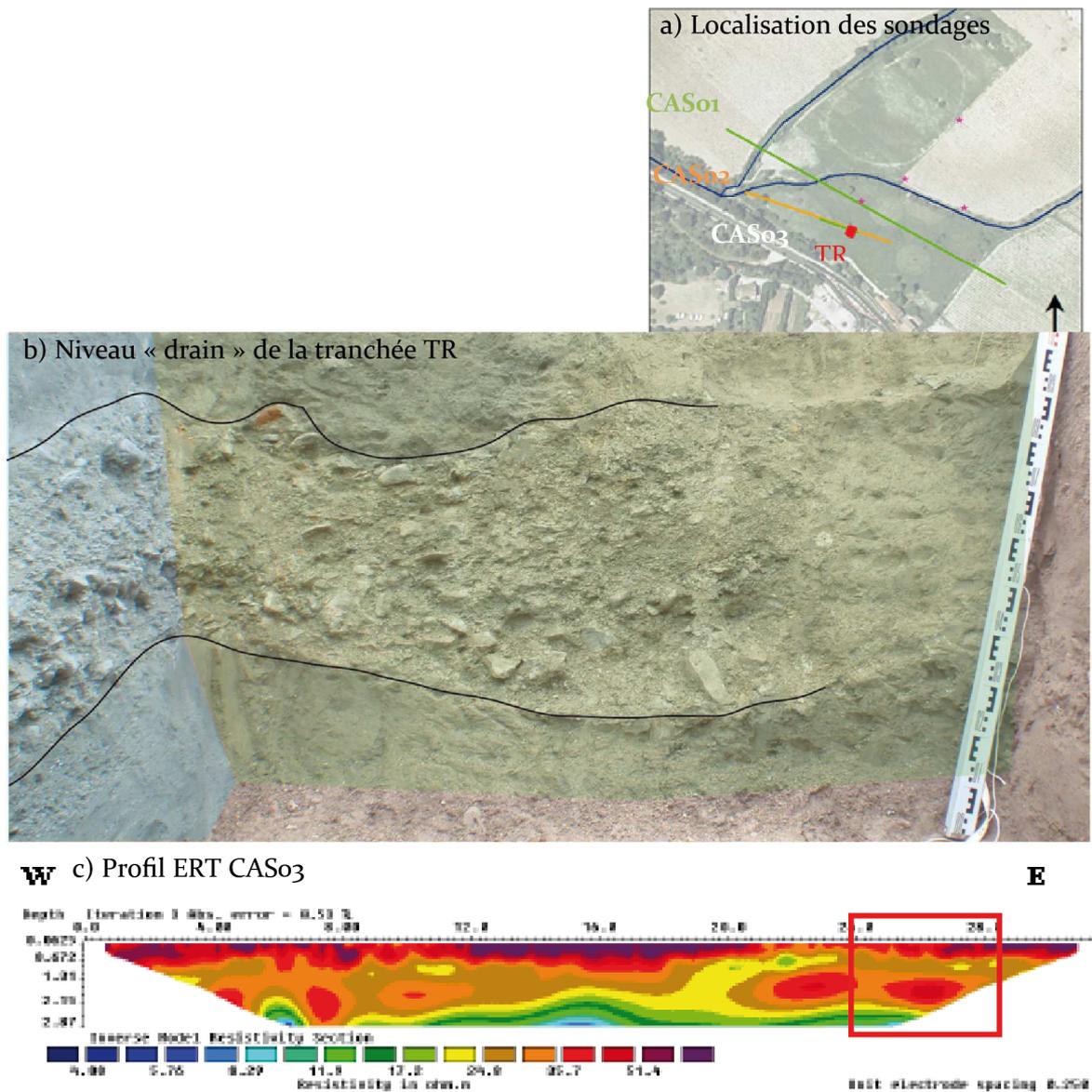
*Figure 14.4.1* : Coquillages marins présents dans les sédiments holocènes du Domaine de Fontblanche. Les barres d'échelle sont espacées d'un millimètre.

### 14.4.2. Tranchée de la Ferme Blanche : « drainage » d'une parcelle agricole

Des études de tomographie de résistivité électrique (ERT) ont été réalisées afin de déterminer l'extension du drain romain identifié au niveau de la tranchée de la Ferme Blanche. Le profil ERT CAS03 dont le tracé recoupe l'emplacement de la tranchée permet d'imager des structures résistives au niveau de la tranchée (*Fig. 14.4.2a*). La profondeur des structures résistives (environ de 150 à 250 cm) correspond à la profondeur de niveau grossier identifié lors de la réalisation de la tranchée. Bien que le niveau de forte résistivité ne soit pas parfaitement continu (insertion de matériel moins résistif (jaune) au niveau de l'électrode n°20), il est repérable jusqu'à l'extrémité W du profil. L'ERT confirme donc les observations faites grâce à la tranchée : la présence d'un niveau constitué d'éléments grossiers interprété comme étant un ancien drain romain (*Fig. 14.4.2b*). Lors de l'ouverture de la tranchée, des blocs plus ou moins rectangulaires pluri-décimétriques et très hétérométriques, pour certains visiblement taillés, ont été localisés au niveau du « drain ». Le niveau d'éléments grossiers ne présente pas de granoclasement et a des éléments de plusieurs dizaines de centimètres.

Actuellement cette parcelle n'est pas drainée alors qu'elle subit une inondation hivernale

récurrente qui empêche toute exploitation agricole bien que la parcelle soit située dans une zone à forte valeur ajoutée (Vignoble ACO Cassis). Étant donné la situation de la parcelle (en limite sud du poljé et contre l'escarpement de ligne de faille), il est probable qu'elle ait toujours connu des conditions de drainage similaires, d'où la nécessité de réaliser un drain à la période romaine (datations du drain allant du 1<sup>er</sup> siècle av. J.-C. au 1<sup>er</sup> siècle ap. J.-C., *Landure, com. perso.*), période à laquelle une activité de métallurgie du plomb se développait sur cette zone.



*Figure 14.4.2*: Localisation de la tranchée et du profil de tomographie de résistivité électrique CAS03 (a). La localisation de la tranchée sur le profil ERT (c) est indiquée par un cadre rouge. Sur la photographie du « drain » (b) le mur C5 orienté NE-SE est souligné en bleu et le mur C1 orienté SO-SE en vert (*cf. 11.4*).

### *Conclusions intermédiaires sur les marqueurs anthropiques à Cassis*

L'implantation de l'Homme dans le massif des Calanques et son impact sur l'environnement sont visibles au travers des différentes activités réalisées dans la plaine de Cassis qui attestent de l'occupation de cette zone située le long de la voie romaine reliant *Carsicis Portus* à *Massalia* (Bérato, 2001) :

- 1) L'idée d'une présence humaine dans la plaine de Cassis depuis l'Âge du fer est attestée par les céramiques présentes dans les sédiments et est renforcée par les traces de coquillages marins qui pourraient signer l'utilisation d'une pratique de fertilisation des sols pour l'agriculture. En effet la mise en place d'activité agro-pastorale est indiquée par la malacofaune (*chapitre 12*). En outre, la présence de coquillages pourrait également être en lien avec le régime alimentaire romain dans lequel ils sont répandus.
- 2) La métallurgie plombifère a existé au niveau de la Ferme Blanche à l'Antiquité avec l'importation de plomb venant de Grèce. Une deuxième période d'activité plombifère est enregistrée à partir de l'époque moderne. Le début de cette 2<sup>nd</sup> phase d'activité coïncide avec la présence de scories métallurgiques et de fragments de serpentinite dans les sédiments de la Ferme Blanche. La présence de serpentinite à Cassis implique l'importation de cette roche de régions proches telles que les Alpes françaises, la Corse ou Chypre par exemple.
- 3) La présence d'un niveau grossier, « drain » dans la parcelle de la Ferme Blanche témoigne de l'aménagement du milieu par l'Homme probablement pour la pratique agricole ; de même que la canalisation à l'époque préindustrielle d'un des ruisseaux de la plaine de Cassis.



## **Chapitre 15 : Synthèse sur l'environnement et l'occupation humaine à l'Holocène**

Les données utilisées pour étudier la présence de l'Homme à Cassis et le type d'environnement sont de natures variées. Les pollens et la malacofaune renseignent sur l'environnement existant lors de la sédimentation et par extrapolation sur la présence humaine. Les isotopes du plomb et la céramique renseignent eux-aussi sur la présence de l'Homme.

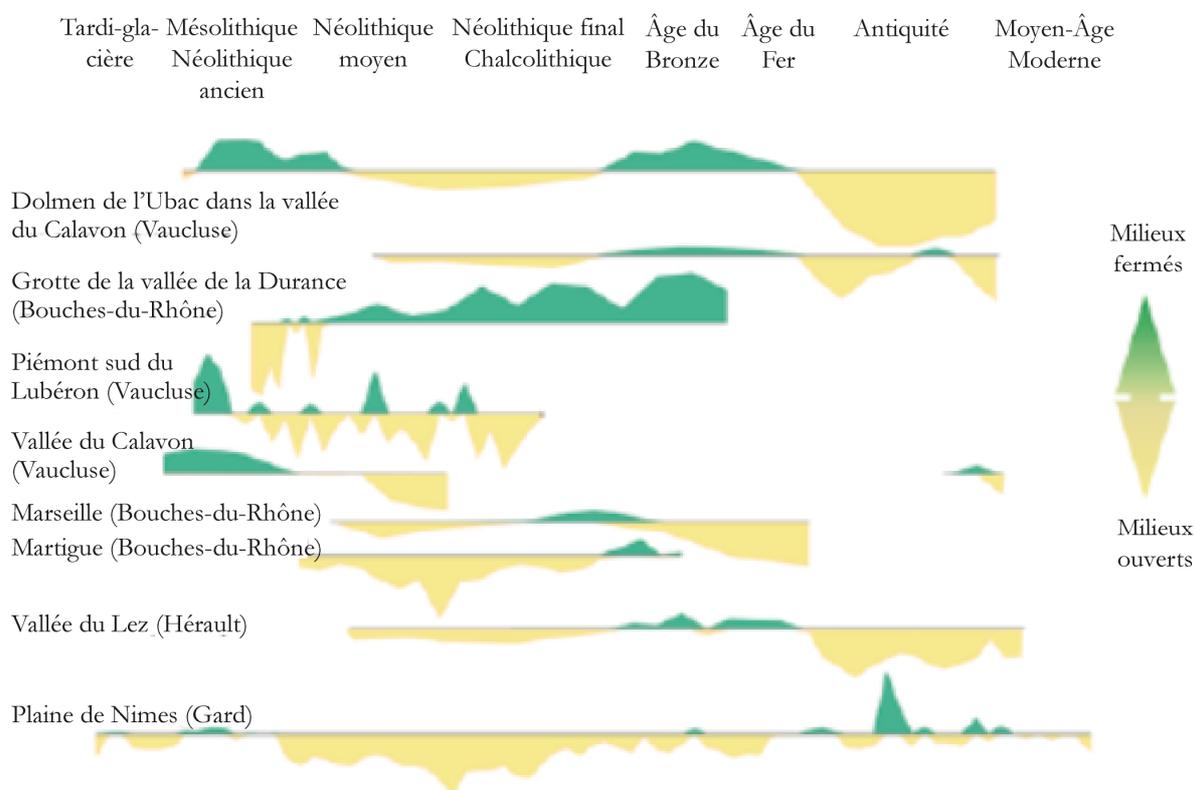
### **15.1. Environnement holocène**

La caractérisation de l'évolution des conditions environnementales de la plaine de Cassis a été effectuée grâce à l'étude des assemblages malacologiques et polliniques des sédiments collectés dans la plaine. Ces enregistrements recouvrent deux périodes de l'Holocène : de 6100 à 7500 CalBP et de 139 à 3200 CalBP. Il est rare de trouver ces deux proxies bien conservés dans les mêmes échantillons, ce qui rend leur utilisation couplée rarement documentée. Les deux éléments livrent des informations d'origines différentes. La malacofaune constitue un enregistrement en un lieu donné et restreint du milieu de vie des organismes (ex : *Mills, 1985*) alors que les pollens présents dans un sédiment peuvent provenir soit de la végétation du bassin versant soit des apports éoliens. Les pollens fournissent donc une information à plus grande échelle. En règle générale, du fait des modes de conservations et des apports différents de ces deux proxies, une différence est observable dans les informations apportées par chacun d'eux. Les pollens montrent généralement un haut degré de fermeture des forêts (*Triat-Laval, 1978 ; Heinz et Thiébault, 1998 ; Andrieu-Ponel et al., 2000a ; Andrieu-Ponel et al., 2000b*) qui contredit les données malacologiques (*Martin, 2004*). De plus, contrairement aux données polliniques, les assemblages malacologiques ne sont pas un outil adapté pour reconstituer les variations climatiques holocènes. Ils sont plus sensibles à la gestion du sol, c'est-à-dire l'impact humain local (*Martin, 2004*). D'autre part, Evans (*1970*) a mis en évidence que l'interprétation des données malacologiques peut être confuse entre l'assèchement du climat et l'ouverture de la végétation.

Dans cette étude, les données polliniques, mal conservées, ne fournissent pas d'éléments clairement exploitables pour déterminer le climat ou les variations affectant celui-ci ; cependant, elles permettent de valider les informations apportées par les données malacologiques. En effet, les assemblages malacologiques et polliniques témoignent tous deux de la présence et du maintien d'un environnement ayant peu varié sur toute la période holocène enregistrée à Cassis.

La malacofaune identifiée dans la plaine de Cassis de 7500 CalBP à l'actuel, largement dominée par *Cerņuella virgata*, est caractéristique d'un environnement ouvert ayant subi peu de variations au cours du temps et dominé par des formations herbacées sèches. L'analyse des

assemblages malacologiques (et anthracologiques) de divers enregistrements sédimentaires provençaux a déjà mis en évidence l'ouverture précoce du milieu (Fig. 15.1) et une forte artificialisation des paysages dès le Néolithique (ex : *Vernet et Thiébault, 1987* ; *Chabal, 1997* ; *Puertas, 1998*). S'observe aussi la mise en place d'un climat de plus en plus secs à partir du Subboréal (*Martin, 2004*). L'ouverture précoce et marquée du couvert végétal dès le Néolithique est probablement d'origine anthropique, ainsi qu'un marqueur de la mise en place d'agrosystèmes dans les milieux (*Magnin et Martin, 2012*). La remontée biologique actuelle, liée à la déprise agropastorale récente, montre en effet que les conditions environnementales locales ne sont pas un obstacle à la reconstitution de formations pré-forestières ou forestières (*Quezel, 1999*).



*Figure 15.1* : Degré d'ouverture des formations végétales déduites des assemblages malacologiques (*Magnin et Martin, 2012*).

D'autre part, l'ampleur des changements climatiques qui serait nécessaire à l'établissement et au maintien de tels milieux ouverts est incompatible avec les variations connues durant l'Holocène (ex : *de Beaulieu et al., 2006*). Notons également que l'assemblage malacologique est largement dominé par *Ceriuella virgata* qui est une espèce xérophile considérée comme synanthropique. En Provence comme en Languedoc, l'accroissement des populations de *C. virgata* et leur propagation du littoral vers l'intérieur des terres du Néolithique ancien au Néolithique final est clairement en relation avec le développement des populations humaines et

l'ouverture du paysage liée au développement des pratiques agro-pastorales (Martin, 2004 ; Martin et al., 2005 ; Magnin et Martin, 2012). Les données paléo-environnementales de la plaine de Cassis concordent avec les caractéristiques du climat méditerranéen établi en Provence à Holocène (Battarbee et al., 2004). En outre, les faibles variations observées dans les enregistrements de pollens et de malacofaunes sont en accord avec les variations locales de sédimentation des séries sédimentaires de la plaine de Cassis. La présence de niveaux grossiers (exemple de la tranchée INRAP) concorde avec des apports de malacofaunes allochtones par ruissellement.

### ***Mention particulière : Parmacella sp.***

Bien qu'il s'agisse de deux individus seulement, la découverte de *Parmacella* sp. à Cassis mérite d'être signalée. Cette grande limace méditerranéenne à coquille vestigiale est typique des garrigues et matorrals sur sols caillouteux (garrigues à chêne kermès en particulier) (Germain, 1930-1931). *Parmacella* sp. est présente en France dès le Néogène (Pliocène de Celleneuve et de Montvendre), et a été découverte dans différents sites holocènes du Midi. Elle est représentée par une espèce actuelle longtemps considérée comme endémique de la plaine steppique de la Crau (Falkner et al., 2002). Cependant, la parmacelle de la Crau, qui n'a pas été observée depuis sa description au 19<sup>ème</sup> siècle, est considérée comme éteinte par Falkner et al. (2002). Des analyses génétiques récentes (Bouchet, com. perso.) contredisent cet endémisme et mettent en évidence une origine magrèbine et donc une réintroduction tardive de parmacelles en France méditerranéenne. L'étude de la malacofaune de la Ferme Blanche, le site le plus oriental connu à ce jour en France, montre que les parmacelles, probablement réintroduites au Néolithique, ont subsisté dans les milieux ouverts du massif des Calanques au moins jusqu'au 16<sup>ème</sup> siècle.

## **15.2. Occupation humaine**

Les traces de la présence humaine dans la région de Marseille sont anciennes et nombreuses (Rothé, 2005). Concernant la zone étudiée, des informations de diverses natures permettent d'étayer cette présence. Il s'agit soit de vestiges anthropiques édifiés par l'homme dans le but de contrôler son milieu et de l'adapter à ses usages, soit de données indirectes issues d'une activité humaine.

Les variations du taux de sédimentation des séquences holocènes de la plaine de Cassis ces 7000 dernières années peuvent être interprétées comme des modifications de l'usage du sol ou de l'environnement. Du début de notre ère jusqu'au 15<sup>ème</sup> siècle le domaine de la Ferme Blanche connaît un faible taux de sédimentation qui pourrait être relié à un usage agricole intensif de la parcelle et aux ouvrages permettant un contrôle des crues. La reprise de la sédimentation au milieu du 15<sup>ème</sup> siècle reflète un plus grand hydrodynamisme et pourrait correspondre à la mise en

place du Petit Âge Glaciaire (*Grove, 1988 ; Mann, 2002*), et/ou à un mauvais entretien des ouvrages hydrauliques. Cet épisode plus humide et froid (ex : *Magny et al., 2011*) pourrait avoir contribué à augmenter l'érosion du sol (ex : *Simonneau et al., 2013*). Cependant, l'utilisation accrue de la pente des versants pour l'agriculture est également connue dans la région (*Bruneton, 1999*) et augmente l'érosion des sols et donc l'apport de sédiments. L'utilisation intensive des terres pour l'agriculture et le pâturage s'accompagne d'une diminution du couvert végétal et la perte du système racinaire affaiblit la cohésion du sol et favorise l'érosion.

Les données archéologiques recueillies depuis 2 siècles montrent un habitat continu et dense de Cassis depuis le 1<sup>er</sup> siècle av. J.-C. Plus particulièrement au niveau de la Ferme Blanche des sépultures romaines dites du Plan ont été mise au jour (*Rotbé, 2005*) et la fouille de l'INRAP réalisée à Fontblanche souligne la présence probable d'une habitation romaine non localisée (*Chapon, 2012*). Cette zone est très importante pour l'occupation humaine du massif des Calanques comme en attestent la découverte en 2009 d'une implantation gallo-romaine très riche sur la plage de la calanque d'En-Vau (du 1<sup>er</sup> siècle av. J.-C. au 5<sup>ème</sup> siècle ap. J.-C.), et le rôle historique connu de ce type de mouillages pour les navires à l'Antiquité (*Bérato, 2001*). Cependant et même si les données sont plus fragmentaires, il est très probable que l'exploitation agricole du bassin versant ait commencé dès le Néolithique (site de la Marcouline) et se soit fortement intensifiée à l'Âge du fer (oppida celtes de la Couronne de Charlemagne à Cassis et de Ratataigne à la Bédoule). Plusieurs types de données attestent de la présence de l'homme (*Fig. 15.2*).

- 1) L'aménagement du territoire à l'Antiquité est largement connu (ex : *Trement, 1994*), et est illustré à Cassis par la présence d'un « drain ».
- 2) Alors que les traces de la métallurgie du plomb en méditerranée s'étendent sur les quatre derniers millénaires (*Garvia-Alix et al., 2013*), les analyses isotopiques du plomb anthropiques témoignent clairement de la mise en place d'une activité de la métallurgie du plomb en deux phases au niveau du domaine de la Ferme Blanche : une première à l'époque romaine avec l'importation de plomb de Grèce, puis une seconde plus tardive vers le 16<sup>ème</sup> siècle. Les traces de métallurgie du plomb sont associées à d'autres marqueurs d'activités humaines tels que de la serpentinite alloène au 16<sup>ème</sup> siècle.
- 3) La présence des céramiques est récurrente en Provence. L'étude des céramiques à pâte noire et à pâte rouge puis à pâte vernissée localisées sur les différents sondages de la plaine de Cassis confirme la présence humaine de l'âge du fer à l'époque romaine (principalement entre 1<sup>er</sup> siècle av. et 2<sup>ème</sup> siècle ap. J.-C.), et montre des traces d'occupation dès le Néolithique

Les modifications du réseau hydrographique peuvent être reliées soit à des modifications naturelles soit à des actions humaines. La datation du paléo-talweg de Cassis pourrait permettre de trancher entre ces deux possibilités.

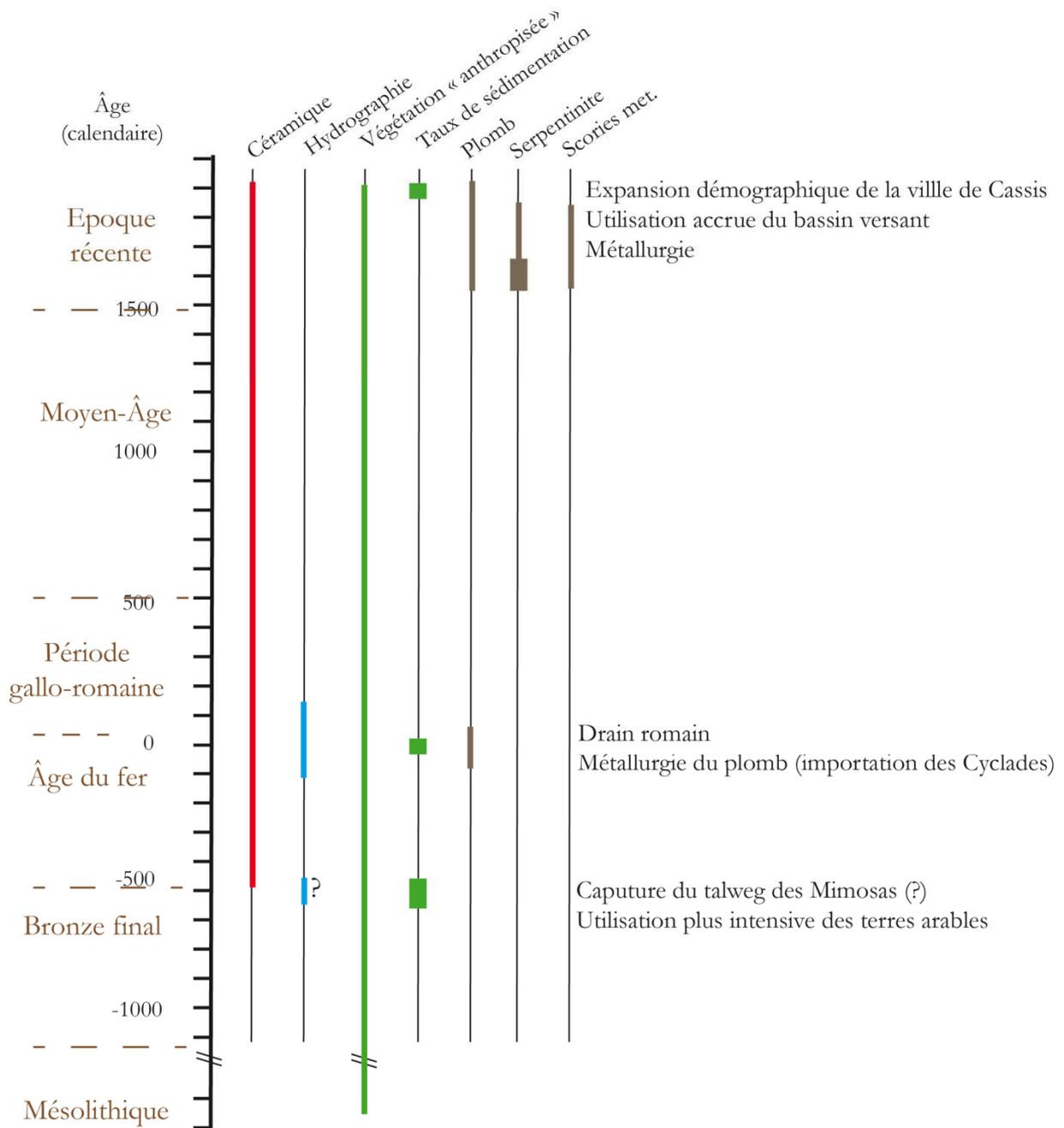


Figure 15.2 : Récapitulatif des indices de présence humaine à la Ferme Blanche (Cassis).



*Conclusion générale*

*et*

*Perspectives*

## ***Rappel des principaux résultats***

Cette thèse avait pour objectif d'apporter un éclairage sur l'évolution des paysages et de l'occupation humaine du massif des Calanques depuis 300 000 ans. Pour mener à bien ce projet notre travail a porté sur l'étude des formations karstiques et de l'environnement dans le Sud de la Provence à travers trois axes de recherche principaux :

- **Axe 1**: Caractériser les mécanismes de formation et la morphologie du poljé découvert à Cassis via une étude géomorphologique multi-méthodes, et discuter de la mise en relation du poljé avec le système karstique de Port-Miou et du Bestouan.
- **Axe 2**: Caractériser la sédimentation lacustre, dater la mise en place et la durée de fonctionnement du lac, et caractériser la végétation couvrant le bassin versant.
- **Axe 3**: Discuter de la relation entre l'évolution de l'environnement dans le massif des Calanques à l'Holocène et la présence de l'Homme.

### **✓ Formation du lac et relation du poljé avec la rivière souterraine du Bestouan.**

#### ***Lac de Cassis***

L'utilisation combinée de plusieurs méthodes géophysiques basées sur des caractéristiques variées de la géologie de Cassis : la résistivité électrique (tomographie de résistivité électrique), la densité (gravimétrie) et la vitesse des ondes sismiques (méthode H/V) nous a permis de mettre en évidence l'existence d'une structure karstique dans la plaine de Cassis et d'en caractériser la morphologie. Le poljé de Cassis correspond à une dépression plus ou moins plane d'environ 400 m de long et fermée au Sud par une faille.

Les études géomorphologiques ont montré que la formation du paléo-lac de Cassis est liée à la géologie carbonatée du massif des Calanques et découle soit de la dissolution du calcaire barrémien soit de l'effondrement d'une cavité karstique soit de la combinaison de ces deux phénomènes dans un bassin versant constitué de calcaires barrémiens et de marnes aptiennes. En outre les différents sondages réalisés dans la plaine indiquent que le niveau du lac devait être largement supérieur à celui de la plaine alluviale actuelle. Lors de son fonctionnement, le lac de Cassis devait avoir un exutoire qui selon les indices hydrographiques devait être soit le Vallat des Brayes soit le talweg du centre-ville de Cassis, l'écoulement ayant été ultérieurement capturé en direction du Vallat des Brayes.

Au vu de la morphologie karstique locale nous supposons que le poljé appartient aux structures karstiques qui forment l'alignement NE-SO situé au NE dans la plaine de Cassis et qu'il en constitue la structure la plus occidentale connue à ce jour.

### ***Relation du poljé avec la rivière souterraine du Bestouan***

Le tracé de la rivière souterraine du Bestouan, connu grâce à des plongeurs spéléologues, s'arrête à la bordure sud du paléo-lac. Les modifications de sédimentation dans le conduit de la rivière souterraine du Bestouan et leur comparaison avec le remplissage lacustre, ainsi que la position relative du lac et de la rivière souterraine suggèrent fortement une connexion entre ces deux structures. La connexion active aurait permis le dépôt de la sédimentation réduite grise - similaire à celle du paléo-lac de Cassis- encadrée par une sédimentation ocre caractéristique du fonctionnement du Bestouan avant l'ouverture et après la fermeture de la connexion.

### **✓ Datation et caractérisation de la sédimentation lacustre**

#### ***Datation et durée de la sédimentation lacustre***

Les datations absolues ( $^{14}\text{C}$ , OSL, Al/Be) et relatives (pollens, paléomagnétisme) permettent de placer la formation du paléo-lac de Cassis et son remplissage dans une fenêtre de temps courte (probablement quelques dizaines de milliers d'années au maximum) en période glaciaire au Pléistocène moyen ou supérieur (MIS 6, 8 ou 10), soit dans la fenêtre 130-360 ka.

#### ***Végétation et climat au Pléistocène***

L'analyse des restes végétaux (charbons et pollens) présents dans les sédiments du paléo-lac permet de retracer la végétation présente sur le pourtour nord méditerranéen au Pléistocène moyen et/ou supérieur. Les pollens et éléments associés indiquent que le massif des Calanques était le siège d'une végétation de conifères dominée par *Pinus*. Il apparaît que le massif des Calanques a tenu lieu de refuge à certaines espèces telles que *Picea* et *Abies* lors de l'installation d'un climat froid en Europe du Nord et en Europe centrale alors que le sud de l'Europe soumis aux influences méditerranéennes, jouissait d'un climat plus clément. Les charbons identifiés dans l'enregistrement lacustre témoignent également de la présence de *Quercus*. Les caractéristiques polliniques associées à la sédimentation argileuse laminée marquent un climat globalement froid avec un réchauffement sensible dans la partie supérieure de la sédimentation. La présence de nombreux charbons dans la séquence lacustre indique une prévalence importante des feux de forêt, sans qu'il soit possible de leur attribuer une origine naturelle ou humaine.

#### ***Sédimentation lacustre et fonctionnement du paléo-lac***

La série sédimentaire du paléo-lac de Cassis offre la possibilité d'étudier un remplissage lacustre profond présentant une fine sédimentation laminée, riche en sulfures et caractéristique des environnements anoxiques alcalins ne possédant pas une vie benthique riche. Le remplissage

rapide du lac implique un fort taux de sédimentation soutenu par l'érosion des marnes aptiennes qui constituent la moitié du bassin versant du lac. La présence de zones riches en sulfures de fer implique soit une augmentation de la teneur en sulfate dans la colonne d'eau (modifications des apports, proximité de la mer) soit une augmentation de la productivité organique et de l'activité bactérienne (augmentation de la température) soit une combinaison des deux phénomènes.

### ✓ Environnement du massif des Calanques à l'Holocène et impact de l'Homme sur le milieu

Les assemblages malacologiques et polliniques mettent en évidence la présence et le maintien d'un environnement ouvert, stable dans le temps, dominé par les formations herbacées sèches et fortement impacté par l'Homme dès le 7<sup>ème</sup> millénaire av. J.-C. L'ouverture précoce du couvert végétal dès le Néolithique est marquée par la domination de *Ceriuella virgata*, espèce synanthropique marqueur de la mise en place de pratiques agro-pastorales.

L'impact de l'Homme sur l'environnement du massif des Calanques est visible - sur toute la période des enregistrements sédimentaires étudiés - au travers des modifications du réseau hydrographique local (exemple du drain), de la métallurgie du plomb et de l'occupation du sol par l'Homme (agriculture).

## *Perspectives*

Les résultats présentés dans ce mémoire apportent des informations précieuses sur les karsts en Provence mais n'en constituent pas une connaissance exhaustive. De même ils renseignent sur la place de l'Homme à Cassis et dans le territoire du Parc des Calanques. De nouvelles études devraient permettre de compléter quelques points particuliers :

### ✓ **Lien entre le poljé et les structures karstiques proches**

Il convient d'approfondir les prospections géophysiques afin d'affiner la caractérisation du poljé de Cassis, et de confirmer ou d'infirmer son appartenance à l'alignement NE-SO de structures karstiques (exemple du poljé de Cuges-les-pins).

### ✓ **Modalité de remplissage de lac**

Il serait judicieux de réaliser des sondages plus près de l'embouchure probable de l'affluent du lac afin de mieux appréhender les dynamiques fluviales.

### ✓ **Hiatus sédimentaire**

L'analyse de la série sédimentaire dans son ensemble fait apparaître un hiatus sédimentaire entre la sédimentation tardi-holocène et la sédimentation lacustre pléistocène (MIS 6, 8 ou 10). Ce hiatus sédimentaire est remarquable pour deux raisons : Le fait que l'on n'ait pas retrouvé de sédiments issus de l'érosion du paléo-lac dans le Vallat des Brayes ni au niveau de la tranchée des Mimosas, et l'absence de la sédimentation du début de l'Holocène. Deux explications sont possibles : soit il y a eu dépôt de sédiment puis érosion soit il n'y a pas eu de sédimentation. La réalisation de carottages en mer dans la baie de Cassis pourrait apporter un éclairage nouveau sur ce hiatus sédimentaire.

### ✓ **Évolution du réseau hydrographique**

Il a été démontré à petite échelle que la plaine de la Ferme Blanche était drainée à l'époque romaine, et d'un point de vue plus global que le réseau hydrographique a fortement évolué depuis 400 ka. Cependant l'impact éventuel de l'homme sur les captures observées ou supposées dans le réseau amont et aval reste à déterminer. S'agit-il de processus géomorphologiques naturels ou influencés par l'homme ?



## Bibliographie

### A

- ABO ERG Geotechnique, 2013. Rapport technique, 10MG329Ad GTM Sud, Parking Mimosas, Cassis (13).
- Adamiec, G., Aitken, M.J., 1998. Dose-rate conversion factors : update. *Ancient TL* 16, 37-50.
- Aitken, M.J., 1985. *Thermoluminescence Dating*. Academic Press
- Algeo, T.J., Maynard, J.B., 2004. Trace-element behavior and redox facies in core shales of Upper Pennsylvanian Kansas-type cyclothems. *Chemical Geology* 206, 289-318.
- Alric, B., 2012. L'influence des perturbations locales sur la vulnérabilité et la réponse des réseaux trophiques pélagiques lacustres face au changement climatique : une approche palé-écologique basée sur les cladocères. Thèse de doctorat, Université de Grenoble, 200 pp.
- Anderson, R.Y., Dean, W.E., 1988. Lacustrine varve formation through time. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 62, 215-235.
- Andrieu-Ponel, V., Ponel, P., de Beaulieu, J.-L., Bruneton, H., Leveau, P., Goeury, C., Huttunen, R.-L., Jull, A.J.T., 2000a. Dix mille ans d'histoire de la végétation de Basse-Provence révélés par l'analyse pollinique de deux nouveaux profils sédimentaires du Marais des Baux. *Milieux et sociétés dans la Vallée des Baux*, Leveau, P. et Saquet, J. P. (Ed.), Etudes présentées au colloque de Mouriès, 1998, *Revue Archéologique de Narbonnaise, Supplément* 31, 39-61.
- Andrieu-Ponel, V., Ponel, P., Jull, A.J.T., de Beaulieu, J.L., Bruneton, H., Leveau, P. 2000b. Towards the reconstruction of the Holocene vegetation history of Lower Provence: two new pollen profiles from Marais des Baux. *Vegetation History and Archaeobotany* 9, 71-84.
- Antonioli, F., Bard, E., Potter, E.-K., Silenzi, S., Improta, S., 2004. 215-ka History of sea-level oscillations from marine and continental layers in Argentarola Cave speleothems (Italy). *Global and Planetary Change* 43, 57-78.
- Arfib, B., Cavalera, T., Gilli, E., 2006. Influence de l'hydrodynamique sur l'intrusion saline en aquifère karstique côtier. *Comptes rendus. Géoscience* 338, 757-767.

- Arfib, B., de Marsily, G., Ganoulis, J., 2007. Locating the zone of saline intrusion in a coastal karst aquifer using springflow data. *Ground Water* 45 (1), 28-35.
- Arfib, B., Douchet, M., 2011. State of hydrogeological and cave-diving knowledge about the submarine rivers of Port Miou and Bestouan (Cassis, France). *Proceedings of the 9th Conference on Limestone Hydrogeology*, Bertrand C., Carry N., Mudry J., Pronk M. and Zwahlen F. (eds), 1-3 Sept. 2011, Besançon (France), 301-306.
- Arfib, B., Lamarque, T., 2011. Traçages artificiels KarstEAU 2011 - Rapport de synthèse des injections d'Acide Amino G, Sulforhodamine B et Fluorescéine à Cuges-les-Pins, Ceyreste et Signes. Université de Provence, 53 pp.
- Arfib, B., Lamarque, T., 2012. Résultats préliminaires et premières interprétations du traçage KarstEAU du 08 février 2011 par injection de Sulforhodamine B à la perte de Mauregard (Ceyreste). Résultats positifs sur les sources sous-marines de la baie de Cassis : Bestouan et Port-Miou. Aix-Marseille Université. 14 p.
- Argyle, K.S., Dunlop, D.J., 1990. Low-temperature and high-temperature hysteresis of small multidomain magnetites (215-540 nm). *J. Geophys. Res.* 95, 7069-7083.
- Arnaud, F., Lignier, V., Revel, M., Desmet, M., Pourchet, M., Beck, C., Charlet, F., Trentesaux, A., Tribouvillard, N., 2002. Flood and earthquake disturbance of 210Pb geochronology (Lake Anterne, North French Alps). *Terra Nova* 14, 225-232.
- Ashley, G.M., 1975. Rhythmic sedimentation in Glacial Lake Hitchcock, Massachusetts-Connecticut. In Jopling and McDonald (eds.), *Glaciofluvial and glaciolacustrine sedimentation*, SEPM Special Publication 23, 304-320.
- Asso CRM, 2013. Cassis et ses rivières. Association Cassis La Rivière Mystérieuse, Louis Potié. 93 p.
- Atkinson, T., Smith, D., Lavis, J., Witaker, R., 1973. Experiments in tracing underground waters in limestones. *Journal of Hydrology* 19 (4), 323-349
- Audibert, J., 1957. La céramique de « La Polada » dans le Midi de la France. *RELig.* 23 (3-4), 197-222.
- Audibert, J., 1958. Deux nouveaux gisements du Bronze moyen dans le Midi de la France. *Bulletin de la Société préhistorique de France* 55, 105-111.
- Audra, P., Mocochain, L., Camus, H., Gilli, E., Clauzon, G., Bigot, J-Y., 2004. The effect of the

Messinian deep stage on karst development around the Mediterranean Sea. Examples from southern France. *Geodinamica Acta* 17 (7), 27-38.

Audra, P., Palmer, A.N., 2013. The Vertical Dimension of Karst: Controls of Vertical Cave Pattern. In: John F. Shroder (ed.), San Diego: Academic Press. *Treatise on Geomorphology* 6, 186-206.

## **B**

Bakalowicz, M. 2005. Karst groundwater: a challenge for new resources. *Hydrogeology Journal*, 13 (1), 148-160

Bakalowicz, M., 1999. Connaissance et gestion des ressources en eaux souterraines dans les régions karstiques. Guide technique n°3, SDAGE Rhône - Méditerranée - Corse. Agence de l'Eau Rhône - Méditerranée - Corse, Lyon, 40 p.

Baker, G., 1992. Movement of introduced white snails between pastures and cereal crops in South Australia, E.S. Delfosse (Ed.), *Pests of Pastures: Weed, Invertebrate and Disease Pests of Australian Sheep Pastures*, Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization Information Services, Melbourne, Australia, 115-120.

Bakirtzis, C., 2003, Actes du VIIème Congrès International sur la céramique médiévale en Méditerranée, Athènes.

Banerjee, D., Murray, A.S., Bøtter-Jensen, L., Lang, A., 2001 Equivalent dose estimation using a single aliquot of polymineral fine grains. *Radiation Measurements* 33, 73-94.

Barker, P., 1992. Differential diatom dissolution in Late Quaternary sediments from Lake Manyara, Tanzania: an experimental approach. *Journal of Paleolimnology* 7, 235-251,

Bassinot, F.C., Labeyrie L.D., Vincent, E., Quidelleur, X., Shackleton, N.J., Lancelot, Y., 1994. The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal. *Earth and Planetary Science Letters* 126, 91-108.

Bats, M., 1998. Marseille archaïque. Étrusques et Phocéens en Méditerranée nord-occidentale. *Mélanges de l'École française de Rome. Antiquité* 110 (2), 609-633.

Bats, M., 2003. Ligyens et Salyens d'Hécatee à Strabon in Bats M. et al (dir.), *Peuples et territoires en Gaule méditerranéenne* -Montpellier : Association de la revue

- archéologique de Narbonnaise, 586 p.
- Battarbee, R.W., Gasse, F., Stickley, C.E., 2004. Past Climat Variability through Europe and Africa, Volume 6. Springer (Ed.), 638 pp.
- Beausoleil, J.M., Clément, B., Morzadec, H., Vallet, C., 2009. Un édifice à construction en pans de bois et tuiles à rebord de la fin du second âge du Fer à Montmagner, Arnac la Poste 87 – dans *Travaux d'Archéologie Limousine* 29, 9-30.
- Benoit, F., 1936. Carte archéologique de la Gaule romaine. Paris, Leroux, XXIV, 232 pp.
- Bérato, J., 2001. Carsicis Portus. De la Protohistoire au Moyen Age, Cassis, Bouches-du-Rhône. *Annales de la Société des sciences naturelles et d'archéologie de Toulon et du Var* 53 (4), 245-266.
- Bernard, J., 1971. Première contribution de l'analyse pollinique de sédiments marins à la connaissance de l'histoire quaternaire de la végétation provençale. Thèse de doctorat Université Aix-Marseille, 111 pp.
- 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. Thèse, École des Mines de Paris, 449 pp.
- Bièvre, G., Kniess, U., Jongmans, D., Pathier, E., Schwartz, S., Van Westen, C.J., Villemin, T., Zumbo, V., 2011. Paleotopographic control of landslides in lacustrine deposits (Trièves plateau, French western Alps). *Geomorphology* 125, 214-224.
- Billi, A., Faccenna, C., Bellier, O., Minelli, L., Neri, G., Piromallo, C., Presti, D., Scrocca, D., Serpelloni, E., 2011. Recent tectonic reorganization of the Nubia-Eurasia convergent boundary heading for the closure of the western Mediterranean. *Bulletin de la Société géologique de France* 182, 279-303.
- Biscaye, P.E., 1965. Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clays in the Atlantic Ocean and the adjacent seas and oceans. *Geological Society of America Bulletin* 76, 803-832.
- Blakely, R.J., 1996. Potential theory in gravity and magnetic applications. Cambridge University Press. 441 pp.
- Blanc, J.J., Froget, C., Guieu, G., 1967. Géologie littorale et sous-marine de la région de Marseille. Relations avec les structures de la Basse Provence. *Bulletin de la Société*

- Géologique de France 9, 561-571.
- Blanc, J-J., 1953a. La grotte de la Terrevaïne (La Ciotat). Bulletin de la Société préhistorique de France 50 (3), 133-151.
- Blanc, J-J., 1953b. Le gîte d'Ellianac, Cassis (Bouches-du-Rhône). Provence historique 12, 79-92.
- Blanc, J-J., 2000. Les grottes du Massif des Calanques (Marseilleveyre, Puget, Archipel de Riou). Canevas technique, évolution et remplissages. Quaternaire 11 (1), 3-19.
- Blanc, J-J., 2010. Histoire des creusements karstiques et des surfaces d'érosion en Provence occidentale. Physio-Géo-Géographie Physique et Environnement 4, 1-26.
- Blanchet, C.L., Thouveny, N., Vidal, L., Leduc, G., Tachikawa, K., Bard, E., Beaufort, L., 2007. Terrigenous input response to glacial/interglacial climatic variations over southern Baja California: a rock magnetic approach. Quaternary Science Reviews 26, 3118-3133.
- Blavoux, B., Gilli, E., Rousset, C., 2004. Alimentation et origine de la salinité de la source sous-marine de Port-Miou (Marseille, Cassis). Principale émergence d'un réseau karstique hérité du Messénien. Comptes rendus Géoscience 336, 523-533.
- Bloemendal, J., King, J.W., Hall, F.R., Doh, S.-J., 1992. Rock magnetism of late Neogene and Pleistocene deep-sea sediments: Relationship to sediment source, diagenetic processes, and sediment lithology. Journal of Geophysical Research 97, 4361-4375.
- Blott, S.J., Pye, K., 2001. Gradistat: a grain size distribution and statistics package for the analyses of unconsolidated sediments. Earth Surface Processes and Landforms 26, 1237-1248.
- Bonev, N., Stampfli, G., 2011. Alpine tectonic evolution of a Jurassic subduction-accretionary complex: Deformation, kinematics and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age constraints on the Mesozoic low-grade schists of the Circum-Rhodope Belt in the eastern Rhodope-Thrace region, Bulgaria-Greece. Journal of Geodynamics 52 (2), 143-167.
- Bonifay, E., 1962. Les terrains quaternaires dans le sud-est de la France. Institut préhistorique de l'Université de Bordeaux 2. Impr. Delmas, 194 pp.
- Bonnefoy-Claudet, S., 2004. Nature du bruit de fond sismique : implications pour les études des effets de site. Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier Grenoble I, 241 pp.

- Bonté, S., 2006. Caractérisation des climats et des environnements rhodaniens postglaciaires par l'analyse des isotopes stables ( $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^{13}\text{C}$ ) des carbonates pédologiques. Thèse de doctorat, Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse, 324 pp.
- Bonvalot, S., Remy, D., Deplus, C., Diament, M., Gabalda, G., 2008. Insights on the March 1998 eruption at Piton de la Fournaise volcano (La Reunion) from microgravity monitoring. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978-2012) 113 (B5).
- Bordonau, J., Vilaplana, J-M., 1989. Dynamique sédimentaire lacustre de marge glaciaire. Le paléo-lac de Liestui (Noguera Ribagorçana, versant sud des Pyrénées). *Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire* 26 (4), 219-224.
- Borradaile, G., 1988. Magnetic susceptibility, petrofabrics and strain. *Tectonophysics* 156, 327-329.
- Bos, M.S., Scherneck, H-G., <http://froste.oso.chalmers.se/loading>, consulted in December 2011.
- Böse, M., Lüthgens, C., Lee, J.R., Rose, J., 2012. Quaternary glaciations of northern Europe. *Quaternary Science Reviews* 44, 1-25.
- Bøtter-Jensen, L., 1997. Luminescence techniques : instrumentation and methods. *Radiation Measurements* 27, 749-768.
- Bøtter-Jensen, L., Bulur, E., Duller, G.A.T., Murray, A.S., 2000. Advances in luminescence instrument systems. *Radiation Measurements* 32, 523-528.
- Bouchinot, E., 1907. Sur les vestiges romains dans la calanque de Sormiou, *Bulletin de la Société Archéologique de Provence* 10, 68-69.
- Bouffier, S.C., Dumas, V., Durand, G., Tréziny, H., 2007. Prospection et relevé sur le site de Marseilleveyre. *SRA PACA*, 39 pp.
- Bown, P.R., 1998. *Calcareous Nannoplankton Biostratigraphy*. British Micropaleontological Press, 320 pp.
- Bown, P.R., Young, J.R., 1998. Techniques *in* Bown, P.R. (ed.), *Calcareous Bannoplankton Biostratigraphy*. British Micropaleontological Press . Ed. P.R. Bown, 16-28.
- Bradley, R.S., 1999. *Paleoclimatology. Reconstructing Climates of the Quaternary*. San Diego

Academic Press, 2nd Edition. International Geophysics Serie 64, 613 pp.

- Braucher, R., Bourlès, D.L., Brown, E.T., Colin, F., Muller, J.-P., Braun, J.-J., Delaune, M., Edou Minko, A., Lescouet, C., Raisbeck, G.M., Yiou, F., 2000. Application of in situ-produced cosmogenic  $^{10}\text{Be}$  and  $^{26}\text{Al}$  to the study of lateritic soil development in tropical forest: theory and examples from Cameroon and Gabon. *Chemical Geology* 170, 95-111.
- Braucher, R., Merchel, S., Borgomano, J., Bourlès, D.L., 2011. Production of cosmogenic radionuclides at great depth: a multi element approach. *Earth and Planetary Science Letters* 309 (1-2), 1-9.
- Bréhéret, J-G., 1988. Épisodes de sédimentation riche en matière organique dans les marnes bleues d'âge aptien et albien de la partie pélagique du bassin vocontien. *Bulletin de l'Association géologique de France* 4 (2), 349-356.
- Brewer, S., Cheddadi, R., de Beaulieu, J.L., Reille, M., 2002. The spread of deciduous *Quercus* throughout Europe since the last glacial period. *Forest Ecology and Management* 156 (1-3), 27-48.
- Brill, R. H., Wampler, J. M., 1967. Isotope Studies of Ancient Lead. *Am. J. Arch.* 71, 63-77
- Brown, E.T., Edmond, J.M., Raisbeck, G.M., Yiou, F., Kurz, M.D., Brook, E.J., 1991. Examination of surface exposure ages of moraines in Arena Valley, Antarctica using in situ produced  $^{10}\text{Be}$  and  $^{26}\text{Al}$ . *Geochim. Cosmochim. Acta* 55, 2269-2283.
- Bruneton, H., 1999. Évolution Holocène d'un hydrosystème nord-méditerranéen et de son environnement géomorphologique. Thèse de doctorat, Université d'Aix-Marseille I, 363 pp.
- Burnett, J.A., 1998. North-west European Late Cretaceous calcareous nannofossils: Biostratigraphy and selected evolutionary lineages. Unpublished PhD thesis, University College London.
- Butler, D.K., 1984. Microgravimetric and gravity gradient techniques for detection of subsurface cavities. *Geophysics* 49 (7), 1084-1096.
- C
- Calaforra, J.M., Pulido-Bosch, A., 2003. Evolution of the gypsum karst of Sorbas (SE Spain), *Geomorphology* 50, 173-180.

- Calvert, S. E., Pedersen, T. F., 2007. Chapter Fourteen Elemental Proxies for Palaeoclimatic and Palaeoceanographic Variability *in* Marine Sediments: Interpretation and Application, dans Developments in Marine Geology, Elsevier , Ed. Hillaire-Marcel C. et De Vernal A., 567-644.
- Camps, G., 1989. La Provence préhistorique. La Provence des origines à l'an mil..., 55-167.
- Campy, M., Meybeck, M., 1995. Les sédiments lacustres *in* Limnologie Générales, Pourriot R. et Meybeck M. (Ed.), Masson, Paris, 185-219.
- Canora, F., Fidelibus, D., Spilotro, G., 2012. Coastal and inland karst morphologies driven by sea level stands: a GIS based method for their evaluation. Earth surface processes and landforms 37, 1376-1386.
- Cara, F., Di Giulio, G., Milana, G., Bordoni, P., Haines, J., Rovelli, A., 2010. On the stability and reproducibility of the Horizontal-to-Vertical Spectral Ratios on ambient noise : Case Study of Cavola, Northern Italy. Bulletin of the Seismological Society of America 100 (3), 1263-1275.
- Cartapanis, O., 2012. Variabilité de la zone de minimum d'oxygène du Pacifique Est équatorial au cours du Quaternaire récent. Thèse de doctorat, Université d'Aix-Marseille, 294 pp.
- Cartapanis, O., Tachikawa, K., Bard, E., 2011. Northeastern Pacific Oxygen Minimum Zone Variability Over the Past 70 kyr: Impact of Biological Production and Oceanic Ventilation. Paleooceanography 26 (4).
- Cavalera, T., 2007. Étude du fonctionnement et du bassin d'alimentation de la source sous-marine de Port-Miou (Cassis, Bouches-du-Rhône). Approche multicritère. Thèse de Doctorat, Université de Provence, 403 pp.
- Cavalera, T., Arfib, B., Gilli, E., 2010. Port-Miou et le Bestouan, les plus longs fleuves souterrains d'Europe, dans Audra Ph. (Dir.), Grottes et karsts de France. Karstologia Mémoires 19, 360 p.
- Chabal, L., 1997. Forêts et sociétés en Languedoc (Néolithique final, Antiquité tardive). L'anthracologie, méthode et paléoécologie, Documents d'Archéologie Française, n°63, Maison des Sciences de l'Homme, Paris. 189 pp.
- Chalié, F., Escudié, A.-S., Badaut-Trauth, D., Blanc, G., Blanc-Valleron, M.-M., Brigault, S.,

- Desprairies, A., Ferronsky, V.I., Giannesini, P.-J., Gibert, E., Guichard, F., Jelinowska, A., Massault, M., Mélières, F., Tribovillard, N., Tucholka, P., Gasse, F., 1997. The glacial-post glacial transition in the southern Caspian Sea. *Compte rendu de l'Académie des Sciences* 324, 309-316.
- Chalikakis, K., Plagnes, V., Guerin, R., Valois, R., Bosch, F.P., 2011. Contribution of geophysical methods to karst-system exploration: an overview. *Hydrogeology Journal* 19 (6), 1169-1180.
- Chang, L., Roberts, A.P., Tang, Y., Rainford, B. D., Muxworthy, A. R., Chen, Q., 2008. Fundamental magnetic parameters from pure synthetic greigite (Fe<sub>3</sub>S<sub>4</sub>), *J. Geophys. Res.*, 113, B06104, doi:10.1029/2007JB005502.
- Channel, J.E.T., 1999. Geomagnetic paleointensity and directional secular variation at ODP site 984 (Bjorn drift) since 500 ka: comparison with ODP site 983 (Gardar drift). *J. Geophys. Res* 104, 937-951.
- Channel, J.E.T., 2006. Late Brunhes polarity excursions (Mono Lake, Laschamp, Iceland Basin and Pringle Falls) recorded at ODP Site 919 (Irminger Basin). *Earth and Planetary Science Letters* 244, 378–393.
- Chapon, P., 2012. Domaine viticole de Fontblanche à Cassis (Bouches-du-Rhône), INRAP, Rapport diagnostique, 36 pp.
- Charles, R.-P., 1952. Les sépultures préhistoriques de Terrevaine près de la Ciotat (Bouches-du-Rhône), *in Cahiers de Préhistoire et d'Archéologie* 8, 29-61.
- Chorowicz, J., Mekarnia, A., 1992. Mise en évidence d'une extension albo-aptienne orientée NW-SE en Provence. *Comptes rendus de l'Académie des sciences* 315 (7), 861-866.
- Clauzon, G., Rubino, J.L. and Suc, J.P., 1996. Les rias pliocènes du Var et de Ligurie : comblement sédimentaire et évolution géodynamique. Excursion commune du Groupe Français d'Étude du Néogène et du Groupe Français de Géomorphologie, 44 pp.
- Clément, B., 2009. Typologie et production des tuiles de couverture en Gaule du Centre-Est *in* SFECAG - Actes du Colloque de Colmar.
- Clottes, J., Courtin, J., 1994. La grotte Cosquer, peinture et gravures de la caverne engloutie, Paris, Le Seuil, 197 pp.

- Clottes, J., Courtin, J., Vanrell, L., 2005. Cosquer redécouvert, Paris, Le Seuil, 256 pp.
- Cojan, I., Renard, M., 2006. Sédimentologie, cours. Dunod (Ed.). 2ème édition. 444 pp.
- Collina-Girard, J., 1995. Analyse multiscalaire et multisource des directions structurales du Massif des Calanques et de leur expression morphologique : application au Cap Morgiou et à la grotte Cosquer (Marseille, France). Géomorphologie : relief, processus, environnement 2, 67-84.
- Collina-Girard, J-J., 1996. Préhistoire et karst littoral : la grotte Cosquer et les Calanques marseillaises (Bouches-du-Rhône, France). Karstologia 27, 27-40.
- Collina-Girard, J-J., Degiovanni, C., Lafont, R., 1996. Datation d'un paléorivage submergé (100 m) à l'Ouest de la grotte Cosquer (Marseille, Méditerranée française). Compte rendu de l'Académie des sciences 322, 341-344.
- Colman, S.M., King, J.W., Jones, G.A., Reynolds, R.L., Bothner, M.H., 2000. Holocene and recent sediment accumulation rates in Southern Lake Michigan. Quaternary Science Reviews 19, 1563–1580.
- Cortizas, A.M., Gayoso, E.G.R., Weiss, D., 2002. Peat bog archives of atmospheric metal deposition. Sci. Total Environ 292, 1-5.
- COST-621, 2005. Ground Water management of Coastal Karstic Aquifers, 363 pp.
- Courtin, J., 1974. Le néolithique de la Provence. Société préhistorique française Paris, Ed. Klincksieck, 11, 359 pp.
- Croudace, I.W., Rindby, A., Rothwell, R.G., 2006. ITRAX: description and evaluation of a new multi-function X-ray core scanner, New Techniques in Sediment Core Analysis. Geological Society, London, Special Publications 267, 51–63.
- CWEPSS Commission Wallonne d'Étude et de Protection des Sites Souterrains - CWEPSS asbl <http://www.cwepss.org/index.htm>, 2013

## D

- Dagnas, G., 1998. Massif de Marseilleveyre. Rapport de prospection. SRA PACA, 40 pp.
- Daumas, G., 1936a. Les fours à poterie de la Pointe-Rouge. Provincia 16, 301-310.
- Daumas, G., 1936b. Notes d'archéologie Provençale (II), Marseille, Mémoires de l'Institut

- historique de Provence 13, 252-254.
- Day, R., Fuller, M., Schmidt, V.A., 1977. Hysteresis properties of titanomagnetites<sup>o</sup>: Grain size and composition dependence. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 13 (4), 260-267.
- de Beaulieu, J-L., Andrieu-Ponel, V., Cheddadi, R., Guiter, F., Ravazzi, C., Reille, M., Rossi, S., 2006. Apport des longues séquences lacustres à la connaissance des variations des climats et des paysages pléistocènes. *Compte rendu Palevol Paléontologie humaine et Préhistoire* 5, 65-72.
- de Waele, J., Plan, L., Audra, P., 2009. Recent developments in surface and subsurface karst geomorphology: An introduction. *Geomorphology* 106, 1-8.
- Debrand-Passard, S., Courbouleix, S., Lienhardt M.J., 1984. Synthèse géologique du Sud-Est de la France. *Mémoire du B.R.G.M.*, 125, 615 pp.
- Defleur, A., 1986. La situation des Peyrards de Marseille (Bouches-du-Rhône), Université de Provence, Aix-en-Provence, 7 pp.
- Delannoy, J.J., Gauchon, C., Hobléa, F., Jaillet, S., Maire, R., Perrette, Y., Perroux, A-S., Ployon, E., Vanara, N., 2009. Karst: from palaeogeographic archives to environmental indicators. *Géomorphologie: relief, processus, environnement* 2, 83-94.
- Delgado, J., López Casado, C., Estévez, A., Giner, J., Cuenca, A., Molina, S., 2000. Mapping soft soils in the Segura River valley (SE Spain); a case study of microtremors as an exploration tool. *Journal of Applied Geophysics* 45 (1), 19-32.
- Demory, F., 2004. Paleomagnetic dating of climatic events in Late Quaternary sediments of Lake Baikal (Siberia). Thèse de doctorat, Université Lille 1, 112 pp.
- Demory, F., Conesa, G., Oudet, J., Mansouri, H., Münch, P., Borgomano, J., Thouveny, N., Lamarche, J., Gisquet, F., Marié, L., 2011. Magnetostratigraphy and paleoenvironments in shallow-water carbonates: the Oligocene–Miocene sediments of the northern margin of the Liguro-Provençal basin (West Marseille, southeastern France). *Bulletin de la Société Géologique de France* 182 (1), 35-55.
- Demory, F., Nowaczyk, N.R., Witt, A., Oberhänsli, H., 2005. High-resolution magnetostratigraphy of late quaternary sediments from Lake Baikal, Siberia: timing of

- intracontinental paleoclimatic responses. *Global and Planetary Change* 4, 167-186.
- Dérès, F., Achéritéguy, J., 1980. Biostratigraphie des nannoconidés. *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine* 4, 1-53.
- Donahue, D.J., 1995. Radiocarbon analysis by accelerator mass spectrometry. *International Journal of Mass Spectrometry and Ion Processes* 143, 235-245.
- Dreybrodt, W., 1998. Limestone dissolution rates in karst environments. *Bulletin d'hydrogéologie* 16, 167-183.
- Droque, C., 1974. Structure de certains aquifères karstiques d'après les résultats de travaux de forage. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* 278, 2621-2624.
- Dunlop, D.J., 1986a. Coercive forces and coercivity of submicron magnetites. *Earth Planet. Sci. Lett.* 78, 188-295.
- Dunlop, D.J., 1986b. Hysteresis properties of magnetite and their dependance on particle size : A test of pseudo-single domain remanence models. *J. Geophys. Res.* 91, 9569-9584.
- Dunlop, D.J., Özdemir, Ö., 1997. *Rock magnetism. Fundamentals and frontiers.* Cambridge university Press. 573 pp.
- Dvorkin, J., Walls, J., Mavko, G., 2001. Rock physics of marl. *SEG Technical Program Expanded Abstracts 2001*, 1784-1787.

### **E**

- Edward, L.S., 1977. A modified pseudosection for resistivity and IP. *Geophysics* 42, 1020-1036.
- Erdtman, G., 1960. The acetolysis method. *Svensk. Bot. Tidskr* 54, 561-564.
- Erel Y., Véron, A., Halicz, L., 1997. Tracing the transport of anthropogenic Pb in atmosphere and soils using isotope ratios, *Geochim. Cosmochim. Acta* 61, 4495-4505.
- Escalon de Fonton, M., 1969. Les séquences sédimento-climatiques du Midi méditerranéen du Würm à l'Holocène. *Bulletin du Musée d'anthropologie Préhistorique de Monaco* 14, 125-184.
- Evans, J. G., 1970. Interpretation of Land Snail Faunas. *Bulletin of the Institute of Archaeology* 8-9, 109-116.

Evans, J.G., 1972. *Land Snails in Archaeology: with special reference to the British Isles*. Seminar Press, London & New York, 436 pp.

### F

Falkner, G., Ripken, T.E.J., Falkner, M., 2002. *Mollusques continentaux de France. Liste de Référence annotée et Bibliographie*. Muséum National d'Histoire Naturelle, Paris.

Fleury, P., 2005. *Sources sous-marines et aquifères karstiques côtiers méditerranéens. Fonctionnement et caractérisation*. Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 286 pp.

Fleury, P., Bakalowicz, M., de Marsily, G., 2007. Submarine springs and coastal karst aquifers: a review. *Journal of Hydrology* 339 (1-2), 79-92.

Folk, R.L., Ward, W.C., 1957. Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology* 27, 3-26.

Ford, D.C., Williams, P.W., 2007. *Karst Hydrogeology and Geomorphology*. John Wiley & Sons Ltd., Chichester, United Kingdom. 576 pp.

Fournier, F., Borgomano, J., Montaggioni, L.F., 2005. Development patterns and controlling factors of Tertiary carbonate buildups: Insights from high-resolution 3D seismic and well data in the Malampaya gas field (Offshore Palawan, Philippines). *Sedimentary geology* 175, 189-215.

Fournier, F., Léonide, P., Biscarrat, K., Gallois, A., Borgomano, J., Foubert, A., 2011. Elastic properties of microporous cemented grainstones. *Geophysics* 76 (6), 211-226.

Fournillon, A., 2012. *Modélisation géologique 3D et hydrodynamique appliquées aux réservoirs carbonatés karstiques: caractérisation des ressources en eau souterraine de l'Unité du Beausset (Var et Bouches-du-Rhône, SE France)*. Thèse de doctorat, Aix-Marseille Université, France. 425 pp.

Froelich, P.N., Klinkhammer, G.P., Bender, M.L., Luedtke, N.A., Heath, G.R., Cullen, D., Dauphin, P., Hammond, D., Hartman, B., Maynard, V., 1979. Early oxidation of organic matter in pelagic sediments of the eastern equatorial Atlantic: suboxic diagenesis. *Geochim. Cosmochim. Acta* 43, 1075-1090.

## G

- Gale, N.H., Stos-Gale, Z.A., 1982a. Bronze Age Copper Sources in the Mediterranean: A New Approach. *Science* 216, 11-19.
- Gale, N.H., Stos-Gale, Z.A., 1982b. Lead and silver in the ancient Aegean. *Scientific American* 244 (6), 76-192.
- Gale, N.H., Stos-Gale, Z.A., 2000. Lead isotope analyses applied to provenance studies *in* Ciliberto, E., Spoto, G. (Eds.), *Modern analytical methods in art and archaeology, Chemical Analyses Series 155* (17), 503-584 pp. John Wiley and Sons, Inc., New-York.
- García-Alix, A., Jimenez-Espejo, F.J., Lozano, J.A., Jiménez-Moreno, G., Martínez-Ruiz, F., García Sanjuán, L., Aranda Jiménez, G., García Alfonso, E., Ruiz-Puertas, G., Scott Anderson, R., 2013. Anthropogenic impact and lead pollution throughout the Holocene in Southern Iberia. *Science of The Total Environment* 449, 451-460.
- Garçon, M., Chauvel, C., Chapron, E., Faïn, X., Lin, M., Campillo, S., Bureau, S., Desmet, M., Bailly-Maître, M.C., Charlet, L., 2012. Silver and lead in high-altitude lake sediments: Proxies for climate changes and human activities. *Applied Geochemistry* 27 (3), 760-773.
- Gattacceca, J., Deino, A., Rizzo, R., Jones, D.S., Henry, B., Beaudoin, B., Vadeboin, F., 2007. Miocene rotation of Sardinia : New paleomagnetic and geochronological constraints and geodynamics implications. *Earth and Planetary Science Letters* 258, 359-377.
- Gautier, F., Clauzon, G., Suc, J-P., Cravatte, J., Violanti, O., 1994. Âge et durée de la crise de salinité messénienne. *Compte-rendu à l'Académie des sciences* 318 (2), 1103-1109.
- Germain, L., 1930-1931. *Mollusques terrestres et fluviatiles*. Paul Lechevalier, Paris.
- Giguet-Covex, C., 2010. *Contribution des sédiments laminés lacustres à l'étude des changements environnementaux Holocène*. Thèse de doctorat, Université de Savoie, 335 pp.
- Giguet-Covex, C., Arnaud, F., Enters, D., Poulénard, J., Millet, L., Francus, P., David, F., Rey, P.J., Wilhelm, B., Delannoy, J.J., 2012. Frequency and intensity of high-altitude floods over the last 3.5 ka in NW European Alps, *Quaternary Research* 77(1), 12–22.
- Gilbert, R., Crookshanks, S., Hodder, K.R., Spagnol, J., Stull, R.B., 2006. The record of an extreme flood in the sediments of montane Lillooet Lake, British Columbia: implications for paleoenvironmental assessment. *Journal of Paleolimnology* 35, 737-745.

- GM-SYS, 2001. Geophysical Processing and Analysis module of Geosoft, Inc.
- Gosse, J.C., Phillips, F.M., 2001. Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. *Quaternary Science Reviews* 20, 1475-1560.
- Granger, D.E., Muzikar, P.F., 2001. Dating sediment burial with in situ-produced cosmogenic nuclides: theory, techniques, and limitations, *Earth Planet. Sci. Lett.* 188, 269–281.
- Griffiths, D.H., Turnbull, J., Olayinka, A.I., 1990. Two-dimensional resistivity mapping with a computer-controlled array. *First Break* 8, 121-129.
- Grove, J.M., 1988. *The Little Ice Age*. Methuen, London.
- Guéguen, D., Cornou, C., Garambois, S., Banton, J., 2007. On the limitation of the H/V spectral ratio using seismic noise as an exploration tool: application to the Grenoble valley (France), a small apex ratio basin. *Pure and Applied Geophysics* 164 (1), 115-134.
- Guennoc, P., Gorini, C., Mauffret, A., 2000. Histoire géologique du golfe du Lion et cartographie du rift oligo-aquitainien et de la surface messinienne. *Géologie de la France* 3, 67-97.
- Guieu, G., 1969. Carte géologique de France. XXXI/XXXII-45, Aubagne-Marseille. BRGM.
- Guiot, 1990. Methodology of the last climatic cycle reconstruction in France from pollen data. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 80, 49–69.
- Guyodo, Y., Valet, J.P., 1999. Global changes in intensity of the Earth's magnetic field during the past 800 kyr. *Nature* 399, 249-252.
- Guyonnet-Benaize, C., 2011. Modélisation 3D multi-échelle des structures géologiques de la région de la faille de la Moyenne Durance (SE, France). Thèse de doctorat, Université de Provence, 187 pp.
- Guyonnet-Benaize, C., Lamarche, J., Masse, J. P., Villeneuve, M., Viseur, S., 2010. 3D structural modelling of small-deformations in poly-phase faults pattern. Application to the Mid-Cretaceous Durance uplift, Provence (SE France). *Journal of Geodynamics* 50, 81-93.

## H

- Haghshenas, E., Bard, P.-Y., Theodulidis, N., Team, S.W., 2008. Empirical evaluation of

microtremor H/V spectral ratio. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 6 (1), 75-108.

Heinz, C., Thiébaud, S., 1998. Characterization and Paleoecological Significance of Archaeological Charcoal Assemblages during Late and Post-Glacial Phases in Southern France. *Quaternary Research* 50, 58-68.

Hippolyte, J.C., Angelier, J., Bergerat, F., Nury, D., Guieu, G., 1993. Tectonic-stratigraphic record of paleostress time changes in the Oligocene basins of the Provence, southern France. *Tectonophysics* 226, 15-35.

Hoffmann, V., 1992. Greigite ( $\text{Fe}_3\text{S}_4$ ): magnetic properties and first domain observations. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 70, 288–301.

Hollender, F. et al., 2009. Ambient vibration h/v technique on sites characterized by an high daily-variation of noise level: the example of the Cadarache. Intern. Conf. Provence, Aix-en-provence, 6-8 july 2009.

Hong, S., Candelone, J.P., Patterson, C.C., Boutran, C.F., 1994. Greenland ics evidence of hemispheric lead pollution two millennia ago by greek and roman civilizations. *Science* 265, 1841-1843.

## ***J***

Jacob, T., Bayer, R., Chery, J., Le Moigne, N., 2010. Time-lapse microgravity surveys reveal water storage heterogeneity of a karst aquifer. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978-2012) 115 (B6).

Jolivet, L., Augier, R., Robin, C., Suc, J.P., Rouchy, J.M., 2006. Lithospheric-scale geodynamic context of the Messinian salinity crisis. *Sedimentary Geology* 188-189, 9-33.

Jouet, G., Berné, S., Rabineau, M., Bassetti, M.A., Bernier, P., Dennielou, B., Sierro, F.J., Flores, J.A., Taviani, M., 2006. Shoreface migrations at the shelf edge and sea-level changes around the Last Glacial Maximum (Gulf of Lions, NW Mediterranean). *Marine Geology* 234, 21-42.

## ***K***

Kindinger, J.L., Davis, J.B., Flocks, J.G., 1999. Geology and evolution of lakes in north-central Florida. *Environmental Geology* 38 (4), 301-321.

Konno, K., Ohmachi, T., 1998. Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio

between horizontal and vertical components of microtremor. *Bulletin of the Seismological Society of America* 88 (1), 228-241.

Krijnsman, W., Hilgen, F.J., Raffi, I., Sierro, F.J., Wilson, D.S., 1999. Chronology, causes and progression of the Messinian salinity crisis. *Nature* 400, 652-655.

## L

Lamarche, J., Lavenu, A.P.C., Gauthier, B.D.M., Guglielmi, Y., Jayet, O., 2012. Relationships between fracture patterns, geodynamics and mechanical stratigraphy in Carbonates (South-East Basin, France). *Tectonophysics* 581, 231–245

Lamb, H.F., Bates, C.R., Coombes, P.V., Marshall, M.H., Umer, M., Davies, S.J., Dejen, E., 2007. *Quaternary Science Reviews* 26, 287–299.

Lambeck, K., Yokoyama, Y., Purcell, T., 2002. Into and out of the Last Glacial Maximum: sea-level change during Oxygen Isotope Stages 3 and 2. *Quaternary Science Reviews* 21, 343-360.

Laperche, V., Dictor, M.C., Clozel-Leloup, B., Baranger, P., 2004. Guide méthodologique du plomb appliqué à la gestion des sites et des sols pollués, rapport final. BRGM, 136 pp.

Le Roux, G., Veron, A., Morhange, C., 2005. Lead pollution in the ancient harbours of Marseilles. *Environnements littoraux méditerranéens, héritages et mobilité* 104, 31-35.

Lessler, M.A., 1988. Lead and lead poisoning from antiquity to modern times. *Econ. Geol* 95, 655-661.

Lewin, J., Woodward, J.C., 2009. Karst geomorphology and environmental change, in J.C. Woodward (ed.), *The Physical Geography of the Mediterranean*. Oxford University Press, Oxford, 287–317.

Lisiecki, L.E., Raymo, M.E., 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic  $\delta^{18}\text{O}$  records. *Paleoceanography* 20, 1-17.

Lismonde, B., Arfib, B., Perret, C., Michel, L., Douchet, M., Potié, L., 2011. La mesure des débits de la source sous-marine de Port-Miou (Cassis, France). *Proceedings of the 9th Conference on Limestone Hydrogeology*, Bertrand C., Carry N., Mudry J., Pronk M. and Zwahlen F. (eds), 1-3 Sept. 2011, Besançon (France), 301-306.

- Lofi, J., 2002. La crise de salinité messénienne : conséquences directes et différées sur l'évolution sédimentaire de la marge du golfe du Lion. Thèse de doctorat, Université de Lille, 287 pp.
- Loke, M.H., Barker, R.D., 1995. Least-squares deconvolution of apparent resistivity pseudosections. *Geophysics* 60, 1682-1690.
- Loke, M.H., Barker, R.D., 1996. Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections using a quasi-Newton method. *Geophys. Prospection* 44, 131-152.
- Lowrie, W., 1990. Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties. *Geophys. Res. Lett.* 17, 159-162.
- Lyard, F., Lefevre, F., Letellier, T., Francis, O., 2006. Modelling the global ocean tides: modern insights from FES2004. *Ocean Dynamics* 56 (5-6), 394-415.

## M

- Magnin, F., Martin, S., 2012. Escargots synanthropiques et domestication de la nature : mécanismes, processus et représentations. *Techniques & Culture* 59, 260-283.
- Magny, M., 1993. Solar influence on Holocene climatic changes illustrated by correlations between past lake-level fluctuations and the atmospheric  $^{14}\text{C}$  record. *Quaternary Research* 40, 1-9.
- Magny, M., Peyron, O., Gauthier, E., Vanni re, B., Millet, L., Vermot-Desroches, B., 2011. Quantitative estimates of temperature and precipitation changes over the last millennium from pollen and lake-level data at Lake Joux, Swiss Jura Mountains. *Quaternary Research* 75 (1), 45-54.
- Maher, B.A., Dennis, P.F., 2001. Evidence against dust-mediated control of glacial–interglacial changes in atmospheric  $\text{CO}_2$ . *Nature* 411, 176-180.
- Mangin, A., 1975. Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. Thèse de doctorat, Université de Dijon. Laboratoire souterrain du CNRS de Moulis, 124 pp.
- Mankinen, E.A., Wentworth, C.M., 2003. Preliminary paleomagnetic results from the Coyote Creek outdoor classroom drill hole, Santa Clara Valley, California. United States Geological Survey, Open file report 2003-187, 35 pp.
- Mann, M.E., 2002. Little Ice Age, *in* Encyclopedia of global environmental change, Volume 1,

- The Earth System: Physical and Chemical Dimensions of Global Environmental Change.  
Ed. Munn T., John Wiley et Sons, Ltd, Chichester
- Margat, J., 2004. Atlas de l'eau dans le Bassin Méditerranéen, UNESCO/ Plan Bleu/ CCGM, Paris, 46 pp.
- Margiotta, S., Negri, S., Parise, M., Valloni, R., 2012. Mapping the susceptibility to sinkholes in coastal areas, based on stratigraphy, geomorphology and geophysics. *Natural Hazards* 62 (2), 657-676.
- Marriner, N., Morhange, C., Borschneck, D., Flaux, C., 2011. Holocene sedimentary sources in southern Lebanon, Eastern Mediterranean. *Quaternary International* 266, 105-116.
- Marshall, M.H., Nakagawa, T., Lamb, H., Suigetsu 2006 Project members, 2012. PeakCounter 2.1.5: a user-friendly Windows programme for high resolution analysis of multi-parameter data from the Itrax™ core scanner. *Suigetsu Varves 2006*. 18 pp.
- Marthaler, M., 2001. Le Cervin est-il africain ? Une histoire géologique entre les Alpes et notre planète. Edition LEP, Le Mont sur Lausanne, 96 pp.
- Martín, A., Anquela, A.B., Padín, J., Berné, J.L., 2011. On standard reductions to relative gravity measurements. a case study through the establishment of the new local gravity net in the province of Valencia (Spain). *Survey Review* 43 (319), 16-29.
- Martin, L., 1996. Cassis (Bouches-du-Rhône). Mise à jour de la Carte Archéologique. SRA Aix en Provence, 9 pp.
- Martin, S., 2004. Caractérisation de l'anthropisation à l'Holocène en Provence et en Languedoc oriental, par les mollusques terrestres. Thèse de doctorat, Université de Paris I, Paris.
- Martin, S., Magnin, F., Chevillot, P., 2005. Mise en évidence des discontinuités spatiales et temporelles dans l'anthropisation de la plaine de la Vistrenque à Nîmes (Gard) durant l'Holocène – Apport de l'analyse malacologique. *Quaternaire* 16, 339-352.
- Martini, J.E.J., 2000. Dissolution of quartz and silicate minerals, Speleogenesis: Evolution of Karst Aquifers (Eds Klimchouk, A.V., Ford, D.C., Palmer A.N., Dreybrodt, W.), National Speleological Society of America, Huntsville, AL, 4-171.
- Masse, J.-P., Fenerci, M., Pernacic, E., 2003. Palaeobathymetric reconstruction of peritidal carbonates. The Late Barremian, Urgonian, sequences of Provence (SE France).

- Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol. 200, 65-81.
- Masse, J.P., Philip, J., 1976. Paléogéographie et tectonique du Crétacé moyen en Provence : révision du concept d'Isthme Durancien. *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique* 18, 46-99.
- Mejdahl, V., 1979. Thermoluminescence dating: beta-dose attenuation in quartz grains. *Archaeometry* 21, 61-72.
- Mejdahl, V., 1985. Thermoluminescence dating of partially bleached sediments. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements* 10, 711-715.
- Merchel, S., Herper, S.U., 1999. An update on radiochemical separation techniques for the determination of long-lived radionuclides via accelerator mass spectrometry. *Radiochimica Acta* 84, 215-219.
- Méric, O., Garambois, S., Malet, J.-P., Cadet, H., Gueguen, P., Jongmans, D., 2007. Seismic noise-based methods for soft-rock landslide characterization. *Bulletin de la Société Géologique de France* 178 (2), 137-148.
- Merlet, S., Kopaev, A., Diament, M., Geneves, G., Landragin, A., Pereira Dos Santos, F., 2008. Micro-gravity investigations for the LNE watt balance project. *Metrologia* 45, 265-274.
- Metwaly, M., AlFouzan, F., 2013. Application of 2-D geoelectrical resistivity tomography for subsurface cavity detection in the eastern part of Saudi Arabia. *Geoscience Frontiers* 4 (4), 469-476.
- Meybeck, M., 1995. Les lacs et leur bassin. *Limnologie Générales*, Pourriot R. et Meybeck M. (Ed.), Masson, Paris, 7-59.
- Meyer de Stadelhofen, C., 1991. Application de la géophysique aux recherches d'eau. Ed. Lavoisier, Paris, 192 pp.
- Mills, N., 1985. Geomorphology and settlement studies in archaeology. *Palaeoenvironmental Investigations, Research Design, Methods and Data Analysis. Symposia of the Association for Environmental Archaeology n°5A, British Archaeological Reports International Series n° 258*, Fieller, N. R. J., Gilbertson, D. D. and Ralph, N. G. A. (Ed.), 175-205.
- Miralles J., Radakovitch, O., Cochran, J.K., Véron A., Masqué, P., 2004. Multitracer study of

- anthropogenic contamination records in the Camargue, southern France, *Sci. Tot. Env.* 320, 63-72.
- Mocochain, L., Audra, P., Clauzon, G., Bellier, O., Bigot, J.Y., Parize, O., Monteil, P., 2009. The effect of river dynamics induced by the Messinian Salinity Crisis on karst landscape and caves: Example of the Lower Ardèche river (mid Rhône valley). *Geomorphology* 106, 46-61.
- Mocochain, L., Clauzon, G., Bigot, J-Y., Brunet, P., 2006. Geodynamic evolution of the peri-Mediterranean karst during the Messinian and the Pliocene: evidence from the Ardèche and Rhône Valley systems canyons, Southern France. *Sedimentary Geology* 188-189, 219-233.
- Molinier, R., 1981. Catalogue des plantes vasculaires des Bouches-du-Rhône. Mus. Hist. natur. Marseille édit., 375 pp.
- Molliex, S., Bellier, O., Terrier, M., Lamarche, J., Martelet, G., Espurt, N., 2011. Tectonic and sedimentary inheritance on the structural framework of Provence (SE France): Importance of the Salon-Cavaillon fault. *Tectonophysics* 501, 1-16.
- Monna, F., Dominik, J., Loizeau, J.-L. Pardos, M., Arpagaus, P., 1999. Origin and evolution of Pb in sediments of lake Geneva (Switzerland – France). Establishing a stable Pb record. *Environ. Sci. Tech.* 33, 2850-2857.
- Mook, W.G., van der Plicht, J., 1999. Reporting <sup>14</sup>C activities and concentrations. *Radiocarbon* 41, 227–239.
- Moore, D.M., Reynolds, K. Jr, 1989. X-ray diffraction and identification and analysis of clay minerals. Oxford University Press, 322 pp.
- Mosser-Ruck, R., Devineau, K., Charpentier, D., Cathelineau, M., 2005. Effects of ethylene glycol saturation protocols on XRD patterns: a critical review and discussion. *Clays and Clay Minerals* 53 (6), 631-638.
- Moullard, M., Tronchetti, G., Masse, J-P., 1998. Le stratotype historique de l’Aptien intérieur (Bédoulien) dans la région de Cassis-La Bédoule (S.E. France). *Géologie Méditerranéenne* 25 (3-4), 298 p. Ed. Université de Provence, Marseille, France.

Murray, A.S., Wintle, A.G., 2000 Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation Measurements* 32, 57-73.

## N

Nakagawa, T., Brugiapaglia, E., Digerfeldt, G., Reille, M., de Beaulieu, J.L., Yasuda, Y., 1998. Dense-media separation as a more efficient pollen extraction method for use with organic sediment samples: comparison with the conventional method. *Boreas: an international journal of quaternary research* 27, 15-24.

Nakamura, Y., 1989. A methods for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. *Quarterly Report of the Railway Technology Research Institute* 30 (1), 25-33.

Nicod, J., 2012. Sources et sites des eaux karstiques. Méditerranée, hors-série, Presses Universitaires de Provence (PUP), 278 pp.

Nogoshi, M., Igarashi, T., 1971. On the amplitude characteristics of microtremors. *J. Seism. Soc. Japan* 24, 24-40.

Nordiana, M.M., Saad, R., Nawawi, M.N.M., Azwin, I.N., Tonnizam Mohamad, E., 2013. Case Study: Shallow Subsurface Geology Mapping Using 2-D Resistivity Imaging with EHR Technique. *APCBEE Procedia* 5, 134-140.

Nowell, D.A.G, 1999. Gravity terrain corrections - an overview. *Journal of Applied Geophysics* 42, 117-134.

Nriagu, J.O., 1983. *Lead and Lead Poisoning in Antiquity*. Ed. Wiley, New York, 437 pp.

## O

Olayinka, A.I., Yaramanci, U., 2000. Assessment of the reliability of 2D inversion of apparent resistivity data. *Geophysical Prospection* 48, 293-316.

Onoratini, G., Conrad, G., Odin, B., Michaud, L., Lappartient, J.-R., Conrad, J., 1987. Esquisse géologique : sédiments et fossiles de la Provence méridionale. *Laboratoire de sédimentologie de l'Université Aix-Marseille III*. 161pp.

Overpeck, J.T., Webb, T., Prentice, I.C., 1985. Quantitative interpretation of fossil pollen spectra : Dissimilarity coefficients and the method of modern analogs. *Quaternary*

Research 23, 87-108.

***P***

- Padin, J., Martin, A., Anquela, A.B., 2012. Archaeological microgravimetric prospection inside don church (Valencia, Spain). *Journal of Archaeological Science* 39, 547-554
- Passelac, M., Vernhet, A., 1993. Céramique sigillée sud-gauloise. *Lattara* 6, 569-580.
- Patterson, C.C., 1971. Native copper, silver and gold accessible to early metallurgists. *American Antiquity* 36, 286-321.
- Philip, J., 1970. Les Formations calcaires à rudistes du crétacé supérieur provençal et rhodanien. Thèse de Doctorat, Université de Marseille, 438 pp.
- Piccini, L., 2011. Recent developments on morphometric analysis of karsts caves. *Acta Carsologica* 40 (1), 43-52.
- Pomerol, C., Lagabrielle, Y., Renard, M., 2005. *Éléments de Géologie*, 13<sup>ème</sup> édition. Ed. Dunod, Paris, 762 pp.
- Potié, L., 1979. Ressource en eau des zones côtières : captage des résurgences sous-marines, littorales, risques de pollution et protection des aquifères côtiers en milieu fissuré ou karstique. *Techniques et Sciences Municipales- L'Eau* (3), 1-4.
- Prescott, J.R., Hutton, J.T., 1995. Environmental dose rates and radioactive disequilibrium from some Australian luminescence dating sites. *Quaternary Science Reviews* 14, 439-448.
- Puertas, O., 1998. Palynologie dans le delta du Lez. Contribution à l'histoire du paysage de Lattes, Edition de l'Association pour la Recherche Archéologique en Languedoc Oriental, Lattes. 181 pp.
- Pueyo-Anchuela, Ó., Casas-Sainz, A.M., Soriano, M.A., Pocoví-Juan, A., 2011. Geophysical techniques applied to urban planning in complex near surface environments. Examples of Zaragoza, NE Spain. *Physics and Chemistry of the Earth* 36 (16), 1211-1227.
- Puisségur, J.-J., 1976. Mollusques continentaux quaternaires de Bourgogne. Significations stratigraphiques et climatiques. Rapports avec d'autres faunes boréales de France, Doin ed. Doin, Paris.
- Py, M., 1993. Dicocer. *Dictionnaire des céramiques antiques (VIIème s. av.n.é - VIIème s.*

de.n.é) en Méditerranée nord-occidentale (Provence, Languedoc, Ampurdan), Lattes. Lattara 6, 623 pp.

## ***Q***

Quezel, P., 1999. Les grandes structures de végétation en région méditerranéenne : Facteurs déterminants dans leur mise en place post-glaciaire. *Geobios* 32 (1), 19–32.

## ***R***

Ramadass, G., Ramaprasada Rao, I.B., Himabindu, D., 2006. Crustal configuration of the Dharwar craton, India, based on joint modeling of regional gravity and magnetic data. *Journal of Asian Earth Sciences* 26 (5), 437-448.

Renberg, I., Wik-Persson, M., Emteryd, O., 1994. Pre-industrial atmospheric lead contamination detected in Swedish lake sediments. *Nature* 368, 323-326.

Rey, F., 2003. Influence of vegetation distribution on sediment yield in forested marly gullies. *Catena* 50 (2-4), 549-562.

Ringberg, B., Erlström, M., 1999. Micromorphology and petrography of Late Weichselian glaciolacustrine varves in southeastern Sweden. *Catena* 35, 147-177.

Robert, C., Gauthier, A., Chamley, H., 1984. Origine autochtone et allochtone des argiles de haute altitude en Corse. *Géologie Méditerranéenne* 11 (3), 243-253.

Roberts, A.P., 1995. Magnetic properties of sedimentary greigite (Fe<sub>3</sub>S<sub>4</sub>). *Earth planet. Sci. Lett.*, 134, 227-236.

Roberts, A.P., Chang, L., Rowan, C.J., Horng, C.S., Florindo, F., 2011. Magnetic properties of sedimentary greigite (Fe<sub>3</sub>S<sub>4</sub>): an update. *Rev. Geophys.* 49, RG1002, doi:10.1029/2010RG000336.

Roberts, A.P., Reynolds, R.L., Verosub, K.L., Adam, D.P., 1996. Environmental magnetic implications of greigite (Fe<sub>3</sub>S<sub>4</sub>) formation in a 3 m.y. lake sediment record from Butte Valley, northern California. *Geophysical research letters* 23, 2859-2862.

Rochette, P., Vadeboin, F., Clochard, L., 2001. Rock magnetic applications of Halbach cylinders, *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 126, 109-117.

Roger, S., Münch, P., Cornée, J.J., Saint Martin, J.P., Féraud, G., Pestrea, S., Conesa, G., Ben

- Moussa, A., 2000.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of the pre-evaporitic Messinian marine sequences of the Melilla basin (Morocco) : a proposal for some biosedimentary events as isochrons around the Alboran Sea. *Earth and Planetary Science Letters* 179, 101-113.
- Rohling, E.J., Grant, K., Bolshaw, M., Roberts, A.P., Siddall, M., Hemleben, Ch., Kucera, M., 2009. Antarctic temperature and global sea level closely coupled over the past five glacial cycles. *Nature Geoscience* 2, 500-504.
- Rosenblad, B.L., Goetz, R., 2010. Study of the H/V spectral ratio method for determining average shear wave velocities in the Mississippi embayment. *Engineering Geology* 112, 13-20.
- Rothé, M-P., Tréziny, H., 2005. Carte archéologique de la Gaule, 13/3, Marseille et ses environs. Ed. Académie des Inscriptions et Belles-Lettres, 791 pp.
- Rouchy, J.M., Caruso, A., 2006. The Messinian salinity crisis in the Mediterranean basin : a reassessment of the data and an integrated scenario. *Sedimentary geology* 188-189, 35-67.
- Roure, F., Choukroune, P., 1998. Contribution of the Ecors seismic data to the Pyrenean geology: Crustal architecture and geodynamic evolution of the Pyrenees, *Mémoire de la Société géologique de France* 173, 37-52.
- Rucker, D.F., Noonan, G.E., Greenwood, W.J., 2011. Electrical resistivity in support of geological mapping along the Panama Canal. *Engineering Geology* 117 (1-2), 121-133.
- Ryan, W.F., Hsü K.J., Al.E., 1973. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. (13), 1447 pp.

## **S**

- Sagnotti, L., Roberts, A.P., Weaver, R., Verosub, K.L., Florindo, F., Pike, C.R., Clayton, T., Wilson, G.S., 2005. Apparent magnetic polarity reversals due to remagnetization resulting from late diagenetic growth of greigite from siderite. *Geophys. J. Int.* 100, 89-100.
- Salvati, R., Sasowsky, I.D., 2002. Development of collapse sinkholes in areas of groundwater discharge. *Journal of Hydrology* 264 (1-4), 1-11.

- Samouëlian, A., Cousin, I., Tabbagh, A., Bruand, A., Richard, G., 2005. Electrical resistivity survey in soil sciences: a review. *Soil and Tillage research* 83, 173-193.
- Sampei, Y., Matsumoto, E., 2001. C/N ratios in a sediment core from Nakaumi Lagoon, southwest Japan-usefulness as an organic source indicator. *Geochemical Journal* 35, 189–205.
- Saurel, A., 1857. *Statistique de la Commune de Cassis*. Laffitte reprints (Ed.), Marseille, 2001, 268 pp.
- Sauzade, G., 1998. Les sépultures collectives Provençale, dans P. Soulier (dir.), *La France des dolmens et des sépultures collectives (4500-2000 avant J.-C.)*. Paris, Errance, 291-328.
- Scaife, B., 1997. Database of lead isotope ratios for ores collected from around the Mediterranean, papers published between 1987 and 1997 *in* <http://www.brettscaife.net/lead/data/index.html>.
- Schiefer, E., Gilbert, R., Hassan, M.A., 2011. A lake sediment-based proxy of floods in the Rocky Mountain Front Ranges, Canada. *Journal of Paleolimnology* 45,137-149.
- Schneider, J., Röhrs, J., Jäger, P., 1990. Sedimentation and eutrophication history of Austrian alpine lakes. M Tilzer, C. Serruja (Eds.), *Large lakes. Ecological structure and function*, Brock/Springer Series in Contemporary Bioscience, Berlin, Heidelberg, New York, London, Paris, Tokyo, Hong Kong, 316–335.
- Scintrex limited, 2006. CG5 Scintrex autograv system Operation Manual. Concord, Ontario, Scintrex Limited.
- Séranne, M., 1999. The Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) revisited by IBS: An overview. *In: DURAND, B., JOLIVET, L., HoRvATN, E & SERANNE, M. (eds) The Mediterranean Basins: Tertiary Extension within the Alpine Orogen*. Geological Society, London, Special Publications 156, 15-36.
- SESAME, W.t., 2004. Guidelines for the implementation of the H/V spectral ratio technique on ambient vibrations – measurements, processing and interpretation, SESAME European research project WP12.
- Shotyk, W., Weiss, D., Appleby, P.G., Cheburkin, A.K., Frei, R., Gloor, M., Kramers, J.D., Reese, S., van der Knaap, W.O., 1998. History of atmospheric lead deposition since

- 12,370 14C yr BP recorded in a peat bog profile, Jura Mountains, Switzerland. *Science* 281, 1635-1640.
- Siart, C., Hecht, S., Holzhauser, I., Altherr, R., Meyer, H.P., Schukraft, G., Eitel, B., Bubenzer, O., Panagiotopoulos, D., 2010. Karst depressions as geoarchaeological archives: The palaeoenvironmental reconstruction of Zominthos (Central Crete), based on geophysical prospection, sedimentological investigations and GIS. *Quaternary International* 216, 75-92.
- Siddall, M., Rohling, E.J., Almogi-Labin, A., Hemleben, C., Meischner, D., Schmelzer, I., Smeed, D.A., 2003. Sea-level fluctuations during the last glacial cycle. *Nature* 423, 853-858.
- Simonneau, A., Doyenb, E., Chapron ; E., Millet, L., Vanni re, B., Di Giovanni, C., Bossard, N., Tachikawa, K., Bard, E., Alb ric, P., Desmet, M., Roux, D., Lajeunesse, P., Berger, J.F., Arnaud, F., 2013. Holocene land-use evolution and associated soil erosion in the French Prealps inferred from Lake Paladru sediments and archaeological evidences. *Journal of Archaeological Science* 40, 1636-1645.
- Souque, C., 2002. Magnétisme structural dans les chaînes de chevauchement-plissement : D veloppements analytiques et exemples d'utilisation dans les Corbi res. Thèse de doctorat, Université de Cergy-Pontoise, 323 pp.
- Štěpančíková, P., Dohnal, J., P nek, T., L j, M., Smolkov , V., Šilh n, K., 2011. The application of electrical resistivity tomography and gravimetric survey as useful tools in an active tectonics study of the Sudetic Marginal Fault (Bohemian Massif, central Europe). *Journal of Applied Geophysics* 74 (1), 69-80.
- Stos-Gale, Z.A., Gale, N.H., 2009. Metal provenancing using isotopes and the Oxford archaeological lead isotope database (OXALID). *Arch. Anthropol. Sci.* 1 (3), 195-213.
- Stos-Gale, Z.A., Gale, N.H., Annetts, N., 1996. Lead isotope data from the Isotracer Laboratory, Oxford: Archaeometry data base 3, ores from the Aegean, part 1. *Archaeometry* 38, 381-390.
- Styles, P., McGrath, R., Thomas, E., Cassidy, N.J., 2005. The use of microgravimetry for cavity characterization in karstic terrains. *Quarterly Journal of Engineering Geology Hydrogeology* 38, 155-169.
- Su, Y., Gao, X., Liu, Q., Wang, J., Haberkott, T., Zhu, L., Li, J., Duan, Z., Tian, L., 2013.

- Mineral magnetic study of lacustrine sediments from Lake Pumoyum Co, southern Tibet, over the last 19 ka and paleoenvironmental significance. *Tectonophysics* 588, 209-221.
- Subally, D., Quézel, P., 2002. Glacial or interglacial: *Artemisia*, a plant indicator with dual responses. *Review of Palaeobotany and Palynology* 120, 123-130.
- Suc, J.-P., 1984. Origin and evolution of the Mediterranean vegetation and climate in Europe. *Nature* 307, 429-432.
- Sun, S.S., 1980. Lead isotopic study of young volcanic rocks from Mid-ocean ridges, ocean island and island arcs. *Phil Trans Royal Soc London*, A297, 45-409.
- Svensson, P.D., Hansen, S., 2010. Intercalation of smectite with liquid ethylene glycol — Resolved in time and space by synchrotron X-ray diffraction. *Applied Clay Science* 48, 358–367.
- I**
- Tarling, D.H., Hrouda, F., 1993. The magnetic anisotropy of rocks. Chapman & Hall eds., London, 217 pp.
- Tassy, A., 2012. Karsts côtiers et canyons sous-marins de la marge provençale au Cénozoïque : contrôle géodynamique, eustatique, hydrologique et structural. Thèse de doctorat, Aix Marseille Université, 416 pp.
- Telford, W.M., Geldart, L.P., Sheriff, R.E., 1990. *Applied geophysics*, second Edition. Cambridge University Press, 770 pp.
- Thevenon, F., Graham, N.D., Chiaradia, M., Arpagaus, P., Wildi, W., Poté, J., 2011. Local to regional scale industrial heavy metal pollution recorded in sediments of large freshwater lakes in central Europe (lakes Geneva and Lucerne) over the last centuries. *Sci. Total Environ.* 412-413, 239-247.
- Thompson, R., Oldfield, F., 1986. *Environmental magnetism*. Allen and Unwin (Ed.), London, 227 pp.
- Thouveny, N., Boulrès, D.L., Saracco, G., Carcaillet, J.T., Bassinot, F., 2008. Paleoclimatic context of geomagnetic dipole lows and excursions in the Brunhes, clue for an orbital influence on the geodynamo? *Earth and Planetary Science Letters* 275, 269–284.
- Thouveny, N., Carcaillet, J., Moreno, E., Leduc, G., Nérini, D., 2004. Geomagnetic moment

- variation and paleomagnetic excursions since 400 kyr BP: a stacked record from sedimentary sequences of the Portuguese margin. *Earth and Planetary Science Letters*, 219, 377-396.
- Tilman, D., Lehman, C., 2001. Human-caused environmental change: impacts on plant diversity and evolution. *Proceedings of the National Academy of Science USA* 98, 5433-5440.
- Tjallingii, R., Röhl, U., Kölling, M., Bickert, T., 2007. Influence of water content on X-ray fluorescence core-scanning measurements in soft marine sediments. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 8.
- Trement, F., 1994. Histoire de l'occupation du sol et évolution des paysages dans le secteur des Etangs de saint-Blaise, volume 1. Thèse de doctorat, Université de Provence, 422 pp.
- Tremolet de Lacheisserie, E., 1999. Le magnétisme. *Eps Sciences (Ed.)*. 437 pp.
- Triat-Laval, H., 1978. Contribution pollenanalytique à l'histoire tardi- et postglaciaire de la végétation de la basse-vallée du Rhône. Thèse de doctorat, Université Aix-Marseille III, France. 343 pp.
- Truffeau-Libre, M., 2004. La céramique romaine de la maison 1.9.9 à Pompei. SFECAG, Actes du Congrès de Vallauris.

## V

- Vadillo, I., Benavente, J., Neukum, C., Grützner, C., Carrasco, F., Azzam, R., Liñán, C., Reicherter, K., 2012. Surface geophysics and borehole inspection as an aid to characterizing karst voids and vadose ventilation patterns (Nerja research site, S. Spain). *Journal of Applied Geophysics* 82, 153-162.
- Valet, J-P., Fournier, A., Courtillot, V., Herrero-Bervera, E., 2012. Dynamical similarity of geomagnetic field reversals. *Nature* 490, 89-93.
- van Camp, M., Vauterin, P., 2005. TSoft : graphical and interactive software for the analysis of time series and Earth tides. *Computers and Geosciences* 31, 631-640.
- van Geen, A., Zheng, Y., Bernhard, J.M., Cannariato, K.G., Carriquiry, J.D., Dean, W.E., Eakins, B.W., Ortiz, J.D., Pike, J., 2003. On the preservation of laminated sediments along the Western margin of North America. *Paleoceanography* 18 (4), 1098 pp.
- van Hengstum, P.J., Scott, D.B., Gröcke, D.R., Charette, M.A., 2011. Sea level controls

- sedimentation and environments in coastal caves and sinkholes. *Marine Geology* 286 (1-4), 35-50.
- van Vliet-Lanoë, B.M.J., Hallegouët, B., 2001. European permafrost at the LGM and at its maximal extent in *Permafrost Response on Economic Development, Environmental Security and Natural Resources*, NATO Science Series 76, 195-213.
- Vasseur, G., 1914. L'origine de Marseille. Fondation des premiers comptoirs ioniens de Massalia vers le milieu du VIIème siècle. Résultats de fouilles archéologiques exécutées à Marseille dans le Fort Saint-Jean, Marseille, typographie et lithographie Moullot fils aîné, *Annales du Musée d'histoire naturelle de Marseille* 13, 284 pp.
- Vela, E., Pavon, D., Giraud, R., Destefano, M., Saatkamp, A., 2001. Liste des plantes vasculaires du site classé des Calanques (Marseille, Cassis, Bouches-du-Rhône). *Bull. Soc. linn. Provence* 52, 139-148.
- Verardo, D.J., Froelich, P.N., McIntyre, A., 1990. Determination of organic carbon and mintogen in marine sediments using the carlo Erba NA-1500 Analyzer. *Deep-Sea Research* 37, 157-165.
- Vermeesch, P., 2007. CosmoCalc: an Excel add-in for cosmogenic nuclide calculations. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 8.
- Vernet, J.-L., Thiébaud, S., 1987. An approach to northwestern Mediterranean recent prehistoric vegetation and ecologic implications. *Journal of Biogeography* 14, 117-127.
- Vital, J., 1999. Identification du Bronze moyen-récent en Provence et en Méditerranée nord-occidentale. *Document d'Archéologie méridionale*, Lattes, Paris, 22, 7-115.
- Vitousek, P.M., Mooney, H.A., Lubchenco, J., Melillo, J.M., 1997. Human domination of Earth's ecosystems. *Science* 277, 494-499.

## W

- Walther, G.-R., Post, E., Convey, P., Menzel, A., Parmesan, C., Beebee, T.J.C., Fromentin, J.-M., Hoegh-Guldberg, O., Bairlein, F., 2002. Ecological responses to recent climate change. *Nature* 416, 389-395.
- Wertime, T.E., 1973. The beginnings of metallurgy: a new look. *Science* 182, 875-887.
- Wilhelm, B., Arnaud, F., Sabatier, P., Crouzet, C., Brisset, E., Chaumillon, E., Disnar, J.R.,

Güiter, F., Malet, E., Reyss, J.L., Tachikawa, K., Bard, E., Delannoy, J.J., 2012. 1400 years of extreme precipitation patterns over the Mediterranean French Alps and possible forcing mechanisms. *Quaternary Research* 78, 1–12.

Wintle, A.G., Murray, A.S., 2006. A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols. *Radiation Measurements* 41, 369-391.

Worm, H.-U., 1998 On the superparamagnetic-stable single domain transition for magnetite, and frequency dependence of susceptibility, *Geophys. J. Int.* 133, 201-206.

### Z

Zhang, J.-F., Liu, C.-L., Wu, X.-H., Liu, K.-X., Zhou, L.-P., 2012. Optically stimulated luminescence and radiocarbon dating of sediments from Lop Nur (Lop Nor), China. *Quaternary Geochronology* 10, 150-155.

Zimmermann, D.W., 1971 Thermoluminescent dating using fine grains from pottery, *Archaeometry* 13, 29-52.

Zolitschka, B., 2003. Dating based on freshwater and marine laminated sediments. In: Mackay A, Battarbee R, Birks J, Oldfield F. (ed) *Global change in the Holocene*. Edward Arnold Publishers, London, 92-106.



## Liste des annexes

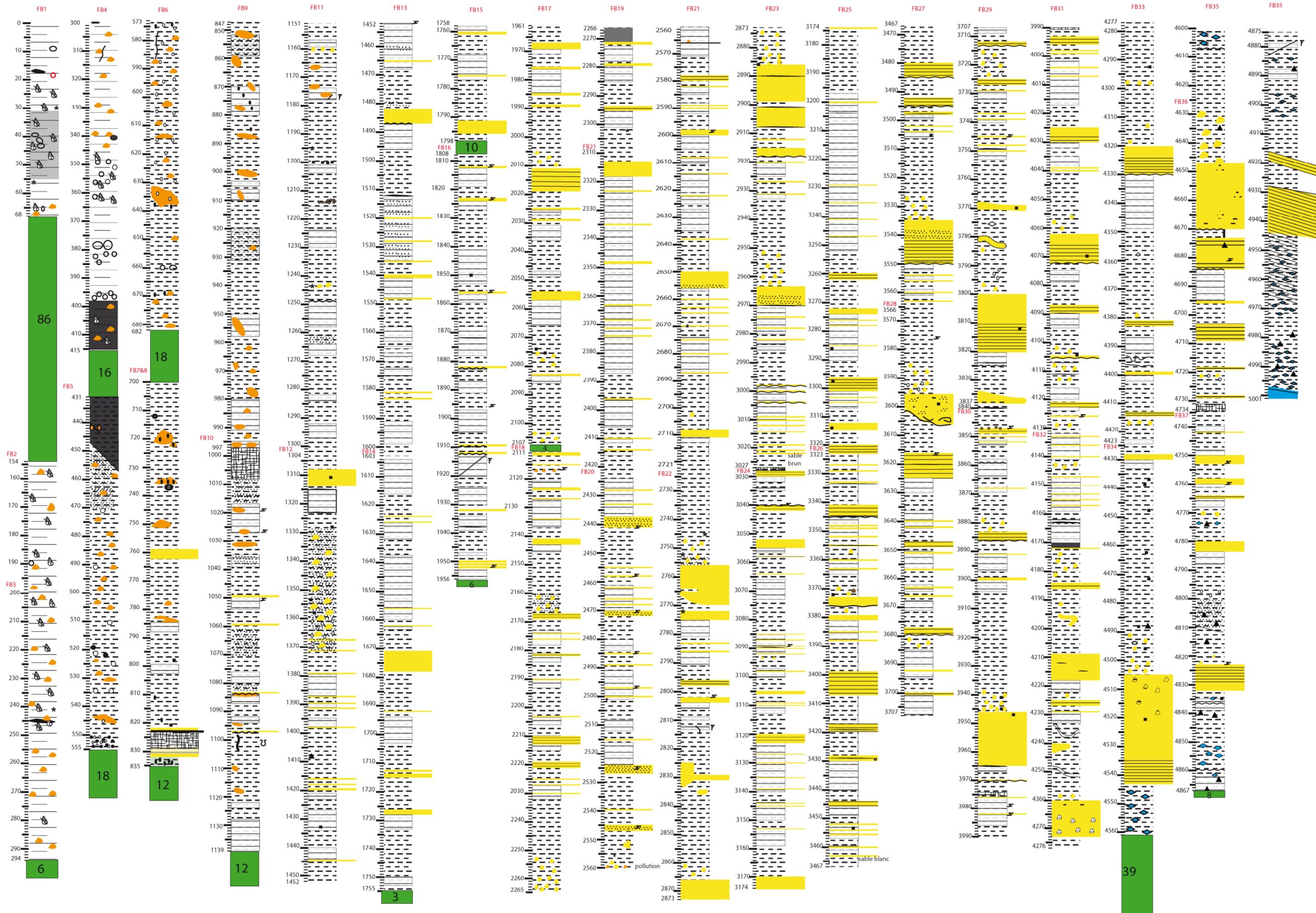
<u>Annexe 1</u> : Log stratigraphique détaillé de la carotte sédimentaire du paléo-lac de Cassis.	280
<u>Annexe 2</u> : Composition argileuse, granulométrique et chimique des sédiments lacustres.	282
<u>Annexe 3</u> : Datations des enregistrements sédimentaires holocènes de Cassis.	284
<u>Annexe 4</u> : Liste de la malacofaune identifiée dans la tranchée du domaine de Ferme Blanche (a) et classée par groupes écologiques (b).	285
<u>Annexe 5</u> : Liste de la malacofaune identifiée dans la tranchée du domaine de Fontblanche (a) et classée par groupes écologiques (b).	287
<u>Annexe 6</u> : Suivie des paramètres physicochimiques du paléo-lac de Cassis.	288

## *Annexe 1 : Log stratigraphique détaillé de la carotte sédimentaire du paléo-lac de Cassis*

Les éléments permettant de localiser une figure sédimentaire sont placés à droite du log, en face de la figure considérée (plan de faille, cassure, bioturbation). Le n° des sections de la carotte FB sont indiqués en rouge et la profondeur en centimètres.

Légende utilisée pour le log stratigraphie détaillé de la carotte sédimentaire FB.

	Argile		Contact franc
	Limon		Contact franc érosif
	Sable très fin		Plan de faille
	Marne		Cassure de la carotte
	Niveau humide		Lamination horizontale
	Lacune		Galet isolé (arrondi)
	Remanié		Galet isolé (anguleux)
	Niveau brun foncé		Galet de marne
	Lentille sableuse		Matière organique
	Lentille argileuse		Diffusion matière organique
	Tâche ocre d'oxydo-réduction		Gastéropodes fragmentés
	Calcite		Gastéropodes
	Manganèse		Bioturbation
	Tâches noires Débit org ou Mn		
	Pyrite		
	Charbon		
	Os		



## ***Annexe 2 : Composition argileuse, granulométrique et chimique des sédiments lacustres***

Les trois tableaux résumant les caractéristiques des sédiments lacustres des sections testées 19, 25 et 32 de la carotte FB (cf. partie IV). Les abréviations utilisées sont : S = sable, L = limon, A = argile, So = indice de classement, Sk= indice de dissymétrie, K = indice d'acuité (d'après *Folke et Ward, 1957*).

ID	Échantillon	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
	Z (cm)	2318	2324	2329	2336	2337	2342	2348	2350	2360	2363	2365	2369	2372	2380.	2384.
Section		19														
Granulométrie matricielle (%)	L. et A.	73.20	99.99	99.52	97.33	99.31	99.98	100.0	83.45	99.32	86.29	100	90.17	99.68	99.86	99.81
	S. moyens	0.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0	0.00	0.00	0.00	0.00
	S. fins	26.67	0.01	0.48	2.67	0.69	0.02	0.00	16.55	0.68	13.71	0	9.83	0.32	0.14	0.19
	L. grossiers	17.92	3.99	5.97	10.83	8.54	4.64	5.19	21.61	4.48	22.16	2.2	26.85	3.45	5.41	3.03
	L. fins	27.86	46.70	46.30	40.56	46.43	46.67	47.10	31.14	45.25	31.53	56.4	32.86	43.56	44.90	41.28
	A.	27.41	49.30	47.25	45.94	44.34	48.66	47.71	30.71	49.59	32.60	41.3	30.46	52.66	49.55	55.50
Mode granulométrique	S. fins	80							50		50					
	L. grossiers					40				40			40	40		
	L. fins	8	6.3	8	6.3	16 6.3	5	6.3	8	6.3	6.3		8	6.3	6.3	6.3
	A.	1.6	1.6	1.6	1.6	1.6	1.6	1.6	1.6	1.6	1.6	1.6	1.6	1.6	1.6	1.6
		0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8
	So	2.950	2.159	2.243	2.524	2.341	2.158	2.198	2.863	2.155	2.846		2.736	2.125	2.199	2.107
	Sk	0.273	0.062	0.068	-0.02	0.065	0.062	0.066	0.183	0.053	0.140		0.264	0.034	0.034	0.008
	K	0.717	0.852	0.863	0.908	0.878	0.867	0.852	0.712	0.887	0.709		0.728	0.865	0.866	0.855
Minéraux argileux(%)	Smectite			46						52			83		87	52
	Illite			33						28			12		6	28
	Kaolinite			22						20			5		7	20
	Chlorite			0						0			0		0	0
Teneur en eau	%N	0.021	0.038	0.022	0.026	0.038	0.023	0.026	0.021	0.022	0.015	0.020	0.016	0.016	0.021	0.025
	%Ctot	5.698	6.009	7.588	6.279	6.03	6.98	6.81	6.47	7.53	7.39	7.58	6.64	7.8	7.125	7.433
	%Corg	0.351	0.57	0.401	0.466	0.61	0.38	0.39	0.44	0.4	0.47	0.29	0.42	0.34	0.367	0.362
	Corg/N	16.9	15.2	18.3	18.1	16.3	16.8	15.2	21.5	18.0	32.1	14.5	27.3	21.3	17.9	14.7
	%CaCO <sub>3</sub>	44.54	45.3	59.86	48.42	45.1	55	53.4	50.2	59.5	57.6	60.7	51.7	62.1	56.29	58.9

ID	Échantillon	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
		Z (cm)	3216.	3224.	3228.	3231.	3242	3247	3256	3262	3264	3268	3273
	Section	25											
Granulométrie matricielle (%)	L. et A.	99.82	99.57	75.97	99.97	85.69	99.95	99.96	72.99	100.0	99.99	73.31	99.99
	S. moyens	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.62	0.00
	S. fins	0.18	0.43	24.03	0.03	14.31	0.05	0.04	26.99	0.00	0.01	26.07	0.01
	L. grossiers	4.48	5.14	21.96	4.28	21.26	3.80	6.90	21.30	1.30	4.30	13.56	2.93
	L. fins	43.22	46.80	25.89	46.35	30.75	44.66	44.31	25.25	43.48	43.75	28.19	43.38
	A.	52.12	47.63	28.12	49.34	33.68	51.50	48.75	26.44	55.22	51.94	31.56	53.67
Mode granulométrique	S. fins			63		50			63			80	
	L. grossiers						40						
	L. fins	6.3	6.3	8 4	8	8	5	16 8,4	8	6.3	6.3	8	6.3
	A.	1.6	1.6	1.6	1.6	1.6	1.6	1.6	1.6	1.6	1.6	1.6	1.6
		0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8
	So	2.18	2.19	2.96	2.178	2.89	2.13	2.29	2.96	2.01	2.19	3.13	2.09
	Sk	0.026	0.064	0.359	0.059	0.139	0.045	0.028	0.399	0.054	0.015	0.102	0.034
	K	0.864	0.875	0.715	0.841	0.702	0.858	0.844	0.734	0.829	0.841	0.690	0.859
Minéraux argileux(%)	Smectite	72	84			61			80		74		
	Illite	18	10			29			15		16		
	Kaolinite	10	6			10			5		10		
	Chlorite	0	0			0			0		0		
Teneur en eau	%N	0.028	0.033	0.023	0.026	0.028	0.013	0.026	0.013	0.017	0.017	0.024	0.020
	%Ctot	5.83	6.01	4.63	6.52	5.07	7.35	6.15	5.39	6.57	6.60	5.06	6.71
	%Corg	0.50	0.67	0.59	0.46	0.67	0.41	0.52	0.43	0.43	0.47	0.70	0.44
	Corg/N	18.1	20.5	25.6	18.1	23.9	32.5	20.4	34.1	25.3	28.0	29.9	21.8
	%CaCO <sub>3</sub>	44.4	44.5	33.7	50.5	36.7	57.7	46.9	41.3	51.0	51.0	36.3	52.2

ID	Échantillon	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
		Z (cm)	4124	4138	4147	4153	4155	4158	4162	4164	4169	4172	4173
	Section	32											
Granulométrie matricielle (%)	L. et A.	99.99	99.94	79.17	99.97	85.66	73.01	99.99	75.20	97.84	81.53	97.74	99.95
	S. moyens	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	S. fins	0.01	0.06	20.83	0.03	14.34	26.99	0.01	24.80	2.16	18.47	2.26	0.05
	L. grossiers	1.96	4.89	25.03	4.29	24.78	22.79	2.41	16.96	10.99	22.80	7.18	6.40
	L. fins	40.86	43.52	26.48	42.57	30.42	24.48	44.57	27.81	43.21	27.48	39.79	43.90
	A.	57.18	51.53	27.65	53.11	30.46	25.74	53.02	30.43	43.64	31.25	50.77	49.64
Mode granulométrique (µm)	S. fins			50			63		80	50	50		
	L. grossiers					40						40	
	L. fins	6.3	6.3	8	6.3	8	8	6.3	8	8	8	6.3	8
	A.	1.6	1.6	1.6	1.6	1.6	1.6	1.6	1.6	1.6	1.6	1.6	1.6
		0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8	0.8
	So	2.036	2.210	2.899	2.188	2.851	2.936	2.085	3.031	2.484	2.985	2.411	2.274
	Sk	0.024	0.018	0.368	0.007	0.248	0.446	0.043	0.188	0.042	0.264	-0.046	0.024
	K	0.847	0.847	0.732	0.845	0.720	0.744	0.846	0.693	0.859	0.704	0.91	0.847
Minéraux argileux(%)	Smectite	83		78	90	76			59	78		73	
	Illite	11		15	6	17			30	12		22	
	Kaolinite	6		7	4	7			11	10		5	
	Chlorite	0		0	0	0			0	0		0	
Teneur en eau	%N	0.015	0.024	0.023	0.030	0.018	0.019	0.026	0.023	0.015	0.027	0.039	0.027
	%Ctot	6.04	6.37	4.85	5.91	5.74	5.41	6.44	5.15	7.21	4.38	5.35	6.02
	%Corg	0.35	0.52	0.50	0.54	0.42	0.47	0.46	0.65	0.35	0.69	0.72	0.53
	Corg/N	23.6	21.7	22.0	18.4	23.3	25.4	17.5	29.0	23.5	25.5	18.4	19.6
	%CaCO <sub>3</sub>	47.3	48.7	36.2	44.7	44.3	41.2	49.8	37.4	57.1	30.7	38.5	45.7

### ***Annexe 3 : Datations des enregistrements sédimentaires holocènes de Cassis.***

Les datations  $^{14}\text{C}$  présentées ci-dessous ont été réalisées à ARTEMIS (Saclay, France) suivant le protocole résumé paragraphe 6.1. Les charbons n'ayant pas été identifiés avant d'être datés sont indiqués par « - » dans la colonne ID espèce. Les âges  $^{14}\text{C}$  BP ont été convertis en âges  $^{14}\text{C}$  CalBP avec le logiciel en ligne « Online CalPal ».

ID échantillon	ID Espèce	Z min (cm)	Z max (cm)	Masse (mg)	mg C	$\Delta^{13}\text{C}$	pMC corrigé du fractionnement	Âge radiocarbone (an BP)	Âge radiocarbone (CalBP)
<i>Échantillons tranchée TR (Ferme Blanche)</i>									
TRC4_75	-	70	80	17	1.20	-20.50	98.39 ± 0.35	130 ± 30	139 ± 100
TRC4_96	<i>Pinus halepensis</i>	91	101	6,7	0.75	-21.30	98.09 ± 0.30	155 ± 30	142 ± 111
TRC4_125.5	indéterminée	119	131	8	1.45	-21.20	94.76 ± 0.28	435 ± 30	501 ± 15
TRC4_137	-	135	142	6	1.20	-27.00	73.94 ± 0.25	2425 ± 30	2519 ± 128
TRC2_150	<i>Pinus halepensis</i>	145	154	9	0.86	-22.80	74.87 ± 0.29	2325 ± 30	2347 ± 9
TRC2_158	-	154	165	11	1.06	-28.80	76.61 ± 0.26	2140 ± 30	2172 ± 95
TRC1_173	<i>Pinus halepensis</i>	173	173	5	1.30	-24.00	78.46 ± 0.27	1950 ± 30	1906 ± 30
TRC2_188	<i>Pinus halepensis</i>	184	193	5,93	0.85	-21.80	77.75 ± 0.27	2020 ± 30	1974 ± 34
TRC1_206	<i>Quercus cad.</i>	206	206	6,73	1.17	-24.70	75.22 ± 0.27	2285 ± 30	2278 ± 63
TRC2_217.5	vitriifiée	212	222	8	1.35	-25.90	67.11 ± 0.25	3205 ± 30	3426 ± 26
TRC1_227	-	222	233	8	0.89	-34.20	73.47 ± 0.26	2475 ± 30	2580 ± 95
TRC2_257.5	<i>Pinus halepensis</i>	252	262	8,5	1.23	-24.70	73.21 ± 0.26	2505 ± 30	2610 ± 86
TR_T286	<i>Pinus halepensis</i>	272	300	7,67	1.25	-22.60	73.12 ± 0.27	2515 ± 30	2619 ± 87
<i>Échantillons carotte FB (Ferme Blanche)</i>									
FB4_408.5s	argile	406	411	4000	1.37	-12.60	33.46 ± 0.19	8795 ± 45	9826 ± 92
FB4_408.5s	indéterminée	406	411	3,57	1.10	-25.60	68.57 ± 0.26	3030 ± 30	3261 ± 53
FB5_443	argile	440	446	3230	1.25	-25.20	41.60 ± 0.21	7045 ± 40	7890 ± 40
<i>Échantillons tranchée TR INRAP1 (Fontblanche)</i>									
TR1_85	-	80	90	19	1.24	-27.40	51.48 ± 0.20	5335 ± 30	6112 ± 69
TR1_115	-	110	120	5	0.76	-29.40	46.01 ± 0.22	6235 ± 40	7148 ± 83
TR1_140	-	135	145	11	1.50	-29.20	43.73 ± 0.20	6645 ± 35	7533 ± 31
TR1_167	-	160	175	4	0.50	-33.40	50.80 ± 0.21	5440 ± 35	6252 ± 32
<i>Échantillons coupe Mimosas (Parking Les Mimosas)</i>									
Mim1	indéterminée	180	200	5,2	0,80	-	- - -	7940 ± 40	8816 ± 118
<i>Échantillons coupe TVB (Vallat des Brayes)</i>									
TVB_50	Légumineuse	40	60	34	0,81	-22,1	87,15 ± 0,30	1105 ± 30	1015 ± 35
TVB_70	<i>Juniperus</i>	60	90	43	1,49	-24,5	88,23 ± 0,28	1005 ± 30	921 ± 30
TVB_100	<i>Pinus halepensis</i>	90	110	17	1,64	-21,4	77,58 ± 0,24	2040 ± 30	2003 ± 44
TVB_115	Légumineuse	110	120	17	1,57	-23,5	72,53 ± 0,24	2580 ± 30	2732 ± 17

*Annexe 3* : Résumé des datations radiocarbone réalisées sur les sédiments holocènes de Cassis.

**Annexe 4 : Liste de la malacofaune identifiée dans la tranchée du domaine de Ferme Blanche (a) et classée par groupes écologiques (b)**

Le tableau suivant présente les espèces malacologiques identifiées dans la tranchée du domaine de la Ferme Blanche (Mr. Magnin, IMBE) (a). Les mêmes espèces sont ensuite présentées selon les groupes écologiques (b) définis paragraphe 12.1.1.

Le nombre total minimum d'individus est le nombre d'individus qui peuvent être identifiés sans le moindre doute en se basant sur des parties caractéristiques des coquilles telles que les apex (1 apex = 1 individus). Les fragments ne permettant pas d'identifier précisément un individu (fragments de coquille non spécifiques) ne sont pas comptabilisés ici. Le symbole « \* » indique la présence dans un échantillon d'un ou plusieurs fragments ne permettant pas le dénombrement des individus.

Profondeur (m)	70,5-80,5	80,5-91	91-101	101-111	111-119,5	119,5-131,5	131,5-141,5	141,5-151,5	145,5-	154,5-	164,5-	175-184,5-	184,5-	193,5-	202,5-	212,5-	222,5-	232,5-	243-252,5-	252,5-	262,5-	271-300
<b>Espèces terrestres</b>																						
<i>Fomatias elegans</i>	3	3	4	17	26	18	5	*	27	27	3	*	1	1	2	2	1	*	3	1		
<i>Truncatella subcylindrica</i>					1	1																
<i>Succinea oblonga</i>					2			2			1		2	4	3		1					
<i>Dryoloma elegans</i>	2							2		1												
<i>Cochlicopa lubrica</i> agg.					1			1		1		1			1	4	1					
<i>Lauria cylindracea</i>								2														
<i>Vallonia costata</i>				3	9	14	4						3		4						1	
<i>Vallonia pulchella</i>	1			9	20	21	29			8	5		10	8	89	10	2	12	2	5	13	
<i>Pupilla bigranata</i>															5							1
<i>Granopupa granum</i>				3	7	8		13		7	2	1		3	5	1				1	1	
<i>Granaria variabilis</i>				1	1			1		1			1		5	4				1	3	1
<i>Chondrina avenacea</i>					1																	
<i>Truncatellina callistratis</i>						1		1		4					2	1						
<i>Venigo pygmaea</i>				2	3	2	1	1		4			3	3	15	6						1
<i>Jamnia quadridens</i>																				3		
<i>Mentigera obscura</i>	1																					
<i>Cochlicoides acicula</i>	4	4	4	6	9	12		3		6	7	2	2	1	4	3	1	2	1	1	2	
<i>Ferussacia folliculus</i>						*		1			1	*	1	1								
<i>Rumina decollata</i>				1			3	3	4		2	*	3		2		1	*	1			
<i>Testacella halioidea</i>	1		2		2	1		1					2			2						
<i>Punctum pygmaeum</i>									1				2									
<i>Paralaoma serwilis</i>						1		1														
<i>Euzonulus</i> sp.				1																		
<i>Vitrea narbonensis</i>				1	1	3				1				1	3					1		
<i>Vitrea contracta</i>						2				1	2				4	1						
<i>Vitrea</i> sp.																						1
<i>Mediterranea hydatina</i>	2	3		1	7	11	1	1														
<i>Drychilus diapamaudi</i>	2				1	3																
<i>Drychilus allianus</i>						2																
Limacelles	6	5	1	4	2			1			1	1	5	5		4	3	3	1	1		
<i>Pamaella</i> sp.								1														
<i>Cochlicella acuta</i>	2	1	1	3	18	9	3	16	1	4	3		5	2	44	7	2	8	2	2	4	
<i>Cochlicella barbara</i>		1		7	15	9	1	3	8	27	8		3	4	2	1	3	7	1			2
<i>Cochlicella</i> sp.												6		*		3						
<i>Monacha cartusiana</i>		1		3	6	6	5	9	2	9	4	13	6	1	13	3	1	3	5			8
<i>Trochoides elegans</i>	12	14	5	14	36	19	2	10	1	4												
<i>Trochoides pyramidata</i>	1	2	3	11	8	7	25	43	28	18	14	18	2	2	23	4	10	7	7	7	6	1
<i>Candidula rugosiuscula</i>	3	1		1	6	4		7	3	1	1	3			1	*	1			2	1	1
<i>Candidula gigaxii</i>	4	1	3	7	26	33	7	7	16	20	8	10	4	3	11	3	10	8	17	18	16	20
<i>Microxeromagna lowei</i> / <i>Xerotritha</i>				1	2	2																
<i>Xerosecta caespitum</i>					1																	
<i>Gemmaella virgata</i>	36	29	14	47	98	54	241	225	106	127	206	762	326	215	842	177	247	329	214	265	156	198
<i>Cantareus apertus</i>						1															1	
<i>Comu aspersum</i>													*									*
<i>Eobania vermiculata</i>	1	3	2	*	1	7	*	*	*	1			1									
<i>Theba pisana</i>	2	4																				
<b>Espèces aquatiques</b>																						
<i>Anisus spirorbis</i>															1							
<i>Galba truncatula</i>				2	7	2		7		6	3	1	1	2	20	3	1	11	1	4	4	
<i>Stagnicola fuscus</i>									1													
<b>Nombre de taxons terrestres :</b>	17	14	10	21	27	26	11	27	12	22	17	14	19	17	21	19	13	15	16	12	12	8
<b>Nombre de taxons aquatiques :</b>				1	1	1		1	1	1	1	1	1	2	1	1	1	1	1	1	1	1
<b>Nombre total minimum d'individus :</b>	83	72	39	145	317	253	294	394	199	280	273	818	383	258	1103	236	284	394	263	310	209	231
<b>Nombre total de taxons :</b>	17	14	10	22	28	27	11	28	13	23	18	15	20	19	22	20	14	16	17	13	13	8

Annexe 4a : Liste de la malacofaune de la tranchée du domaine de la Ferme Blanche.

Espèces	70.5- 80.5	80.5- 91	91- 101	101- 111	111- 119.5	119.5- 131.5	131.5- 141.5	141.5- 151.5	145- 5-	154- 5-	164- 5-	175- 184	184- 5-	193- 5-	202- 5-	212- 5-	222- 5-	232- 5-	243- 252	252- 5-	262- 5-	271- 300
<i>Fomatias elegans</i>	3	3	4	17	26	18	5	1	27	27	3	1	1	1	2	2	1	1	3	1		
<i>Merdigera obscura</i>	1																					
<i>Launia cylindracea</i>								2														
<i>Vallonia costata</i>				3	9	14		4					3		4				1			
<i>Punctum pygmaeum</i>									1				2									
<i>Paralaoma servilis</i>						1		1														
<b>Garrigue fermée: litière</b>	4	3	4	20	35	33	5	8	27	28	3	1	6	1	6	2	1	1	4	1		
<i>Truncatella calliscatis</i>				3	7	8				4					2	1					1	
<i>Granopupa granum</i>								13		7	2	1		3	5	1			1			
<i>Jamnia quadridens</i>																				3		
<i>Granaria variabilis</i>				1	1			1		1			1		5	4				1	3	1
<i>Chondrina avenacea</i>					1																	
<i>Vitrea narbonensis</i>				1	1	3			1					1	3			1		1		
<i>Famacella</i> sp.								1											1			
<i>Rumina decollata</i>				1			3	3	4		2	1	3		2		1	1	1			
<i>Testacella halionidea</i>	1		2		2	1		1									2					
<i>Eobania vermiculata</i>	1	3	2	1	1	7	1	1	1	1				1								
<i>Microveromagna l. Xerotricta</i>				1	2	2																
<b>Garrigue</b>	2	3	4	8	15	22	4	20	5	14	4	2	7	4	17	8	1	2	3	5	4	1
<i>Vitrea contracta</i>						2				1	2				4	1		1				
<i>Drychilus draparnaudi</i>	2				1	3																
<i>Drychilus allianus</i>					2				2	1	2											
<b>Limacelles</b>	6	5	1	4	2			1			1	1	5	5		4	3	3	1	1		
<i>Comu aspersum</i>												1										1
<b>Espèces mésophiles</b>	8	5	1	4	3	7		1	2	2	5	2	5	5	4	5	3	4	1	1		1
<i>Cantareus apertus</i>						1																1
<i>Mediterranea hydatina</i>	2	3		1	7	11	1	1														
<i>Ferussacia folliculus</i>						1		1			1	1	1	1								
<i>Trochoides elegans</i>	12	14	5	14	36	19	2	10	1	4									1			
<i>Trochoides pyramidata</i>	1	2	3	11	8	7	25	43	28	18	14	18	2	2	23	4	10	7	7	7	6	1
<i>Candidula rugosiuscula</i>	3	1		1	6	4		7	3	1	1	3			1	1	1		2	1	1	
<i>Candidula gigaxii</i>	4	1	3	7	26	33	7	7	16	20	8	10	4	3	11	3	10	8	17	18	16	20
<i>Xerosecta caespitum</i>					1																	
<b>Formations herbacées.</b>	22	21	11	34	84	76	35	69	48	43	24	32	7	6	35	8	21	16	26	26	24	21
<i>Monacha carusiana</i>		1		3	6	6	5	9	2	9	4	13	6	1	13	3	1	3	5			8
<i>Gemmula viogata</i>	36	29	14	47	98	54	241	225	106	127	206	762	326	215	842	177	247	329	214	265	156	198
<i>Cochlicella acuta</i>	2	1	1	3	18	9	3	16	1	4	3			5	2	44	7	2	8	2	4	
<i>Cochlicella barbara</i>		1		7	15	9	1	3	8	27	8		3	4	2	1	3	7	1			2
<i>Cochlicella</i> sp.												6		1		3			3			
<i>Theba pisana</i>	2	4		1																		
<b>Formations herbacées. sèches ou plus humides</b>	40	36	15	61	137	78	250	253	117	167	221	781	340	223	901	191	253	347	225	267	160	208
<i>Eucosnulus</i> sp.				1															1			
<i>Vertigo pygmaea</i>				2	3	2	1	1		4			3	3	15	6					1	
<i>Vallonia pulchella</i>	1			9	20	21		29		8	5		10	8	89	10	2	12	2	5	13	
<i>Pupilla bigranata</i>															5							1
<i>Succinea oblonga</i>					2			2		1			2	4	3		1					
<i>Cochlicopa lubrica</i> agg.					1			1		1		1		1	4	1						
<b>Formations herbacées.</b>	1			12	26	23	1	33		13	6	1	15	16	116	17	3	13	2	5	14	1
<i>Dryloma elegans</i>	2							2		1												
<b>Milieux marécageux</b>	2							2		1												
<i>Anisus spirorbis</i>														1								
<i>Galba truncatula</i>				2	7	2		7		6	3	1	1	2	20	3	1	11	1	4	4	
<i>Stagnicola fuscus</i>									1													
<b>Milieux aquatiques. temporaires</b>				2	7	2		7	1	6	3	1	1	3	20	3	1	11	1	4	4	

*Annexe 4b*: Liste de la malacofaune de la tranchée du domaine de la Ferme Blanche classée selon les groupes écologiques.

**Annexe 5 : Liste de la malacofaune identifiée dans la tranchée du domaine de Fontblanche (a) et classée par groupes écologiques (b)**

Se reporter à l'annexe 4 pour les explications des tableaux.

Niveaux	N2		N3		N5	N6		
	70-80	80-90	95-110	110-120	125-135	135-145	145-160	160-175
<b>Espèces terrestres</b>								
<i>Pomatias elegans</i>	6	5		1	1		*	
<i>Vallonia costata</i>	3				1			
<i>Granaria variabilis</i>				3	2			
<i>Solatopupa similis</i>				1				
<i>Ceciloides acicula</i>	1	1	4	2	1		1	
<i>Ferussacia folliculus</i>	1	1	1	1				
<i>Rumina decollata</i>	2							
<i>Vitrea narbonensis</i>				2	2			
<i>Vitrea contracta</i>				1				
<i>Oxychilus draparnaudi</i>	1							
Limacelles	1	3	1	1			1	
<i>Cochlicella acuta</i>	1	4	2	1				
<i>Monacha cartusiana</i>		2	2	2	2			
<i>Trochoidea elegans</i>	3		3	3				
<i>Trochoidea pyramidata</i>	6	5	4	6	2	2		
<i>Candidula rugosiuscula</i>	4	3	9	14	2	4	*	1
<i>Candidula gigaxii</i>	*	2	4	4	3	1	1	
<i>Microxeromagna lowei</i> / <i>Xerotricha conspurcata</i>		3		2				
<i>Ceruella virgata</i>	22	29	16	14	42	2	2	*
<i>Cornu aspersum</i>	*							
<i>Eobania vermiculata</i>	1	*						
<i>Theba pisana</i>	*							
<b>Espèces aquatiques</b>								
<i>Galba truncatula</i>				2				
<b>Nombre de taxons terrestres :</b>	16	12	10	17	10	4	6	2
<b>Nombre de taxons aquatiques :</b>				1				
<b>Nombre total minimum d'individus :</b>	55	59	46	62	58	9	7	2
<b>Nombre total de taxons :</b>	16	11	10	18	10	4	6	2

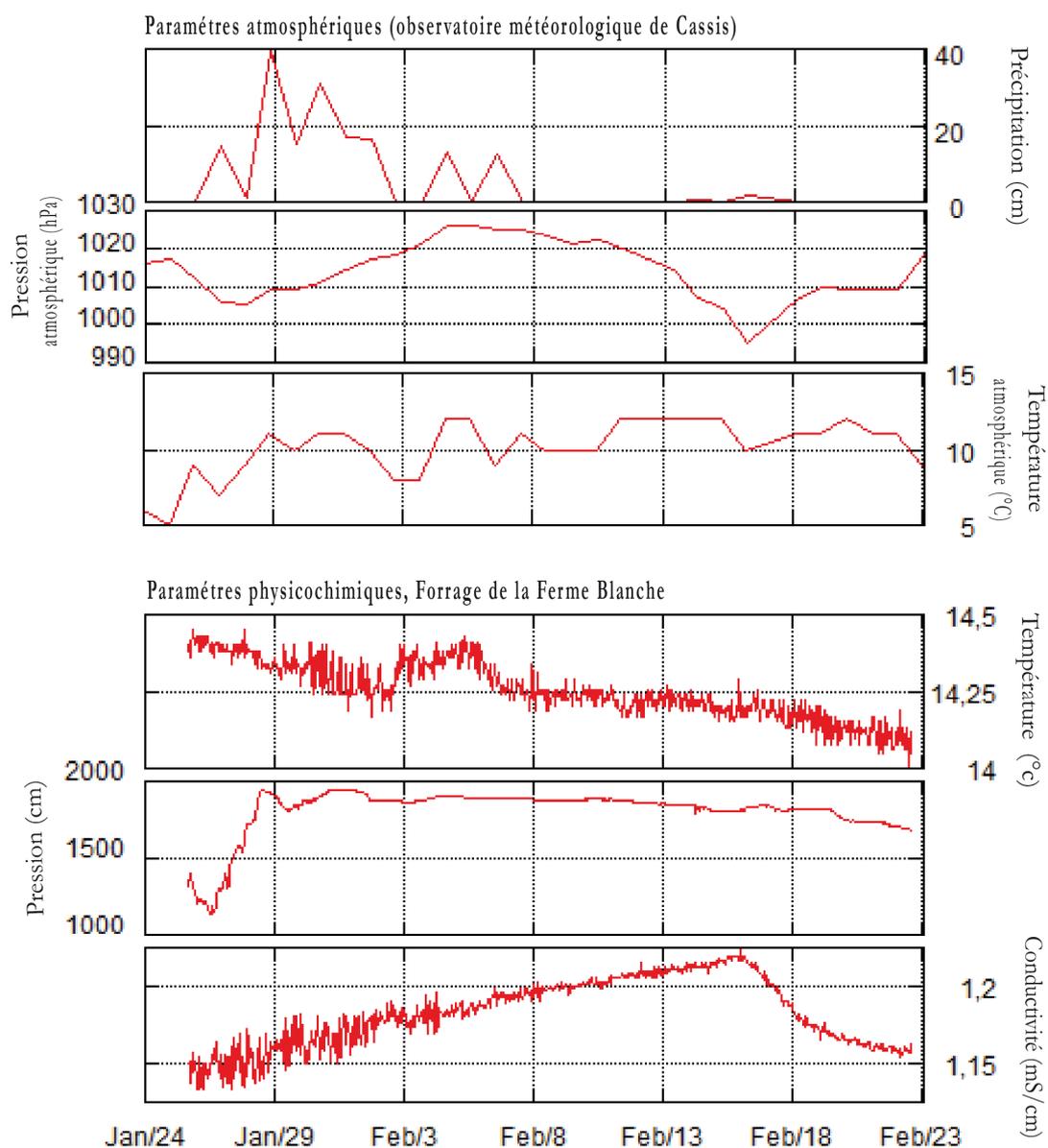
Annexe 5a : Liste de la malacofaune de la tranchée du domaine de Fontblanche.

Espèces	70-80	80-90	95-110	110-120	125-135	135-145	145-160	160-175
<i>Pomatias elegans</i>	6	5		1	1		*	
<i>Vallonia costata</i>	3				1			
<b>Garrigue fermée ; litière</b>	9	5		1	2			
<i>Granaria variabilis</i>				3	2			
<i>Solatopupa similis</i>				1				
<i>Rumina decollata</i>	2							
<i>Vitrea narbonensis</i>				2	2			
<i>Eobania vermiculata</i>	1	*						
<i>Microxeromagna lowei</i> / <i>Xerotricha conspurcata</i>		3		2				
<b>Garrigue</b>	3	3		8	4			
<i>Vitrea contracta</i>				1				
<i>Oxychilus draparnaudi</i>	1							
<b>Limacelles</b>	1	3	1	1			1	
<i>Cornu aspersum</i>	*							
<b>Espèces mésophiles</b>	2	3	1	2			1	
<i>Ferussacia folliculus</i>	1	1	1	1				
<i>Trochoidea elegans</i>	3		3	3				
<i>Trochoidea pyramidata</i>	6	5	4	6	2	2		
<i>Candidula rugosiuscula</i>	4	3	9	14	2	4	*	1
<i>Candidula gigaxii</i>	*	2	4	4	3	1	1	
<b>Formations herbacées sèches</b>	14	11	21	28	7	7	1	1
<i>Cochlicella acuta</i>	1	4	2	1				
<i>Monacha cartusiana</i>		2	2	2	2			
<i>Ceruella virgata</i>	22	29	16	14	42	2	2	*
<i>Theba pisana</i>	*							
<b>Formations herbacées sèches ou plus humides</b>	23	35	20	17	44	2	2	
<i>Galba truncatula</i>				2				
<b>Milieux aquatiques temporaires</b>				2				

Annexe 5b : Liste de la malacofaune de la tranchée INRAP selon les groupes écologiques

## Annexe 6 : Suivi des paramètres physicochimiques du paléo-lac de Cassis

Le forage de Cassis a été équipé d'une sonde CTD (pression, température et conductivité) placée à 8.90 m de profondeur dans le forage. Les mesures ont été réalisées toutes les heures au cours du mois de février 2011 (graphiques du bas). Sont mis en parallèle les données issues de l'observatoire météorologique de Cassis pour la même période (graphiques du haut).



Annexe 6 : Évolution des paramètres physicochimiques au niveau du point de forage du domaine de la Ferme Blanche et des conditions météorologiques à Cassis.

