



Université François Rabelais de Tours
Ecole Doctorale : Santé, Sciences, Technologies
Année Universitaire : 2007 – 2008



**THESE POUR OBTENIR LE GRADE DE
DOCTEUR DE L'UNIVERSITE DE TOURS**

Discipline : Sciences de la Terre
Spécialité : Sédimentologie

présentée et soutenue publiquement

par

Sébastien DETRICHE

Le 7 décembre 2007

**Evolution d'un système lacustre karstique au cours de la période
historique d'après l'étude des archives sédimentaires :
la dayet Afourgagh (Moyen-Atlas, Maroc)**

Directeur de thèse : Jean-Gabriel BREHERET

M. Pedro ANADÓN

Chargé de Recherche, Rapporteur

Université de Barcelone

JURY :

M. Christian BECK

Professeur, Rapporteur

Université de Savoie-Chambéry

M. Jean-Gabriel BREHERET

Professeur, directeur de thèse

Université de Tours

M. Lhoucine KARRAT

Professeur

Université de Fès

M. Jean-Jacques MACAIRE

Professeur

Université de Tours

Mme Ingeborg SOULIE-MÄRSCHKE

Chargée de Recherche

Université de Montpellier

M. Hamid ZARKI

Professeur, co-directeur de thèse

Université de Fès

AVANT-PROPOS

En tout premier lieu, je tiens à remercier les membres du jury et rapporteurs :

M. Jean-Gabriel Bréhéret, Professeur à l'université de Tours au sein du laboratoire de Géologie des Environnements Aquatiques Continentaux (GÉEAC), directeur thèse de qui j'ai beaucoup appris et ai encore tant à apprendre... Ses conseils, son investissement et sa disponibilité sont à l'origine d'un travail réalisé dans des conditions idéales et animé par de nombreux échanges constructifs. Merci de m'avoir accordé votre confiance et d'avoir été présent de la première à la dernière minute.

M. Hamid Zarki, Professeur à l'université Sidi Mohamed Ben Abdellah de Fès, co-directeur de thèse qui m'a fait profiter de ses conseils avisés et de son intérêt pour le présent travail.

M. Pedro Anadón, Chargé de recherche à l'université de Barcelone, qui a accepté d'être rapporteur de mes travaux suite à une rencontre chaleureuse à l'ILIC 2007.

M. Christian Beck, Professeur à l'université de Savoie, qui a accepté de juger ce travail et m'a généreusement confié, lors d'une rencontre autrichienne, quelques clichés qu'il a réalisés lors d'une mission sur la daya.

M. Lhoucine Karrat, Professeur à l'université Sidi Mohamed Ben Abdellah de Fès, sans qui cette thèse n'aurait pu aboutir. Merci d'avoir toujours été là lors des missions de terrain au Maroc. Toujours disponible, patient, compréhensif et de bonne humeur, je n'ai que très rarement croisé une telle générosité. J'ai passé de très agréables moments en ta compagnie et avec ta famille qui m'a toujours royalement accueilli. Je pourrais vous remercier mille fois, ce ne serait pas suffisant !

M. Jean-Jacques Macaire, Professeur à l'université de Tours au sein du GÉEAC, qui a accepté de faire partie du jury de ma thèse. Je suis heureux d'avoir pu profiter de vos connaissances sur les dayas du Moyen-Atlas et la géologie des formations superficielles. J'apprécie également de vous retrouver dans le jury en tant qu'examinateur, quatre années après avoir réalisé mon stage de DEA sous votre direction ! Merci également de m'avoir accueilli au sein du GÉEAC, et ce dès le début de mon cursus universitaire.

Mme Ingeborg Soulié-Märsche, Chargée de recherche à l'université de Montpellier II, qui a généreusement accepté de faire partie de mon jury. Je tiens à vous exprimer toute ma reconnaissance et mes remerciements les plus sincères pour l'accueil si chaleureux que vous m'avez donné à chaque fois que je suis venu vous solliciter. Toujours soucieuse de mon bien être, vous avez toujours organisé au mieux mes venues. Vous avez porté un grand intérêt à ce travail et m'avez transmis nombre de connaissances sur les charophytes.

Beaucoup de personnes ont apporté leur contribution au développement de ce travail, je vous adresse mes plus sincères remerciements :

M. Jean-Paul Bakyono, technicien au GÉEAC, qui est à l'origine de la fabrication de toutes les lames minces et qui m'a formé, entre autres, sur l'utilisation des techniques de diffraction des rayons X.

Mme Nicole Limondin a généreusement acceptée de me recevoir à plusieurs reprises afin de procéder à l'identification des espèces de mollusques. Merci de votre disponibilité et de votre patience.

M. Florent Hinschberger a généreusement accepté d'utiliser les outils géophysiques lors d'une mission de terrain. Il m'a impliqué dans son travail depuis l'acquisition des données aux interprétations.

Mme Nathalie Gassama, qui a réalisé les analyses concernant la chimie des eaux du lac actuel et qui m'a toujours fourni le matériel nécessaire pour réaliser les prélèvements sur le terrain.

Mme Fatima Laggoun-Défarge et Mr. Didier Kéravis qui m'ont accueillis à l'ISTO d'Orléans et permis de réaliser l'étude de la matière organique des sédiments d'Afourgagh (en cours). Tous deux ont montré un très grand intérêt à ce travail et m'ont accordé de leur temps malgré un emploi du temps plus que chargé.

M. Michel Fontugne nous a fourni la plupart des données radiocarbone. Il a toujours trouvé une solution face à des échantillons fortement carbonatés, parfois difficilement exploitables.

M. Sébastien Salvador, qui m'a accordé de son temps afin de réaliser le MNA du bassin versant de la Daya.

L'ensemble du laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de Fès-Atlas. Chacun a tout mis en œuvre pour le bon déroulement des missions de terrain.

Je tiens à remercier tout particulièrement l'ensemble des étudiants stagiaires, de tous niveaux, qui ont contribué à la réalisation de ce travail. Pascaline, Maud, Matthieu, Marlène et Cindy ont tour à tour grandement participé à l'élaboration de cette thèse, dans les meilleures conditions de travail possible. Merci à vous tous !

Enfin, j'exprime mes plus sincères remerciements aux jeunes paysans berbères qui, quel que soit le temps, quelle que soit l'heure, ont creusé les fosses étudiées dans le présent travail. Généreux, souriants, curieux, ils ont toujours été présents à mes côtés pendant les nombreuses heures passées sur le terrain. Cette thèse n'aurait jamais pu aboutir sans leur aide !

Nombreux sont ceux qui ont participé à ce travail de thèse en me soutenant ou tout simplement en étant présents :

Je ne serai pas en cours de rédaction de ces remerciements si mes parents mais également l'ensemble de mes frères et sœurs et de ma famille ne m'avait pas fait confiance et soutenus pendant mes années universitaires. Ils m'ont laissé le choix de suivre les études que je souhaitais en me soutenant constamment. Qu'ils trouvent en ces mots ma reconnaissance et mes remerciements les plus sincères.

Au GÉEAC, j'ai eu le privilège de côtoyer de nombreuses personnes, des étudiants aux professeurs, qui m'ont apporté directement soutien et réconfort. Je tiens à remercier mes compagnons thésards (anciens et actuels) : Christophe, Mohamed, Agathe, Khalid, Eymeric, Caroline et Sébastien. Merci à l'ensemble des membres du GÉEAC que j'ai eu le plaisir d'apprendre à connaître depuis ma première année universitaire. J'exprime des remerciements particuliers envers Stéphane Rodrigues et Sébastien Salvador qui ont toujours été présents pour nous faire part de leur expérience de thèse, nous rassurer ou nous motiver au moment où il le fallait. Leur intérêt pour notre travail et notre bien être est de celui qui donne envie d'aller de l'avant ; merci à vous !

Je tiens également à remercier Julien, Véronica, Stéphane, Francis, Thomas, Ludivine et Céline dont la présence au cours de cette thèse a été précieuse.

Enfin, bien plus que des remerciements, je tiens à témoigner toute mon affection à Aurélie qui m'a soutenue sans faillir. Elle m'a apporté le bien-être et le réconfort qu'elle seule pouvait m'apporter.

Je remercie également tous ceux qui n'ont pas été cités et qui ont, de près ou de loin, contribué au bon déroulement de ce travail.

SOMMAIRE

INTRODUCTION	1
PARTIE I <i>La dayet Afourgagh</i>.....	5
Chapitre 1 : Le Moyen-Atlas marocain	5
1.1 : Situation géographique	5
1.2 : Géologie et géomorphologie	5
1.2.1 : Contexte géologique	5
1.2.1.1 : <i>Le Trias</i>	6
1.2.1.2 : <i>Le Jurassique</i>	6
1.2.1.3 : <i>Le Crétacé et le Paléogène</i>	7
1.2.1.4 : <i>Le Néogène</i>	8
1.2.1.5 : <i>Le Quaternaire</i>	8
1.2.1.6 : <i>Le volcanisme Quaternaire</i>	8
1.2.2 : Les grands ensembles structuraux du Moyen-Atlas	9
1.2.2.1 : <i>Le Moyen-Atlas plissé</i>	9
1.2.2.2 : <i>Le Moyen-Atlas tabulaire</i>	10
1.2.2.2.1 : <i>Le karst du Moyen-Atlas tabulaire</i>	11
1.2.2.2.2 : <i>Éléments d'hydrologie et d'hydrogéologie du Moyen-Atlas tabulaire</i>	11
 Chapitre 2 : Le bassin versant de la dayet Afourgagh.....	15
2.1 : Situation géographique	15
2.2 : Géologie et géomorphologie	15
2.2.1 : Contexte géologique	15
2.2.1.1 : <i>Le Trias</i>	15
2.2.1.2 : <i>Le Lias</i>	17
2.2.1.3 : <i>Le Plio-quaternaire</i>	18
2.2.1.3.1 : <i>Les formations lacustres</i>	18
2.2.1.3.2 : <i>Les cônes de déjection et cônes alluviaux</i>	19
2.2.1.3.3 : <i>Travertins et colluvions</i>	20
2.2.1.3.4 : <i>Articulations entre les différentes formations</i>	20
2.2.1.3.5 : <i>Les sols du bassin versant de la dayet Afourgagh</i>	21
2.2.2 : Morphologie du bassin versant	22
2.2.2.1 : <i>Contexte morphologique</i>	22
2.2.2.2 : <i>Hypothèses concernant la formation de la dépression lacustre d'Afourgagh</i>	24
2.3 : Fonctionnement hydrologique	26
2.3.1 : Le réseau hydrographique de surface	27
2.3.2 : Données hydrogéologiques	28
2.3.2.1 : <i>Données physiques</i>	28
2.3.2.2 : <i>Chimie des eaux</i>	29

2.4 : Données climatiques.....	32
2.4.1 : Mécanismes climatiques à grande échelle	32
2.4.2 : Précipitations et températures au niveau du Moyen-Atlas	34
2.5 : Végétation récente du bassin versant de la dayet Afourgagh	37

Chapitre 3 : Peuplements du Moyen-Atlas et du causse d'Amekla..... 39

3.1 : Les grandes étapes du peuplement du Moyen-Atlas au cours de la période historique	39
3.2 : Les Aït Youssi au sein du causse d'Amekla : aperçu historique et évolution au cours du XX^e siècle	41
3.2.1 : Aperçu historique	41
3.2.2 : Mutations récentes au sein du causse d'Amekla	43
3.2.3 : Mutations récentes dans le bassin versant de la dayet Afourgagh	44
3.2.4 : Les enjeux de la dégradation des zones humides du Moyen-Atlas.....	46

PARTIE II *Faciès macroscopiques et géométrie des dépôts lacustres* 49

Chapitre 4 : Nature du remplissage sédimentaire..... 49

4.1 : Localisation des sondages et transects d'étude.....	49
4.2 : Aperçu lithologique général	51
4.3 : Transect W	53
4.3.1 : Les dépôts proximaux (paléorivage à W10)	53
4.3.1.1 : <i>Croûte au contact du paléorivage</i>	53
4.3.1.2 : <i>Descriptif des fosses de référence</i>	54
4.3.1.2.1 : Fosse W3.....	54
4.3.1.2.2 : Fosse W6.....	55
4.3.1.2.3 : Fosse W10.....	56
4.3.1.3 : <i>Principales caractéristiques des unités sédimentaires de la zone proximale du transect W</i>	57
4.3.2 : Les dépôts médians (W11 à W17)	59
4.3.2.1 : <i>Descriptif de la fosse de référence W14</i>	59
4.3.2.2 : <i>Principales caractéristiques des unités sédimentaires de la zone médiane du transect W</i>	61
4.3.3 : Les dépôts distaux (W18 au lac actuel)	63
4.3.3.1 : <i>Descriptif des fosses de référence</i>	63
4.3.3.1.1 : Fosse W18.....	63
4.3.3.1.2 : Fosse W20.....	65
4.3.3.1.3 : Les dépôts distaux subactuels	65
4.3.3.2 : <i>Principales caractéristiques des unités sédimentaires de la zone distale du transect W</i>	67
4.3.4 : Corrélations entre les différentes fosses du transect W	69
4.4 : Transect E	69

4.4.1 : Les formations microbiennes.....	69
4.4.2 : Descriptif des fosses de référence	71
4.4.2.1 : Fosse E1.....	72
4.4.2.2 : Fosse E3.....	72
4.4.2.3 : Fosse E5.....	74
4.4.3 : Principales caractéristiques des unités sédimentaires du transect E.....	76
4.5 : Fosses situées au sud et au nord du plan d'eau actuel.....	77
4.6 : Déformations observées au sein des dépôts de la dayet Afourgagh.....	79
4.7 : Chronologie de mise en place des unités sédimentaires	82
4.7.1 : Les datations ¹⁴ C.....	82
4.7.2 : Le modèle d'âge.....	83
4.7.3 : Rythmicité du litage des tufs à charophytes	85
 Chapitre 5 : Géométrie des dépôts des transects W et E.....	89
5.1 : Transect W	89
5.1.1 : Détermination des contacts, séquences et interprétations subséquentes.....	89
5.1.1.1 : Séquence 1 (unité A) (entre 2191 cal. BP et 1769 BP estimé)	89
5.1.1.2 : Séquence 2 (unité B) (entre 1769 BP estimé et 1515 cal. BP)	91
5.1.1.3 : Séquence 3 (unité C) (entre 1515 cal. BP et 1050 cal. BP)	91
5.1.1.4 : Séquence 4 (unité D) (de 1050 cal. BP à l'actuel).....	93
5.1.2 : Reconstitution des variations du niveau lacustre à partir de l'étude de la géométrie des dépôts	93
5.2 : Transect E	94
 Chapitre 6 : Prospection géophysique.....	97
6.1 : Champs d'investigations et résultats	97
6.1.1 : Profil vertical de résistivité	97
6.1.2 : Profils de référence	99
6.1.3 : Carte de conductivité.....	101
 PARTIE III Etude de la phase biogène	105
Chapitre 7 : Les charophytes	105
7.1 : Position des charophytes dans le règne végétal.....	105
7.2 : Biologie des charophytes : appareil végétatif, appareils reproducteurs et reproduction	106
7.2.1 : L'appareil végétatif	107
7.2.1.1 : Axes et phylloïdes	107
7.2.1.2 : Cortication.....	109
7.2.2 : Appareils reproducteurs et reproduction.....	110
7.2.2.1 : Les appareils reproducteurs (gamétanges)	110
7.2.2.2 : Cycle de reproduction (reproduction sexuée)	111

7.3 : Facteurs écologiques et distribution des charophytes	114
7.3.1 : Facteurs physiques	114
7.3.1.1 : <i>Substrat</i>	114
7.3.1.2 : <i>Dynamique</i>	115
7.3.1.3 : <i>Régime hydrique</i>	115
7.3.1.4 : <i>Profondeur d'eau</i>	115
7.3.2 : Facteurs climatiques	115
7.3.2.1 : <i>Luminosité</i>	115
7.3.2.2 : <i>Température</i>	116
7.3.3 : Composition des eaux.....	116
7.3.3.1 : <i>Salinité</i>	116
7.3.3.2 : <i>Teneur des eaux en calcium</i>	116
7.3.3.3 : <i>pH</i>	116
7.3.4 : Autres paramètres	116
7.4 : Charophytes et minéralisation	117
7.4.1 : Terminologie de l'oogone et de l'oosporange	117
7.4.2 : Calcification de l'oosporange.....	118
7.5 : Fossilisation et sédimentation des restes fossiles de charophytes	119
7.5.1 : Gyrogonite	120
7.5.1.1 : <i>Phénomène de biominéralisation de la gyrogonite (calcification)</i>	120
7.5.1.2 : <i>Minéraux carbonatés des gyrogonites et restes végétatifs encroûtés</i>	122
7.5.2 : Les oospores.....	124
7.5.3 : Les restes végétatifs	124
7.6 : Caractérisation des espèces fossiles des dépôts de la dayet Afourgagh : principes, méthodologie et résultats	125
7.6.1 : Résultats : échantillon W10-15.....	126
7.6.2 : Résultats : échantillon W6-4.....	127
7.6.3 : Diagramme de dispersion.....	127
7.7 : Les charophytes des sédiments de la dayet Afourgagh : description des espèces	130
7.7.1 : Les charophytes actuelles de la dayet Afourgagh	130
7.7.2 : Les espèces de charophytes des sédiments de la dayet Afourgagh et données sur leurs caractéristiques écologiques.....	131
7.8 : Etude des vestiges de charophytes à l'échelle du transect W : méthodologie et résultats	135
7.8.1 : Résultats des comptages de gyrogonites	135
7.8.1.1 : <i>Fosse W3</i>	137
7.8.1.2 : <i>Fosse W6</i>	138
7.8.1.3 : <i>Fosse W10</i>	139
7.8.1.4 : <i>Fosse W14</i>	140
7.8.1.5 : <i>Fosse W18</i>	141
7.8.1.6 : <i>Fosse W20</i>	142
7.8.1.7 : <i>Ensemble du transect W</i>	142

7.9 : Interprétation des résultats sur l'étude des charophytes : apports en termes de reconstitution de l'environnement lacustre passé146

7.9.1 : Rappels sur les macrophytes d'eau douce.....	146
7.9.2 : Relations charophytes - autres macrophytes.....	147
7.9.3 : Reconstitution des environnements lacustres passés de la dayet Afourgagh d'après l'étude des charophytes.....	148
7.9.3.1 : Sous-unité A1 (après 2191 cal. BP).....	149
7.9.3.2 : Sous-unité A2 (2191 - 1861 cal. BP)	149
7.9.3.3 : Sous-unité A3 (~1861 cal. BP)	151
7.9.3.4 : Sous-unité A4 (~1861 cal. BP)	151
7.9.3.5 : Sous-unité A5 (~1861 cal. BP)	153
7.9.3.6 : Sous-unité A6 (~1861 cal. BP)	153
7.9.3.7 : Sous-unité A7 (~1861 cal. BP)	155
7.9.3.8 : Sous-unités B1-B1' (1769 BP estimé)	157
7.9.3.9 : Sous-unité B2 (1769 BP estimé - 1515 cal. BP)	157
7.9.3.10 : Sous-unité C1 (1515 cal. BP)	159
7.9.3.11 : Sous-unité C2 (1515 – 1062 cal. BP)	159
7.9.3.12 : Sous-unités D1 et D1' (1062 – 739 cal. BP)	161
7.9.3.13 : Sous-unités D2 et E (après 739 cal. BP)	161

Chapitre 8 : Les assemblages d'ostracodes..... 165

8.1 : Généralités et taxonomie.....165

8.1.1 : La carapace	165
8.1.2 : Reproduction.....	167
8.1.3 : Ecologie	167

8.2 : Etude des ostracodes des dépôts de la dayet Afourgagh à l'échelle du transect W : méthodologie, résultats et interprétations.....169

8.2.1 : Fosse W3 (Résultats et interprétations).....	173
8.2.2 : Fosse W6 (Résultats et interprétations)	175
8.2.3 : Fosse W10 (Résultats et interprétations)	177
8.2.4 : Fosse W14 (Résultats et interprétations)	180
8.2.5 : Fosse W18 (Résultats et interprétations)	183
8.2.6 : Fosse W20 (Résultats et interprétations).....	185

8.3 : Reconstitution des environnements lacustres passés de la dayet Afourgagh à partir de l'étude des ostracodes189

8.3.1 : Sous-unité A1 (après 2191 cal. BP)	189
8.3.2 : Sous-unité A2 (2191 - 1861 cal. BP)	191
8.3.3 : Sous-unité A3 (~1861 cal. BP)	192
8.3.4 : Sous-unité A4 (~1861 cal. BP)	193
8.3.5 : Sous-unité A5 (~1861 cal. BP)	194
8.3.6 : Sous-unité A6 (~1861 cal. BP)	195
8.3.7 : Sous-unité A7 (~1861 cal. BP)	196
8.3.8 : Sous-unités B1-B1' (1769 BP estimé)	197
8.3.9 : Sous-unité B2 (1769 BP estimé- 1515 cal. BP)	198

8.3.10 : Sous-unité C1 (1515 cal. BP)	199
8.3.11 : Sous-unité C2 (1515 – 1062 cal. BP)	200
8.3.12 : Sous-unités D1 et D1' (1062 – 739 cal. BP)	201
8.3.13 : Sous-unités D2 et E (après 739 cal. BP)	202
Chapitre 9 : Autres indicateurs biogènes	205
9.1 : Les diatomées	205
9.1.1 : Généralités.....	205
9.1.2 : Méthodologie et résultats	206
9.1.3 : Interprétations	211
9.2 : Les mollusques	214
9.2.1 : Généralités.....	214
9.2.2 : Résultats	214
9.2 : Les thécamoebiens	216
 Chapitre 10 : Apports des bioindicateurs dans la reconstitution des environnements lacustres de la dayet Afourgagh	 219
 <i>PARTIE IV Composition minérale des dépôts lacustres</i>	 <i>223</i>
Chapitre 11 : Caractérisation géochimique des sédiments de la dayet Afourgagh.....	223
11.1 : Composition moyenne des sédiments analysés	223
11.2 : Evolution de la chimie des dépôts proximaux.....	225
11.3: Evolution de la chimie des dépôts médians (fosse W14) et distaux (fosse W20).....	228
11.4: Evolution latérale et horizontale de la composition chimique des dépôts.....	229
 Chapitre 12 : Caractérisation du contenu minéralogique.....	 233
12.1 : Minéralogie des dépôts proximaux.....	233
12.1.1 : Croûte littorale.....	233
12.1.2 : Les stromatolites développés sur les dolomies liasiques, un cas particulier.....	234
12.1.3 : Fosse W3.....	235
12.1.4 : Fosses W6 et W10	237
12.2 : Minéralogie des dépôts médians (fosse W14) et distaux (fosse W20) ..	238
12.3 : Evolution spatiale du cortège minéralogique	240
12.4 : Les minéraux argileux.....	243

Chapitre 13 : Caractérisation microscopique des faciès et implications quant à l'origine des phases minérales 247

13.1 : La croûte littorale	247
13.1.1 : Faciès microscopique.....	247
13.1.2 : Origine de la magnésite	249
13.2 : Les microbialites développées sur les dolomies liasiques	249
13.3 : Les tufs à charophytes	251
13.3.1 : Les tufs à charophytes très bien préservés	251
13.3.2 : Les tufs à charophytes bien préservés	251
13.3.3 : Nature des lits et lamines dilués au sein des tufs à charophytes	254
13.3.4 : Les microstromatolithes.....	256
13.3.5 : Les tufs (à charophytes) mal préservés.....	260
13.4 : Les faciès de silts.....	260
13.5 : Les faciès de paléosols	265
13.6 : Conditions de formation des carbonates.....	266
13.6.1 : L'aragonite	266
13.6.2 : La calcite.....	269
13.7 : Origine du gypse	270
13.8 : Origine de la pyrite.....	270
13.9 : Apports de la composition minérale des dépôts en terme de reconstitution environnementale	272

PARTIE V Modèle d'évolution du système lacustre, conclusions et perspectives 275

Chapitre 14 : Fonctionnement du système lacustre au cours de la période historique 275

14.1 : La séquence de dépôt.....	275
14.1.1 : Bas niveau lacustre	275
14.1.2 : Elévation et stabilisation en haut niveau lacustre (transgression)	278
14.1.3 : Diminution du niveau lacustre (régression).....	279
14.2 : Evolution du système lacustre au cours de la période historique.....	281
14.2.1 : Séquence S1, 2191 - 1861 cal. BP.....	281
14.2.2 : Séquence S1, 1861 - 1769 BP estimé.....	281
14.2.3 : Séquence S2, 1769 BP estimé - 1515 cal. BP	282
14.2.4 : Séquence S3, 1515 - 1062 cal. BP	282
14.2.5 : Séquence S4, après 1062 cal. BP.....	285
14.3 : Implications paléoclimatiques à différentes échelles	285
14.3.1 : Séquences S1 et S2, 2191 - 1515 cal. BP.....	286
14.3.3 : Séquence S3, 1515 - 1062 cal. BP.....	287
14.3.4 : Séquence S4 : 1062-739 cal. BP à l'actuel	287

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES	289
REFERENCES.....	293
LISTE DES FIGURES	315
LISTE DES TABLEAUX.....	323
ANNEXES	325

INTRODUCTION

INTRODUCTION

Les sédiments lacustres offrent, dans la plupart des cas, un potentiel élevé de reconstitution des environnements et climats à différentes échelles spatiales et temporelles. Leur dépôt est influencé par des facteurs (1) externes tels que le climat, la morphologie de la cuvette lacustre, la lithologie et l'hydrologie du bassin versant, la tectonique, les activités anthropiques, et (2) internes comme la végétation, la faune et la stratification des eaux (Reeves, 1968 ; Wetzel, 1983 ; Dearing & Foster, 1986 ; Kelts & Talbot, 1990 ; Campy & Meybeck, 1995 ; Carroll & Bohacs, 1999 ; Last & Smol, 2001 ; Campy & Macaire, 2003 ; Cohen, 2003 ; Reynolds, 2004). Les lacs endoréiques ou exoréiques développés en contextes arides, semi-arides ou sub-humides ont fait l'objet de nombreuses études paléolimnologiques à vocations paléoclimatologiques (Street & Grove, 1979 ; Rippey, 1982 ; Gasse *et al.*, 1987 ; Flower *et al.*, 1989 ; Lamb *et al.*, 1989, 1991 ; Lamb & Van der Kaars, 1995 ; Schütt, 2000 ; Djamali *et al.*, 2006). Ils fournissent en effet, grâce à leurs taux de sédimentation souvent élevés, un enregistrement généralement continu à haute résolution (annuelle ou saisonnière) des événements environnementaux et climatiques à différentes échelles spatiales (locale, régionale, globale) et temporelles (Street & Grove, 1976 ; Gasse & Street, 1978 ; Dean, 1981 ; Kelts & Shahrabi, 1986 ; COHMAP members, 1988 ; Fontes & Gasse, 1991 ; Gasse & Van Campo, 1994 ; Eastwood *et al.*, 1999 ; Gierlowski-Kordesch & Buchheim, 2003 ; Riera *et al.*, 2004 ; Leira, 2005 ; Deconinck, 2006). Par ailleurs, les dépôts de ce type de systèmes présentent des minéralogies variées qui résultent de divers facteurs : nature du substrat et fonctionnement hydrologique du bassin versant, variations de niveau lacustre et de balance hydrologique, colonisation par les macrophytes, microphytes et organismes divers. Ainsi se distinguent les systèmes à sédimentation détritique dominante et ceux dont les dépôts sont majoritairement d'origine chimique et biochimique (Dean, 1981 ; Freytet & Plaziat, 1982 ; Eugster & Kelts, 1983 ; Renaut & Long, 1989 ; Renaut & Stead, 1990 ; Bloesch, 2004).

Les lacs (dayas) du Moyen-Atlas marocain constituent de bons exemples de ce type de systèmes. Endoréiques ou exoréiques, ces cuvettes lacustres correspondent la plupart du temps à des dépressions d'effondrement karstique d'origine tectonique où affleurent les eaux d'une ou plusieurs nappes souterraines (Martin, 1981 ; Charrière, 1990). Ces lacs ont fait l'objet de nombreuses études à vocations paléoclimatologiques en raison de (1) leur sensibilité aux variations de pluviométrie à différentes échelles temporelles (Rippey, 1982 ; Benkaddour, 1993 ; Lamb & Van der Kaars, 1995), (2) leur taux de sédimentation importants (de l'ordre de 1 mm/an ou supérieur) qui permettent une reconstitution à haute résolution, (3) la continuité de l'enregistrement sédimentaire, (4) leur grande sensibilité aux interactions biotiques/abiotiques (Benkaddour, 1993), (5) la diversité des marqueurs (organiques et inorganiques) de l'environnement climatique et (6) leur relatif isolement leur conférant une certaine protection contre les perturbations anthropiques (Flower & Foster, 1992). De plus, ces lacs, situés à l'intersection entre la ceinture climatique méditerranéenne, le désert saharien, et la zone d'influence de l'oscillation nord-atlantique, sont idéalement localisés pour apprécier les variations de circulations atmosphériques globales (Benkaddour, 1993). Plusieurs lacs du Moyen-Atlas ont fait l'objet de reconstitutions paléoécologiques et paléoclimatiques depuis le dernier maximum glaciaire, à l'échelle locale (Lamb *et al.*, 1989, 1991, 1995, 1999 ; El Hamouti *et al.*, 1991 ; Benkaddour 1993 ; Lamb & Van Der Kaars, 1995 ; Cheddadi *et al.*, 1998) avec données utilisées aux échelles régionales et globales (Street & Grove, 1976 ; COHMAP members, 1988 ; Jolly *et al.* ; 1998, Damnati, 2000 ; Jalut *et al.*, 2000 ; Mayewski *et al.*, 2004). Néanmoins, l'intérêt est rarement porté sur l'étude du cortège sédimentaire et des modalités de la sédimentation au sein de ces bassins. Comprendre l'histoire sédimentaire d'un système lacustre en reconstituant la succession des différents environnements de dépôt constitue la première étape nécessaire avant toute extrapolation en terme de reconstitution des climats du passé. Elle permet également de discerner à terme les responsabilités respectives de l'homme et du climat sur l'évolution du système lacustre.

Cette thématique est d'autant plus importante que les environnements lacustres du Moyen-Atlas subissent actuellement une intense dégradation qui s'exprime par d'importantes diminutions de niveau (parfois jusqu'à assèchement permanent) et une érosion marquée au niveau de leurs bassins

versants. Ces modifications, observées depuis le début des années 1970, sont contemporaines d'épisodes de sécheresses récurrentes mais elles coïncident également avec l'introduction de l'agriculture avec recours à l'irrigation par pompage des eaux des nappes souterraines. Le Moyen-Atlas, autrement nommé « château d'eau du Maroc » est ainsi confronté à de nombreux problèmes de ressources en eau qui ont amenés, en 1984, le roi Hassan II à lancer un projet visant à caractériser et comprendre l'origine et la rythmicité des sécheresses (Lamb & Peppler, 1991). Les problèmes graves qui en résultent justifient en effet que l'on porte quelque effort sur leur caractérisation, la mise en évidence de leurs modalités, l'établissement de bilans, et la compréhension des causes.

Le lac Afourgagh a subi cette évolution de façon drastique au cours des dernières décennies et, si l'influence climatique est indéniable, l'importance des activités anthropiques ne peut être éludée. Sa baisse de niveau considérable (8 m qui conduit à une profondeur actuelle de l'ordre de 6 m) a entraîné l'exondation des dépôts les plus récents. Les questions fondamentales suivantes se posent alors : le système lacustre a-t-il connu de telles perturbations au cours de la période historique ? Si oui, furent-elles liées au climat et/ou aux activités humaines ? L'étude du lac Afourgagh a été initiée afin d'apporter des éléments de réponse à ces questions. Dans ce but, il apparaît nécessaire de reconstituer les différents paléoenvironnements lacustres. Le présent travail utilise différentes approches telles que (1) l'établissement de la géométrie du cortège sédimentaire, (2) la caractérisation des faciès aux échelles macroscopique et microscopique et (3) l'étude des phases biogènes (charophytes, ostracodes, diatomées, mollusques). Il a pour vocation de synthétiser les données obtenues par l'étude de ces différents paramètres au sein d'un modèle de dépôt caractérisant le fonctionnement du système lacustre d'Afourgagh au cours de la période historique. Ainsi, les variations de niveau lacustre, de confinement du milieu, de minéralogie des dépôts, de chimie des eaux, de salinité, de qualité trophique et d'alcalinité sont précisées ou appréciées. Enfin, les environnements de dépôts sont reconstitués et utilisés afin de mettre en avant les événements climatiques et/ou anthropiques qui ont influés sur l'évolution du lac.

Le présent travail s'inscrit dans plusieurs projets et collaborations. Tout d'abord, il fut intégré dans l'action intégrée MA 01/10 dirigée par J. J. Macaire et H. Zarki intitulée « Erosion des sols et sédimentation dans les milieux aquatiques continentaux à l'Holocène au Maroc (Impact des facteurs climatiques, tectoniques et anthropiques) » agréée en 2001 et achevée en 2004 entre l'Université de Fès-Atlas (Maroc) et le Laboratoire de Géologie des Environnements Aquatiques Continentaux de l'Université François Rabelais de Tours (France). En 2005, il intègre le projet ECLIPSE II intitulé « Impacts anthropiques sur l'érosion des sols et la sédimentation dans les zones humides associées durant l'Holocène » et dirigé par J. G. Bréhéret.

Le mémoire est composé de cinq parties.

La **Partie I** présente le lac dans ses contextes régionaux et locaux. Après une présentation générale du Moyen-Atlas, l'attention est portée sur le bassin versant de la dayet Afourgagh. Ainsi sont précisées son origine et ses particularités géologiques, morphologiques, hydrologiques, climatiques mais également sa végétation. Enfin, l'étude d'archives et travaux sur les populations humaines du Moyen-Atlas, jusqu'à l'actuel, a permis d'émettre certaines hypothèses quant à un éventuel impact anthropique sur l'évolution de la cuvette lacustre au cours de la période historique.

La **Partie II** est consacrée aux méthodes de terrain et à la description et l'identification des macrofaciès. La lithologie des dépôts lacustres est présentée ainsi que leur organisation verticale et latérale le long de transects mais également sur l'ensemble de la cuvette lacustre (prospections géophysiques). Ils s'inscrivent au sein d'unités sédimentaires organisées en séquences de dépôt chronologiquement cadrées. La géométrie de ces dépôts est utilisée pour apprécier les épisodes majeurs de fluctuations du niveau lacustre.

La **Partie III** a pour objet l'étude de la phase biogène. Après avoir identifié les différentes composantes au niveau spécifique quant aux charophytes, ostracodes, diatomées et mollusques, nous chercherons à tirer parti des assemblages reconnus afin de reconstituer les paléoenvironnements du

lac. Les données sur ces phases biogènes font l'objet d'une confrontation au sein d'un chapitre de synthèse où sont exposées des variations de qualité trophique, dynamique, pérennité, salinité, alcalinité du milieu lacustre.

La **Partie IV** évoque la composition minérale des dépôts et la caractérisation pétrographique des microfaciès. Après avoir apprécié la nature géochimique des différents types de macrofaciès, nous déterminerons leur minéralogie. Enfin, une étude des microfaciès nous permettra d'envisager l'origine des différentes phases minérales et ainsi de formuler des hypothèses quand aux processus mis en jeu au cours de la sédimentation lacustre.

La **Partie V** rassemble les différentes données et hypothèses formulées dans les parties précédentes dans le but d'établir un modèle d'évolution du système lacustre d'Afourgagh au cours de la période historique. Des implications paléoclimatiques à différentes échelles sont également présentées.

PARTIE I

La dayet Afourgagh

Chapitre 1 : Le Moyen-Atlas marocain

Chapitre 2 : Le bassin versant de la dayet Afourgagh

**Chapitre 3 : Peuplements du Moyen-Atlas et du
cause d'Amekla**

Chapitre 1

Le Moyen-Atlas marocain

PARTIE I

La dayet Afourgagh

La dayet Afourgagh se situe dans le Moyen-Atlas marocain, plus particulièrement au sein du Moyen-Atlas tabulaire. Cette localisation, en altitude, au sein d'une série de plateaux karstiques et à proximité de l'océan Atlantique, est à l'origine du développement d'environnements particuliers et complexes. Cette première partie a pour objectif de présenter le site d'étude dans ses contextes géologique, géographique et historique.

Chapitre 1 : Le Moyen-Atlas marocain

1.1 : Situation géographique

Le Moyen-Atlas¹ constitue l'une des quatre chaînes montagneuses² du Maroc (avec le Rif, le Haut-Atlas et l'Anti-Atlas). Couvrant une superficie de 13200 km², il est orienté SW-NE sur environ 400 km, représentant ainsi 18% de la surface montagneuse du pays (Kabbaj & Combe, 1977 ; Karrat, 1992 ; Baali, 1998). Le Moyen-Atlas a fait l'objet de nombreuses discussions concernant ses limites d'extension, basées sur des critères morphologiques et géologiques. Ainsi, aujourd'hui encore, il semble difficile de délimiter précisément cet ensemble situé au sein du domaine atlasique³ (Colo, 1961, Martin, 1981, Charrière, 1990). D'une manière générale la chaîne moyen-atlasique s'étend de la plaine des Srahna au sud-ouest à la plaine du Guercif au nord-est (Martin, 1981). Elle est bordée au nord par le couloir sud-rifain (plaine de Saïs), à l'est par la vallée de la moyenne Moulouya, au sud par le Haut-Atlas calcaire et les plaines de la Haute Moulouya et à l'ouest par la Méséta marocaine (Michard, 1976 ; Martin, 1981, Fig. 1.1). Les altitudes observées varient entre 800 et 3000 m environ, avec comme points culminants le jbel Bou Naceur à 3340 mètres, le jbel Mouâsker à 3277 mètres et le jbel Bou Iblane à 3172 mètres.

1.2 : Géologie et géomorphologie

Au sein du domaine atlasique marocain, le Moyen-Atlas correspond à un important bassin jurassique qui s'est individualisé dès le Lias à la frontière des mésétas marocaine et oranaise dans le contexte de la Pangée au commencement de l'ouverture de l'Atlantique central, dans la partie nord de la plaque Africaine (Fedan *et al.*, 1989). Le chaînon moyen-atlasique présente des reliefs contrastés, résultants de la juxtaposition de deux unités géomorphologiques et structurales orientées SW-NE et séparées par l'Accident Nord Moyen-Atlasique⁴ (ANMA). Ainsi se distinguent le Causse moyen-atlasique (ou Moyen-Atlas tabulaire) au Nord et le Moyen-Atlas plissé au Sud de la ligne structurale (Colo, 1961 ; Martin, 1981 ; Charrière, 1990, Fig. 1. 3.).

1.2.1 : Contexte géologique

Le Moyen-Atlas est en grande majorité recouvert par des formations mésozoïques, essentiellement constituées par des dépôts d'âge Jurassique (Lias). Le socle paléozoïque affleure tout le long de la bordure occidentale du Causse moyen-atlasique mais également au sein de fenêtres ouvertes au sein de la chaîne. Les dépôts les plus anciens sont datés de l'Ordovicien inférieur (par

1 – Le terme « Moyen-Atlas » fut créé en 1822 par Ritter, géologue allemand (du Dresnay, 1988). Gautier (1925), précise que « la division traditionnelle de l'Atlas Marocain en Moyen-Atlas, Haut-Atlas et AntiAtlas remonte au voyage de Foucauld en 1883. »

2 – Les massifs montagneux marocains sont également appelés djebel, jebel, gebel, djabal ou jbel (résultat de translittérations de toponymes diversement prononcés).

3 – Le domaine atlasique a été défini par Choubert et Marçais en 1952, il s'étend d'Agadir (Maroc) à Tunis (Benkaddour, 1993).

4 – Ce nom fut donné à la ligne structurale séparant le Causse moyen-atlasique du Moyen-Atlas septentrional par Colo en 1961.

l'étude d'associations palynologiques, Charrière, 1990). La lithologie du paléozoïque est globalement composée de grès, calcaires, quartzites et schistes déformés (Karrat, 1992). Les dépôts sus-jacents au socle sont d'âges triasiques à actuels.

1.2.1.1 : Le Trias

Les formations triasiques appartiennent à la couverture de la chaîne moyen-atlasique. Elles reposent en discordance majeure sur le substratum paléozoïque (Martin, 1981). Leur épaisseur varie entre 150 et 300 m et ces formations affleurent presque continuellement le long de la bordure occidentale des causses du Moyen-Atlas. Elles sont observées sur les bordures des boutonnières paléozoïques, sous forme de lames le long des grands accidents cassants (failles, chevauchements) affectant le Lias mais également à la faveur de vallées creusées par les oueds et leurs affluents (Martin, 1981 in Karrat, 1992). Les formations triasiques se divisent en trois séries (Martin, 1981) avec, de la base au sommet :

- un faciès gréseux à grains de quartz émoussés et quelques feldspaths alcalins recouverts d'une pellicule argileuse rouge ;
- des dépôts d'argilites et marnes rouges, généralement au contact du socle, comprenant des lentilles de gypse et de sel⁵ ;
- une série de basaltes doléritiques bruns à verdâtres très altérés en surface, observée dans tout le Maroc atlasique (témoignant d'importants épanchements de laves basiques). Localement, les basaltes peuvent être couverts par une couche argileuse rouge.

1.2.1.2 : Le Jurassique

Les formations du Lias inférieur et moyen constituent l'essentiel des affleurements du Moyen-Atlas, particulièrement au niveau des Causses où elles ne sont recouvertes que par des épanchements basaltiques et des dépôts quaternaires. Les faciès liasiques sont composés de roches carbonatées (dolomies, calcaires dolomitiques et calcaires ; Martin, 1981).

Le Lias inférieur repose en concordance probable sur le Trias (Colo, 1961). Il présente des formations de dolomies couvrant la grande majorité des causses (Sefrou, Imouzzère, Amekla... Fig. 1. 1.) mais d'extension plus limitée au sein du Moyen-Atlas plissé (Martin, 1981). Les dolomies, de stratification parfois difficilement visible (en particulier à la base de la série) et peu fossilifères, présentent des faciès très différenciés (dolomies bréchoïdes, massives, litées...).

Le Lias moyen est à dominante calcaire et calcaréo-dolomitique, on y retrouve cependant des dolomies. Ces formations occupent une surface moins importante que celles du Lias inférieur. Leur répartition suit les différentes ondulations structurales. Elles affleurent ainsi dans le fond et sur les flancs des cuvettes synclinales (synclinal d'Ifrane). Les surfaces de stratification sont bien visibles et le contenu fossilifère important au sein de calcaires parfois lités et organisés en ensembles d'épaisseurs variables (30 à 60 m).

Le Jurassique moyen est observé quasi exclusivement au sein du Moyen-Atlas plissé. Il débute par des calcaires roux, des marnes ou schistes du Toarcien⁶ surmontés par des calcaires Aalénien de 10 à 30 m d'épaisseur. Les dépôts du Bajocien inférieur, très épais et sculptés par l'érosion, correspondent à des marnes grisâtres à verdâtres appelées « marnes de Boulemane ». Elles sont recouvertes par des corniches calcaires du Bajocien moyen et supérieur. Les affleurements du Bathonien ne sont observés que très rarement (bassin de Skoura et synclinal d'El-Mers). La série correspond à des alternances de couches marneuses et bancs calcaires coiffés par des couches de marnes rouges et vertes et de calcaires noirs (Martin, 1981). A la fin du Jurassique moyen le Moyen-atlas, tout comme une grande partie du Maroc, est émergé. Cette phase va se prolonger pendant le Jurassique supérieur et une partie du Crétacé inférieur.

5 – Les lentilles de sel sont exploitées et de nombreux oueds et sources portent le nom de Maleh ou Melah signifiant « qui est salé » et « qui sale » (Martin, 1981).

6 – La limite du Jurassique moyen a été fixée à la base de l'Aalénien. La difficulté à différencier la limite entre Toarcien et Aalénien a amené les auteurs à regrouper l'ensemble des affleurements du Lias supérieur avec le Jurassique moyen.

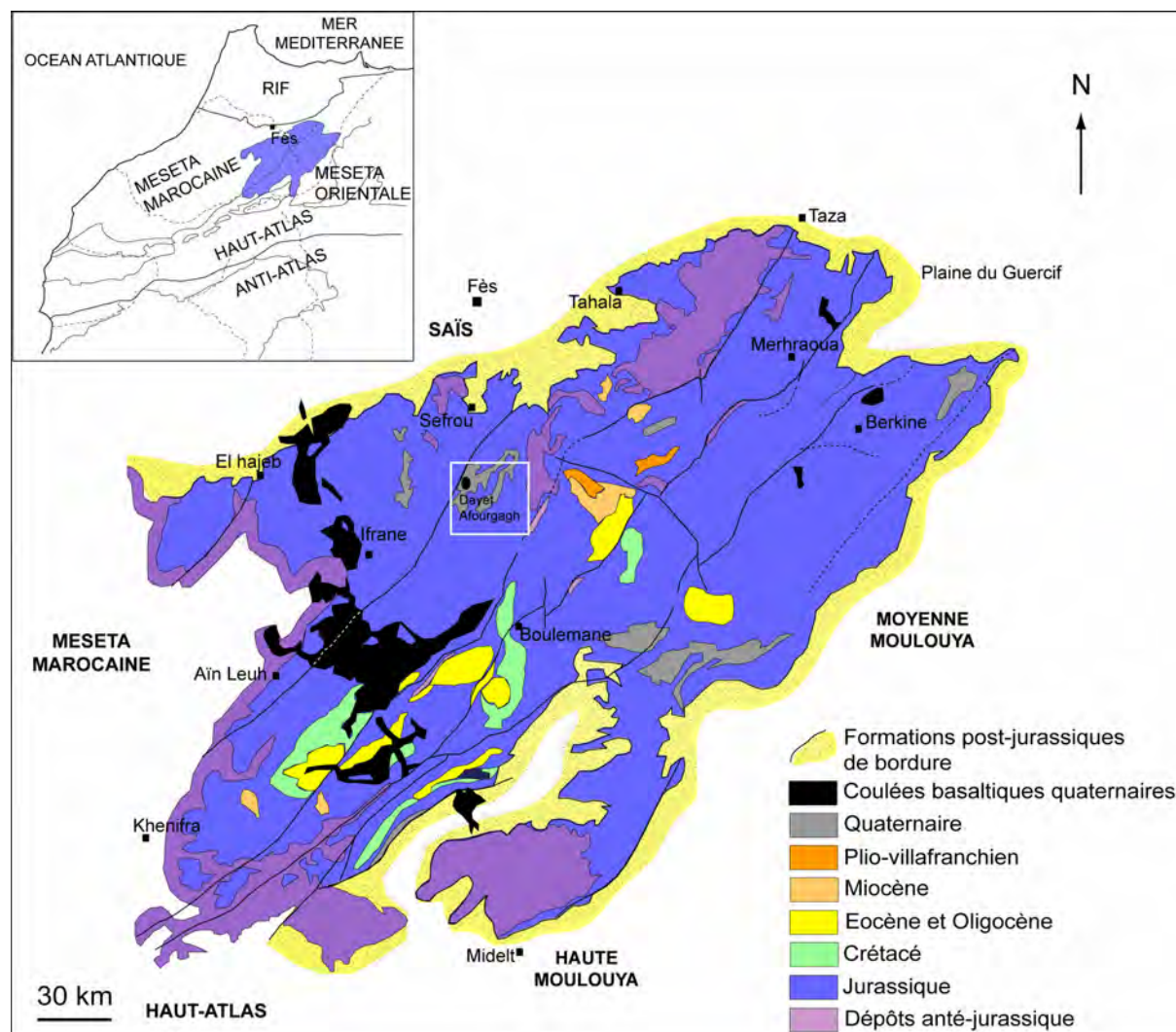


Fig. 1.1. Localisation et carte géologique simplifiée du Moyen-Atlas marocain (d'après Colo, 1961, modifié).

1.2.1.3 : Le Crétacé et le Paléogène

Les formations du Crétacé sont observées au sein des aires synclinales du Moyen-Atlas plissé et à la bordure des plaines de la Moulouya, leur extension est donc limitée. Les premiers dépôts sont attribués au « Crétacé moyen ». Ils reposent en discordance angulaire sur un substratum différencié (Martin, 1981). Les faciès de ces formations sont très variés, cependant quatre séries lithologiques se retrouvent dans de nombreux bassins.

Les conglomérats de l'Oued El-Atchane et les couches rouges inférieures (1) assurent le relais entre les formations du Bajocien-Bathonien et celles du Cénomanién-Turonien (avec discordance angulaire) par le biais d'alternances plus ou moins régulières de bancs conglomératiques d'épaisseurs variables et de marnes ou argilites rouges à roses.

Les séries du Crétacé moyen et supérieur (2), litées, offrent une meilleure continuité que les infracénomaniennes. Le Cénomanién-Turonien est caractérisé par le développement de dalles de calcaire marin plus ou moins marneux. Le passage du Turonien au Sénonien est difficile à caractériser à cause d'un manque de données paléontologiques. Le Santonien et le Campanien présentent des faciès calcaires marneux. Le Maastrichtien est aisément reconnaissable, malgré ses variations de faciès (calcaires, calcaires marneux, marnes), par son identité paléontologique.

Les formations du Paléocène et de l'Eocène (3) possèdent des répartitions inégales au sein de la chaîne. Le Paléocène a été découvert et décrit uniquement au niveau du synclinal de Bekrite par Rahali en 1971 (*in* Martin, 1981). La coupe montre la succession (de bas en haut) de calcaires, grès, gypse et argiles rouges sur 245 m. La série éocène est essentiellement calcaire (bancs métriques), parfois bioclastiques, entre lesquels s'intercalent des niveaux marneux (fossilifères ou gypseux).

Les « conglomérats du Jbel Hayane » (4), légèrement discordants sur l'Eocène, correspondent à une série détritique affleurant sur le sud-est du Jbel Hayane (proche du lac Sidi Ali). Cette série n'est pas uniquement constituée de conglomérats ; on y retrouve des grès, des calcaires interstratifiés avec des marnes rouges gypseuses et des sables de couleur ocre ou jaune. Ces formations sont attribuées à un « cycle oligocène » (Martin, 1981).

1.2.1.4 : Le Néogène

Les formations néogènes se retrouvent essentiellement dans les zones de bordures au contact de la plaine du Saïs (au nord) et de la haute Moulouya (au sud). Le Miocène est représenté, entre Meknès et Fès, par des marnes grises bleutées recouvertes par des bancs de marnes sableuses et de grès attribués au Messinien. Ces formations peuvent également être de nature détritique (conglomérats, sables, marnes grises réputées azoïques et marnes gypseuses) comme au sud-est de la cuvette de Skoura. Les formations du Pliocène sont constituées de sables, de travertins et de calcaires lacustres. Les dépôts du Villafranchien sont détritiques (conglomérats, argiles détritiques encroûtées) et travertineux. Ces successions de faciès contrastés traduisent la complexité des événements paléogéographiques et géologiques avec la succession de la grande transgression tortono-messinienne jusqu'au cœur du Moyen-Atlas, la grande régression du Pliocène inférieur, les différentes phases lacustres du Pliocène supérieur et les épisodes détritiques du Villafranchien (Martin, 1981).

1.2.1.5 : Le Quaternaire

Les formations quaternaires correspondent à des dépôts fluviatiles, travertineux, de colluvions ou autres formations d'origine glaciaire et volcanique. Ces diversités sont liées à la succession d'épisodes pluviaux et interpluviaux s'insérant au sein d'une échelle stratigraphique longtemps discutée par les auteurs (Nahid, 2001, Fig. 1. 2.). Ainsi, selon Martin (1981), le Moulouyen est caractérisé par des faciès grossiers de dépôts fluviatiles recouverts par une croûte sommitale très épaisse. Les faciès sont plus fins, discrètement encroûtés et moins consolidés au Salétien. Les dépôts de l'Amirien correspondent à des limons argileux roses enrichis en carbonates. Le Tensiftien est un intervalle plus froid pendant lequel se mettent en place des brèches litées, des dépôts grossiers consolidés et encroûtés de vallées de bassins versants carbonatés mais également des accumulations glaciaires en montagne. Les formations du Soltanien sont bien distinguées au sein des vallées et des bassins par une terrasse argilo-limoneuse en relation avec des dépôts de pentes périglaciaires. La sédimentation actuelle se poursuit, particulièrement dans les vallées fluviatiles et au niveau des nombreux lacs (dayas⁷) du Moyen-Atlas tabulaire (Bentayeb & Leclerc, 1977 ; Karat, 1992).

1.2.1.6 : Le volcanisme Quaternaire

Des coulées basaltiques recouvrent une importante partie du Moyen-Atlas ; elles se sont épanchées au cours de deux phases durant le Quaternaire (Martin, 1981 ; Harmand & Moukadiri, 1986). La première période d'éruption daterait du Quaternaire ancien et la seconde du Quaternaire moyen. La plupart des grandes coulées basaltiques se sont mises en place avant le Tensiftien mais le dernier paroxysme éruptif se situe pendant ce Pluvial (Martin, 1981). Les nappes et coulées sont de nature variées : laves cordées ; scoriacées et bulleuses ou laves à l'origine de basaltes en blocs et prismes. Les volcans sont majoritairement concentrés dans le Moyen-Atlas tabulaire et répartis selon une direction générale NNW-SSE (Martin, 1981).

7 – Le terme « daya » a été prononcé par F. Jacquot (*Expédition du G^{al} Cavaignac dans le Sahara algérien en avril et mai 1847*, Paris, éd. Gide et J. Baudry, pp. 36-37) en 1849. Une daya correspond alors, en Afrique du Nord, à une cuvette peu profonde où s'accumulent temporairement les eaux de pluie venues des hauteurs voisines. Selon Mitchell & Willmot (1974), une daya est une dépression ne faisant pas plus de quelques mètres de profondeur mais pouvant mesurer de 10 mètres à plusieurs kilomètres de diamètre, dispersées sur des substrats carbonatés. Les dayas d'Afrique du Nord sont comparables aux *dongas* en Australie, *balte* en Lybie, *vleis* en Afrique du Sud et *chor* en Asie centrale.

Les termes « daya » et « dayet » s'emploient de la façon suivante :

- « dayet » quand il est suivi par le nom propre du lieu désigné (exemple : « la dayet Afourgagh ») ;
- « daya » dans le cas contraire (exemple : « les nombreuses dayas du Moyen-Atlas »).

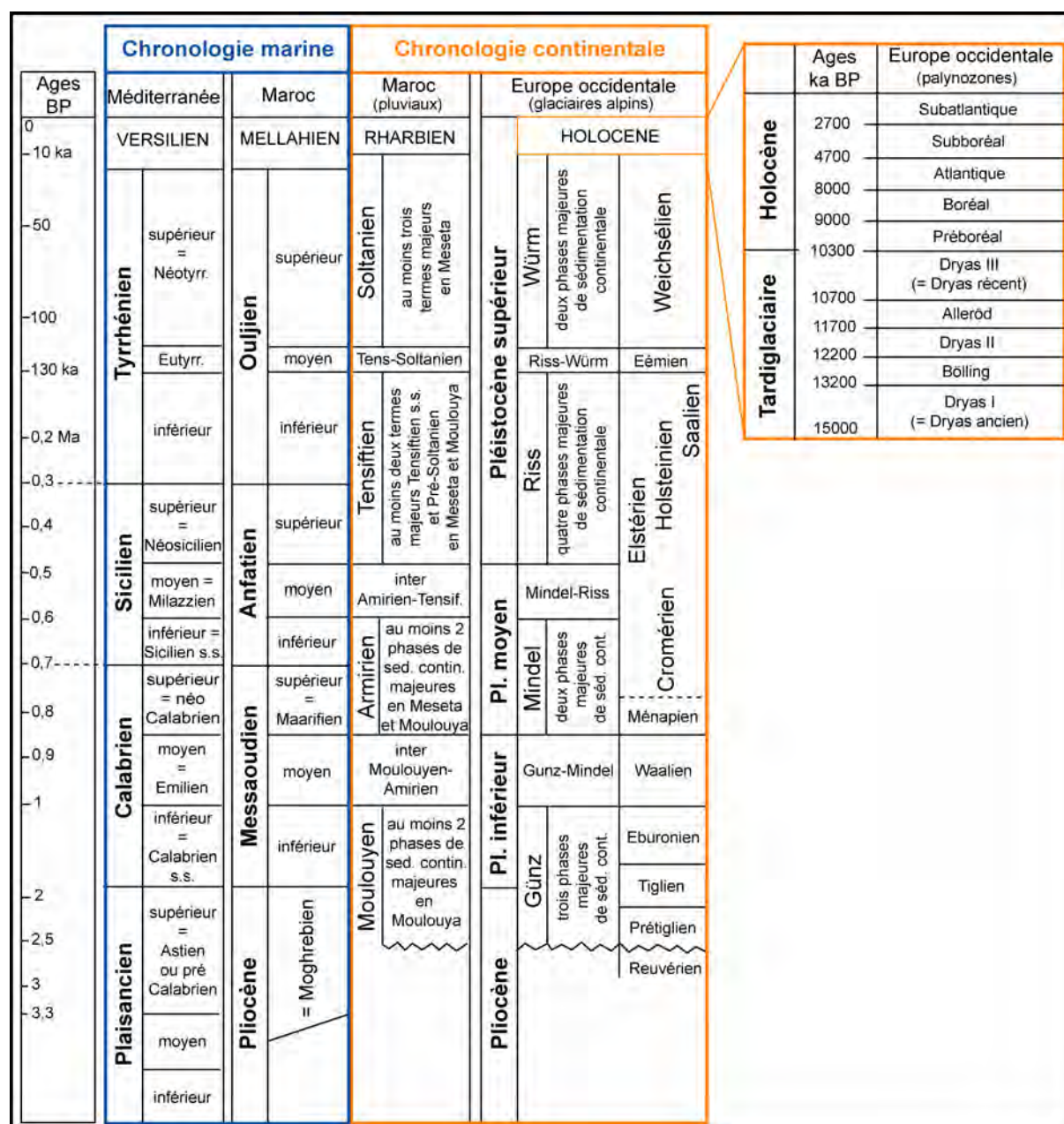


Fig. 1. 2. Chronologie du Quaternaire marin et continental marocain : corrélations avec les chronologies européennes (d'après Texier *et al.*, 1985 ; Foucault & Raoult, 1999).

1.2.2 : Les grands ensembles structuraux du Moyen-Atlas

L'histoire structurale complexe du Moyen-Atlas est à l'origine de l'individualisation de deux grandes unités géomorphologiques et structurales : le Causse Moyen-Atlasique ou Moyen-Atlas tabulaire au nord-ouest, et le Moyen-Atlas plissé au sud-est (Fig. 1. 3.). Ces deux ensembles, de direction SW-NE, sont délimités par l'accident nord moyen atlasique (ANMA ; Colo, 1961 ; Martin, 1981 ; Charrière, 1990 ; Fig 1. 3.).

1.2.2.1 : Le Moyen-Atlas plissé

Le Moyen-Atlas plissé, possédant une superficie de l'ordre de 8450 km², est allongé sur plus de 400 km et présente les plus fortes amplitudes altimétriques (Kabbaj & Combe, 1977 ; Martin, 1981 ; Baali, 1998) de l'ensemble du Moyen-Atlas. Il est constitué de quatre rides anticlinales parallèles orientées NNE-SSW encadrant de larges cuvettes synclinales. L'agencement des différents

éléments constitutifs du Moyen-Atlas plissé a permis à Martin (1981) de déterminer trois ensembles (limités dans le Moyen-Atlas central) : une région centrale constituée de synclinaux cloisonnés (1) ; une zone de bordure au sud-est (2) et deux larges bassins synclinaux au nord-est (3).

Le premier ensemble (1) s'articule autour de cinq cuvettes synclinales qui correspondent à la plaine du Guigou (entre le Causse moyen-atlasique et la première ride anticlinale), aux bassins de Bekrite, de Bou-Angar et d'Aïn-Nokra, mais également au synclinal méridien de Tirhboula, séparé de celui d'Aïn-Nokra par la deuxième ride anticlinale. Les plis de la bordure sud-est (2) constituent une succession de hauteurs entre lesquelles s'intercalent des vallées orientées N-S. Enfin, le dernier domaine du Moyen-Atlas plissé (3) est caractérisé par la chaîne du Tichoukt et les synclinaux la bordant (Martin, 1981).

1.2.2.2 : Le Moyen-Atlas tabulaire

Le Moyen-Atlas tabulaire couvre 4750 km² (Kabbaj & Combe, 1977). Il est physiquement limité au nord par la plaine du Saïs, à l'ouest par les terrains primaires du bassin de l'oued Beth (terrains primaires de la Méséta marocaine), au sud par la ligne de crête en rive gauche du bassin versant de l'Oum-er-Rbia et à l'est par les abrupts du Causse qui surplombent la boutonnière des terrains primaires de Bsabis (Bentayeb & Leclerc, 1977). Le Causse Moyen-Atlasique est caractérisé par une structure tabulaire, plus précisément par une succession de plateaux étagés (causses), témoignant d'une structuration en blocs basculés. Ainsi, les paysages se dessinent sur des surfaces relativement planes. Cependant, le Moyen-Atlas tabulaire présente des variations topographiques contrastées liées, entre autre, à son réseau hydrographique et à l'intense karstification du substrat carbonaté liasique. Cette karstification, couplée à l'activité tectonique et à la dissolution de poches salifères triasiques, a provoqué la formation de cuvettes de tailles variées (correspondant parfois à des bassins versants fermés) au centre desquels figurent des lacs, permanents ou non. De plus, le paysage des causses est souvent modifié par les vestiges de l'activité volcanique quaternaire (Fig. 1. 3.).

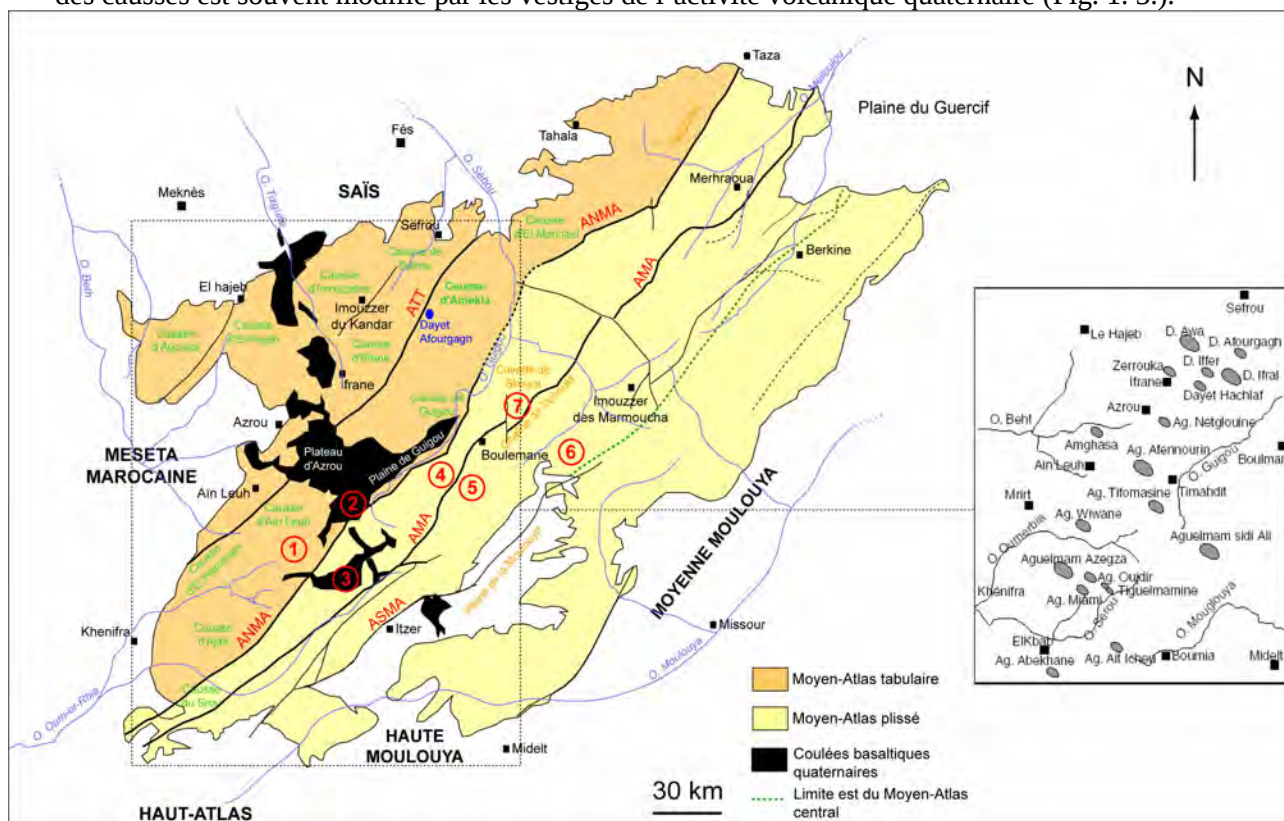


Fig. 1. 3. Carte structurale simplifiée du Moyen-Atlas marocain et localisation des principales dayas (d'après Colo, 1961 ; Martin ; 1981 ; Harmand & Moukadiri, 1986 ; Du Dresnay, 1988 ; Herbig, 1988 ; Fedan *et al.*, 1989 ; Charrière, 1990 ; Chillasse & Dakki, 2004). ANMA = Accident Nord Moyen-Atlasique ; AMA = Accident Moyen-Atlasique ; ASMA = Accident Sud Moyen-Atlasique ; ATT = Accident de Tizin'Tretten. 1 à 7 = synclinaux cités dans le texte → 1 = synclinal de Bekrite ; 2 = synclinal de Timahdit ; 3 = synclinal de Bou-Angar ; 4 = synclinal d'Aïn Nokra ; 5 = synclinal d'Oudiksou ; 6 = synclinal d'Elmers ; 7 = synclinal de Tirhboula.

1.2.2.2.1 : Le karst du Moyen-Atlas tabulaire

Les roches carbonatées jurassiques (calcaires, calcaires dolomitiques et dolomies) apparaissent parfois intensément karstifiées (ex : causse d'Imouzzère, Bentayeb & Leclerc, 1977 ; Martin, 1965, 1981) ; mais dans d'autres cas, d'importantes surfaces de calcaires et dolomies demeurent intactes (ex : causse d'El Hajeb). La répartition de ces différentes formes est également calquée sur la présence, en surface ou à de faibles profondeurs, de lentilles de gypse ou de sel au sein des argilites du Trias (Martin, 1981). Martin (1965, 1981) a distingué six principaux types de dépressions karstiques :

(1) *les petites dépressions nivo-karstiques des hauteurs* (observées surtout au dessus de 1500 m d'altitude), de forme circulaire ou elliptique et présentant des dimensions moyennes variant de 12 à 15 m pour une profondeur de 3 à 5 m, dont la formation est liée à l'accumulation de masse neigeuse au sein de petites dépressions d'altitude⁸ ;

(2) *les dolines d'effondrement*, de profondeurs très variables (jusqu'à 50 m), présentes aussi bien sur les sommets qu'au sein des cuvettes, dont la genèse (principalement par corrosion souterraine selon Martin, 1965) semble liée à des phénomènes rapides ;

(3) *les dolines géantes et ouvalas* en général occupées par des lacs, correspondant à des cuvettes très profondes (parfois plus de 100 m), formés par effondrements successifs sur de longues périodes (ex : Dayet Iffer au sein du causse d'Amekla) ou par coalescence de plusieurs dépressions ;

(4) *les cuvettes de tronçonnement de vallées*, vastes (jusqu'à 3 km) et peu profondes (quelques m), observées en fond de vallées le long d'anciens réseaux hydrographiques (dayas parfois alignées en chapelets) mais également derrière des barrages naturels comme des cônes de déjections par exemple ;

(5) *les dépressions de ligne de faille* alignées le long de fractures de type doline ou polje⁹ (ex : Dayet Ifrah au sein du causse d'Amekla) ;

(6) *les dépressions karstiques ouvertes*, que l'érosion subaérienne a mises en relation avec l'extérieur mais dont il est délicat de discriminer les parts respectives de l'érosion mécanique et de la dissolution dans leur formation et évolution.

Les dépressions karstiques ont des formes et origines très variées. Cependant, pour tenter d'expliquer leur genèse, il est nécessaire de prendre en compte de nombreux facteurs comme la nature du substrat, le degré de karstification (particulièrement le réseau de galeries souterraines), le climat, l'altitude, la tectonique locale (proximité de failles), la nature du sous-sol (présence de poches salifères triasiques) et le réseau hydrographique actuel et ancien. La karstification permet la pénétration des eaux météoriques par infiltration et ainsi l'alimentation d'un réseau de nappes souterraines dont le nombre et la limitation sont difficiles à définir.

1.2.2.2.2 : Eléments d'hydrologie et d'hydrogéologie du Moyen-Atlas tabulaire

La forte karstification du Moyen-Atlas tabulaire est à l'origine du faible développement de son réseau hydrographique (Bentayeb & Leclerc, 1977). En effet, seuls trois oueds pérennes importants prennent naissance au sein du Moyen-Atlas : l'oued Sebou au nord-est, l'oued Beth à l'ouest et l'oued Oum-er-Rbia au sud-ouest (Fig. 1. 3.). L'oued Oum-er-Rbia (555 km) et l'Oued Sebou (458 km) sont les deux fleuves les plus importants du pays, procurant ainsi au Moyen-Atlas l'appellation de « château d'eau du Maroc », leurs bassins hydrographiques couvrant l'essentiel de la superficie du Moyen-Atlas tabulaire.

Les auteurs (Bentayeb & Leclerc, 1977 ; Martin, 1981 ; Baali, 1998) font état de l'existence de nappes d'eaux souterraines, circulant dans les roches carbonatées du Lias inférieur et moyen, avec un écoulement de type turbulent. Cependant, les travaux de Martin (1965, 1981) sur les formations karstiques des causses insistent sur l'existence de petites nappes autonomes locales, favorisées par l'activité tectonique, tout comme celles observées par Bouchaou *et al.* (1997) au niveau de l'Atlas de Beni-Mellal. L'alimentation des nappes est d'origine météorique (pluie et neige), 30 à 40 % des précipitations s'infiltrant dans les calcaires et dolomies fissurées avant de réapparaître en surface (principalement à la périphérie des causses) au sein de dayas, de sources mais également au niveau

8 – Dans certains cas, l'action de la neige contribue uniquement à l'accélération du creusement de dolines d'effondrement, dans ce cas l'origine de la dépression n'est pas l'accumulation nivale.

9 – Dépressions peu profondes formées uniquement par dissolution superficielle et non par effondrement (Martin, 1981).

d'accidents tectoniques sous forme de résurgences. Différents bassins hydrogéologiques ont été définis (Bentayeb & Leclerc, 1977), ils correspondent aux bassins de l'Oum-er-Rbia, d'El-Hajeb-Ifrane (817 km²), d'Imouzzar du Kandar (523 km²), de Sefrou (162 km²), d'Annoceur-Bsabis (où se situe la dayet Afourgagh, 420 km²), de Ras-el-Ma (entre Ifrane, Azrou et l'accident de Tizin'tretten, 80 km²) et d'Aïn-Leuh-Azrou (190 km²).

Le Moyen-Atlas, dans sa totalité, comprend plus de 40 dayas selon les observations de Baali en 1998 (Fig. 1. 3.). Nombre d'entre elles correspondent à des dolines où affleurent les eaux de nappes souterraines. Comme précisé précédemment, ces dépressions sont d'origines variées. Les différents facteurs responsables de leur genèse vont également influencer leur répartition au sein de la chaîne atlasique. Ainsi, Baali (1998) a observé que la majorité des dayas est concentrée dans la zone où les précipitations sont les plus importantes, c'est-à-dire dans la partie sud de la chaîne. De même, comme précisé par Martin (1965), de nombreuses dayas sont alignées le long d'accidents tectoniques, comme celles observées le long de la faille de Tizin'tretten au sein du causse d'Amekla.

Résumé du Chapitre 1 (Fig. 1. 4.)

Le Moyen-Atlas est une chaîne montagneuse marocaine **orientée SW-NE**, d'une superficie de 13200 km². Il correspond à un **important bassin jurassique** individualisé au Lias. La chaîne moyen-atlasique est en grande majorité **recouverte par des formations mésozoïques**, essentiellement constituées par des **dépôts d'âge jurassique (Lias)**. Ces dépôts sont composés de roches carbonatées : **dolomies, calcaires dolomitiques et calcaires**. Les caractéristiques géologiques et géodynamiques du Moyen-Atlas sont résumées dans la figure 1. 4.

La chaîne moyen-atlasique présente des reliefs contrastés, résultants de la juxtaposition de **deux unités géomorphologiques et structurales** orientées SW-NE et **séparées par l'Accident Nord Moyen-Atlasique (ANMA)**. Ainsi se distinguent **le Causse moyen-atlasique** (ou Moyen-Atlas tabulaire) au Nord et le **Moyen-Atlas plissé** au Sud de la ligne structurale. Le Moyen-Atlas plissé, qui présente les plus fortes amplitudes altimétriques, est constitué de quatre rides anticlinales parallèles orientées NNE-SSW encadrant de larges cuvettes synclinales. **Le Causse moyen-atlasique est caractérisé par une structure tabulaire**, plus précisément par une succession de plateaux étagés (causses). **Son substratum, liasique dolomitique, est intensément karstifié**. Cette **karstification**, couplée à l'activité tectonique et à la **dissolution de poches salifères triasiques**, a provoqué la **formation de cuvettes de tailles variées** au centre desquels figurent des **lacs**, permanents ou non. **La dayet Afourgagh est un exemple de ce type de lac**.

*

La dayet Afourgagh est située dans un environnement qui a subi de nombreuses évolutions et perturbations géologiques. Son origine semble liée à différents facteurs tectoniques, karstiques mais également climatiques et hydrologiques.

Après avoir situé le lac dans son contexte régional, il est nécessaire de travailler à une échelle plus réduite : celle du bassin versant. Il convient d'évoquer les caractéristiques géologiques, morphologiques, climatiques, hydrologiques et environnementales actuelles du bassin versant et du lac Afourgagh.

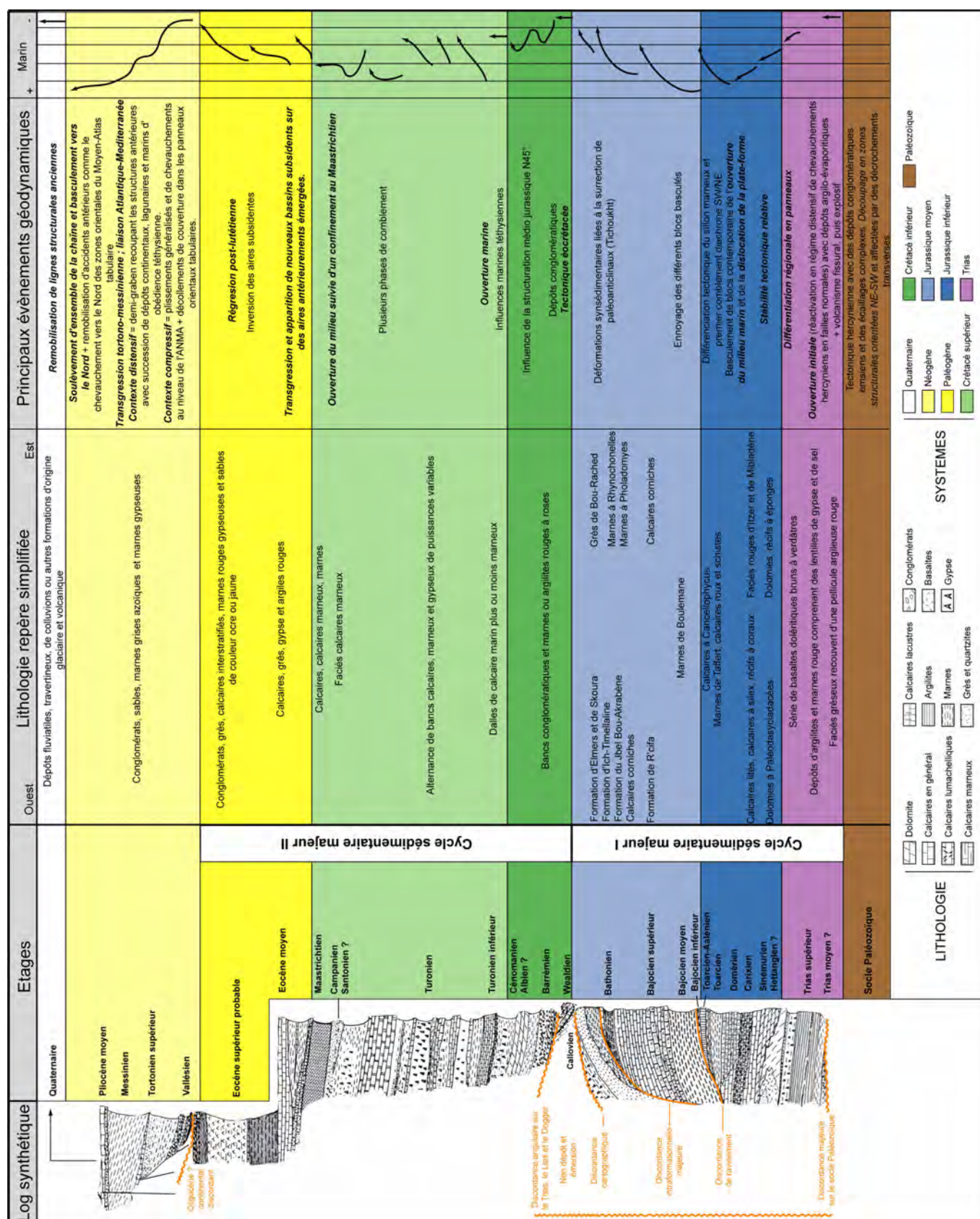


Fig. 1. 4. Figure synoptique des caractéristiques géologiques et géodynamiques du Moyen-Atlas (d'après Martin, 1981 ; Du Dresnay, 1988 ; Charrière, 1990).

Chapitre 2

Le bassin versant de la dayet Afourgagh

Chapitre 2 : Le bassin versant de la dayet Afourgagh

2.1 : Situation géographique

La dayet Afourgagh (Fig. 2. 1.) est un lac permanent de contour subcirculaire localisé au sein du causse d'Amekla, dans le Moyen-Atlas tabulaire, à 60 km au sud de la ville de Fès (Fig. 1. 1.). Le plan d'eau actuel de la daya se situe à 1380 m d'altitude (Chillasse & Dakki, 2004), il présente une surface en eau d'environ 3 ha pour une profondeur maximale de l'ordre de 6 m et une profondeur moyenne inférieure à 2 m (données concernant l'été 2005). La figure 2. 2. est un extrait de la carte topographique de 'Youn Snane au 1/50 000^{ème}, réalisée d'après des photographies aériennes d'une mission effectuée en 1962 et des levés de terrain réalisés en 1971. Ce document présente la daya avec une surface importante (~ 12 ha), alimentée par un ruisseau au nord-ouest et possédant un exutoire actif via l'oued Afourgagh au nord-est. Cependant, le contexte géographique est aujourd'hui très différent (Fig. 3. 4. évoquée dans le § 3.2.3.).



Fig. 2. 1. La dayet Afourgah (octobre 2005).

2.2 : Géologie et géomorphologie

La dayet Afourgagh est située à quelques kilomètres à l'est de l'accident de Tizin'tretien (ATT, Fig. 1. 3.), dans la partie effondrée du causse d'Amekla. Elle occupe aujourd'hui la partie méridionale d'une vaste dépression d'origine karstique portant les stigmates d'anciennes extensions et régressions du niveau lacustre.

2.2.1 : Contexte géologique

Le bassin versant topographique de la daya (BVT) présente une large majorité d'affleurements de dolomies du Lias inférieur (~ 85 % de la surface), des dépôts plio-quaternaires couvrant le reste de sa surface (Fig. 2. 3.). Dans ce paragraphe seront présentées les différentes formations observées au sein du BVT mais également dans son environnement proche (3 à 4 km de diamètre).

2.2.1.1 : Le Trias

A la limite nord du BVT, le long de la bordure ouest de la faille de Tizzin'tretien, affleurent des argilites rouges et des basaltes doléritiques fini-triasiques (unité t β , Fig 2. 3.).

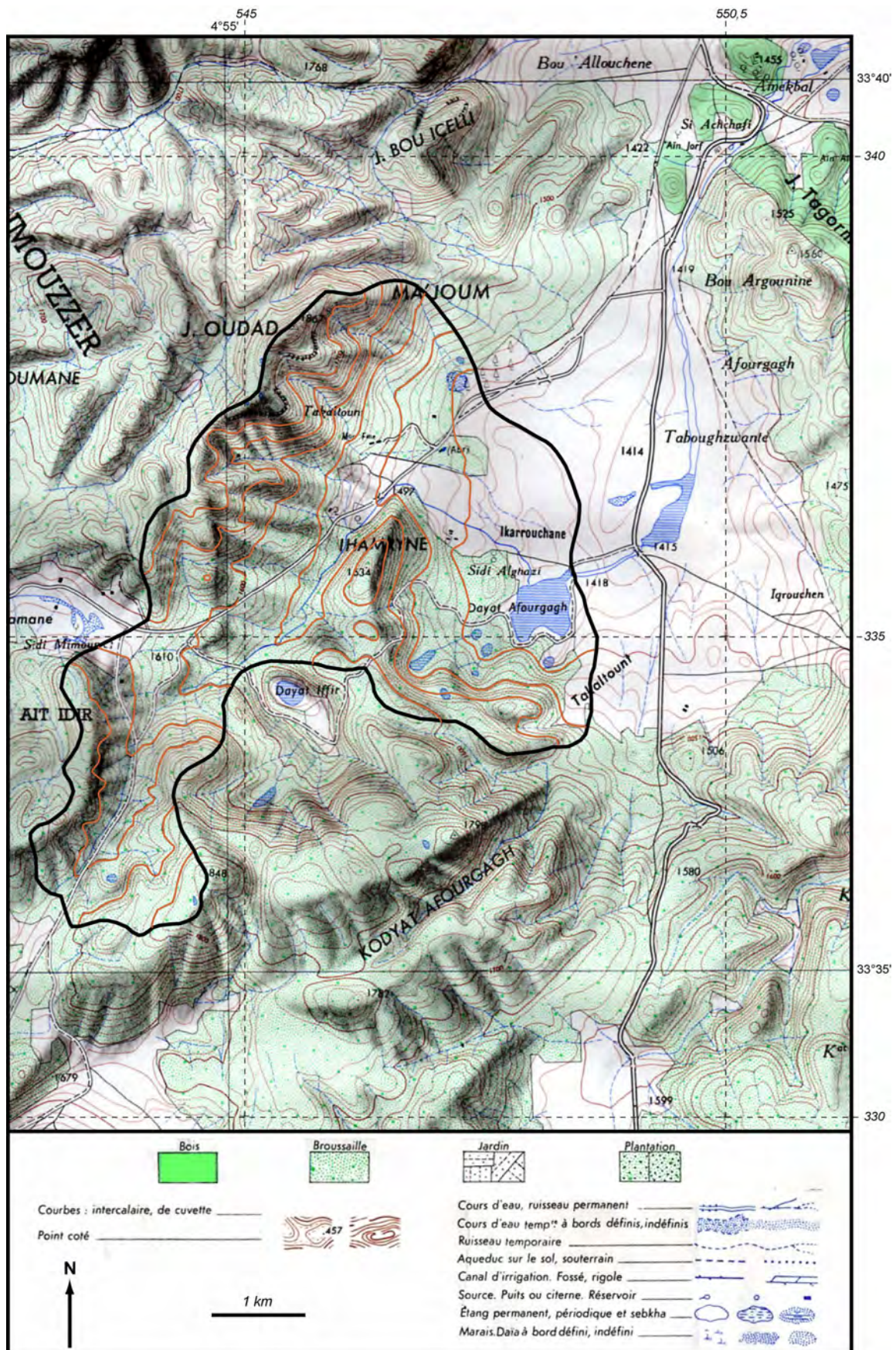


Fig. 2. 2. Extrait de la carte topographique d'Youn Snane au 1/50 000^{ème}. Le bassin versant topographique (BVT) de la dayet Afourgagh est délimité en noir (à partir de l'étude des isohypses).

Les argilites rouges sont composées de quartz, feldspaths, illites et chlorites (Baali, 1998). Les basaltes doléritiques apparaissent fortement altérés, l'analyse de leur fraction $< 10 \mu\text{m}$ révèle des teneurs en chlorite et kaolinite ainsi que quelques traces de feldspath, pyroxène et quartz (Baali, 1998).

2.2.1.2 : Le Lias

Les affleurements du Lias représentent la majeure partie de la surface du BVT. Ils correspondent à des formations de dolomies azoïques et très tectonisées du Lias inférieur, présentant des faciès variés. A l'est du lac actuel, en dehors du BVT, affleurent des calcaires lités du Lias moyen. Baali (1998) décrit 5 types de faciès au sein des dolomies du Lias inférieur:

- faciès grenu, massif et non altéré à grains jointifs, en bancs pluridécimétriques à métriques. La roche présente une rubéfaction superficielle à argiles et oxydes de fer ;
- faciès meuble, fragmenté en polyèdres de 5 à 6 cm de diamètre, observé en particulier le long de la zone de passage de l'ATT ;
- faciès brèchique constitué d'éléments anguleux jointifs liés par un éventuel ciment carbonaté riche en oxydes de fer ;
- faciès sableux composé de boules dolomitiques prises dans une arène à grains dolomitiques blanchâtres, observé à proximité des lignes de failles (Martin, 1981) ;
- faciès caverneux présentant des cavités décimétriques au sein des dolomies cohérentes.

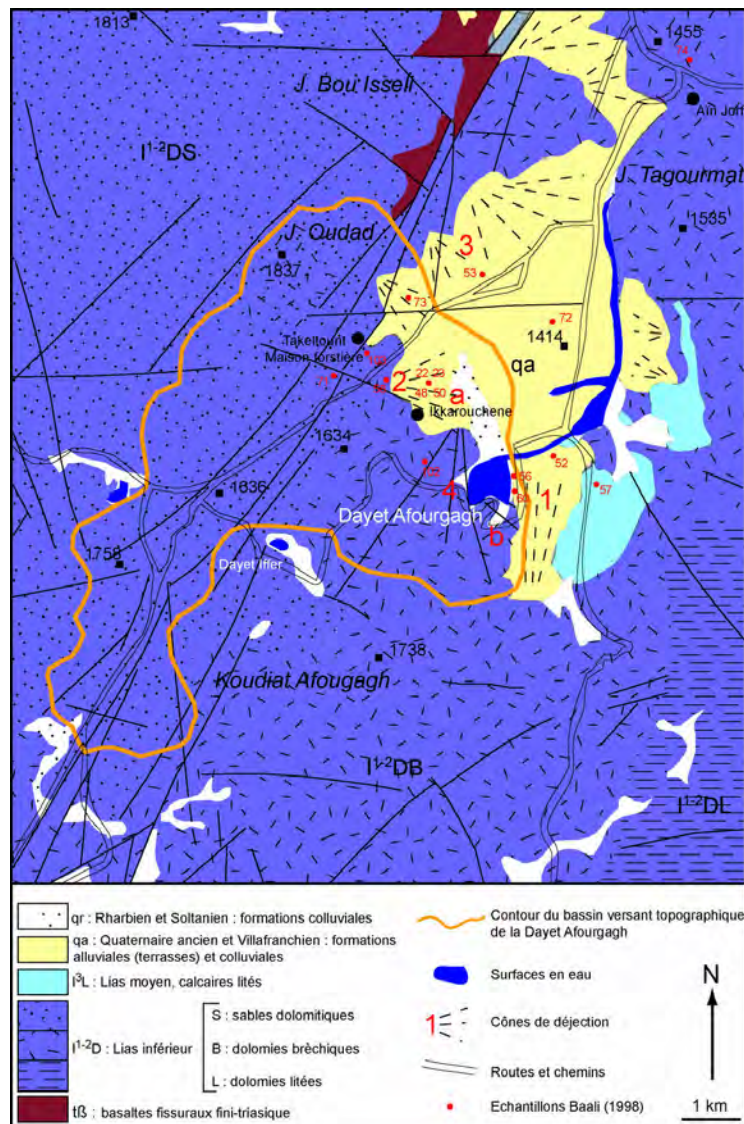


Fig. 2. 3. Extrait de la carte géologique de Sefrou au 1/100 000^{ème} (Charrière, 1990) et localisation des échantillons de roches analysés par Baali (1998).

Les calcaires lités du Lias moyen, bioclastiques, sont fragmentés en éléments décimétriques et présentent de nombreux rognons de silex.

La composition minéralogique de différents échantillons de dolomies (E56, 58, 102, 103), établie par Baali (1998), est présentée sur la figure 2. 4. La dolomite apparaît largement dominante, accompagnée par la calcite et quelques feldspaths en faibles teneurs. La fraction argileuse est dominée par l'illite et quelques interstratifiés illite/chlorite. L'échantillon prélevé dans les calcaires lités du Lias moyen révèle une très forte majorité de calcite, la fraction argileuse étant presque exclusivement composée d'illite.

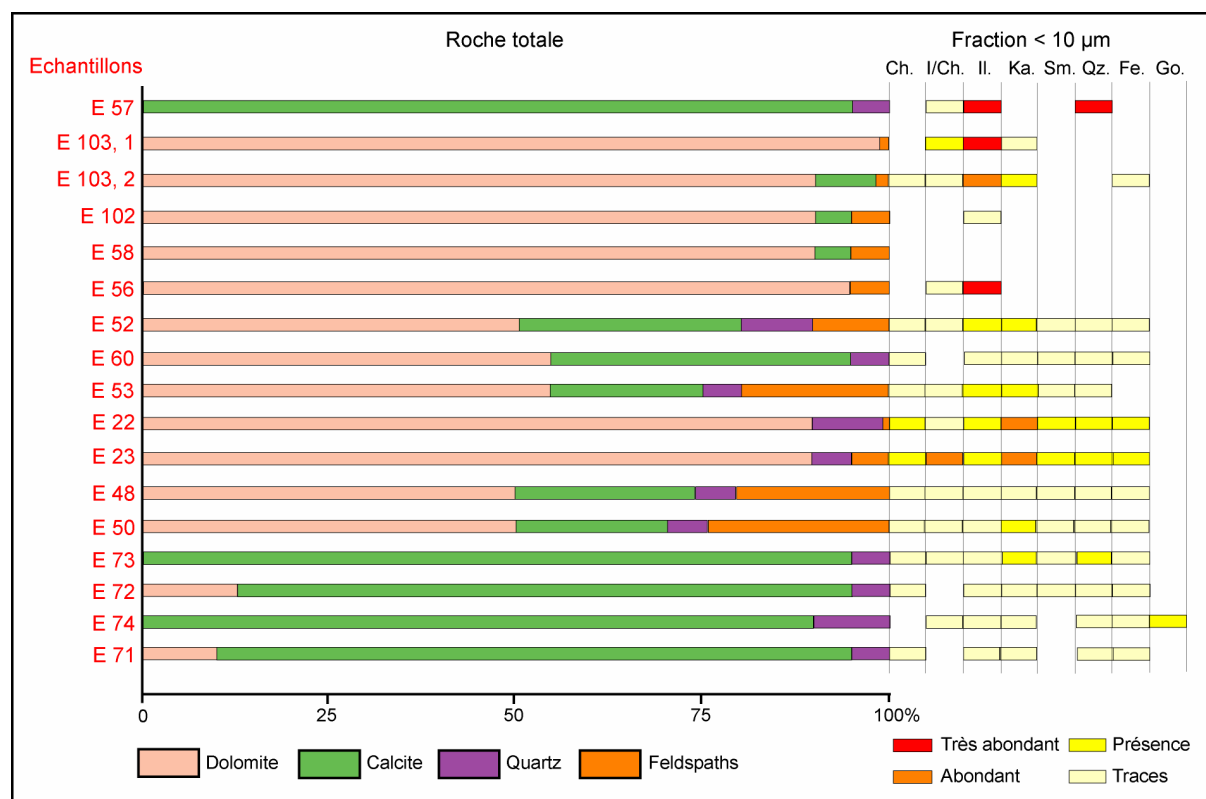


Fig. 2. 4. Composition minéralogique d'échantillons prélevés dans les formations encadrant la dayet Afourgagh, d'après les données de Baali (1998). Pour la localisation des échantillons, se reporter à la figure 2. 3. Ch. = chlorites ; I/Ch. = interstratifiés illite/chlorite ; Il. = illite ; Ka. = kaolinite ; Sm. = smectite ; Qz. = quartz ; Fe. = feldspaths ; Go. = goethite.

2.2.1.3 : Le Plio-quaternaire

Le plio-quaternaire est caractérisé par des formations superficielles de natures très diverses : dépôts lacustres, terrasses fluviales, cônes de déjections, travertins et dépôts de la daya à proprement parler.

2.2.1.3.1 : Les formations lacustres

Les formations lacustres sont en partie recouvertes par le groupement de cônes de déjection 3 (Fig. 2. 3.), à ceux de la terrasse lacustre qui affleure au nord-est de la daya ainsi qu'à ceux de la dayet Afourgagh situés au nord du plan d'eau actuel.

Le groupement 3 est recoupé, au niveau de l'emplacement de l'échantillon 73 (Fig. 2. 3.), par un ouvala (formé de grandes dolines coalescentes) où affleurent des calcaires lacustres massifs. Ils apparaissent karstifiés et présentent des intercalations de sables et silts dolomitiques peu indurés ainsi que des poches travertineuses. L'analyse minéralogique d'un unique échantillon de ces calcaires (E 73) dénote une teneur quasi exclusive en calcite avec absence de dolomite.

La terrasse lacustre est bordée par l'oued Afourgagh à l'est, les dépôts de la daya à l'ouest et de cônes de déjection au nord (Fig. 2. 10.). Elle présente des faciès diversifiés, décrits en détail par Baali (1998) après observations faites dans de nombreux puits. Ces faciès correspondent à des alternances grossières (galets et graviers parfois encroûtés au sein d'une matrice silteuse carbonatée),

sableuses et fines (silts et argiles) plus ou moins indurées. Au sommet de cette succession figurent des dépôts carbonatés qualifiés de « terminaux » (calcaires lacustres) par Baali (1998), dont l'analyse minéralogique (E 72, Fig. 2. 3.) révèle 80 % de calcite et 15 % de dolomite.

Les dépôts anciens de la dayet Afourgagh, aujourd'hui recouverts de cultures, sont observés au Nord du plan d'eau actuel. Les coupes réalisées par Baali (1998) ont permis de mettre en évidence deux formations (en contact, sans discontinuité): une formation inférieure jaunâtre, laminée et bioclastique ; une formation supérieure grisâtre, homogène et azoïque.

La formation inférieure (jusqu'à 4 m de puissance) correspond à des alternances de lits sableux et silteux (avec intermédiaires entre ces deux pôles) entre lesquels s'intercalent des niveaux silto-argileux sombres enrichis en restes de végétaux et coquilles de Limnées. Les nombreux bioclastes retrouvés au sein des épaisseurs silteuses et sableuses sont des restes de gastéropodes, lamellibranches, ostracodes et charophytes. La formation supérieure est formée de silts sableux faiblement indurés et d'argiles ; elle est recouverte par un sol peu évolué. L'analyse minéralogique montre que les sédiments sont majoritairement constitués de dolomite (minimum de 50 %, maximum de 95 %) et de feldspaths (maximum de 45 %). La fraction argileuse est composée en grande majorité d'illites, avec parfois présence de kaolinites.

2.2.1.3.2 : Les cônes de déjection et cônes alluviaux

Deux types de cônes se distinguent par leurs natures et leurs âges : des cônes de déjections et des cônes alluviaux. Les cônes de déjection sont essentiellement composés d'éléments conglomératiques à gréseux (Fig. 2. 5.), à ciment silto-gréseux, mais également de matériaux meubles formés de graviers, de sables, de silts et d'argiles (Fig. 2. 6.). Baali (1998) a décrit plusieurs faciès rencontrés au sein de ces formations. Les analyses minéralogiques de la matrice des conglomérats (E 52, 53 et 60 ; Fig. 2. 3.) et des niveaux meubles (E 22, 23, 48 et 50 ; Fig. 2. 3.) à graviers, sables et silts montrent des teneurs variables en calcite, quartz et feldspaths mais toujours des proportions importantes en dolomite (> 50 %).



Fig 2. 5. Cône de déjection 1, conglomératique, observé au sud-est du plan d'eau actuel de la dayet Afourgagh.

Deux cônes alluviaux sont présents au sein du BVT de la dayet Afourgagh (a et b, Fig. 2. 3.). Le substratum et les cônes de déjection anciens ont été incisés par le passage d'oueds. D'étroits thalwegs ont ainsi été comblés d'alluvions fluviales ; ils débouchent sur des cônes comme ceux observés au sud et au nord-ouest du plan d'eau actuel (Fig. 2. 7.).



Fig 2. 6. Cône de déjection 4, silteux, observé à l'ouest du plan d'eau actuel de la dayet Afourgagh.



Fig 2. 7. Cône de déjection ancien 2 et cône alluvial récent a observés au nord-ouest de la dayet Afourgagh. Le cliché a été pris depuis le cône de déjection 1, visible sur la figure 2. 5.

2.2.1.3.3 : Travertins et colluvions

Les travertins sont observés près de la zone de passage de l'ATT. Ils présentent des teintes variées allant du gris au jaune et renferment des tiges végétales parfois en position de vie. Ils sont essentiellement composés de calcite et de quartz en faibles proportions. La fraction fine ($< 10 \mu\text{m}$) révèle de faibles teneurs en chlorite, illite et kaolinite. Des formations colluviales sont décrites localement, au niveau de replats topographiques et au fond de certaines dolines. Elles correspondent à des mélanges de dolomies et calcaires liasiques pris au sein de matrices de granularités variables.

2.2.1.3.4 : Articulations entre les différentes formations (Baali, 1998)

Les différents faciès observés dans les dépôts de la terrasse lacustre témoignent d'un plan d'eau relativement profond. Les sondages distaux révèlent une accumulation de particules fines et des dépôts laminés. Cette sédimentation fine évolue vers une sédimentation détritique plus grossière (sables et graviers) liée à des apports fluviaux ; elle s'achève par la formation de calcaires caractérisant un milieu peu profond, relayés en zone proximale par des dépôts de type palustre.

Les cônes de déjections anciens sont formés par des coulées boueuses et des écoulements fluviaux. Les différents faciès observés au sein de ces cônes ont permis à Baali (1998) de distinguer 4 types de cônes témoignant de mécanismes de formation variés. Les cônes formés de conglomérats, avec quelques encroûtements laminaires, sont mis en place par une dynamique de coulée boueuse (ex : cônes 1 et ensemble 3 Fig. 2. 3.). D'autres cônes présentent des faciès meubles à graviers, sables et silts dolomitiques à encroûtements calcaires, et sont liés à des écoulements fluviaux pérennes (ex : cône 2 Fig. 2. 3.). Enfin, les cônes composés en majorité de silts et d'argiles sont formés par des

coulées de boues épisodiques et de faible énergie (ex : cône 4 Fig. 2. 3.). Les cônes alluviaux récents et terrasses fluviales associées (ex : cônes a et b, Fig. 2. 3.) sont de moindre extension.

La formation inférieure des dépôts anciens de la dayet Afourgagh représente le comblement progressif d'un lac avec fluctuations importantes de la profondeur d'eau. L'alternance de niveaux laminés, détritiques, sablo-silteux à graveleux et de niveaux riches en bioclastes et/ou restes de végétaux en sont les témoins. Les arrivées détritiques seraient consécutives de la formation d'un cône alluvial responsable du comblement progressif du paléolac. La formation supérieure témoignerait de ce remplissage par l'absence de stratification et de fossiles d'eau douce mais également par la présence d'éléments détritiques éoliens et le développement de croûtes laminaires dans la formation de type palustre.

Ces observations ont permis de mettre en évidence différents événements lacustres successifs caractérisant l'évolution de l'environnement de la dayet Afourgagh (Fig. 2. 8.):

- La première phase est caractérisée par les calcaires lacustres visibles au niveau de l'ouvala localisé au nord-ouest de la daya, au niveau de l'emplacement de l'échantillon 73 sur la figure 2. 3. Ils attestent un lac profond, situé à une cote élevée (1440 m).
- Les dépôts de la terrasse lacustre, tout comme ceux d'Aïn Jorf (échantillon 74) correspondent à la seconde phase lacustre. En parallèle se forment les cônes de déjection anciens dont les dépôts ont pu être corrélés avec ceux de la terrasse.
- Les dépôts de la daya apparaissent emboîtés dans les dépôts relatifs à la terrasse lacustre. La mise en place de la formation inférieure est contemporaine d'une phase érosive responsable de la formation de thalwegs dans les dépôts fluvio-lacustres de la terrasse lacustre. La mise en place des terrasses fluviales dans les oueds ainsi creusés se déroule en parallèle du dépôt de la formation supérieure, qui atteste une forte diminution du niveau lacustre, le plan d'eau étant « rejeté » dans la partie méridionale de la dépression.

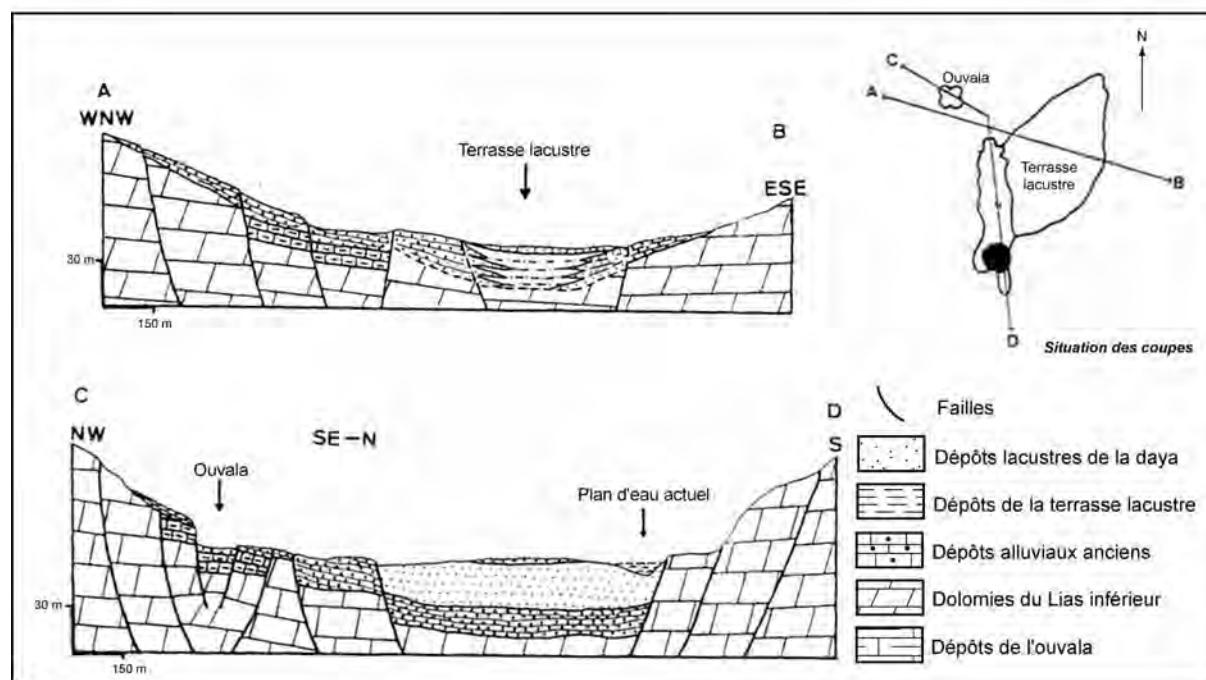


Fig. 2. 8. Coupes géologiques réalisées dans les dépôts de l'ouvala, de la terrasse lacustre et de la daya (d'après Baali, 1998).

2.2.1.3.5 : Les sols du bassin versant de la dayet Afourgagh

Les sols du BVT, développés sur substrat dolomitique et calcaire, sont très peu épais. Ils présentent de fortes variations spatiales en fonction de facteurs environnementaux localisés mais également des activités humaines (Flower *et al.*, 1989). En effet, les sols retrouvés sur les versants, sous l'iliciaie, sont souvent recoupés par des pointes de dolomites affleurantes et la plupart des sols de

la cuvette ont fait l'objet d'une exploitation par l'homme pour les cultures. Ils présentent des teintes variées allant du brun rouge au rose en passant par le blanc ou le gris (Fig. 2. 9.).

A l'ouest du plan d'eau actuel, sous l'ilicéaie des versants, se développe un sol homogène brun-sombre, grumeleux, à débris organiques non décomposés. Bien que développé sur substrat dolomitique, l'analyse minéralogique de la terre (au niveau de l'emplacement de l'échantillon 102, Fig. 2. 3.) ne révèle aucune trace de dolomite ni calcite. La terre est en effet uniquement constituée de quartz avec présence de kaolinite et de smectites. Ces observations caractériseraient un sol calcimagnésique comme ceux évoqués par Flower *et al.* (1989) et Baali (1998). Les fortes accumulations de matière organique peu décomposée au niveau de l'horizon de surface, sa structure grumeleuse et les blocs de dolomite qui le parsèment sont autant de caractéristiques évoquées par Duchaufour (1997) pour qualifier les sols calcimagnésiques humifères ou rendzines (le sol observé au niveau de l'échantillon 102 correspondrait à un sol humo-calcique). Les sols observés à proximité de la maison forestière de Takeltount (au niveau de l'emplacement de l'échantillon 103) présentent également les caractéristiques de rendzines (Baali, 1998). De nombreuses accumulations organiques sont aussi observées au sein de dépressions karstiques (Fig. 2. 8.). La couleur rougeâtre de la surface des dépôts quaternaires, particulièrement visible au nord et à l'ouest du plan d'eau actuel (Fig. 2. 9.), témoigne du développement de sols fersiallitiques anciens (Flower *et al.*, 1989 ; Baali, 1998) en amont des cônes de déjections et cônes alluviaux (sols se développant pour des températures moyennes < 13°C et sous des pluviosités > 500 mm selon Duchaufour, 1997). Les sols observés en bas de pentes et au niveau des dépressions sont composés de matériaux colluviaux dérivés des sols fersiallitiques développés en amont (Flower *et al.*, 1989), de particules carbonatées issues des dépôts tuffacés affleurant à proximité, mais également de particules éoliennes allochtones (dolomite, quartz...).

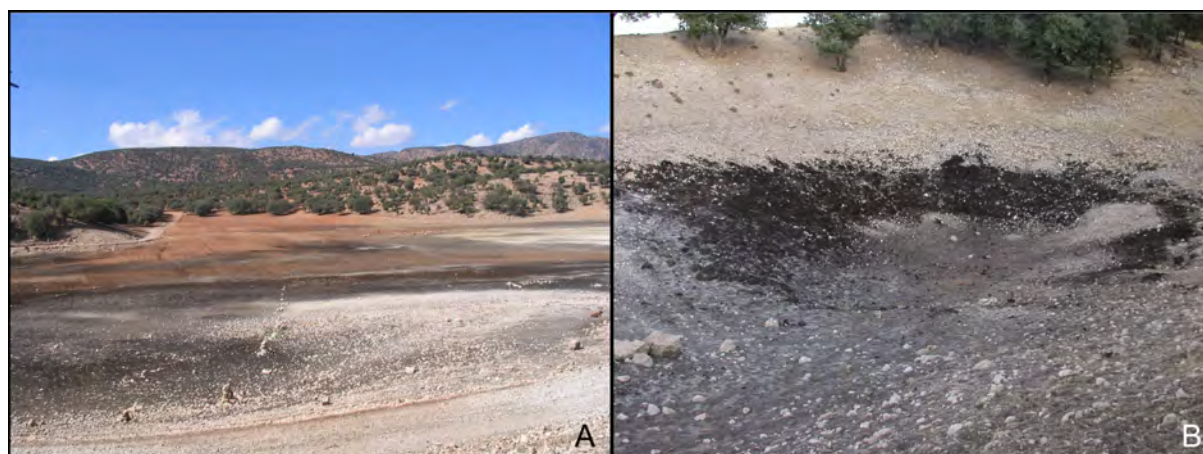


Fig. 2. 9. Accumulations de matière organique peu décomposée au sein de dolines à proximité de la dayet Afourgagh. A = accumulations dans une dépression au sud-ouest du plan d'eau actuel (~ 150 m de diamètre). Noter, en arrière plan, la teinte rouge du sol remanié par l'homme, et composé du mélange de silts roses du cône de déjection 4 et de particules issues des sols fersiallitiques développés en amont. B = accumulations au sein d'une doline d'effondrement (~ 6 m de diamètre) au sud du plan d'eau actuel.

2.2.2 : Morphologie du bassin versant

Le BVT de la dayet Afourgagh présente de forts contrastes morphologiques, principalement liés aux différents mécanismes karstiques et tectoniques ayant agité sur les dolomies. Les figures 2. 10. et 2. 11. illustrent les hétérogénéités topographiques observées entre le fond de la dépression et ses versants ouest et sud.

2.2.2.1 : Contexte morphologique

Les versants ouest et de l'arc sud-ouest, au contact du passage de l'ATT et en amont des cônes de déjection, présentent des pentes relativement importantes (de l'ordre de 10 à 25 %). Les pentes relevées au sud et à l'est du lac actuel sont de l'ordre de 5 % en dehors de l'extrémité sud-est de la dépression, directement en contact avec un abrupt dolomitique. Ces reliefs sont nettement entaillés par

des ravines d'écoulement et par des formations d'origine karstiques (dolines, lapiez) de tailles variées, particulièrement au sud du BVT (Fig. 2. 10.). La dépression est encadrée par des dépôts de cône de déjection dont la pente n'excède pas les 10 % (Baali, 1998), par les dépôts anciens de la daya, mais également par les dépôts de la terrasse lacustre qui forment un replat topographique à une cote d'environ 1415 m (soit une vingtaine de mètres au dessus du plan d'eau actuel).

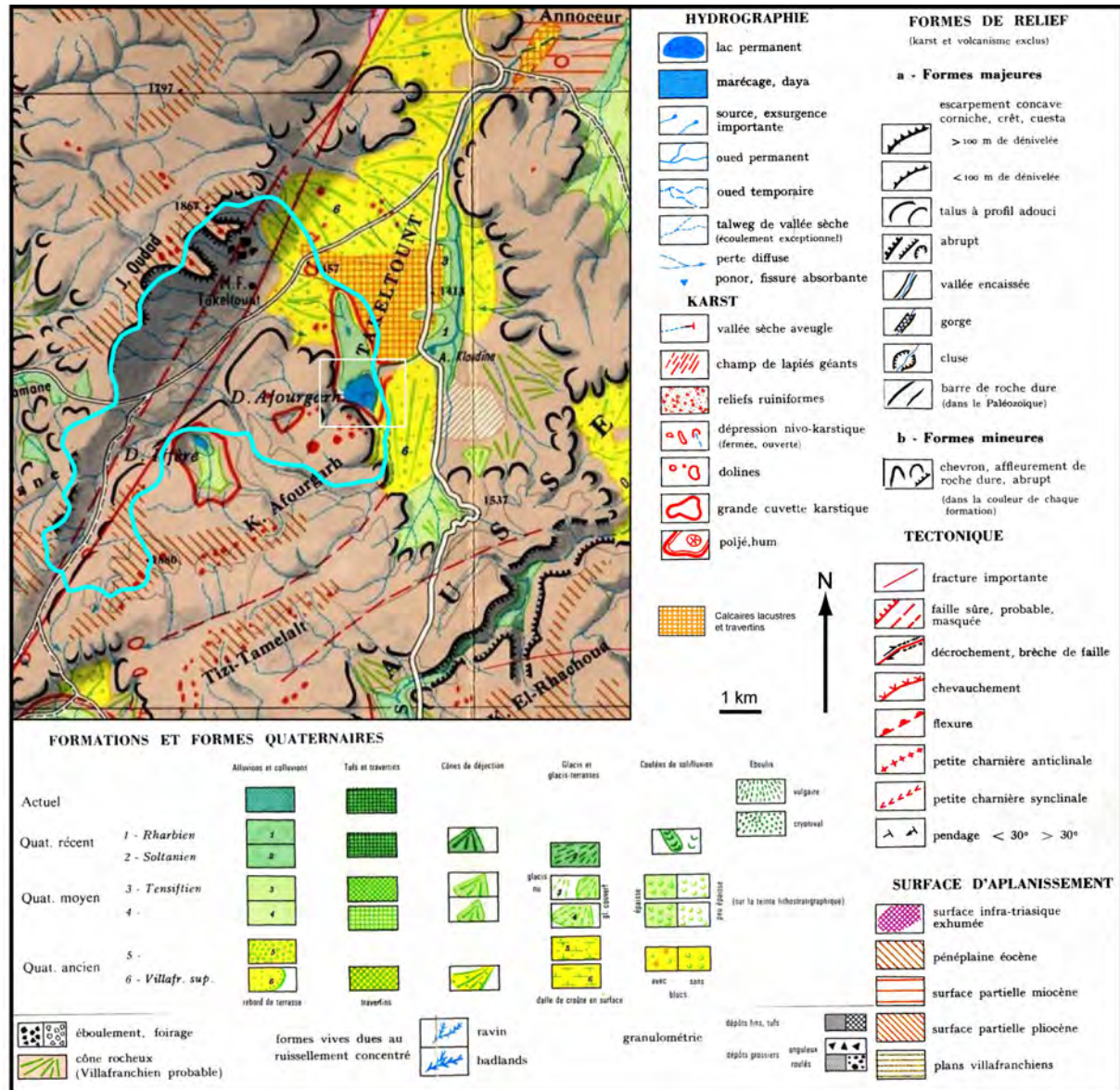


Fig. 2. 10. Extrait de la carte géomorphologique du Moyen-Atlas central au 1/100 000^{ème}, planche II : Sefrou, d'après Martin, 1981. Le BVT de la dayet Afourgagh est délimité en bleu.

Un modèle numérique d'altitude (MNA) à maille quadrillée uniforme de dimension 25 m x 25 m a été réalisé en utilisant le logiciel Arcview GIS 9 (méthode des pondérations inversées selon la distance, Fig. 2. 11.). Les données ont été acquises à partir de la carte de 'Youn Snane au 1/50 000^{ème} par digitalisation des courbes de niveau sur carte scannée et géoréférencée dans le système de projection Lambert Nord Maroc (Merchich). Une représentation en trois dimensions du MNA et de la carte topographique a été obtenue en utilisant le logiciel Arcview SIN (Fig. 2. 12.)

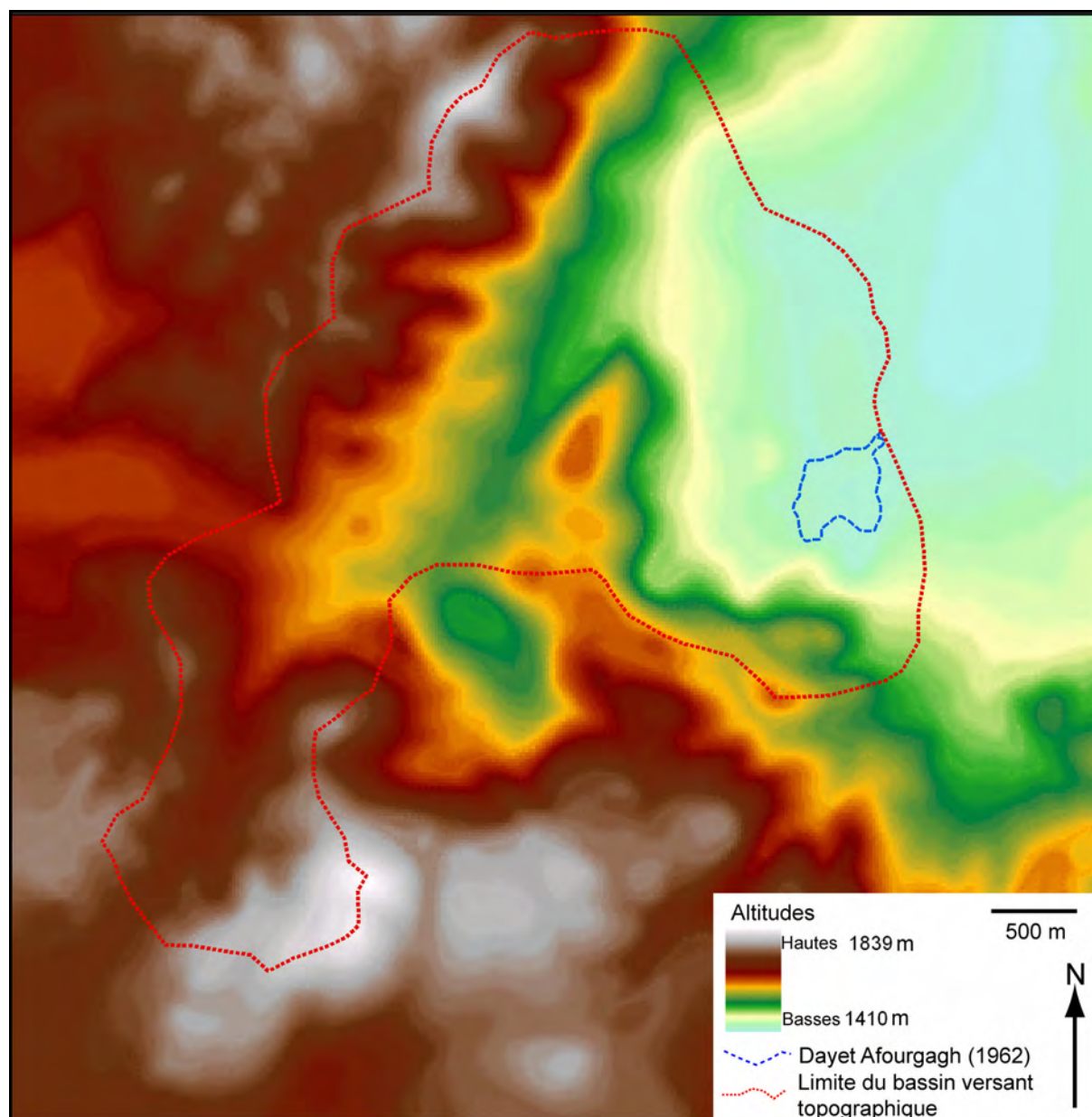


Fig. 2. 11. MNA et limite du bassin versant de la dayet Afourgagh.

2.2.2.2 : Hypothèses concernant la formation de la dépression lacustre d'Afourgagh

Les nombreuses dépressions karstiques observées au sein du causse Moyen-Atlasique ont des origines variées (§ 1.2.2.2.1.). L'alignement des dépressions d'Ifragh, Iffer, Afourgagh et Agoulmam le long d'un axe SSW-NNE, parallèlement à l'ATT laisse supposer un rôle important de cette faille dans la genèse de ces dayas (Charrière, 1990 ; Baali, 1998 ; Hinaje *et al.*, 2002), tout comme pour les dépressions karstiques de la région de Safi (Weisrock & Lunsi, 1987) . Cette observation fut tout d'abord faite par Martin (1965), qui caractérise la dayet Afourgagh comme une dépression de type « ouverte à écoulement pérenne ou temporaire », d'origine tectonique et exploitée par le karst. Les travaux de Baali (1998) ont permis de mettre en évidence 3 phases lacustres, correspondant à 3 dépressions d'extensions inconnues. Charrière (1990) et Hinaje *et al.* (2002) précisent que la région de Sefrou fut le siège d'une activité tectonique polyphasée, au Néogène et au Quaternaire. La formation de la dépression d'Afourgagh résulterait de la succession de 4 épisodes extensifs selon Hinaje *et al.*, (2001, 2002) et Hinaje (2004) :

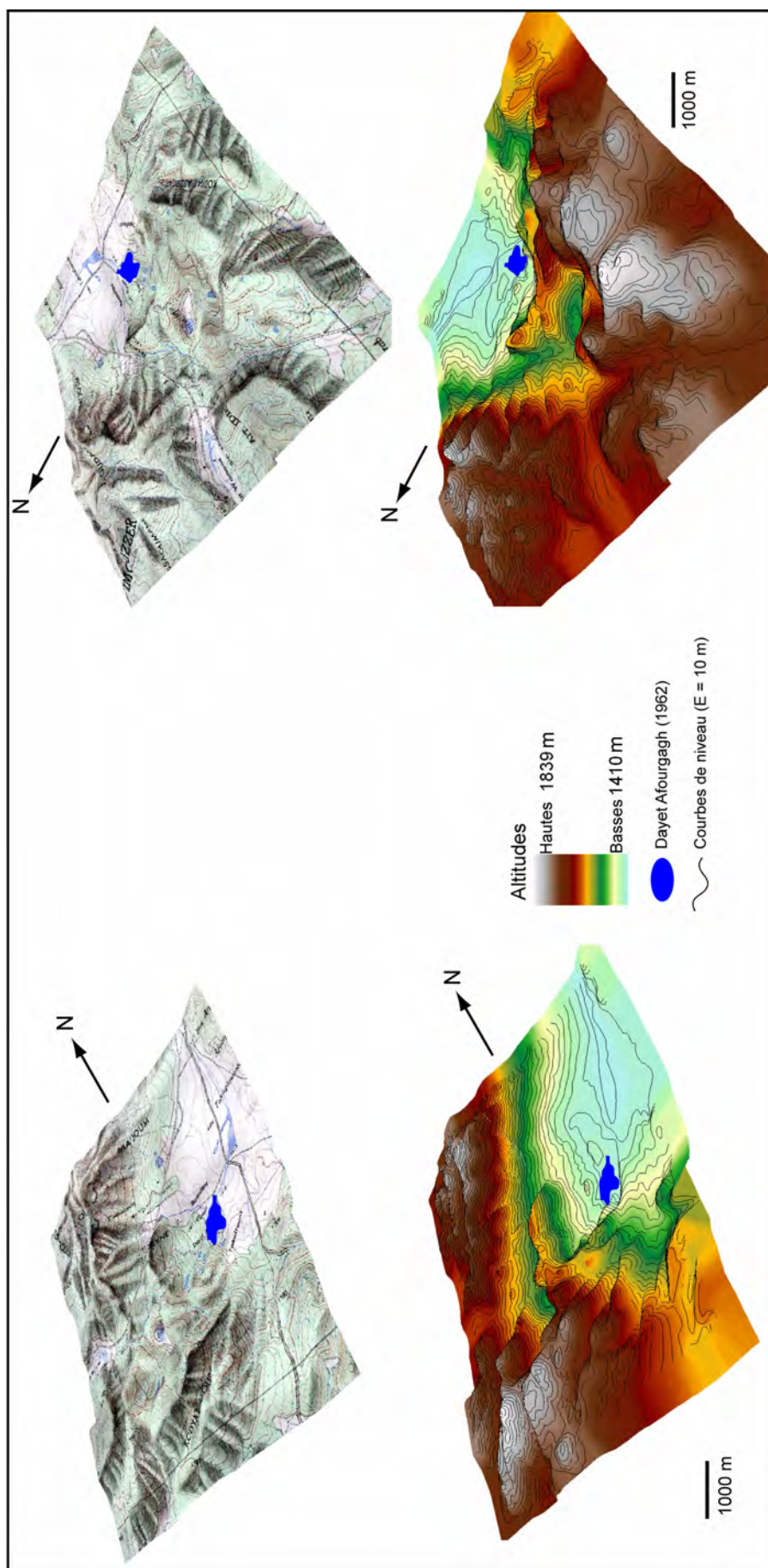


Fig. 2. 12. MNA et extrait de la carte topographique de 'Youn Sane représentés en trois dimensions.

- une première phase correspondant à une extension NE-SW d'âge Miocène supérieur, à l'origine d'un jeu normal des failles orientées N120 à N145. L'accident localisé directement au sud-ouest du plan d'eau actuel (Fig. 2. 13.) est un exemple de faille à jeu Miocène supérieur.
- une phase extensive NNW-SSE d'âge Pliocène moyen-supérieur, responsable du jeu normal des failles ENE-WSW à E-W. Elles encadrent des grabens où se sont installés les premiers plans d'eau d'Afourgagh et d'Agoulmane (au nord). Ces premiers bassins lacustres sont caractérisés par le dépôt des calcaires rosâtres, encadrés par des conglomérats de cône de déjection. Au cours de cet épisode tectonique, le horst d'Iboua se forme. Il est encadré par deux failles normales N80 séparant les bassins d'Afourgagh et d'Agoulmane ;
- une troisième phase d'extension N120 à N140 d'âge Quaternaire ancien-moyen. Elle entraîne le jeu normal des failles de direction N015 à N045, dont celui de l'ATT. Le jeu normal de l'ATT avec effondrement vers le SE, a provoqué la formation de grabens orientés NNE-SSW à NE-SW ;
- une dernière d'âge Quaternaire moyen-récent, correspondant à des contraintes principales orientées NNW-SSE. Elle est caractérisée par des failles normales subméridiennes et est responsable du jeu décrochant senestre des failles NE-SW (tout comme l'ATT).

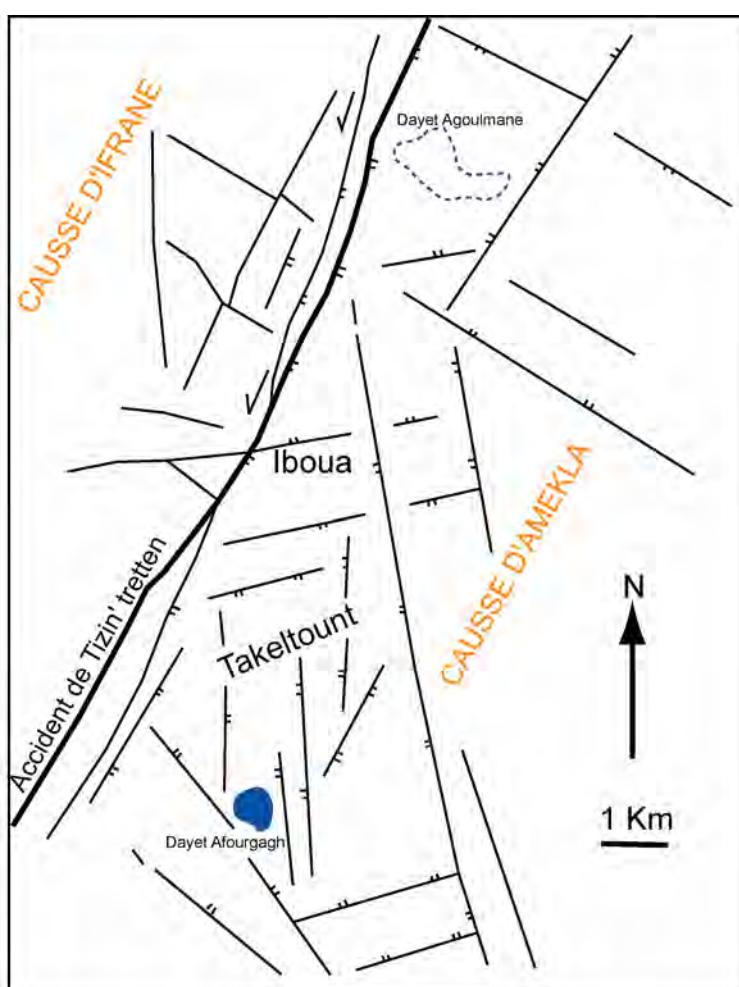


Fig. 2. 13. Carte structurale simplifiée des bassins des dayet Afourgagh et Agoulmane (Hinaje, 2004).

Enfin, selon Lamb *et al.* (1991), l'étude d'un forage profond réalisé dans la dépression lacustre montrerait une forte hausse de la nappe accompagnée par un début de sédimentation vers 4500 ans BP.

2.3 : Fonctionnement hydrologique

Au sein du causse d'Amekla, les dolomies du Lias inférieur sont fortement modelées par divers processus de karstification. La dayet Afourgagh est une dépression karstique où affleurent en

permanence les eaux d'une ou plusieurs nappes souterraines. Le réseau hydrographique de surface, aujourd'hui très réduit et uniquement alimenté en cas de rares événements pluviométriques, était relativement dense et alimenté par des sources jusqu'au milieu des années 1990.

2.3.1 : Le réseau hydrographique de surface

La figure 2. 14. présente le réseau hydrographique de surface tel qu'apparaît sur la carte topographique de 'Youn Sane et sur les documents de Baali (1998). Le lac y apparaît alimenté par différents oueds temporaires et sources pérennes au nord et à l'ouest mais également par un oued temporaire au sud. A l'inverse, en période de hautes eaux, le niveau du lac finissait par atteindre un seuil topographique localisé au nord-est (à la limite du BVT) et ses eaux se déversaient alors dans l'oued Afourgagh, visible sur les différentes cartes représentant la région (Fig 2. 2., 2. 3. et 2. 10.) Ce fonctionnement particulier était encore observé au milieu des années 1990 mais depuis une décennie de nombreux bouleversements géographiques et environnementaux ont modifié cet équilibre (voir § 3. 2.3.). Les sources sont liées à l'exsurgence de la nappe liasique au niveau des accidents tectoniques et plus particulièrement au contact de l'ATT. Les dolomies liasiques, bréchifiées et karstifiées, ainsi que la dénivellation topographique sont autant de facteurs propices à la mise en place de sources et suintements, auparavant nombreux à l'ouest du plan d'eau actuel (Baali, 1998). Nombre d'entre elles sont aujourd'hui tarées.

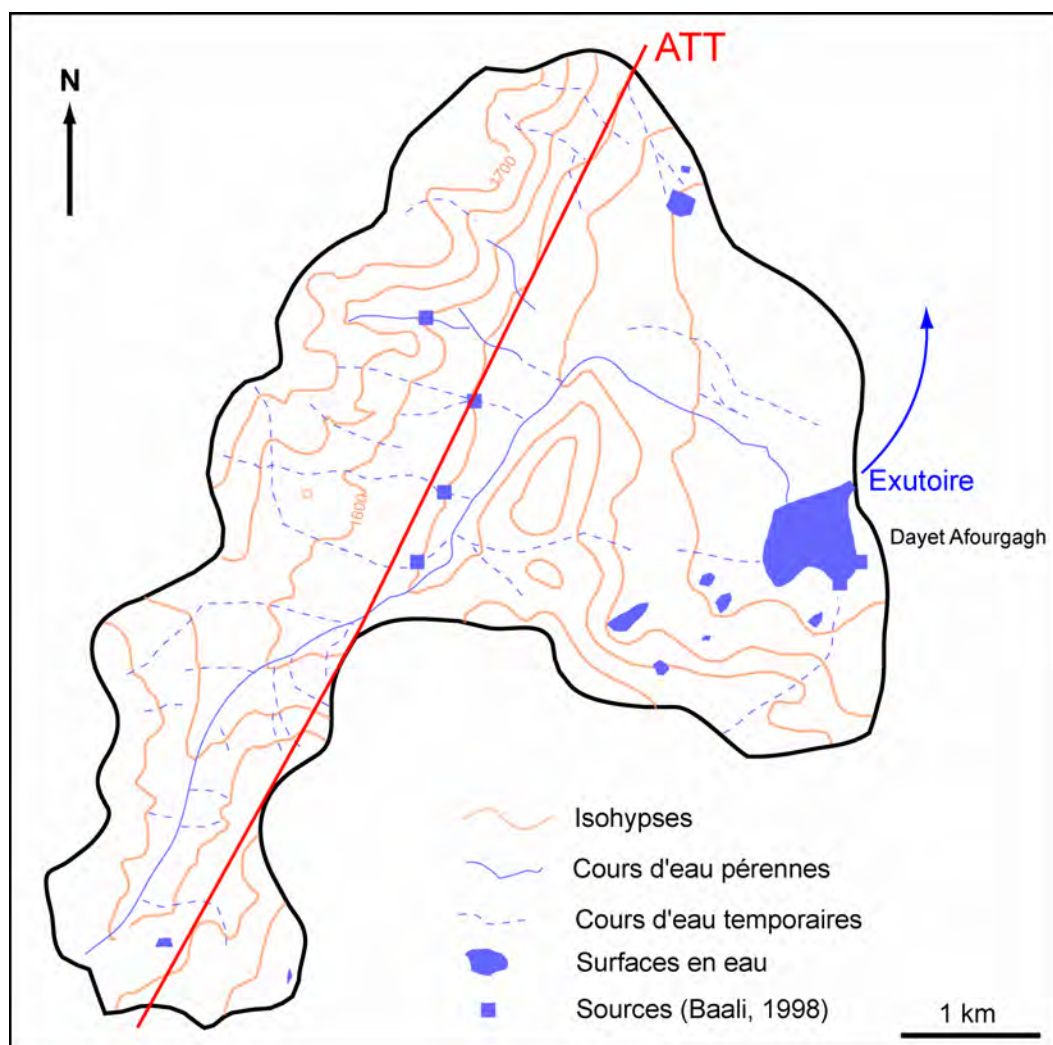


Fig. 2. 14. Principaux traits de l'orohydrographie du BVT de la dayet Afourgagh en 1962 (d'après la carte topographique de 'Youn Sane au 1/50 000^{ème} et les documents de Baali, 1998). Pour avoir une appréciation du relief et de l'emplacement des contours du BVT, se référer à la figure 2. 2.

Aujourd'hui, en ce qui concerne la dayet Afourgagh, les seuls apports de surface sont les eaux météoriques, les eaux de ruissellement (particulièrement au niveau de l'arc sud-ouest, où les versants sont les plus abrupts, Fig 2. 15E.) et la fonte des neiges. D'exceptionnels événements pluviométriques peuvent provoquer la formation de coulées boueuses allant directement se déverser dans le lac au niveau des versants ouest et sud (Fig. 2. 14.). Toutes les sources qui alimentaient le lac sont tarées ou ont un débit très faible (les eaux s'infiltrant avant de parvenir au fond de la dépression).

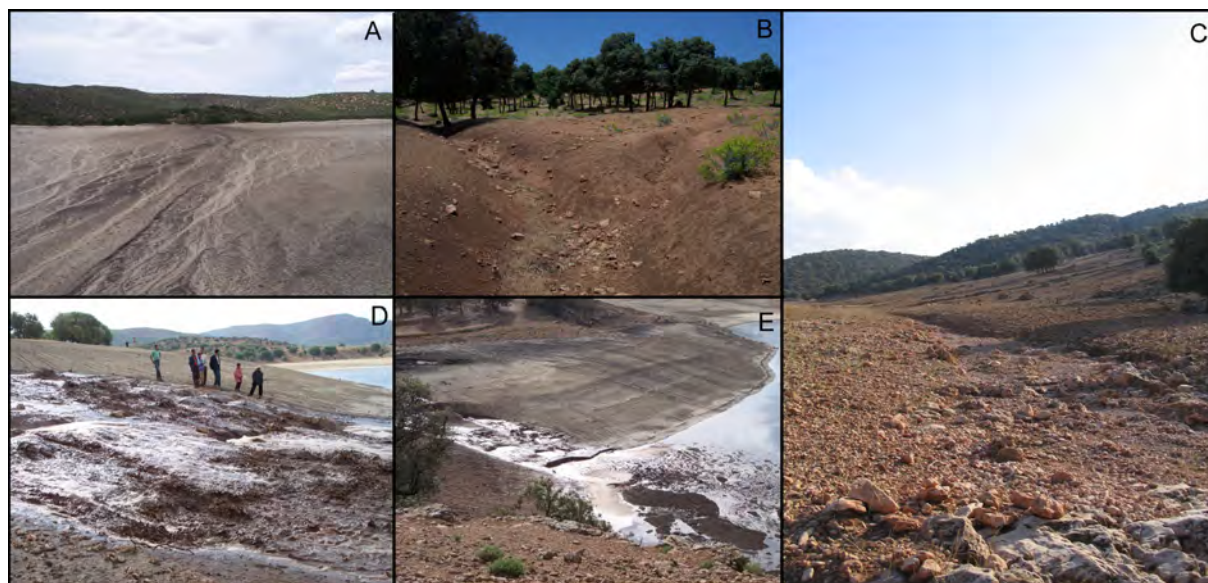


Fig. 2. 15. Témoignages des différents phénomènes de ruissellement alimentant directement la dayet Afourgagh. A = traces de ruissellement au contact du plan d'eau actuel. B = ravines d'écoulement localisées sur le versant ouest (en amont du cône de déjection 4). C = ravines d'écoulement localisées sur le versant sud (en amont du cône de déjection 1). D et E = épisode de coulée de boue après un orage violent à l'été 2005, les eaux se sont écoulées par le chenal visible en C.

2.3.2 : Données hydrogéologiques

Les formations jurassiques du causse Moyen-atlasique sont intensément karstifiées et traversées par des nappes d'eau souterraines. Au sein du causse d'Amekla, aucune cartographie précise des écoulements souterrains n'a été faite. Cependant, diverses analyses réalisées à proximité de la dayet Afourgagh, au niveau de sources ou au sein des nombreux puits creusés au nord du plan d'eau actuel (voir § 2.3.2.1.) permettent d'apprécier les caractéristiques physico-chimiques des eaux souterraines (Bentayeb & Leclerc, 1977 ; Amyay *et al.*, 2001 ; Gamez *et al.*, 2001). Selon Bentayeb et Leclerc (1977), la dayet Afourgagh se situe au sein du bassin d'Annoceur-Bsabis. Ce bassin serait indirectement rattaché à celui de Sefrou, leur séparation étant uniquement basée sur des accidents tectoniques non étanches, orientés SW-NE et situés dans le prolongement de l'ATT.

2.3.2.1 : Données physiques

A partir des relevés d'altitude du toit de la nappe et de conductivité réalisés par Gamez *et al.* en juin 1998 (publié en 2001), une carte de répartition des valeurs altitudinales du toit de la/des nappes ainsi qu'une carte de répartition des valeurs de conductivité ont pu être retracées à l'aide du logiciel Surfer 7.0, en utilisant la méthode des pondérations inversées selon la distance (Fig. 2. 16.).

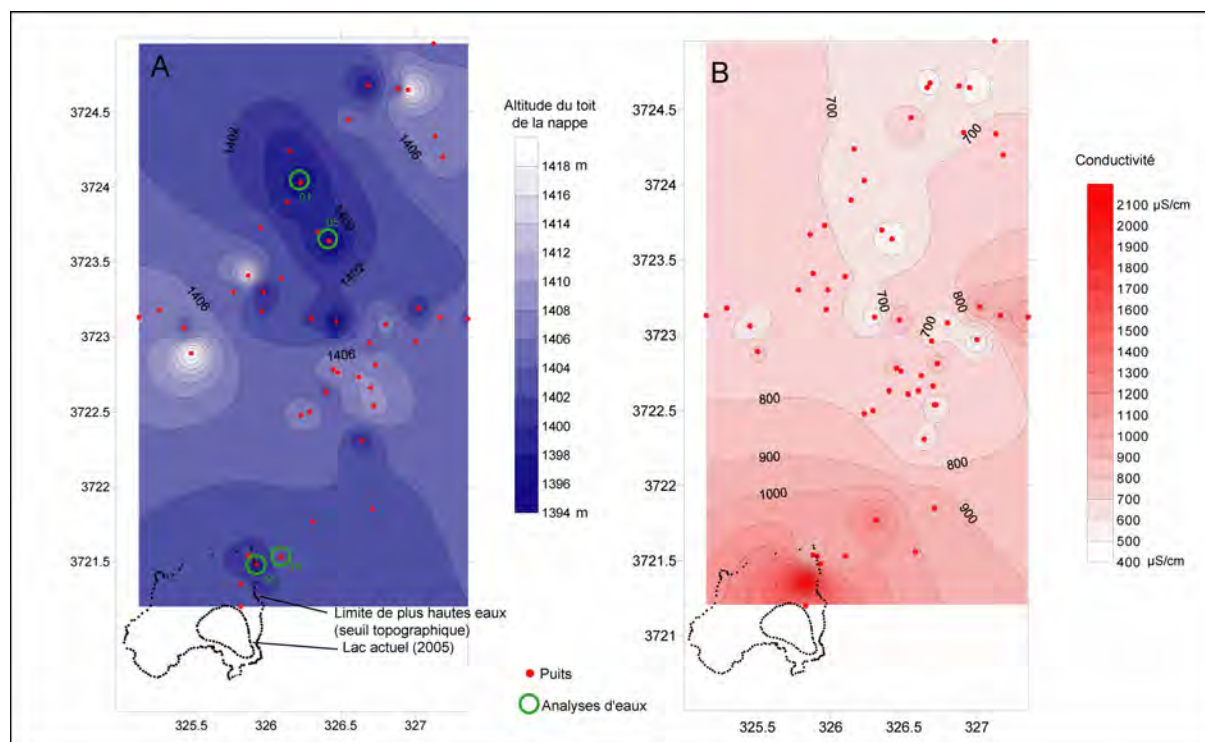


Fig. 2. 16. Représentation de la profondeur du toit de la nappe en m (bleu) et des conductivité en $\mu\text{S}/\text{cm}$ (rouge) mesurées dans les puits localisés au nord de la dayet Afourgagh d'après les données de Gamez *et al.* (2001). Les coordonnées sont exprimées en km selon le système UTM (30S).

Bentayeb et Leclerc (1977) évoquent une nappe s'écoulant de manière turbulente en direction du nord. De même, selon Hinaje *et al.* (2002), le réseau de failles subméridiennes observées dans le causse de Sefrou jouerait un rôle prépondérant dans l'écoulement sud-nord des eaux souterraines. L'observation des données altitudinales du toit de la nappe d'après les données de Gamez *et al.* (2001) atteste un écoulement vers le nord-ouest. Selon Gamez *et al.* (2001), l'observation des données de conductivité conduirait à émettre l'hypothèse de l'existence de deux nappes. La première, minéralisée (conductivité $> 1000 \mu\text{S}/\text{cm}$), est accessible à proximité de la dépression lacustre ainsi qu'au niveau de l'oued Afourgagh. La seconde, plus douce (conductivité $< 660 \mu\text{S}/\text{cm}$), s'étendrait plus au nord, avec une altitude piézométrique du toit de la nappe plus importante (1408 m contre 1403 m pour la nappe minéralisée). Cependant, l'hypothèse de l'existence d'une seule nappe, stratifiée, est probable ; l'évaporation au niveau de la daya entraînerait le développement d'un gradient de minéralisation des eaux depuis la dépression vers le nord.

2.3.2.2 : Chimie des eaux

Des prélèvements d'eaux de surface sur les rives du lac actuel ont été effectués au cours des étés 2004, 2005 et 2006 ainsi que celles d'une source au sud du lac en 2004 et 2005 (la source étant tarie en 2006). Les solutions prélevées ont été filtrées à $0,1 \mu\text{m}$ de porosité. Les analyses des anions (Cl^- , NO_3^- et SO_4^{2-}) et l'alcalinité ont été effectuées sur des échantillons d'eau non acidifiés. Pour les analyses des cations majeurs (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+) et des éléments traces (ΣPO_4 et H_4SiO_4) les échantillons ont été acidifiés avec de l'acide nitrique¹⁰ de qualité Suprapur® (Merck). Au laboratoire (analyses effectuées par N. Gassama, GéEAC, Tours), les anions (Cl^- , NO_3^- et SO_4^{2-}) ont été dosés par chromatographie ionique (Metrohm), la silice dissoute (H_4SiO_4) et les orthophosphates (ΣPO_4) par spectrométrie moléculaire automatisée (spectromètre UV-visible Shimadzu UV-1605). L'analyse des cations (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+) est réalisée par spectrométrie d'absorption (Ca^{2+} et Mg^{2+}) ou d'émission (Na^+ et K^+) atomique en flamme (M Series AA Spectrometer Thermo electron corporation). Le dosage de l'alcalinité a été effectué selon titration acido-basique par un acide fort (HCl) en suivant le principe

10 – 1 goutte pour 10 mL d'échantillon, $\text{pH} \approx 2$.

de la méthode de Gran (Gran, 1950 in Pelfrène, 2007). Le pH et la conductivité n'ont pu être mesurés sur le terrain, les valeurs de pH ont été obtenues au laboratoire, elles ne sont donc qu'approchées.

Les analyses des eaux de source du bassin d'Annoeur-Bsabis réalisées par Bentayeb et Leclerc (1977) révèlent des teneurs importantes en Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , Cl^- et HCO_3^- (Fig. 2. 17. et Annexe 1, localisation Fig. 2. 21.), elles peuvent donc être qualifiées d'eaux « bicarbonatées magnésiennes à sodiques ». Certaines de ces teneurs peuvent s'expliquer par le fait que les eaux souterraines, comme défini précédemment, circulent dans des dolomies ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$). En effet, ces roches, relativement solubles (Zogovic, 1965), donne par dissolution des ions Ca^{2+} , Mg^{2+} et HCO_3^- selon l'équation de dissolution : $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 + 2\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} + 4\text{HCO}_3^-$. Une potentielle origine atmosphérique des éléments sodium et chlorure, plausible si l'on considère le rapprochement du site à l'océan Atlantique, est écartée compte tenu des faibles précipitations locales et des fortes concentrations observées en ces éléments dans les eaux de source (salinité importante des eaux, Fig. 2. 18.). Des apports sous forme d'aérosols sont envisageables mais ne peuvent expliquer à eux seuls les fortes teneurs observées. Le sodium ne peut provenir de l'altération des aluminosilicates sodiques, très peu présents dans le bassin versant et les chlorures ne sont qu'exceptionnellement des produits de l'altération (Meybeck, 1986). Cependant, la géologie du Moyen-atlas, décrite dans le Chapitre 1, fait état de poches salifères triasiques dont la dissolution serait parfois à l'origine de la formation de certaines dépressions karstiques (Martin, 1981). Une éventuelle dissolution de ces poches entraînerait l'enrichissement en Na^+ et Cl^- des eaux circulant au contact de ces poches. Ceci expliquerait les salinités relativement importantes de ces eaux ainsi que la répartition des échantillons dans le diagramme de Wetzel (1983), entre le pôle « roche du bassin versant » et le pôle « précipitation-évaporation ». Les eaux des sources situées à proximité du lac (Fig. 2. 14.) présentent des salinités plus faibles et des teneurs plus importantes en Ca^{2+} et HCO_3^- . Les eaux prélevées à la source située au sud du lac présentent des compositions chimiques dont l'ordre de grandeur est comparable à celui des eaux de sources du bassin d'Annoeur-Bsabis. Les pH mesurés pour ces eaux sont de 7,76 en 2004 et 7,86 en 2005 ; ces valeurs sont proches de celles décrites par Meybeck (1986) pour des eaux de rivière circulant sur substratum carbonaté (7,9).

Les eaux de l'oued Aggaï sont moins concentrées que les eaux de sources (Annexe 1). Elles sont enrichies en Ca-Mg par rapport à Na-Cl en conséquence de la dissolution du substratum dolomitique sur lequel l'oued s'écoule (Fig. 2. 3).

Les échantillons d'eaux de surface de la dayet Afourgagh sont très concentrées, dénotant un milieu eutrophisé et très confiné. Les analyses faites par Flower *et al.* en 1984 (publié en 1989) et Gamez *et al.* en 1998 (publié en 2001) révèlent des concentrations en teneurs bien moins fortes que celles des étés 2004 à 2006. Cependant certains caractères observés actuellement se distinguent : un enrichissement en sodium, chlorures et bicarbonates par rapport au calcium et au magnésium et un rapport $\text{Mg}/\text{Ca} > 2$. L'observation des teneurs en éléments majeurs et nutriments des eaux du lac témoigne d'un enrichissement important en ions Na^+ , Cl^- et HCO_3^- . Les prélèvements effectués de 2004 à 2006 ont été effectués au bord du lac. Les eaux étaient jaunâtres à brunes, décolorées par l'urine et les déjections des caprins. Ainsi, les concentrations en sodium et chlorures et en moindre mesure sulfates sont fortement biaisées (augmentées).

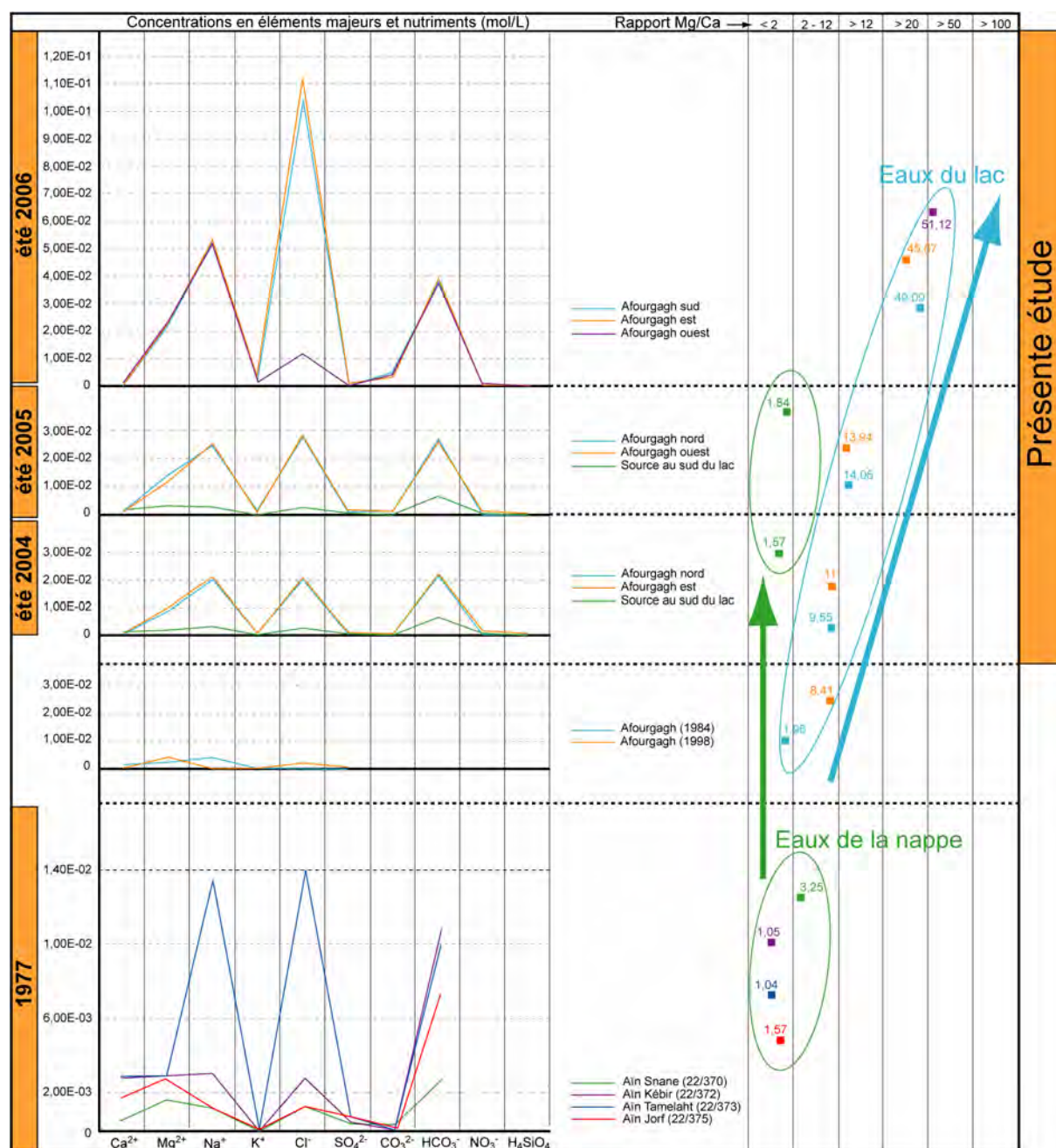


Fig. 2. 17. Compilation des résultats des analyses d'eaux effectuées au niveau du bassin hydrologique d'Annoeur-Bsabis et expression du rapport Mg/Ca correspondant. Résultats de 1977 selon Bentayeb et Leclerc (1977), 1984 selon Flower *et al.* (1989) et 1998 selon Gamez *et al.* (2001).

Les urines d'herbivores présentent des teneurs en chlorures de sodium et potassium de l'ordre de 11 g/L mais également des teneurs en sulfates de l'ordre de 3 g/L (Haynes & Williams, 1992). Cet enrichissement « décale » donc, sur le diagramme de Wetzel, les échantillons concernés vers le pôle « précipitation-évaporation » (Fig. 2. 18.). D'un autre côté, il est probable que la diminution du niveau d'eau observée chaque été au niveau du lac, couplée au climat chaud et sec à cette période de l'année, soit responsable d'une intense évaporation à l'origine de la précipitation de gypse en bordure du lac (au niveau de la zone d'échantillonnage). Les fortes différences de concentrations observées entre 2004-2005 et 2006 peuvent être liées à la période de prélèvement. Les échantillons de 2004 et 2005 ont été prélevés en juin, au début de la saison chaude alors que ceux de 2006 ont été prélevés en octobre, à la fin de cette même saison, après une période d'évaporation plus longue.

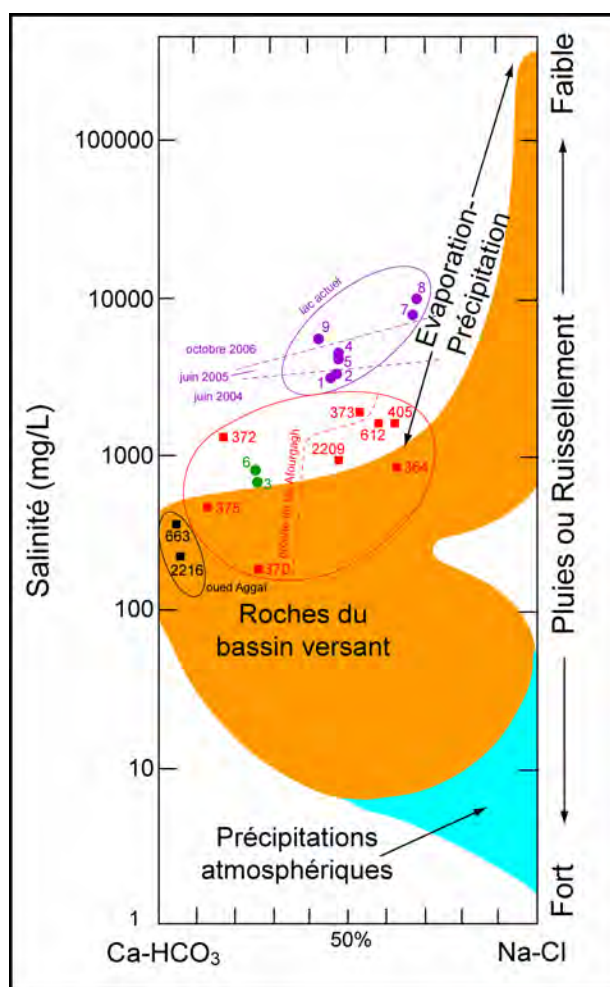


Fig. 2. 18. Diagramme représentant les processus généraux contrôlant la salinité des eaux de surface selon Wetzel (1983) avec références aux échantillons d'eaux analysés dans le bassin d'Annoceur-Bsabis et un niveau de la dayet Afourgagh (Annexe 1).

De 2004 à 2006, de fortes augmentations de la salinité et du rapport Mg/Ca des eaux sont donc observées. Ce phénomène témoigne du confinement progressif et rapide du système lacustre avec un rapport Mg/Ca pouvant atteindre des valeurs proches de 50.

2.4 : Données climatiques

Le climat défini au Moyen-Atlas est de type méditerranéen de montagne sub-humide (Rippey, 1982 ; Neijari *et al.*, 2001). Il est fortement saisonnier avec des étés (avril à septembre) chauds et secs résultant de l'extension de la cellule subtropicale Nord Atlantique jusqu'à la partie nord-ouest de l'Afrique. Les précipitations hivernales (octobre à avril) sont contrôlées par le système cyclonique extra-tropical se déplaçant en direction de l'est Nord Atlantique, de l'Europe de l'ouest et de la Méditerranée (Lamb & Pepler, 1991 ; Cheddadi *et al.*, 1998). Les mécanismes climatiques sont donc étroitement liés aux oscillations nord-atlantiques (NAO).

2.4.1 : Mécanismes climatiques à grande échelle

Le Maroc a subi, au cours du dernier siècle, de fortes sécheresses aux impacts parfois majeurs sur l'agriculture et la disponibilité des ressources en eau. L'épisode difficile vécu entre 1979 et 1984 par les populations du royaume marocain a entraîné le développement d'un projet visant à caractériser et comprendre les mécanismes climatiques responsables de ces phénomènes, en vue d'évaluer leur éventuelle prévisibilité (Lamb & Pepler, 1991). Les travaux effectués par Lamb & Pepler (1987, 1991), centrés sur les précipitations marocaines et subsahariennes suggèrent une origine très fortement

(et majoritairement) liée à la NAO. Cette influence est, dans le contexte du présent travail, modulée par les facteurs de latitude, d'altitude et d'exposition des versants par rapport à l'océan Atlantique et au Sahara (Kabbaj & Combe, 1977).

L'oscillation nord-atlantique (NAO) est un phénomène atmosphérique complexe. Elle est au centre de nombreuses études récentes menées suite aux préoccupations engendrées par le « réchauffement climatique global » observé depuis le début des années 1980 (Hurrell *et al.*, 2003 ; Cassou 2004). La NAO met en jeu l'action de deux pôles atmosphériques majeurs de l'hémisphère nord : la dépression d'Islande (faibles pressions, domaine subpolaire) et l'anticyclone des Açores (fortes pressions, domaine subtropical, Fig. 2. 19.). Elle a un impact très important sur les pays au contact de l'Atlantique nord mais également dans une grande partie de l'hémisphère nord. L'influence de la NAO est particulièrement forte de la fin de l'automne au début du printemps (Hurrell, 1995). Ainsi, les études portant sur la NAO se concentrent sur cette saison où l'atmosphère est la plus active en terme de dynamique et où les perturbations ont la plus forte amplitude (Hurrell *et al.*, 2003). Le fonctionnement du dipôle nord-sud est étroitement lié aux fluctuations de nombreux paramètres dont le propre fonctionnement est lié à la NAO. Ainsi, les températures des eaux de surface et de l'air au niveau de l'Atlantique nord, de l'Amérique du nord, de l'Arctique, de l'Eurasie et de la Méditerranée sont dépendantes des fluctuations de la NAO. Il en est de même pour l'évolution des précipitations, des tempêtes, des températures et courants océaniques mais également de la couverture de glace (Hurrell *et al.*, 2003).

Le gradient de pression qui s'installe entre l'anticyclone des Açores et la dépression d'Islande varie en intensité au cours du temps, caractérisant différentes phases de la NAO. Ainsi sont distinguées les phases positives (NAO +) où les deux pôles sont simultanément intensifiés (Fig. 2. 19.) et les phases négatives (NAO -) où ils sont affaiblis (Fig. 2. 20.).

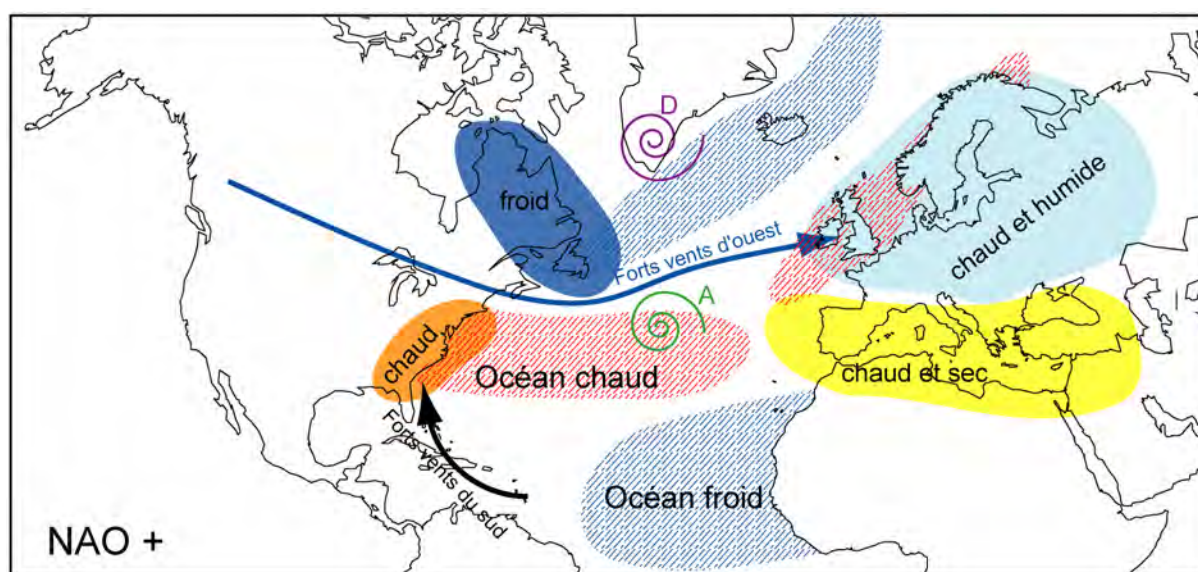


Fig. 2. 19. Processus impliqués dans les phases de NAO positives

Les phases positives sont caractérisées, pendant l'hiver, par de forts vents d'ouest au-dessus de l'Atlantique nord qui entraînent de l'air océanique chaud et humide sur l'Europe (vents forts). L'Europe enregistre ainsi des hivers chauds et humides, le domaine méditerranéen des hivers chauds et secs, le Canada et le Groënland des hivers froids et secs et la côte ouest des Etats-Unis des hivers doux.

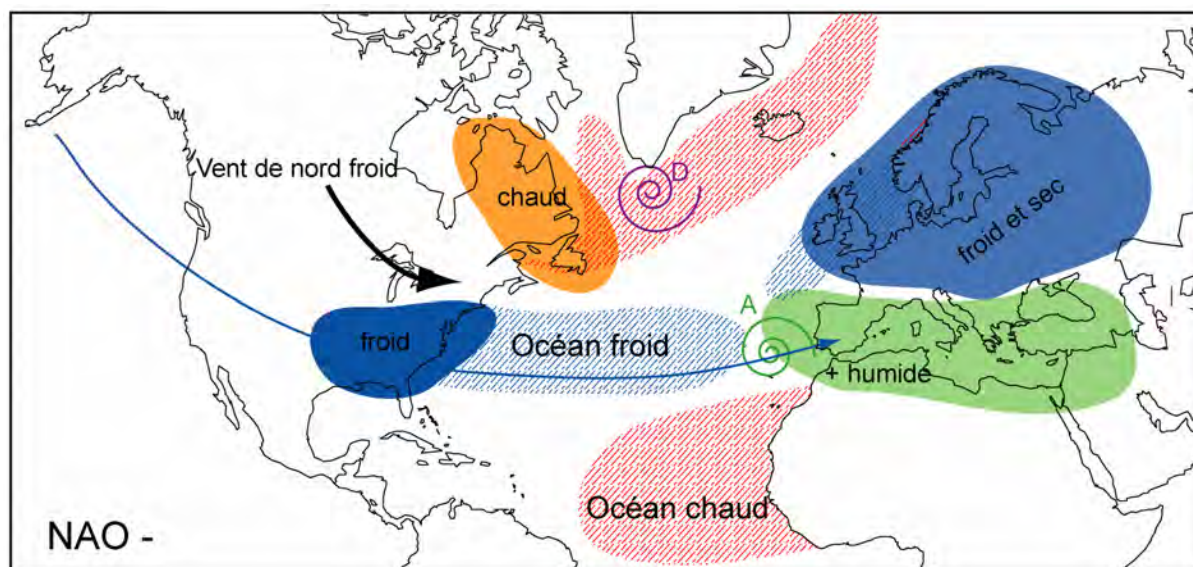


Fig. 2. 20. Processus impliqués dans les phases de NAO négatives

Les hivers caractérisés par des phases de NAO négatives dénombrent moins de tempêtes, avec des vents plus faibles traversant l'Atlantique le long d'une direction est-ouest. Ces vents apportent de l'air humide sur la méditerranée et de l'air frais sur l'Europe. La côte ouest des Etats-Unis reçoit de l'air froid provenant du nord, entraînant de fortes précipitations neigeuses.

Afin de caractériser et quantifier les fluctuations de ces différentes phases au cours du temps, un indice a été développé par Rogers en 1984 dont la signification première était de décrire et quantifier la « force des vents d'ouest » sur le bassin Atlantique nord. Il correspond à la différence de pressions au niveau d'une station météorologique proche de l'anticyclone des Açores (Lisbonne, Ponta, Delgada, Gibraltar, etc.) et d'une station proche de la dépression d'Islande (Reykjavik, Stykkisholmur, Akureyri, etc.). Cet indice est calculé pour chaque hiver et sa valeur est comprise entre - 5 et + 5 (Hurrell *et al.*, 2003 ; Cassou, 2004). L'évolution de cet indice a été retracée depuis 1400 AD (Cook, 2003) et une petite partie de l'histogramme de variation de cet indice est présenté sur la figure 2. 22.

2.4.2 : Précipitations et températures au niveau du Moyen-Atlas

En hiver, pendant la saison des pluies, les perturbations océaniques provenant de l'ouest (océan Atlantique) se heurtent aux reliefs situés en bordure est du Moyen-Atlas. Les nuages s'accumulent alors et les masses d'air se détendent, provoquant de fortes précipitations. Ce phénomène s'observe sur la figure 2. 21. avec un axe de pluviométrie importante le long des stations d'Ouiaouane, Aïn Leuh, Azrou, Ifrane et Imouzzar du Kandar. Plus à l'est, au niveau de la dayet Afourgagh, les plateaux et vallées sont à l'abri des courants perturbés du secteur ouest. En redescendant, ces masses d'air se compriment et entraînent une diminution du nombre de nuages et un assèchement subséquent (Bentayeb & Leclerc, 1977).

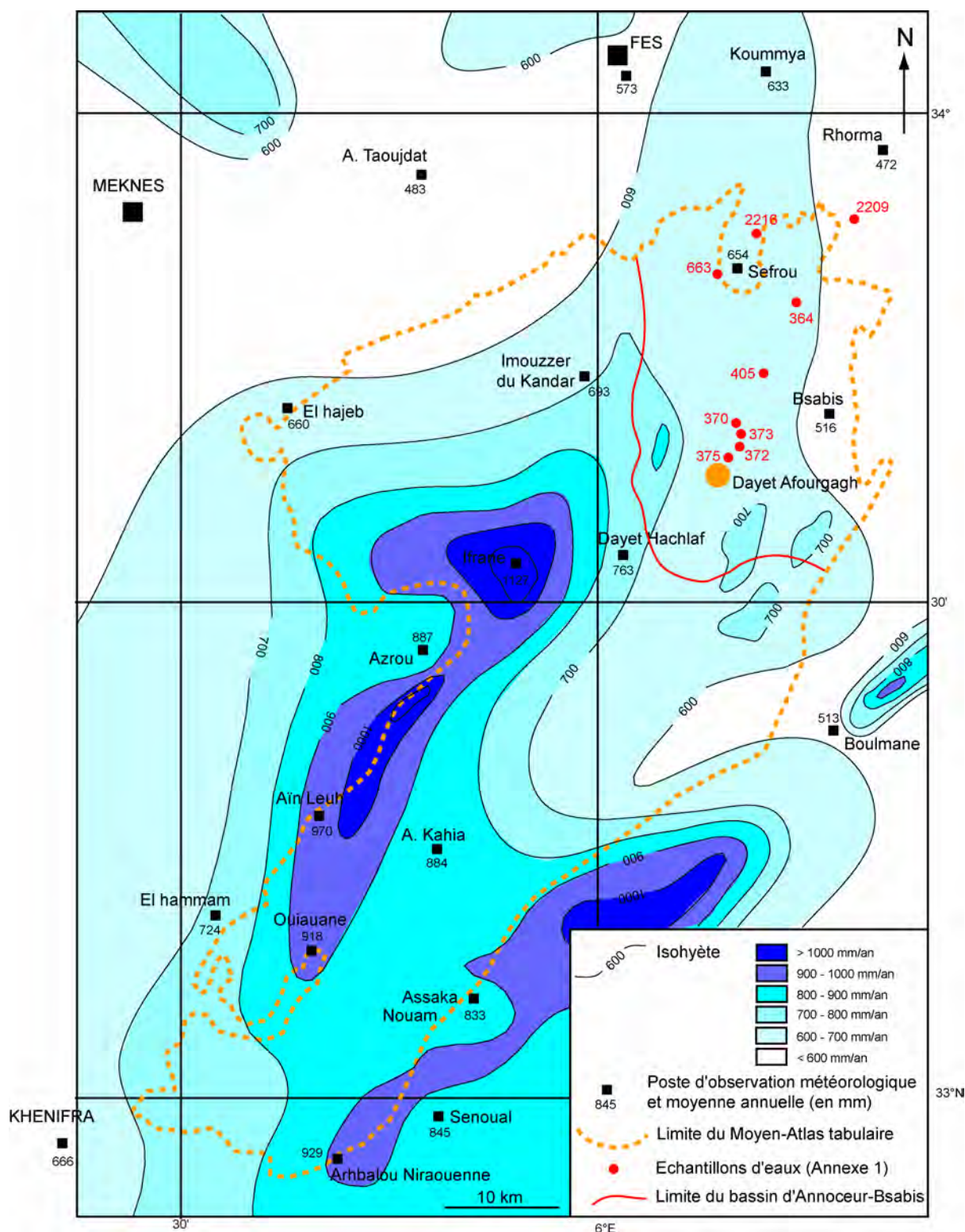


Fig. 2. 21. Carte des isohyètes du Moyen-Atlas central d'après les précipitations moyennes annuelles de 1933 à 1963 (modifié d'après Bentayeb & Leclerc, 1977) et localisation des échantillons d'eaux analysés par Bentayeb & Leclerc (1977), reportés en Annexe 1.

Sur la carte de Bentayeb et Leclerc (1977), la dayet Afourgagh se situe entre les isohyètes 600 mm et 700 mm. Sur la carte des précipitations de Martin (1981), la fourchette de précipitations annuelles est comprise entre 600 mm et 800 mm pour ce même site. Les mesures de température et de pluviométrie réalisées à la station INRA d'Annoeur (la plus proche de la dayet Afourgagh, Fig. 2. 10., angle nord-est) entre 1968 et 1990 donnent les résultats suivants (Baali, 1998 ; Fig. 2. 22.) :

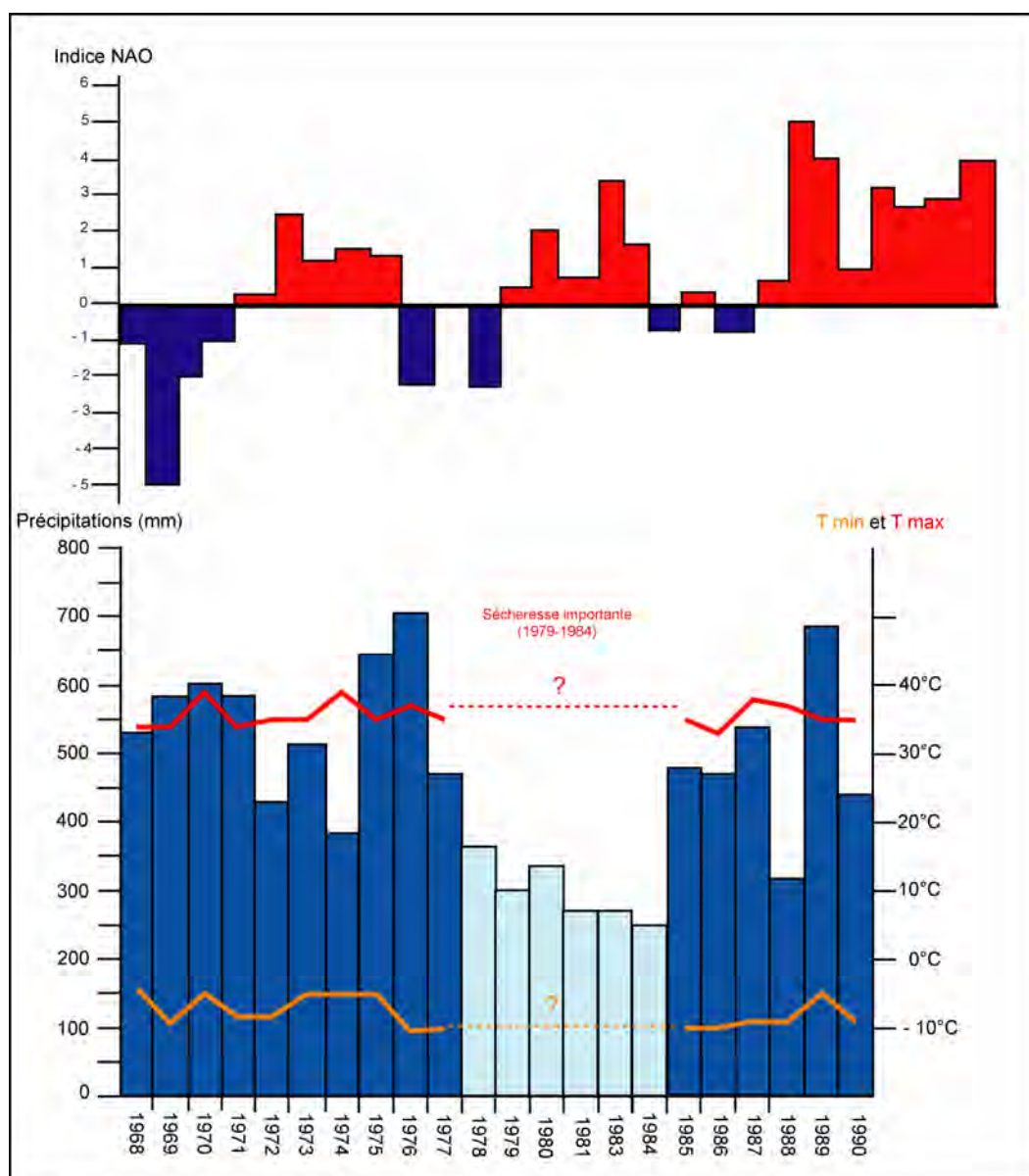


Fig. 2. 22. Diagramme représentant les variations de précipitations moyennes annuelles et les températures maximales et minimales mesurées à la station d'Annoeur entre 1968 et 1990 (données d'après Baali, 1998) et comparaison avec les variations d'indice NAO pour cette même période (Cook, 2003).

La majorité des précipitations tombent entre octobre et avril (environ 70 jours pluvieux par an selon Baali, 1998), avec de fortes variabilités interannuelles. Ces données peuvent être fortement hétérogènes en fonction des éventuelles averses brutales, aux conséquences parfois catastrophiques sur le plan écologique (Fig. 2. 15.). Par exemple, le 24 mai 1991, 56 mm d'eau ont été enregistrés en deux heures et demie d'averse (Baali, 1998). Les données météorologiques montrent une nette diminution de précipitation depuis la fin des années 1970 tout comme les observations de Lamb & Pepler (1991) et Neijari *et al.* (2001) concernant les précipitations de l'ensemble du royaume. Ces sécheresses récurrentes (particulièrement fortes entre 1979 et 1984) sont corrélées avec des indices NAO élevés pour cette même période (Fig. 2. 22.), attestant l'importance de ce phénomène sur la répartition des précipitations. Les températures s'échelonnent entre -11°C en hiver (neige stable) et 39°C l'été. L'amplitude moyenne annuelle de température est de 11°C avec une température moyenne annuelle de l'ordre de 12°C (Baali, 1998). En hiver, les chutes de neige, caractéristiques au dessus de 1500 m d'altitude dans le Moyen-Atlas (Noin, 1961), peuvent être importantes et persister plusieurs semaines au niveau de la dayet Afourgagh ; cependant le lac ne gèle jamais. Les vents dominants sont le « Gharbi » et le « Chergui ». Le premier, froid, provient du NW et domine en hiver. Le second, chaud et sec, vient du sud-est et contribue à l'accentuation de l'évaporation en été (Baali, 1998).

2.5 : Végétation récente du bassin versant de la dayet Afourgagh

La dayet Afourgagh appartient à la série méditerranéenne supérieure (ou supraméditerranéenne) de *Quercus rotundifolia* (zonation altitudinale de végétation, selon Benabib, 1982). La végétation du bassin versant correspond à la série des iliaies (forêt de chêne vert) sèches définies par Lecompte (1986), largement dominée par un matorral dégradé à *Quercus rotundifolia* (ou *Quercus ilex*) avec des inclusions fréquentes de *Juniperus phoenica* (genévrier de Phénicie), *Pinus pinaster* (pin maritime) et *P. halepensis* (pin d'Alep), l'ensemble recouvrant 47 % de la surface du bassin versant (Fig 2. 23.). Les terres cultivées (céréales, légumineuses, pommiers...) représentent 34 % et les terres de parcours et de pâtures 10 % de la surface du bassin versant (Flower *et al.*, 1989 ; Lamb *et al.*, 1991).

Les hydrophytes sont représentées par *Ranunculus millefoliatus* (renoncules à mille feuilles), *Polygonum amphibium* (renouée amphibie), *Myriophyllum spicatum* (myriophylle en épis), *Potamogeton pectinatus* (potamot pectiné) et de rares pieds de *Chara aspera* (Morgan, 1982; Chillasse *et al.*, 2001). Les espèces de Charophytes *Tolypella hispanica* et *Chara vulgaris* ont également été signalées par Feldmann en 1953 et Morgan en 1982. Les hélophytes étaient représentés par de rares pieds de *Typha sp.* et *Phragmites communis*. Cependant cette végétation a été victime de coupes pratiquées par les populations locales (Morgan, 1982; Flower *et al.*, 1989; Chillasse *et al.*, 2001).

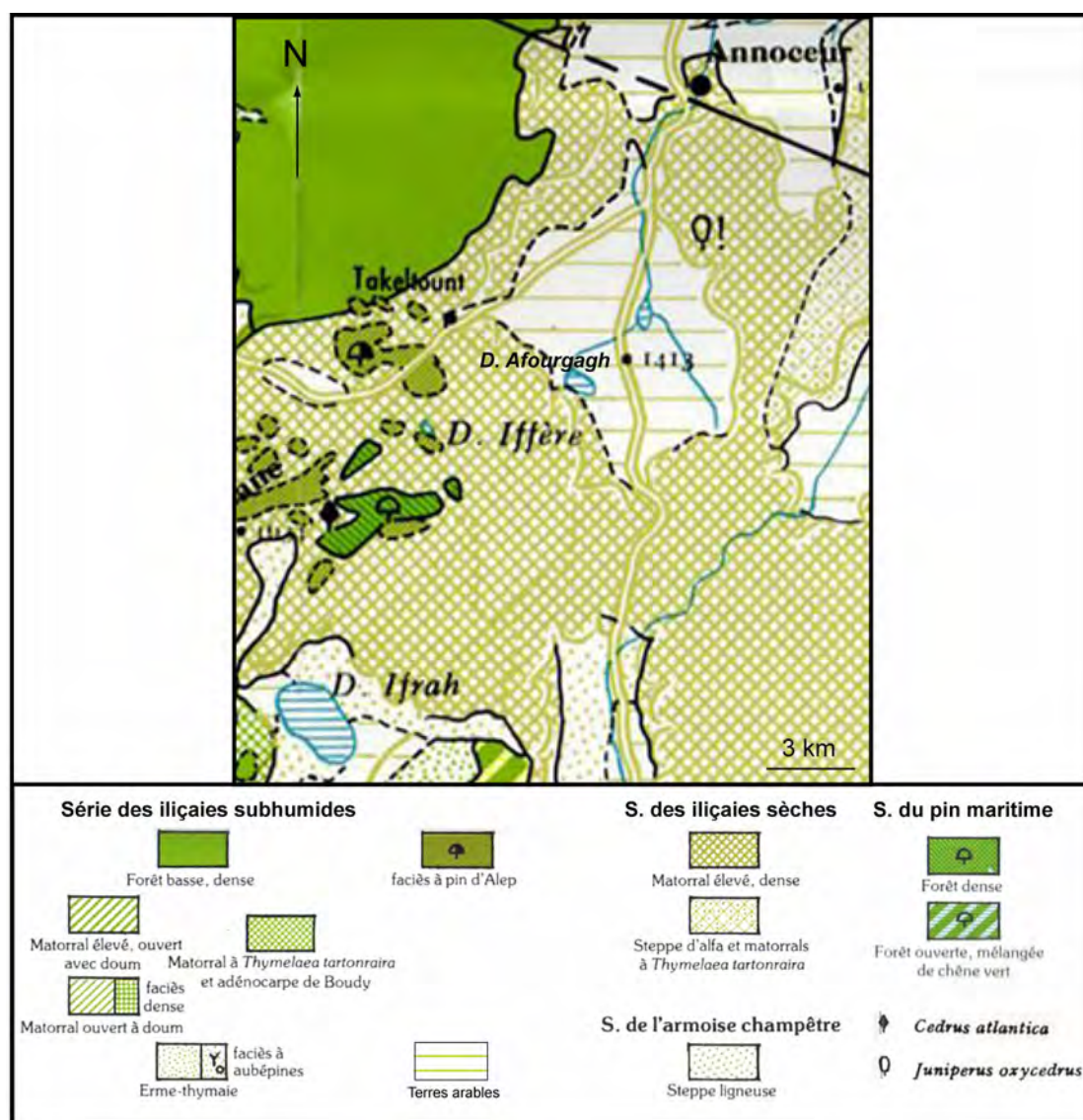


Fig. 2. 23. Extrait de la carte phyto-écologique du Moyen-Atlas central au 1/100 000^{ème} (Lecompte, 1986).

Résumé du Chapitre 2

La dayet Afourgagh est un lac permanent de contour subcirculaire localisé au sein du causse d'Amekla, dans le Moyen-Atlas tabulaire. Le plan d'eau actuel de la daya se situe à **1380 m d'altitude** et possède une surface en eau d'environ 3 ha pour une **profondeur maximale de l'ordre de 6 m.**

Le bassin versant topographique de la daya (BVT) présente une large majorité d'affleurements de dolomies du Lias inférieur (~ 85 % de la surface), des dépôts plio-quaternaires couvrant le reste de sa surface.

Le BVT de la dayet Afourgagh présente de **forts contrastes morphologiques**, principalement liés aux différents mécanismes tectoniques et karstiques ayant agi sur les dolomies. Les versants ouest et de l'arc sud-ouest, au contact du passage de l'ATT et en amont des cônes de déjection, présentent des pentes relativement importantes. Les versants ouest, nord et est présentent des dépôts de cônes de déjection de faible pente, des dépôts anciens de la daya, ainsi que des dépôts de la terrasse lacustre qui forment un replat topographique. **La dayet Afourgagh est une dépression d'effondrement karstique, d'origine tectonique et exploitée par le karst. La sédimentation au sein de la dépression aurait commencée vers 4500 BP selon Lamb et al. (1991).**

La dayet Afourgagh est une dépression où **affleurent les eaux d'une ou plusieurs nappes souterraines** s'écoulant vers le nord. Le réseau hydrographique de surface, aujourd'hui très réduit, est uniquement alimenté en cas de rares événements pluviométriques. **Les seuls apports de surface sont les eaux météoriques, les eaux de ruissellement et la fonte des neiges.**

Le lac se situe au sein du bassin hydrogéologique d'Annoceur-Bsabis. **Les eaux de nappe(s) sont de type « bicarbonatées magnésiennes à sodiques ».** Leur composition est fortement liée à la dissolution des poches salifères triasiques et des dolomies au sein desquelles elles circulent. Les échantillons **d'eaux de surface de la dayet Afourgagh sont très concentrées, dénotant un milieu eutrophisé et très confiné.** Ces observations traduisent un déficit hydrique (évaporation importante) en partie responsable de la chute actuelle du niveau lacustre

Le climat défini au Moyen-Atlas est de type méditerranéen de montagne sub-humide. Il est **fortement saisonnier** avec des **étés (avril à septembre) chauds et secs** et des **hivers froids (octobre à avril).** Les **mécanismes climatiques sont étroitement liés aux oscillations nord-atlantiques (NAO).** Les **précipitations moyennes annuelles sont de l'ordre de 700 mm avec de fortes variations interannuelles.** La majorité des précipitations tombent entre octobre et avril. En hiver, les chutes de neige peuvent être importantes et persister plusieurs semaines. **Les températures s'échelonnent entre -11°C en hiver (neige stable) et 39°C l'été.** La **végétation du bassin versant est largement dominée par un matorral dégradé à chênes verts.**

*

L'évolution actuelle du système lacustre apparaît contrainte par les aléas climatiques mais également par l'homme dont l'impact est aujourd'hui le principal responsable de la dégradation du milieu.

Il apparaît nécessaire d'obtenir des éléments d'informations concernant un éventuel impact anthropique sur l'évolution du système lacustre au cours de la période historique mais également d'évoquer les conséquences des pratiques agricoles actuelles.

Chapitre 3

Peuplements du Moyen-Atlas et du causse d'Amekla

Chapitre 3 : Peuplements du Moyen-Atlas et du causse d'Amekla

3.1 : Les grandes étapes du peuplement du Moyen-Atlas au cours de la période historique (d'après Jennan, 1998)

Les données concernant l'histoire du Moyen-Atlas avant le Moyen-Age sont très rares. Les premiers restes d'hominidés retrouvés dans le Moyen-Atlas (à proximité d'El Hajeb) datent du Pléistocène moyen ; leur morphologie évoque celle d'*Homo erectus* (Geraards *et al.*, 1992). Des vestiges romains (colonnes, dalles gravées) retrouvés à Annoceurs ont d'abord laissé supposer une occupation jusqu'au centre du Moyen-Atlas. Ces vestiges se sont avérés être originaires de Volubilis et les romains n'auraient jamais dépassé l'oued Sebou (les zones situées plus au sud étant trop « marécageuses » selon Euzennat, 1956).

Les premières sources fiables et précises remontent au XI^e siècle (début de la période des grandes dynasties berbères), avec l'arrivée des tribus berbères Maçmouda¹¹ à l'ouest du pays. Ensuite, avant l'avènement des Almoravides¹² (1069-1147), les Sanhaja originaires du sud semblent venir s'installer dans le Haut-Atlas oriental et central mais également dans le Moyen-Atlas et le Rif. Des Sanhaja de l'Atlas seraient entrés au sein de l'armée almoravide mais il est difficile d'apprécier jusqu'à quel niveau les berbères du Moyen-Atlas s'y sont impliqués.

Suite à l'effondrement des Almoravides, les Sanhaja de l'Atlas se rallient à la dynastie naissante : les Almohades¹³ (1147-1248). Ce ralliement s'est effectué sous Abdul Mu'min, qui décide d'isoler Marrakech suite à une première tentative d'occupation infructueuse. Il progresse alors vers le nord en longeant les montagnes jusqu'à l'actuelle région d'Azrou et parvient à soumettre toutes les populations du Moyen-Atlas et de la Moulouya. Ainsi débute la conquête du pays et donc du pouvoir, en présence des Sanhaja qui constituent une des tribus fondatrices de la dynastie avec les Maçmouda et les Haskoura. Une partie de la population franchit la chaîne atlasique et prend possession des versants nord de la montagne (« Sanhaja de l'ombre ») alors que l'autre partie est restée sur les versants sud, ensoleillés, du Haut-Atlas (« Sanhaja du Midi »). L'empire almohade s'effondre après 1213, permettant à de nombreuses tribus arabes déportées du Maghreb central (pour accroître les forces militaires de l'empire) d'avancer de leur propre chef. Ainsi, au XIII^e siècle, les Arabes Maqil se répandent jusqu'au Maroc oriental et dans toutes les oasis du Sud marocain qu'ils occupent en dominant ou chassant les populations berbères locales.

Les informations historiques concernant le Moyen-Atlas sous la dynastie des Mérinides¹⁴ sont quasi inexistantes. Cependant, le « canton du Moyen-Atlas entre Tadla et Sefrou » était, selon Ismael Hamet (*in* Jennan, 1998), un pays de diverses populations Sanhaja, identifiées pour la première fois au milieu du XVII^e siècle sous le nom d'Aït Oumalou, Aït Yafelman et Aït Idrassen (Tab. 3. 1.). Ces tribus, signalées au sud du Haut-Atlas, sont aujourd'hui présentes au sein du Moyen-Atlas. Elles se sont organisées en confédérations et alliances dont on ne connaît pas l'origine.

A la fin du XV^e et au XVI^e siècle, la dynastie des Wattassides¹⁵ est en prise avec de graves problèmes politiques, économiques et religieux à l'origine de la naissance de la dynastie saâdienne¹⁶. Les Saâdiens, à leur tour, se heurtent à cette crise qu'ils n'ont pas été en mesure de maîtriser. Ainsi, chaos, disettes et sécheresses furent à l'origine de grands mouvements de population depuis les

11 – « Les grandes tribus berbères de l'Ouest étaient les Branès et les Zenata. Ces derniers étaient de grands nomades conquérants, arrivés en Afrique du Nord à la fin de la période byzantine. Les Branès, ceux qui se désignaient sous le nom d'Imazighen (hommes libres), seraient les plus anciens Berbères. Ils comprenaient alors les Maçmouda, sédentaires du Moyen et Grand Atlas, et les Sanhaja (Iznagan), divisés en sédentaires (Qotama de Kabylie, Ghomara du Rif) et grands nomades du Sahara occidental (Lemta, Lemtouna, Gouzoula). » (Azzedine G. Mansour, Encyclopédie Universalis interactive version 7.0).

12 – (1069-1147) Cette tribu de nomades du désert, composée de grands moines guerriers et de réformateurs religieux, se lance à la conquête du Maghreb occidental morcelé à l'époque en petits royaumes rivaux (voir Annexe 2)

13 – (1147-1248) Dynastie Berbère originaire du Haut-atlas, leur nom provient de l'arabe "Al Mouwahidoune" (les unitaires), prêchant pour l'unicité de Dieu (voir Annexe 2)

14 – Les Mérinides sont des nomades originaires des hauts plateaux du Maroc oriental (voir Annexe 2).

15 – Au XV^e siècle, la dynastie des Wattasides (ou Ouattassides), après avoir régenté les Mérinides (1420), finit par les supplanter en 1472 (voir Annexe 2)

16 – Les Saâdiens, peuple arabe descendant du Prophète, est originaire de la vallée du Draa. (voir Annexe 2)

régions présahariennes situées au sud de la chaîne atlasique. Ils se développent jusqu'au Haut-Atlas et Moyen-Atlas. Au milieu du XVI^e siècle, la présence des Beni Ahsen est signalée dans la région de Sefrou par Léon l'Africain : « L'été, il y vient des Arabes nommés Beniessen à cause de la fraîcheur de ses eaux et de l'ombre agréable qu'on y trouve » (*in* Jennan, 1998).

Tab. 3. 1. Différents rameaux (confédérations et tribus) Sanhaja du Moyen-Atlas identifiés au XVII^e siècle par Ismael Hamet (Jennan, 1998). La tribu surlignée en gras correspond à celle occupant la région de Sefrou actuellement.

Aït OUMALOU	Aït YEFELMAN	Aït IDRASSEN
Aït Mguild	Aït Yahia	Aït lhand
Ichkern	Aït Hadidou	Aït Ayach
Aït Ishaq	Aït Morghad	Aït Oufella
Zaïan	Aït Izdeg	Aït Youssi
Aït Sokhman	Guerouane	Aït Ndir
	Imejjad	

Ces mouvements de tribus sont accentués par la venue de groupes du Sahara, leur ampleur se répercutant rapidement sur tous les groupements montagnards. Ainsi, plusieurs tribus se seraient confédérées afin de lutter contre l'envahisseur mais le phénomène se serait accentué, devenant une véritable migration. Les tribus du sud auraient progressé par infiltration lente sur plusieurs années, se frayant un chemin à travers les tribus sanhajiennes de l'Atlas central et permettant à d'autres tribus de s'engager sur les mêmes routes afin de s'installer au niveau des plaines. Les groupes situés en bordure de chaîne sont refoulés vers le nord par les tribus descendant de la montagne. Le XVII^e siècle voit ces grands mouvements débiter parallèlement au développement important de la Zaouia de Dila¹⁷ au cœur du Moyen-Atlas et à la mise en place de la dynastie des Alaouites¹⁸ aux XVI^e et XVII^e siècles.

Ce grand mouvement constitue le souci principal du makhzen (appareil étatique), particulièrement sous le règne de Moulay Ismaïl (1672-1727) qui s'efforce d'endiguer l'invasion des plaines atlantiques. Pour ce faire, des tribus « guich »¹⁹ sont installées dans le Tadla et le Saïs pour faire face à l'important groupe Sanhaja du Moyen-Atlas. Des qasba (kasbahs) sont alors édifiées au pied de la montagne (qasba d'Aïn Leuh, d'Azrou, d'El Hajeb, de Midelt etc...). Moulay Ismaïl, dans le but d'affirmer au mieux l'autorité du pouvoir central, de percevoir l'impôt et d'ouvrir à nouveau la route du commerce saharien, décide de réduire au maximum le bloc Sanhaja. Il multiplie les « harka »²⁰ et renforce les surveillances des tribus montagnardes à partir des qasba, provoquant ainsi un véritable blocus de la montagne, en vue de l'affaiblir. Les tribus rebelles sont harcelées et réprimées pendant des siècles qui ont caractérisé la période la plus sanglante de l'histoire du Moyen-Atlas jusqu'en 1692-1693 avec la victoire des hommes du sultan Moulay Ismaïl (Annexe 3).

A la mort de Moulay Ismaïl, le pays subit une importante crise militaire et sombre à nouveau dans le chaos. Le mouvement des tribus vers le nord-ouest reprend et connaît une forte accélération dans la première moitié du XVIII^e siècle et des luttes interminables opposent les tribus montagnardes aux habitants des plaines. Au nord du Moyen-Atlas, les Aït Youssi, présents au niveau de la haute Moulouya et le haut bassin du Guigou et affectés à la surveillance de la route du Tafilalet²¹, repoussent plusieurs factions pour les remplacer dans la région de Sefrou. De nombreux mouvements de tribus s'opèrent au sein de la chaîne moyen-atlasique ; les Aït Serhrouchène s'installent dans la région d'Imouzzar, entre les Aït Youssi et les Aït Ndir (aux alentours de 1911, au début de la phase de colonisation française, les Aït Youssi menacent d'être séparés en deux parties par les Aït Serhrouchène au niveau du causse de Sefrou).

Des luttes continuelles entre tribus montagnardes et tribus des plaines soutenues par les armées du sultan eurent lieu jusqu'en 1830. Vers le milieu du XIX^e siècle, l'avancée des tribus

17 - Une zaouïa est un édifice religieux musulman, ou un groupement spirituel (confrérie, centre maraboutique). En 1668, Moulay Rachid entreprit l'élimination de la puissante zaouia de Dila. Le cœur même de la confrérie, l'agglomération de Dila, fut pris puis rasé.

18 - L'incapacité des Saadiens à venir à bout de l'anarchie totale dans laquelle le Maroc est plongé va provoquer les premières réactions alaouites (voir Annexe 2)

19 - Tribus arabes originaires du Sahara.

20 - « Campagnes militaires dirigées contre les tribus dissidentes » (Jennan, 1998).

21 - Longtemps disputée et convoitée, elle était, sur la route de l'or et celle du sel, le lieu de passage des caravanes d'esclaves venant du Soudan ou de Guinée.

montagnardes vers le nord et le nord-ouest cesse ; les frontières entre tribus se stabilisent alors. Ainsi, les relations entre tribus se basent sur des rapports de force. Les groupes dominants interdisent aux plus faibles l'accès aux pâturages et leur imposent le paiement d'une redevance et l'accomplissement du devoir de *naïba* (vassalité) envers le dominateur. Les sultans alaouites se rallient alors aux tribus les plus puissantes de manière à préserver les voies de communication entre Fès et Marrakech mais également afin de créer une vaste « région-tampon » entre les territoires mekhzenisés et les tribus montagnardes.

Au milieu du XIX^e siècle toutes les tribus du Moyen-Atlas central occupent les lieux auxquels on les retrouve actuellement. Cependant, avant que ne débute la période de colonisation, la répartition humaine au sein du Moyen-Atlas est très hétérogène et très inégale. De fortes différences s'expriment en ce qui concerne la densité d'habitants, l'étendue des territoires et les richesses. Les collectivités pastorales de l'époque savent parfaitement gérer leurs ressources. L'année agricole est rythmée par les déplacements incessants des familles et des troupeaux. La répartition des territoires et les déplacements ont permis de mettre en place une certaine organisation sociale et spatiale, autour des ressources naturelles. Elles sont considérées comme propriété collective. Ainsi en résultait un certain équilibre qui fut bouleversé par le régime du Protectorat français. Les statuts fonciers, mais également l'unité ethnique et l'autonomie de l'espace tribal furent fortement modifiés. Les disparités socio-spatiales accentuées sous le Protectorat sont à l'origine des profondes mutations observées dans la phase récente de l'évolution de la société et des ressources du Moyen-Atlas.

3.2 : Les Aït Youssi au sein du causse d'Amekla : aperçu historique et évolution au cours du XX^e siècle

3.2.1 : Aperçu historique

Comme précisé par Chauvet (1982) et Jennan (1998), les premières sources fiables concernant le peuplement du Moyen-Atlas remontent au XI^e siècle avec l'arrivée de tribus Sanhaja provenant du sud (Sahara). Ces mouvements furent motivés par les récits de voyageurs faisant état d'un pays d'abondance, aux pâturages presque inexploités, situé au-delà de la chaîne du Haut-Atlas. L'histoire du Moyen-Atlas semble fortement liée à ces mouvements de tribus (voir § 3.1.). Bien avant l'arrivée de la tribu Aït Youssi, des groupes Beni Ahsen vivaient au sein du causse, constituant des noyaux de sédentarisation avec leurs propres pratiques agricoles et hydrauliques (Annexe 4). Ces groupements non tribaux, fondés à l'origine par des saints ou des zaouias, ont, à de nombreuses reprises, servi d'arbitres et de médiateurs entre les forces locales et le pouvoir central.

Au début de leur installation, il semblerait que toutes les tribus Aït Youssi possédaient des terrains de parcours et de cultures dans la région de Sefrou et du Guigou. Ces tribus se sont réparties en deux régions principales : la plaine du Guigou et les alentours de Sefrou (Chauvet, 1982). Au XVII^e siècle, sous le règne de Moulay Ismaïl, les Aït Youssi assument le rôle de « gendarme impérial » le long de l'axe caravanier reliant Fès au Tafilalt ; ils sont alors désarmés et résignés pour longtemps à servir le Makhzen. Ils se heurtent cependant de nombreuses fois aux Aït Serhrouchène, qui menacent de les diviser en deux tronçons en occupant la ligne Ifrane-Imouzzar. Le territoire de la tribu, très allongé (responsable de leur manque de cohésion et donc de leur vulnérabilité), est traversé par cet axe majeur. Cette route a, en de nombreux cas, régité leur histoire, tout comme les nombreux mouvements et affrontements entre tribus au XVIII^e et XIX^e siècles.

Au début du XX^e siècle, au niveau du causse de Sefrou (pays d'Amekla), se sont établis les Aït Youssi (3550 familles environ), les Aït Serhrouchène (2500 familles environ) ainsi que quelques minorités (Annexe 4). Les Aït Youssi sont essentiellement des pasteurs montagnards dont le territoire s'étend de la Haute Moulouya au sud jusqu'à la plaine du Saïs au Nord. Certains groupes sont sédentaires ; ils se concentrent autour des cultures et des *qasba* (commerces, petits magasins) où ils déposent leurs récoltes (Nouvel, 1919). Cependant, les Aït Youssi sont composés en majorité par des nomades vivant sous la tente et pratiquant la double transhumance²². En hiver, les déplacements se

22 - Système d'élevage fondé sur le déplacement de troupeaux de régions vers d'autres dont les périodes de végétation sont décalées en fonction des saisons ou en raison de climats différents. Deux types sont observés au sein du Moyen-Atlas : un type estival à faibles déplacements et un type hivernal, presque toujours combiné à la transhumance d'été, caractérisé par de longs parcours (Célérier, 1927).

font en direction de la plaine du Saïs et des dépressions abritées du causse alors qu'en été, les hommes se dirigent vers la montagne (région de Boulemane et de Timahdit). La majeure partie des terres sont collectives avec deux règles à l'accès : accord à l'amiable ou arrangement par la force. Selon un accord de réciprocité, les Aït Youssi recevaient ainsi tous les ans plusieurs fractions de leur tribu ou d'autres tribus.

Cet équilibre s'est maintenu jusqu'au début du XX^e siècle, la fonction essentielle de l'espace tribal consistant à fournir aux troupeaux les pâturages et sources d'abreuvement nécessaires. Des règles de voisinage sont mises en place par les différentes tribus pour accorder les déplacements des populations et troupeaux. Ces mouvements prenaient parfois la forme de semi-nomadisme ou de transhumance. Les Aït Youssi percevaient de l'argent en imposant des droits de péage auprès des caravanes et en commercialisant à Sefrou les produits de l'exploitation de la forêt. L'occupation française bouleverse alors fortement l'équilibre agro-pastoral traditionnel. Sefrou est occupée le 2 septembre 1911, mais la résistance des tribus montagnardes est importante. Ce n'est qu'en 1926 que les français prennent le contrôle de la montagne. Les populations autochtones abandonnent leurs terres pendant plusieurs années. Les répercussions de l'arrivée des français sont rapides et de grande ampleur. En effet, une grande partie du cheptel est détruite à la suite de l'occupation des pâturages d'hiver situés dans le Saïs²³, entraînant la disparition de plus de la moitié des troupeaux pendant les premières années de conquête. De nombreuses familles s'enfuient ou sont refoulées, abandonnant leurs terres au profit de celles ayant accepté le nouveau régime. A leur retour, beaucoup s'enrôlèrent dans l'armée française, étant totalement dépossédés de leurs terres, de leur bétail, de leurs ressources forestières et financières. Les autres rejoignent les petits centres urbains du piémont (Sefrou) ou sont obligés de travailler afin d'ouvrir les pistes destinées aux colonnes de l'armée française, aux agents des Eaux et Forêts (qui délimitèrent les forêts) et à la circulation générale. Les derniers sont salariés agricoles ou charbonniers dans les forêts de la région. Les Aït Youssi d'Amekla sont enfermés dans des limites administratives rigides et rattachés au cercle de Sefrou ; ceci marque la fin de l'autonomie et de l'unité tribale des Aït Youssi²⁴. Ils sont ainsi soumis à une réorganisation et à des contrôles stricts par le biais de cahiers de transhumance. Le patrimoine collectif fut également réduit par la délimitation et la mise sous tutelle de l'Etat des terres collectives, mais aussi par l'évolution de la sédentarisation qui a entraîné l'appropriation privative des terres par les personnes les plus influentes de la tribu ou par des étrangers à la tribu (marocains ou colons).

Les populations vivent à l'étroit sur le plateau, privées de leur transhumance d'hiver, des parcours en forêt et d'une grande part de leurs biens collectifs. Ce phénomène s'accroît en 1927 quand l'administration coloniale impose la transhumance de trois fractions des Marmoucha dans la circonscription d'Amekla avec un maximum de 14 000 têtes à y conduire (Fig. 3.1.). L'accumulation de ces limitations entraîne la sédentarisation des populations sur des faibles superficies cultivables, provoquant une orientation vers une politique où l'élevage constitue la ressource la plus importante de la majorité des foyers. Les autorités françaises suivent ce mouvement et les investissements dans l'élevage sont de plus en plus importants, entraînant une dégradation des pâturages par surcharge du fait de l'impossibilité des troupeaux à quitter ces terres. Les Aït Youssi développent alors un rejet vis-à-vis des transhumants qui viennent séjourner chaque année sur leur territoire, de janvier à mars. Ce comportement entraîne une succession de conflits sociaux, encadrés de délits de pacage et de dégâts importants au niveau des cultures. Ainsi, après l'Indépendance, ces conditions sont de plus en plus difficiles, avant un arrêt total de la transhumance vers 1970.

23 – Ne pouvant transhumer vers les bas-pays plus chauds, les troupeaux furent exposés aux hivers rigoureux du plateau.

24 – La tribu des Aït Youssi fut partagée en trois en 1926 : au nord les Aït Youssi d'Amekla, au centre les Aït Youssi du Guigou et au sud les Aït Youssi d'Enjil.

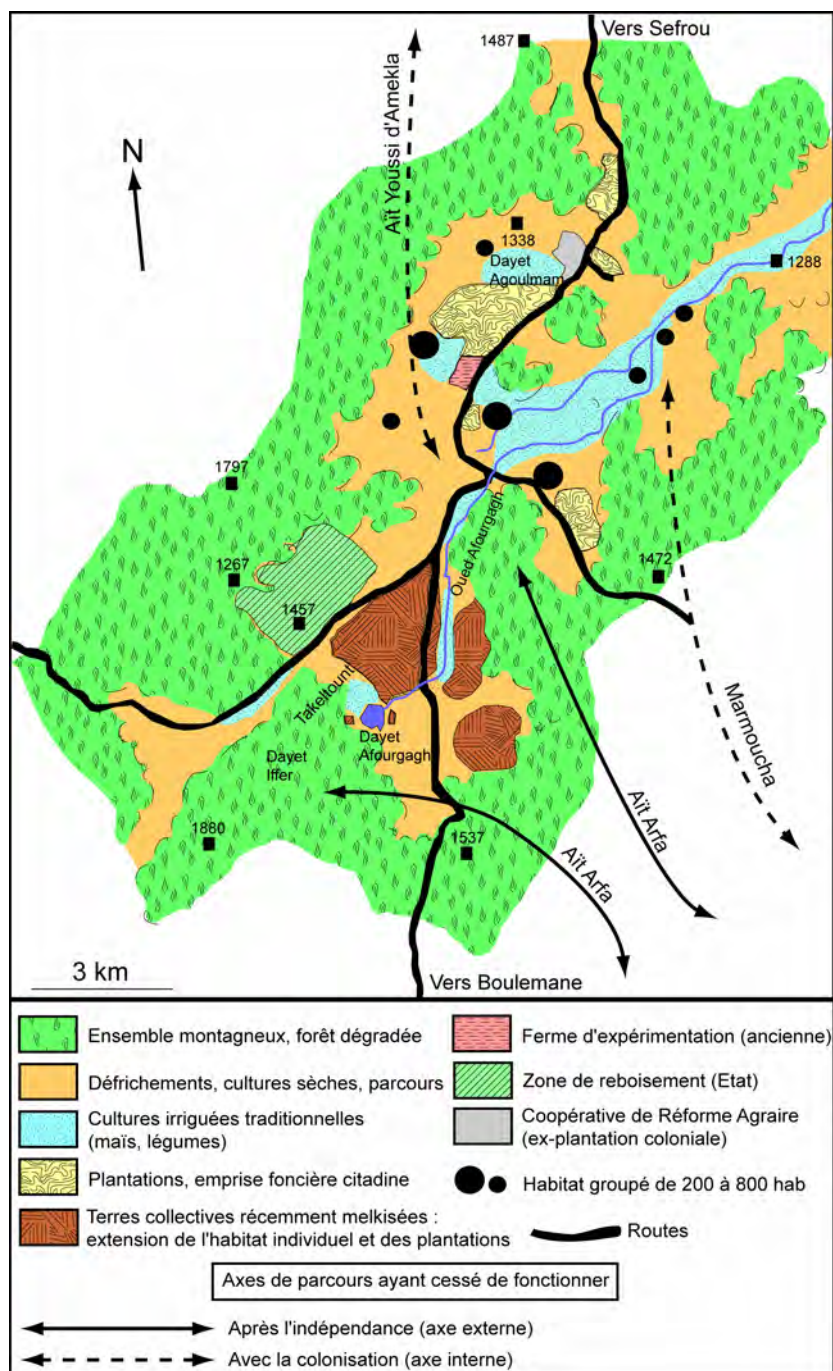


Fig. 3. 1. Cadre géographique et aspects de mutations du causse d'Amekla en 1996 (Jennan, 1996)

3.2.2 : Mutations récentes au sein du causse d'Amekla

La colonisation française entraîna de nombreux bouleversements au sein de l'équilibre socio-pastoral établi par les tribus Aït Youssi au sein du causse d'Amekla. Les structures spatiales et sociales furent profondément modifiées, les inégalités foncières accentuées (entre fractions et au sein d'une même fraction selon Jennan, 1986, 1996). Les nombreuses redevances en nature et autres impôts et amendes accentuèrent l'appauvrissement des populations. Ce phénomène fut amplifié par la forte sécheresse de 1945 (pendant 8 mois), qui provoqua la perte de 50 % des troupeaux et de la majeure partie des ressources en céréales, qui constitue l'alimentation de base du pays. La famine provoqua une accentuation des inégalités foncières, les petits propriétaires étant obligés de vendre leurs terres à la faveur des « gros » (Nouvel, 1948). Sous le protectorat, un changement brutal d'un système pastoral vers un système agro-pastoral s'est effectué parallèlement à une course à l'appropriation privée des

terres. L'agrandissement des parcelles privées eut lieu aux dépens de la forêt et des parcours collectifs ; il s'inscrit dans le paysage sous forme de vastes friches de versant constituant le prolongement des terres basses cultivées. Pour faire face à la prolétarianisation, les foyers ont mis en œuvre des stratégies d'adaptation en exerçant de nombreuses activités non agricoles.

Les vingt dernières années furent marquées par d'importants changements sous l'influence de la propriété citadine et de l'émergence de l'exploitation agricole capitaliste. Plusieurs lots de terrains collectifs ont été partagés comme les terres arables de Takeltount, restituées en 1979 à leurs anciens propriétaires qui les partagèrent aussitôt. Ces terres, ajoutées aux exploitations constituées par défrichement et épierrage de parcelles, voient leur superficie globale évoluer de 1120 ha en 1960 à 3086 ha en 1988. Cependant de grandes inégalités existent entre fractions et catégories de propriétaires ; elles résultent des conditions topographiques et pédologiques différenciées du bien mais également dues à l'évolution historique spécifique de chaque fraction. Certaines (Iârrasen, Aït Arfa, Ibouâ) privilégient encore l'élevage en raison du peu de terres cultivables qui sont en leur possession. D'autres fractions, comme les Aït Issa, les Aït Zaïkoum et les Aït Moussa possèdent des terres riches et ont facilement accès aux eaux d'irrigation. Le nombre de paysans sans terres est passé de 55 % en 1960 à 17,5 % en 1988, en conséquence de l'accès à la propriété d'un certain nombre d'ayants droits à la suite du partage des terres collectives et à l'appropriation privative suite aux opérations de défrichement. A partir de 1970, le processus de récupération des terres par les citadins a pris un essor considérable (en 1995, neuf propriétaires possèdent près de 450 ha). Ce phénomène a entraîné des modifications majeures sur le type d'aménagement (épierrage, creusement de puits, équipements en motopompes), sur les techniques d'exploitation et sur les systèmes de culture (labour au tracteur, irrigation par pompage, traitement phytosanitaires, lutttes anti-gel et anti-grêle, usage d'une comptabilité de l'exploitation, recours à une main d'œuvre permanente...). Le climat est favorable à la production des rosacées (pommiers, poiriers, cerisiers dont les produits sont commercialisés à l'échelle nationale), mais seulement une minorité possède les moyens pour les planter. Leur exploitation a entraîné de profondes mutations du paysage rural. Le découpage géométrique des terres s'étale du centre des exploitations jusqu'à atteindre les dépressions karstiques. Ainsi, le nombre d'arbres plantés est passé de quelques milliers en 1960 à plus de 500 000 en 1996. L'activité pastorale, qui avait quasiment disparue pendant la colonisation, a fortement augmenté depuis le début des années 1970 (entre 1960 et 1988, le nombre d'ovins et de caprins a augmenté de 242 %). Cette activité s'est considérablement modernisée, n'étant à portée que des paysans les moins démunis.

3.2.3 : Mutations récentes dans le bassin versant de la dayet Afourgagh

La cuvette de Takeltount (dayet Afourgagh) est d'après Jennan (1996, 1998), celle du causse d'Amekla qui subit actuellement « l'évolution la plus spectaculaire ». Les terres, récemment « melkisées » (appropriées privativement), ont subi une frénésie de plantation²⁵ précédée d'importantes modifications sous forme d'épierrage, de creusement de puits et de construction d'habitations sur l'exploitation même. Plus précisément, l'agriculture saisonnière de subsistance basée sur les céréales a évolué vers une agriculture intensive avec recours à l'irrigation (Amyay *et al.*, 2001). Les eaux souterraines constituent la principale ressource de cette agriculture. Afin de puiser cette eau, plusieurs centaines de puits (équipés de motopompes) ont été creusés au cours des deux dernières décennies (Fig. 3. 2.). L'irrigation s'effectue à partir des eaux de la nappe. La densité de puits la plus élevée est observée au centre de la dépression, là où la nappe est la moins profonde. Cependant, certains exploitants situés sur le versant occidental n'ont pas hésité à creuser jusqu'à 50 m de profondeur. Cette activité, non contrôlée, couplée aux sécheresses des dernières décennies (voir § 2.4.2.), est à l'origine d'importantes modifications du paysage de la dayet depuis le début des années 1970 (Fig. 3. 4.).

25 - Des fermes modernes d'arboriculture ont également été installées au nord de la dayet Afourgagh.

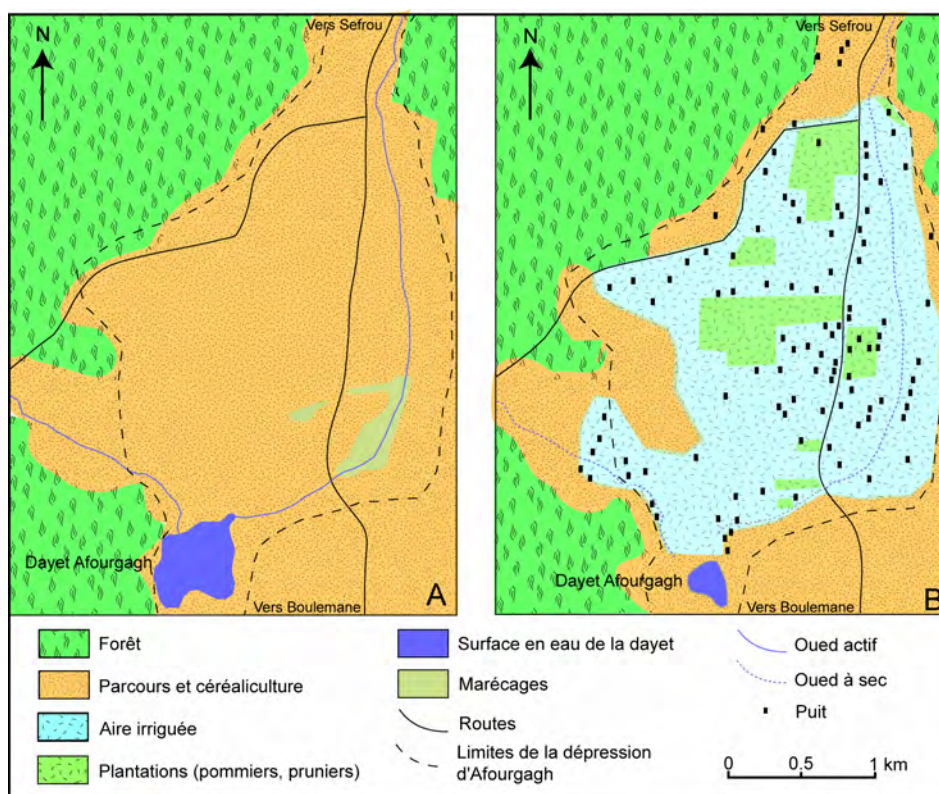


Fig. 3. 2. Evolution du paysage de la dépression d'Afourgagh entre 1962 (A) et 2000 (B) (Amyay *et al.*, 2001).

Les photos aériennes de 1962 observées par Amyay *et al.* (2001) témoignent d'un paysage sans trace d'activité agricole permanente (aucun découpage spatial) ni d'habitations construites en dur. La surface en eau de la dayet était bien plus importante qu'actuellement (Fig. 3. 3.) ; l'oued Afourgagh était alimenté et encadré par quelques zones marécageuses permanentes, de petits barrages étaient installés à l'entrée de l'oued afin de récupérer l'eau pour l'irrigation. Aujourd'hui, ces zones sont remplacées par des champs de pommes de terre, l'oued Afourgagh n'est actif que très rarement et la communication avec la dayet est totalement rompue. Le lac possède une profondeur maximale actuelle²⁶ (été 2005) de l'ordre de 6 m alors qu'elle était de 15 m en 1984 (Flower *et al.*, 1989) et de 9 m en 2001 (Chillasse *et al.*, 2001). La surface en eau, aujourd'hui d'environ 3 ha (été 2005), était de 24 ha en 1978 (Morgan, 1982), 6 ha en 1984 (Flower *et al.*, 1989) et 1991 (Lamb *et al.*, 1991) et 3,5 ha en 1996 (Baali, 1998). Cette diminution a également provoqué le tarissement de nombreuses sources, d'autres ont vu leur débit d'écoulement diminuer fortement.

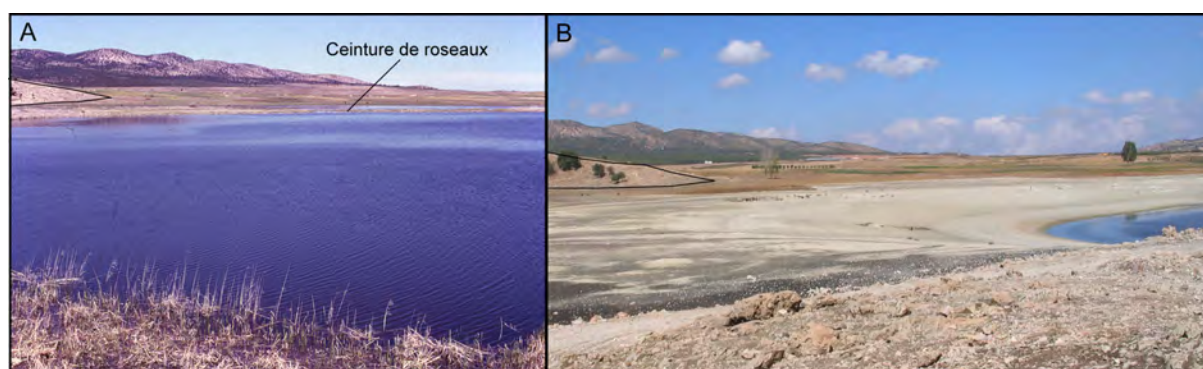


Fig. 3. 3. Evolution de la surface en eau de la dayet Afourgagh en 20 ans. A = été 1986 (cliché réalisé par J. J. Macaire) ; B = été 2005.

26 – Les données fluctuent selon les saisons qui, dans bien des publications, ne sont pas précisées.

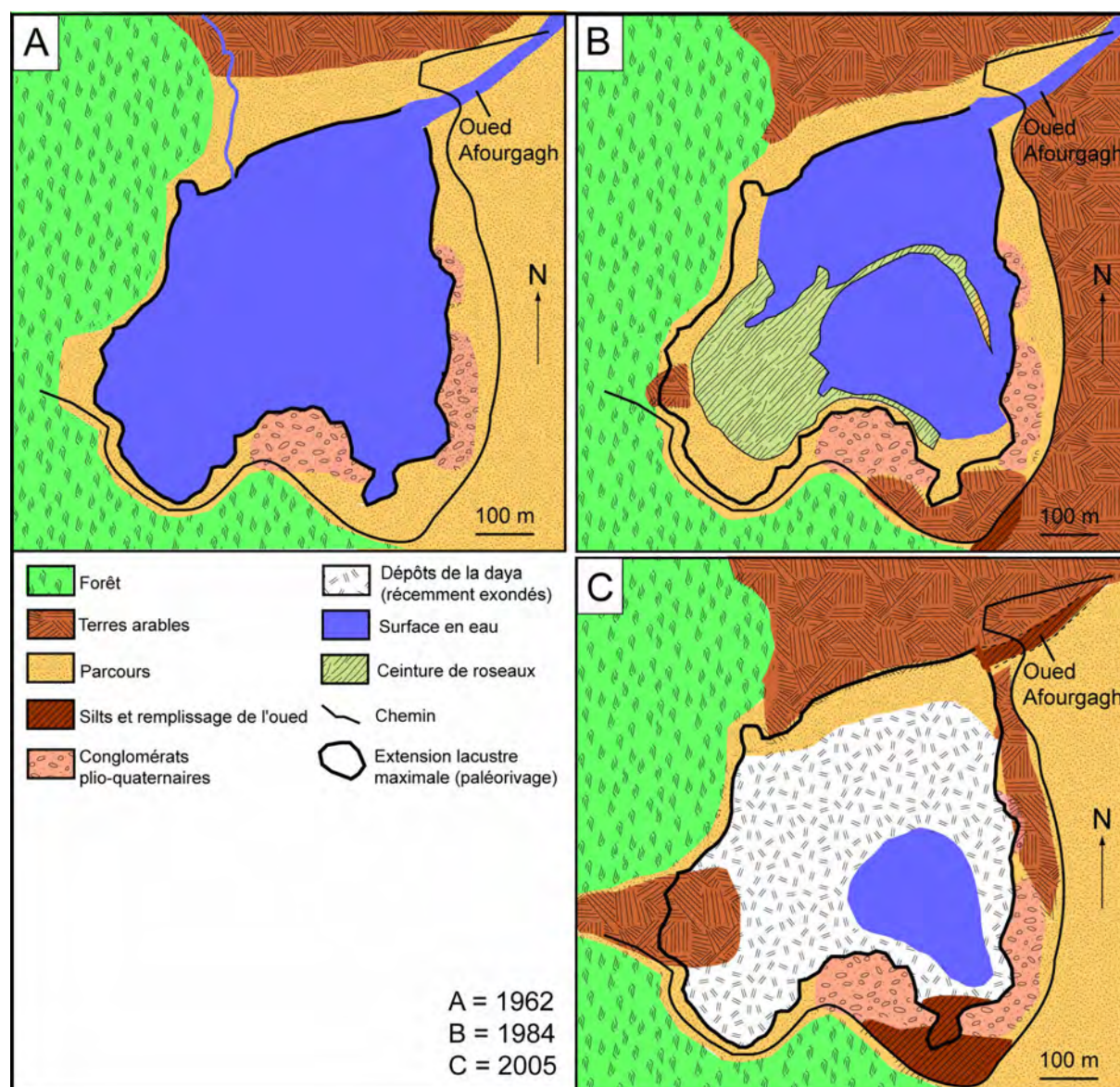


Fig. 3. 4. Paysage de la dayet Afourgagh en 1962 (A, d'après Amyay *et al.*, 2001), 1984 (B, Flower *et al.*, 1989), et 2005 (campagnes de terrain).

3.2.4 : Les enjeux de la dégradation des zones humides du Moyen-Atlas

Les lacs du Moyen-Atlas représentent des zones d'intérêt aussi bien sur le plan socio-économique (agriculture périphérique, ressources en eau, activités touristiques) qu'écologique (Vivier, 1948 ; Morgan, 1982 ; Franchimont *et al.*, 1994 ; Chillasse *et al.*, 2001 ; Green *et al.*, 2002 ; Chillasse & Dakki, 2004). Les zones humides méditerranéennes sont soumises à de nombreux facteurs entraînant leur dégradation : sécheresses récurrentes, construction de barrages en amont des systèmes, pompage des eaux souterraines, pollutions, introduction d'espèces de poissons exotiques, pâtures intensives, coupes de roseaux, tourisme... (Green *et al.*, 2002 ; Grillas *et al.*, 2004).

La dégradation des zones humides du Moyen-Atlas s'exprime par de fortes diminutions des niveaux lacustres (pouvant conduire à un assèchement total), du débit des sources et des richesses ornithologiques (Franchimont *et al.*, 1994) et piscicoles (Vivier, 1948 ; Chillasse & Dakki, 2004).

Les observations et classifications des zones humides d'Afrique du Nord faites par Morgan en 1978 (Morgan, 1982 ; Morgan & Boy, 1982) ont servi de base à de nombreuses études visant à caractériser et à classer les différents systèmes en fonction de leur importance (internationale, nationale ou locale).

Le statut de protection de ces différentes zones relève soit du département des Eaux et Forêts (parc national, réserve permanente de chasse et/ou de pêche), soit du ministère des Affaires culturelles (sites

classés). Ainsi, le Maroc a procédé à l'identification de 160 sites d'intérêts biologiques et écologiques dont 13 dans le Moyen-Atlas (la dayet Afourgagh n'en faisant pas partie). Après l'élaboration de la convention RAMSAR²⁷, les facteurs responsables de la dégradation de chaque zone ont été précisés (Tab. 3. 2.).

Tab. 3. 2. Lacs étudiés par Morgan (1982) : évolution en 1999 (Green *et al.*, 2002) en termes de superficie, de salinité et de conductivité. Le degré d'importance pour leur conservation est exprimé ainsi que les facteurs responsables de leur dégradation.

Lacs de montagne	Latitude (N)	Longitude (W)	Superficie (ha) 1978	Superficie (ha) 1999	Sal/Cond 78-79 ^a	Cond 97-99 ^b	Classification 1982 ^c	Classification 1999 ^c	Facteurs ^d
Dayet Agoulmame	33°43'	04°51'	141	0			1	4	D
Lac d'Isly	32°13'11"	05°32'58"	221	221		2,5	1	2	S
Dayet Hachlaf	33°32'48"	05°00'01"	202	0	0,55	0,83	1	4	DS
Lac Tislie	32°11'42"	05°38'22"	83	83		1,4	2	2	OS
Aguelmam Azegza	32°58'	05°27'	60	60	0,37		2	2	OST
Dayet Ifrah	33°33'45"	04°55'45"	191	100	0,56	0,74-0,96	2	3	OS
Aguelmam Sidi-Ali	33°04'34"	05°00'13"	250	150	0,79	1,1-1, 6	2	2	DHOS
Aguelmam N'Tifounassine	33°09'15"	05°05'30"	35	35		1,2-1, 4	2	1	OS
Aguelmam Afourgagh	33°37'	04°53'	24	5	0,75	1,6	3	4	DOS
Dayet Aoua	33°39'20"	05°02'	140	140	0,38	0,42-0,50	3	1	DHOT

^a Salinités (g/NaCl) d'après Morgan (1982) pour 1978, conductivités (mS/cm) d'après Flower pour Septembre 1979.

^b Ecart de conductivités (mS/cm) d'après Green pour 1997-1999.

^c 1 = importance internationale ; 2 = importance nationale ; 3 = importance locale ; 4 = importance faible, sites considérés comme "perdus".

^d D = Drainage, pompages ou autres changements hydrologiques ; H = chasse ; O = excès de pâtures et coupes des roseaux ;

S = comblement par des silts ; T = tourisme

La dayet Afourgagh apparaît être un site de moindre importance, probablement en raison de sa dégradation très rapide qui porte à croire qu'elle subira très prochainement la même évolution que la dayet Agoulmame (assèchement) située quelques kilomètres plus au nord. Les facteurs cités par les auteurs sont ceux largement évoqués précédemment. La succession de sécheresses, l'évolution de l'agriculture mais également celles des coutumes des populations (sédentarisation, pâtures intensives) ont provoqué la destruction de certaines zones humides et la très nette dégradation d'autres. Une prise de conscience s'est ensuivie, mais « la faiblesse de l'arsenal juridique en matière de conservation de la biodiversité et la demande incessante des populations vis-à-vis de l'eau, aggravée par des sécheresses répétées, ne jouent pas en la faveur de la protection souhaitée » (Chillasse & Dakki, 2004).

Résumé du Chapitre 3

Les premières sources fiables concernant le peuplement du Moyen-Atlas remontent au XI^e siècle avec l'arrivée de tribus Sanhaja provenant du sud (Sahara). **L'histoire du Moyen-Atlas et donc de l'évolution des populations à proximité de la dayet Afourgagh est fortement liée à ces mouvements de tribus.** Les premiers groupes réellement signalés à proximité du lac sont des groupes Beni Ahsen qui, constituaient des noyaux de sédentarisation avec leurs propres pratiques agricoles et hydrauliques. **Les Aït Youssi constituent la tribu qui a vécu au sein du causse d'Amekla ;** ce sont essentiellement des **pasteurs montagnards** qui se sont concentrés autour des cultures et des qasba mais ils étaient en majorité des **nomades** qui vivaient sous la tente et **pratiquaient la double transhumance.** **Ce mode de vie s'est maintenu jusqu'au début du XX^e siècle,** la fonction essentielle de l'espace tribal consistant à fournir aux troupeaux les pâturages et sources d'abreuvement nécessaires. **L'influence de l'homme sur l'évolution du lac Afourgagh au cours de la période historique est difficile à évaluer mais il est légitime de penser, d'après ces données, qu'elle fut**

27 – La convention Ramsar (Convention sur les zones humides) a été adoptée en 1971 dans la ville iranienne de Ramsar, puis elle est entrée en vigueur en 1975. Elle a pour but de « favoriser la conservation et l'utilisation rationnelle des zones humides par des mesures prises au plan national et par la coopération internationale comme moyens de parvenir au développement durable dans le monde entier. Elle utilise une définition large des types de zones humides qui peuvent être placés sous son égide : marais et marécages, lacs et rivières, prairies humides et tourbières, oasis, estuaires, deltas et zones cotidales, étendues marines proches du rivage, mangroves et récifs coralliens, sans oublier les zones humides artificielles telles que les bassins de pisciculture, les rizières, les réservoirs, et les marais salants. » Renseignements : www.ramsar.org

peu importante compte tenu du mode de vie des populations locales. De plus, les recensements démographiques réalisés par Chauvet (1982) montrent que les populations sédentarisées se sont installées plusieurs kilomètres au nord du lac, le long de l'oued Afourgagh. **Cependant, ces informations sont modulées par les travaux de Lamb et al. (1991) qui, d'après leurs analyses palynologiques des dépôts lacustres du lac Afourgagh, affirment un impact anthropique sur le bassin versant dès 1700 ans BP.** Celui-ci se manifesterait par des coupes forestières à l'origine de la diminution des quantités de pins.

L'occupation française à partir de 1911 a bouleversé fortement l'équilibre agro-pastoral traditionnel. L'accumulation de limitations a entraîné la **sédentarisation des populations** sur de faibles superficies cultivables, provoquant une orientation vers une politique où l'élevage constituait la ressource la plus importante de la majorité des foyers. Un **arrêt total de la transhumance eut lieu vers 1970.** Depuis, **les terres ont subi une frénésie de plantation précédée d'importantes modifications** sous forme d'épierrage, de creusement de puits et de construction d'habitations. Plus précisément, **l'agriculture saisonnière de subsistance basée sur les céréales a évolué vers une agriculture intensive avec recours à l'irrigation.** La dayet Afourgagh et son environnement ont subi les conséquences de ces évolutions. L'importante diminution du niveau lacustre a provoqué l'exondation des dépôts les plus récents qui en contrepartie se révèlent désormais propices à l'étude.

*

Les données de la littérature, rares, ne semblent pas faire état d'un réel impact anthropique significatif avant le début du XXe siècle. A l'inverse, des études scientifiques tendent à montrer qu'un réel impact, exprimé au niveau de la végétation du bassin versant, est enregistré dès 1700 ans BP. L'impact anthropique responsable de l'évolution actuelle du système lacustre est incontestable et en partie (avec la récurrence des sécheresses) responsable de la nette diminution du niveau lacustre.

Le présent travail a été initié afin de répondre à ces questions fondamentales : le système lacustre a-t-il connu de telles perturbations au cours de la période historique ? Si oui, furent-elles liées au climat et/ou à l'homme ? Il débute par l'observation et la description des sédiments lacustres, détaillées dans le chapitre suivant.

PARTIE II

Faciès macroscopiques et géométrie des dépôts lacustres

Chapitre 4 : Nature du remplissage sédimentaire

**Chapitre 5 : Géométrie des dépôts des transects W
et E**

Chapitre 6 : Prospection géophysique

Chapitre 4

Nature du remplissage sédimentaire

PARTIE II

Faciès macroscopiques et géométrie des dépôts lacustres

Les sédiments lacustres de la dayet Afourgagh n'ont pas, jusqu'à présent, fait l'objet d'une étude détaillée contrairement aux lacs Tigalmamine et Sidi Ali, localisés dans le Moyen-Atlas plissé (Fig. 1. 3.). Ceux-ci ont fait l'objet de nombreux travaux basés sur l'étude de forages carottés (El Hamouti, 1989 ; Lamb *et al.*, 1989, 1991, 1995, 1999 ; El Hamouti *et al.*, 1991 ; Benkaddour, 1993 ; Barker *et al.*, 1994 ; Lamb & Van der Kaars, 1995). Dans cette partie, nous présenterons les études réalisées sur le terrain et les résultats qui en ont été tirés. Plus en détail, les dépôts de la dayet Afourgagh y sont précisément décrits et caractérisés. La géométrie du cortège sédimentaire est présentée, analysée et les différents événements sédimentaires déduits sont calés du point de vue chronologique.

Chapitre 4 : Nature du remplissage sédimentaire

4.1 : Localisation des sondages et transects d'étude

L'importante diminution du niveau du lac au cours des dernières décennies a provoqué l'exondation des dépôts lacustres les plus récents. Cette chute majeure du niveau apparaît marquée, dans le paysage, par une succession de gradins de régressions façonnés sur les dépôts situés à l'est du lac actuel, et eux-mêmes soumis à une rapide érosion (Fig. 4. 1. C). Ces dépôts récemment exondés confèrent au paysage de la dayet Afourgagh un aspect singulier, le lac étant entouré par un « anneau » de teinte blanchâtre (Fig. 2. 1). Les premiers travaux de terrain ont été effectués par les membres du laboratoire de géologie de la Faculté de Fès-Atlas et du GÉEAC (laboratoire de Géologie des Environnements Aquatiques Continentaux, Tours) et ont fait l'objet d'un travail de D.I.R.S réalisé par El Ouadeihe (2003). Ce mémoire porte sur l'étude d'un sondage situé au sud du lac actuel (sondage S1).

Quarante fosses ont été creusées dans les sédiments meubles et poreux du lac Afourgagh dans le cadre du présent travail. Ces fosses sont principalement réparties sur les façades ouest et est du lac, le long de transects (Fig. 4. 1). D'autres sont situées sur les façades nord et sud mais en moindre quantité, le but étant d'observer des géométries de dépôts le long de façades à topographies différenciées (pente forte à l'est et au sud ; faible pente à l'ouest et au nord). Les positions des fosses et transects sont présentées sur la figure 4. 1. et leurs coordonnées, acquises à l'aide d'un GPS Garmin 12, sont exprimées (dans le système WGS 1984) en Annexe 5. Ainsi, concernant la dénomination des fosses et échantillons, la lettre W précède tout ce qui se réfère au transect réalisé à l'ouest du plan d'eau actuel (transect W), la lettre E pour celui réalisé à l'est (transect E)... De même, la limite de plus hautes eaux (paléorivage), aisément repérable sur le terrain par la décoloration blanchâtre des dolomies rosâtres (Fig. 4. 1.) et le tracé d'origine anthropique des chemins sur les berges de l'ancien lac, ont été géoréférencés.

Sur le terrain, les fosses de référence ont été décrites en détail, mesurées, photographiées et échantillonnées. Les échantillons ont été prélevés de manière à caractériser les successions de macrofaciès. L'échantillonnage n'a donc pas suivi un pas régulier. Au laboratoire, ces mêmes échantillons ont fait l'objet d'observations sous loupe binoculaire et leur couleur a été caractérisée à l'aide d'une charte Munsell (cette détermination étant faite au laboratoire, ces données correspondent à l'échantillon à l'état sec). Certaines fosses (non repères) ont été creusées de manière à préciser les corrélations entre niveaux caractéristiques. Ainsi, ces fosses n'ont pas fait l'objet d'une description et d'observations détaillées. Elles ont cependant été mesurées, photographiées et leurs coordonnées géographiques ont été relevées.

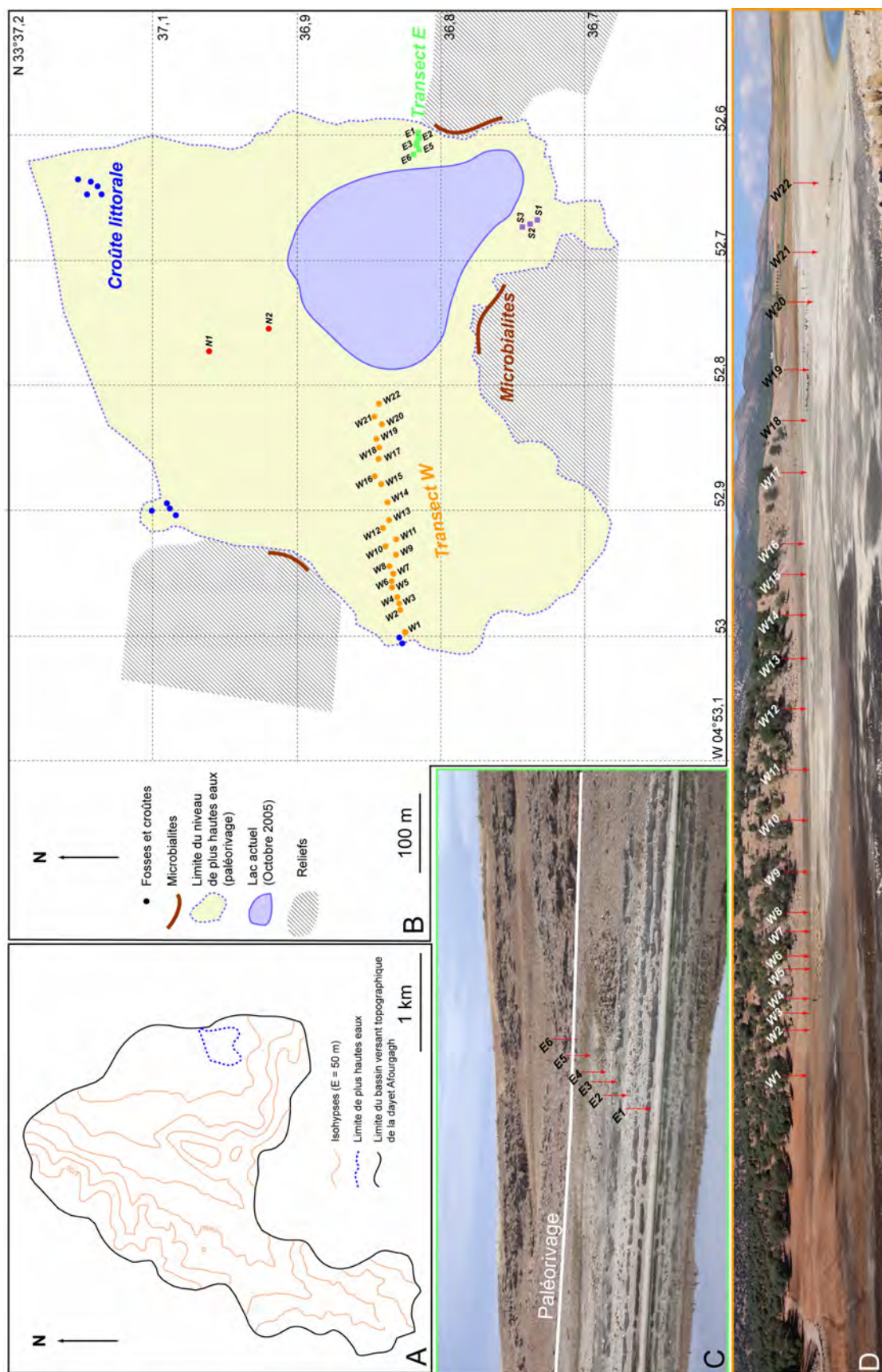


Fig. 4. 1. : Localisation des fosses et transects réalisés dans les dépôts de la dayet Afourgagh. A = situation de la dayet au sein de son bassin versant topographique (d'après la carte d'Youn Snane, 1962). B = emplacement géoréférencé des fosses et transects. C = emplacement des fosses du transect E sur photographie. D = emplacement des fosses du transect W sur photographie.

4.2 : Aperçu lithologique général

Les dépôts observés au sein des différentes fosses correspondent à un empilement d'unités typiquement constituées de deux termes qui alternent (Fig. 4. 2.). Le premier terme (1) est constitué par des niveaux brunâtres, sombres à noirâtres, centimétriques à décimétriques, plus ou moins compacts. Ils sont de type paléosols en zone proximale et silteux (parfois riches en éléments organiques) en zone distale. Le second terme (2) correspond à des niveaux blanchâtres centimétriques à pluridécimétriques, fortement carbonatés, plus ou moins friables et poreux. Ces alternances reposent sur un substrat qui correspond à des dépôts pluridécimétriques à métriques silto-argileux, brunâtres sombres à rougeâtres, de cônes de déjections ou cônes alluviaux (Baali, 1998). Ces niveaux de silts, compacts, ont été atteints pour chacune des fosses ; ils succèdent à des dépôts argilo-silteux grisâtres homogènes (observés par sondage à la tarière 0,8 m au dessous du silt de base de la fosse **W21**, au contact de la nappe d'eau).

Le terme (1) correspond à des sols, paléosols et dépôts silteux organiques. Le terme « sol » est ici employé pour caractériser le sol actuel développé en zone proximale. Le terme « paléosol » est utilisé pour caractériser les sols anciens, recouverts par des sédiments de types lacustres ou palustres. Ces paléosols sont observés uniquement en zone proximale du transect E et s'étendent parfois jusqu'en zone distale dans le cas du transect W. Les dépôts de silts sont parfois enrichis en éléments organiques (restes bien préservés de végétaux, essentiellement des tiges) ; ils sont observés dans le prolongement distal des paléosols (passages latéraux de faciès). Les dépôts de type (1) peuvent contenir des quantités importantes de valves d'ostracodes, de coquilles de gastéropodes et de spicules d'éponges. Dans le présent chapitre, les quantités appréciables de ces différents organoclastes seront uniquement précisées en cas de teneurs exceptionnellement élevées ; les détails concernant la phase biogène seront fournis en partie III.

Le terme (2) correspond à des sédiments carbonatés représentant les plus importantes épaisseurs de dépôt (centimétriques à pluridécimétriques). En zone distale, ces sédiments sont très friables et poreux ; ils sont composés d'un amoncellement de moulages carbonatés de tiges de charophytes (genre *Chara* uniquement). Ces tiges encroûtées de charophytes (notées t.e.c.) présentent des tailles et degrés de préservations variés :

- les t.e.c. les mieux préservées (« très bien préservées ») sont de tailles importantes (centimétriques à pluricentimétriques) et préservées intégralement (forme de tube). Elles présentent des cannelures bien visibles, le système cortical encroûté étant souvent préservé dans son intégralité ;
- les t.e.c. bien préservées sont de moindre taille. Seule une partie de la tige est présente (forme de lame ou de demi-cylindre) mais les cannelures sont bien visibles ;
- les t.e.c. mal préservées sont de tailles variables mais sont toujours présentes sous forme de débris ou apparaissent compactées (les cannelures sont parfois difficiles à distinguer).

Les restes de charophytes sont également composés de gyrogonites et oospores. Le macrofaciès présente un aspect tuffacé à l'origine du terme « tuf à charophytes » qui sera employé dans ce travail pour caractériser ce faciès. Le terme de characéite pourrait également être évoqué dans le cas de certains faciès où les restes de charophytes représentent la majorité de la composition du sédiment. Cependant certains horizons correspondant au terme (2) sont appauvris en restes de charophytes et enrichis en restes de végétaux hydrophytes ou héliophytes encroûtés par des carbonates (ces encroûtements se présentent sous forme de lamelles ou petits tubes) qu'il est parfois aisé de confondre avec des t.e.c. Ces horizons d'aspect également tuffacé ne peuvent être qualifiés de characéites, c'est la raison pour laquelle, dans un souci de simplification et de justesse, l'ensemble des faciès du terme (2) seront qualifiés de « tuf à charophytes » ou « tufs à t.e.c. ». Ces tufs à t.e.c. peuvent présenter des quantités importantes de valves d'ostracodes et de coquilles de gastéropodes.

L'observation des différents macrofaciès en terme de lithologie, structure (compaction, porosité, texture) mais aussi leur potentielle insertion au sein de séquences de dépôts (comme nous le verrons dans le chapitre 5) ont permis de définir différentes unités (A à E) et sous-unités (A1, A2...A7, B1, B1', B2, C1, C2, D1, D1', D2, E) sédimentaires. Ces unités présentent chacune, en leur sein, des faciès différenciés (paléosols, silts et tufs à t.e.c. correspondant aux différentes sous-unités).



Fig. 4. 2. : Exemple de fosses et faciès rencontrées au sein du transect W. A et B = La fosse distale W20 et sa base composée d'une alternance de lits silto-argileux versicolores et de lits de tufs à charophytes. C et D (cadre orange) = Faciès de tufs à charophytes à t.e.c.mal préservées (C) et t.e.c.très bien préservées (D). E, F et G (cadre vert) = Dépôts silteux riches en restes de végétaux ; ces dépôts peuvent être sub-laminés (E) ou compacts (F). H, I et J (cadre violet) = Fosse proximale W4 et différents types de faciès de paléosols, compact en H et grumeleux en I.

Le choix de distinction des unités est basé sur les critères suivants :

- une unité regroupe plusieurs sous-unités ;
- une sous-unité peut comprendre un ou plusieurs faciès mais dans chaque cas, elle correspond à une seule phase majeure de dynamisme lacustre (augmentation, diminution ou stagnation du niveau lacustre) ;
- sur un plan interprétatif, une unité correspond à l'enregistrement d'une séquence de dépôt (bas niveau lacustre → transgression → haut niveau lacustre → régression → unité suivante).

4.3 : Transect W

Le transect W, d'orientation E-W comprend 22 fosses réparties sur une distance de 323 mètres (Fig. 4. 1.). La topographie, mesurée à l'aide d'une visée laser, est quasi plane du paléorivage à la fosse **W18**. Une légère rupture de pente est observée à partir de cette dernière jusqu'au niveau du lac actuel. La profondeur maximale de dépôts qui reposent sur le substrat est de 3,1 m au niveau du sondage **W22**. Le transect peut être divisé en trois zones principales en fonction des faciès observés au sein des différentes fosses : une zone proximale du paléorivage à **W10**, une zone médiane de **W11** à **W17** et une zone distale de **W18** au lac actuel. Au sein de chaque zone, des fosses repères ont été sélectionnées (espacement régulier ; ensemble des faciès représentés) et ont fait l'objet d'une étude détaillée. Ces fosses sont décrites du proximal vers le distal ainsi que toutes les particularités lithologiques et structurales qui ont été rencontrées le long du transect W ; les autres fosses sont présentées en Annexe 6. A terme, les corrélations réalisées grâce à certains niveaux repères (faciès, textures et teintes particulières) ont permis de retracer l'extension latérale des différentes unités (Fig. 4. 12).

4.3.1 : Les dépôts proximaux (paléorivage à **W10**)

Les dépôts proximaux apparaissent, de façon globale, fortement compactés. Les paléosols sont généralement épais et les tufs à charophytes pauvres en t.e.c. Au contact du paléorivage, sous environ 10 cm de silts ocres à rougeâtres travaillés par l'homme à des fins agricoles (terres arables, unité E), figure une croûte grisâtre fortement indurée traversée par de nombreuses racines.

4.3.1.1 : Croûte au contact du paléorivage

La croûte observée et échantillonnée au niveau du transect W a pu également être décrite à proximité du paléorivage au nord-ouest et nord-nord-est du lac actuel sur plusieurs décimètres d'épaisseur (Fig. 4. 1.). Dans chaque cas, elle présente de nombreuses fracturations (délitage en petits blocs anguleux), contient quelques coquilles de *Lymnaea* et de nombreuses marques de pénétrations de racines. De plus, un nombre important de petites cavités remplies par un sédiment de couleur ocre la parsèment (Fig. 4. 3.B).

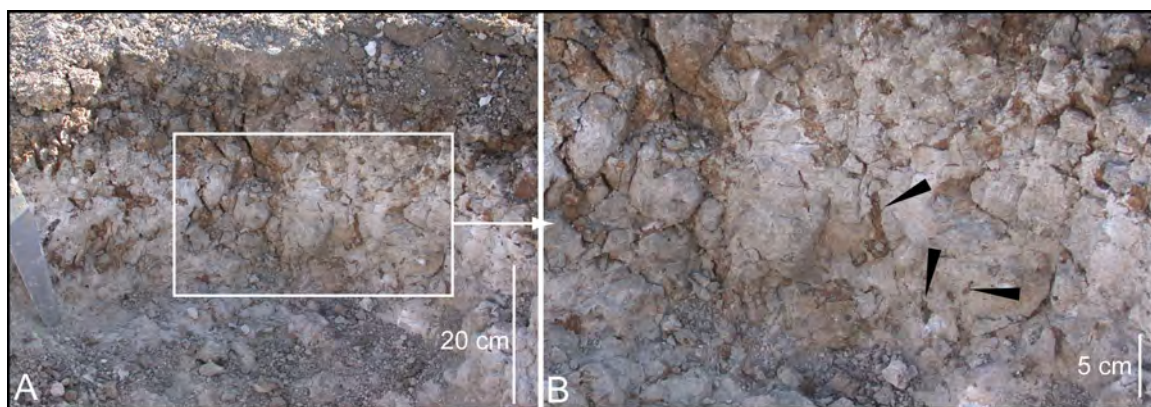


Fig. 4. 3. : Caractérisation macroscopique et microscopique de la croûte proximale du transect W. A = La croûte et son aspect fracturé et anguleux. B = zoom sur les cavités tubulaires remplies par un sédiment ocre à orangé.

L'ensemble de ces caractéristiques présente de fortes similitudes avec celles évoquées par Plaziat et Freytet (1978) et Freytet et Plaziat (1982) pour qualifier les pseudo-microkarst pédogénétiques. Ces formations sont couramment observées dans les environnements carbonatés palustres soumis à de longues phases de dessiccation. Dans le contexte de la dayet Afourgagh, les croûtes sont observées au contact du paléorivage, en zone de bordure. Suivant le schéma de Plaziat et Freytet (1978), une diminution de niveau lacustre entraînant l'exondation de la zone la plus littorale permet une colonisation du sédiment par une végétation à appareil racinaire développé (jusqu'au niveau atteint par la nappe). La succession de phases sèches provoque la fracturation progressive de la croûte et une diminution accentuée du niveau de la nappe. Ainsi, les racines ne sont plus en contact de l'eau et les végétaux disparaissent, laissant en place des cavités creusées au préalable par leur appareil racinaire. Au retour des précipitations, les parois des cavités sont dissoutes et l'apport de sédiment détritique vient peu à peu combler les pores tubulaires. Le niveau de la nappe peut éventuellement remonter et la sédimentation lacustre reprendre.

4.3.1.2 : Descriptif des fosses de référence

Les dix premières fosses du transect W caractérisent la zone proximale de dépôts. Les paléosols sont épais (pluridécimétriques) et présentent des éléments macroscopiques caractéristiques de faciès pédogénétiques tels que de nombreux débris ligneux, racines, déjections animales, carapaces et restes de mues d'insectes... Ces horizons pédogénétiques alternent avec des niveaux de tufs souvent compactés et présentant peu d'éléments de charophytes qui sont, en cas de présence, mal préservés. Les t.e.c. sont écrasées et finement fragmentées, les gyrogonites sont souvent brisées et les oospores écrasés. Ces mêmes niveaux présentent des quantités parfois importantes de tiges de végétaux encroûtés.

Trois forages de référence ont été sélectionnés au sein de la zone proximale : **W3**, **W6** et **W10**.

4.3.1.2.1 : Fosse W3

Les dépôts de la fosse **W3** présentent une épaisseur de 110 cm. Ils couvrent les unités A, B, D et E mais la distinction des sous-unités A4 à A6 est difficile en raison des importantes perturbations observées autour de la sous-unité B1 (Fig. 4. 4.).

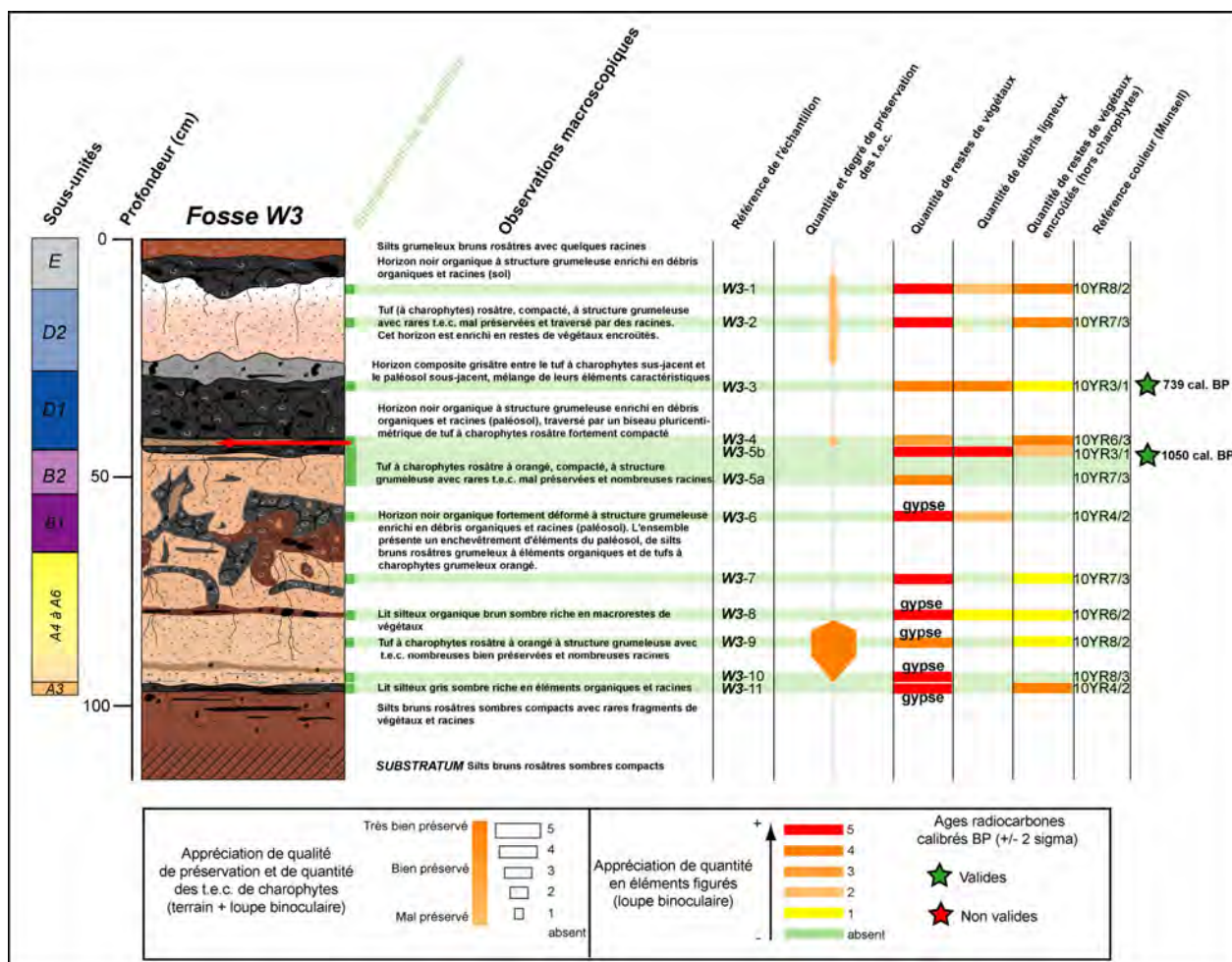


Fig. 4. 4. : Lithologie de la fosse proximale W3 (tranchée W), échantillonnage et inventaire des éléments figurés majeurs. La légende décrite en base de figure est utilisée en tant que référence pour tous les autres croquis de description lithologique des différentes fosses.

Les tufs et paléosols (sous-unités B1 et D1) sont pluridécimétriques ; ils alternent de façon régulière. L'ensemble tuffacé correspondant aux sous-unités A4 à A6 présente de nombreuses t.e.c. très bien préservées, contrairement à l'ensemble des tufs à charophytes observés depuis le paléorivage à W3. L'ensemble de la fosse apparaît riche en restes de végétaux - souvent recouverts par des amas de cristaux de gypse - et en éléments d'origine pédogénétique.

4.3.1.2.2 : Fosse W6

Les dépôts de W6 sont épais de 170 cm (avant d'atteindre le substratum silteux). Les unités représentées sont les mêmes que celles de la fosse W3 mais la dilatation du cortège sédimentaire permet une claire distinction des sous-unités présentes de l'unité A (A2 à A6). Les teintes des tufs à charophytes, blanchâtres à grisâtres, succèdent aux tons orangés de ceux décrit en W3. Les tufs à charophytes des sous-unités A2 à A4 (base de l'unité A) présentent de nouveau des t.e.c. bien préservées, en grande quantité. Le sommet de l'unité A comprend quelques t.e.c. relativement mal préservées. La sous-unité D2 qui, au niveau de W3, ne présentait que très peu de t.e.c. mal préservées, montre ici des quantités importantes de ces éléments dans un très bon état de préservation (Fig. 4. 5.). D2 est aussi caractérisée par la présence d'un lit organique à texture charbonneuse qui n'était pas observé en W3. L'épaisseur des paléosols est moins importante que celle relevée en W3. L'ensemble des dépôts reste très riche en fragments de végétaux encroûtés ou non.

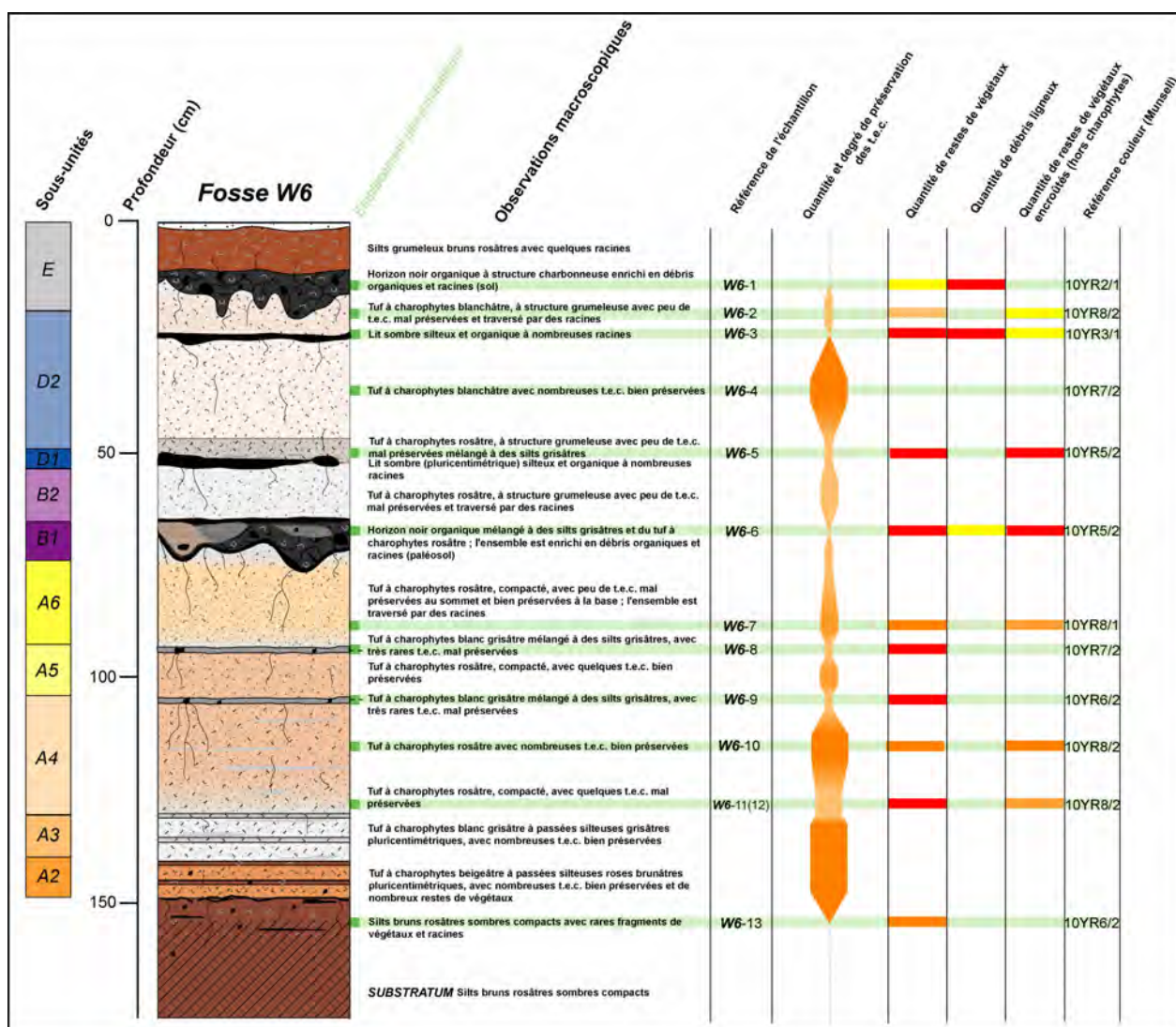


Fig. 4. 5. : Lithologie de la fosse proximale W6 (transect W), échantillonnage et inventaire des éléments figurés majeurs.

4.3.1.2.3 : Fosse W10

Les dépôts de la fosse **W10** présentent une épaisseur de 230 cm. Les unités sédimentaires observées sont les mêmes que pour **W3** et **W6** mais elles sont ici plus épaisses. Les sous-unités de l'unité A sont clairement distinguées. Les sous-unités A2 à A6 présentent des teneurs importantes en t.e.c. de charophytes, ces dernières étant bien préservées en A2, A3 et A4 et mal préservées en A5 et A6. En B2, le tuf à charophytes apparaît relativement compacté et pauvre en t.e.c. mal préservées. La sous-unité D2 est épaisse ; elle présente, tout comme en **W6**, de nombreuses t.e.c. dont la préservation évolue selon un gradient négatif de la base au sommet. Le lit organique observé dans cette sous-unité en **W6** est également présent en **W10**. Les paléosols B1 et D1 sont plus épais que ceux décrit en **W6**. L'ensemble des échantillons prélevés montre de fortes teneurs en restes de végétaux, mais celles en tiges de végétaux encroûtés (hors charophytes) sont bien plus faibles que celles observées précédemment (Fig. 4. 6.).

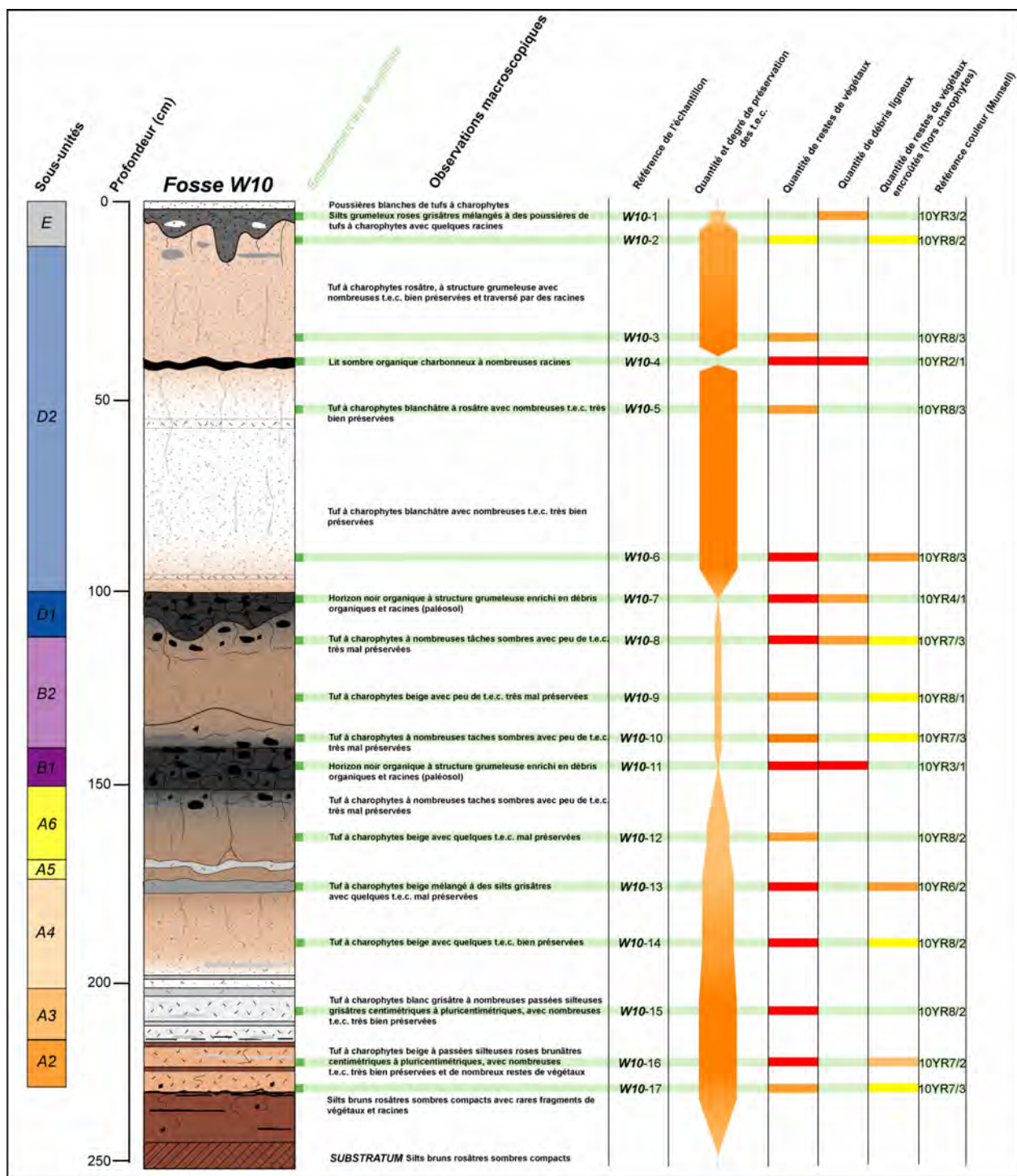


Fig. 4. 6. : Lithologie de la fosse proximale W10 (transect W), échantillonnage et inventaire des éléments figurés majeurs.

4.3.1.3 : Principales caractéristiques des unités sédimentaires de la zone proximale du transect W

L'ensemble des dépôts proximaux présente de fortes quantités de restes de végétaux plus ou moins bien préservés et encroûtés. L'ensemble des fosses est traversé par de nombreuses racines provenant du sol actuel ou des différents paléosols. Les descriptions qui suivent sont basées sur l'observation des fosses W1 à W10.

■ Unité A

- Sous-unité A2 : Cette sous-unité centimétrique à pluricentimétrique, **apparente uniquement à partir de W5**, est constituée de tufs à charophytes orangés à beiges mélangés en proportions variables à des silts brunâtres riches en restes de végétaux. Elle présente un contact net avec le substratum silteux à sa base et avec le tuf à charophytes grisâtre de la sous-unité A3. A2 est caractérisée par deux lits silteux organiques brunâtres centimétriques dont celui au contact de A3.

Les t.e.c. sont nombreuses et bien préservées au sein d'un tuf à charophytes riche en fragments de végétaux bien préservés.

- Sous-unité A3 : **Observée à partir de W3**, cette sous-unité correspond à un tuf à charophytes grisâtre pluricentimétrique à décimétrique riche en t.e.c. très bien préservées. Elle comprend deux lits silteux grisâtres dont un en son sommet qui la sépare de A4. Ce lit sommital est, par ailleurs, la seule partie de cette sous-unité que l'on peut distinguer en **W3**, au contact du substratum silteux. Ce tuf à charophytes comprend de nombreux restes de végétaux dont seule une petite proportion apparaît encroûtée.

- Sous-unité A4 : A4 est clairement distinguée dans les trois fosses de référence. Plus précisément, **elle est observée depuis le paléorivage sur l'ensemble de la zone proximale**. De taille pluridécimétrique, A4 correspond à un tuf à charophytes rosâtre homogène comprenant de nombreuses t.e.c. bien préservées ainsi que de nombreux fragments de végétaux et encroûtements. Le sommet de cette sous-unité est caractérisé par un lit légèrement plus silteux, grisâtre, qui établit son contact avec A5 (difficilement visible en **W3**).

- Sous-unité A5 : Sous-unité pluricentimétrique à décimétrique **observée à partir de W5**, constituée de tufs à charophytes de texture et couleur comparables à celles de la sous-unité A4. Tout comme A4, elle est caractérisée en son sommet par un lit enrichi en silts grisâtres qui marque sa limite avec la sous-unité sus-jacente. En revanche, contrairement à A4, le tuf à charophytes présente des t.e.c. relativement mal préservées et en moindre quantité. Les restes de végétaux sont nombreux mais les encroûtements sont plus rares.

- Sous-unité A6 : A6 est **distinguée**, tout comme A5, **à partir de W5**. De taille pluridécimétrique, elle correspond à un tuf à charophytes orangé à grisâtre sombre d'épaisseur comparable à celui décrit en A4. Tout comme en A5, le tuf comprend peu de t.e.c. mal préservées et de nombreux restes de végétaux avec encroûtements fréquents. Le contact avec le paléosol sus-jacent est progressif, le tuf s'assombrissant et s'enrichissant en silts et débris organiques au contact de B1.

■ Unité B

- Sous-unité B1 : B1 correspond à un paléosol décimétrique à pluridécimétrique. Bien visible sur les trois fosses repères, elle n'en demeure pas moins **impossible à différencier de la sous-unité D1 entre le paléorivage et W3**. B1 est très riche en racines, tiges de végétaux, débris ligneux et graines et présente la texture grumeleuse typique des horizons pédogénétiques. La quantité de végétaux encroûtés y est importante, contrairement aux éléments liés aux charophytes. Le contact avec B2 est progressif.

- Sous-unité B2 : Sous-unité pluricentimétrique à pluridécimétrique constitué de tufs à charophytes orangés à blanchâtres avec t.e.c. peu nombreuses et mal préservées. **B2 est observée à partir de W3** et forme un biseau entre B1 et D1 à l'ouest de cette fosse (en direction du paléorivage). Le tuf à charophytes comprend de nombreux restes de végétaux parfois encroûtés, particulièrement en base (et sommet d'unité) ou le contact avec B1 (D1) est relativement progressif.

■ Unité D

- Sous-unité D1 : elle correspond à un paléosol décimétrique à pluridécimétrique. Bien visible en **W3** et **W10**, il apparaît aminci en **W6**. D1 est cependant **impossible à différencier de la sous-unité B1 entre le paléorivage et W3**. D1 est, tout comme B1, très riche en racines, tiges de végétaux, débris ligneux et graines. D1 présente la texture grumeleuse typique des horizons pédogénétiques. La quantité de végétaux encroûtés observés y est importante, contrairement aux éléments liés aux charophytes. En **W3**, une légère passée tuffacée fortement compactée est observée. Elle comprend de rares t.e.c. mal préservées et quelques oospores écrasées.

- Sous-unité D2 : Sous-unité pluridécimétrique à métrique (en **W10**) constituée de tufs à charophytes dont la coloration varie du blanchâtre à l'orangé en passant par le grisâtre et le rosâtre. D2 correspond aux plus fortes épaisseurs de tufs à charophytes observées dans la zone proximale du transect W. **Elle est observée de façon continue tout au long de cette zone**. Du paléorivage à **W5**, D2 comprend peu de t.e.c. mal préservées mais à partir de **W6**, où elle se dilate, les t.e.c. sont beaucoup plus nombreuses et très bien préservées. Le phénomène inverse s'observe en ce qui concerne la richesse du tuf à charophytes en restes de végétaux. En dernier lieu, à partir de **W5**, un lit noir organique charbonneux riche en débris ligneux apparaît au sein de la sous-unité D2 ; il est observé jusqu'en zone médiane (**W11**).

■ **Unité E** : Elle est apparente tout au long de la zone proximale du transect W. Elle est constituée de la succession de deux horizons du paléorivage à W7: un horizon pédogénétique riche en débris ligneux, restes de végétaux, racines, déjections et restes de mues d'animaux recouvert par un second horizon silteux brun rougeâtre à ocre correspondant à des terres arables. A partir de W7, le second horizon est absent et remplacé par une accumulation de poussières fines blanchâtres principalement constituée d'apports éoliens de « sables » de tufs à charophytes (aisément mobilisables par le vent).

4.3.2 : Les dépôts médians (W11 à W17)

La zone médiane présente des épaisseurs de dépôts plus importantes que celles relevées en zone proximale. Celles-ci sont liées au développement des tufs à charophytes mais la caractéristique principale de cette zone est le passage latéral de faciès entre paléosols proximaux et silts enrichis en éléments organiques distaux. Les tufs à charophytes sont plus épais et moins compactés qu'en zone proximale ; ils présentent des t.e.c. en quantité variable, tout comme leur degré de préservation. La fosse W14 est choisie comme référence pour caractériser les dépôts du domaine médian.

4.3.2.1 : Descriptif de la fosse de référence W14

W14 est une fosse particulière, qui représente une épaisseur de dépôt de l'ordre de 230 cm. Toutes les unités sont observées dans le cas présenté sur la figure 4. 7. Les sous-unités de l'unité A sont clairement distinguées. De A2 à A5, les tufs à charophytes (blanchâtres à grisâtres), relativement compactés, présentent des teneurs importantes en t.e.c., ces dernières étant bien préservées en A2, A3 et A4 et mal préservées en A5. A6 ne contient que très peu de t.e.c. mal préservées. La sous-unité B2 est constituée d'un tuf à charophytes blanchâtre à t.e.c. peu nombreuses et mal préservées. C2 correspond à un tuf à charophytes (de teinte brune orangée caractéristique) pauvre en t.e.c. mal préservées mais plus riche en restes de végétaux. Le tuf à charophytes observé en D2 est pluridécimétrique et contient de très nombreuses t.e.c. bien préservées. De plus, de façon similaire à ce qui a été observé en zone proximale, un lit organique noirâtre figure au sein de cette sous-unité. Le paléosol observé en D1 est épais (pluridécimétrique) contrairement aux dépôts organiques de la sous-unité B1, surmontée par des silts organiques qui correspondent à la sous-unité B1' (ce phénomène n'est pas observé en W14bis, Fig 4. 8.). Les dépôts de B1' sont comparables à ceux observés au-dessus du tuf à charophytes de B2 qui correspondent à la sous-unité C1. Au sommet de la fosse W14, l'unité E est apparente et caractérisée par la succession des deux horizons décrits en zone proximale, recouverts par les poussières de tufs à charophytes (origine éolienne). L'ensemble des échantillons prélevés montre globalement des teneurs en restes de végétaux plus faibles que celles observées en zone proximale, principalement au sein des tufs à charophytes.

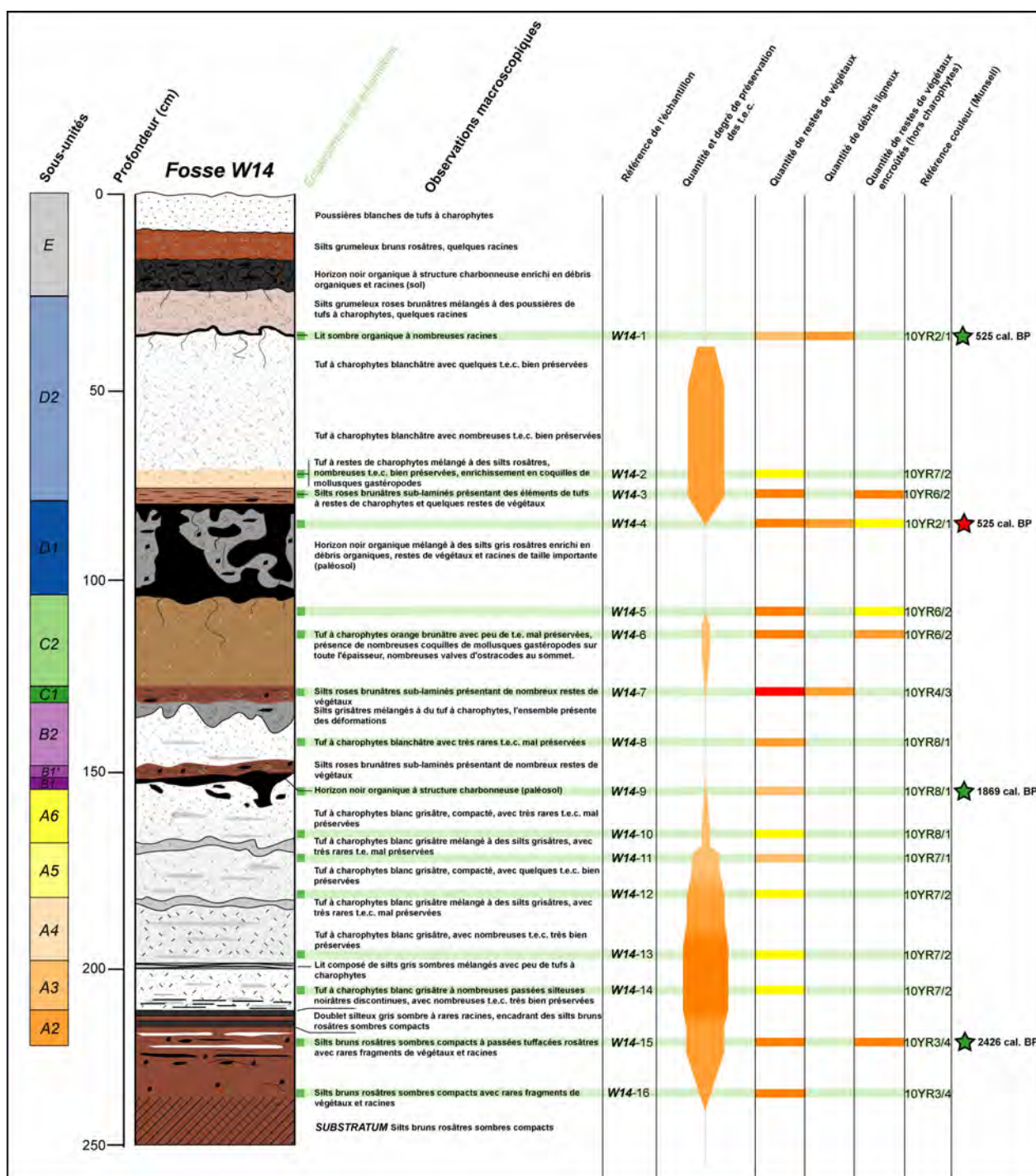


Fig. 4. 7. : Lithologie de la fosse médiane W14 (transect W), échantillonnage et inventaire des éléments figurés majeurs.

La fosse **W14** présente une particularité géométrique bien visible sur la figure 4. 12. En effet, les dépôts observés autour de la fosse **W14** plongent vers celle-ci en présentant des pendages de l'ordre de 5 à 10°. Les dépôts matérialisent une dépression qui s'est creusée (par érosion) après le dépôt de A7 et compensée par les dépôts récents. Une seconde fosse (**W14bis**), creusée quatre mètres plus au nord présente une succession de couches dont les épaisseurs diffèrent. Seules les unités A, B, C sont clairement présentes (tout comme pour **W13** et **W15**) et leurs épaisseurs sont très différentes de celles relevées en **W14** (Fig. 4. 8.).

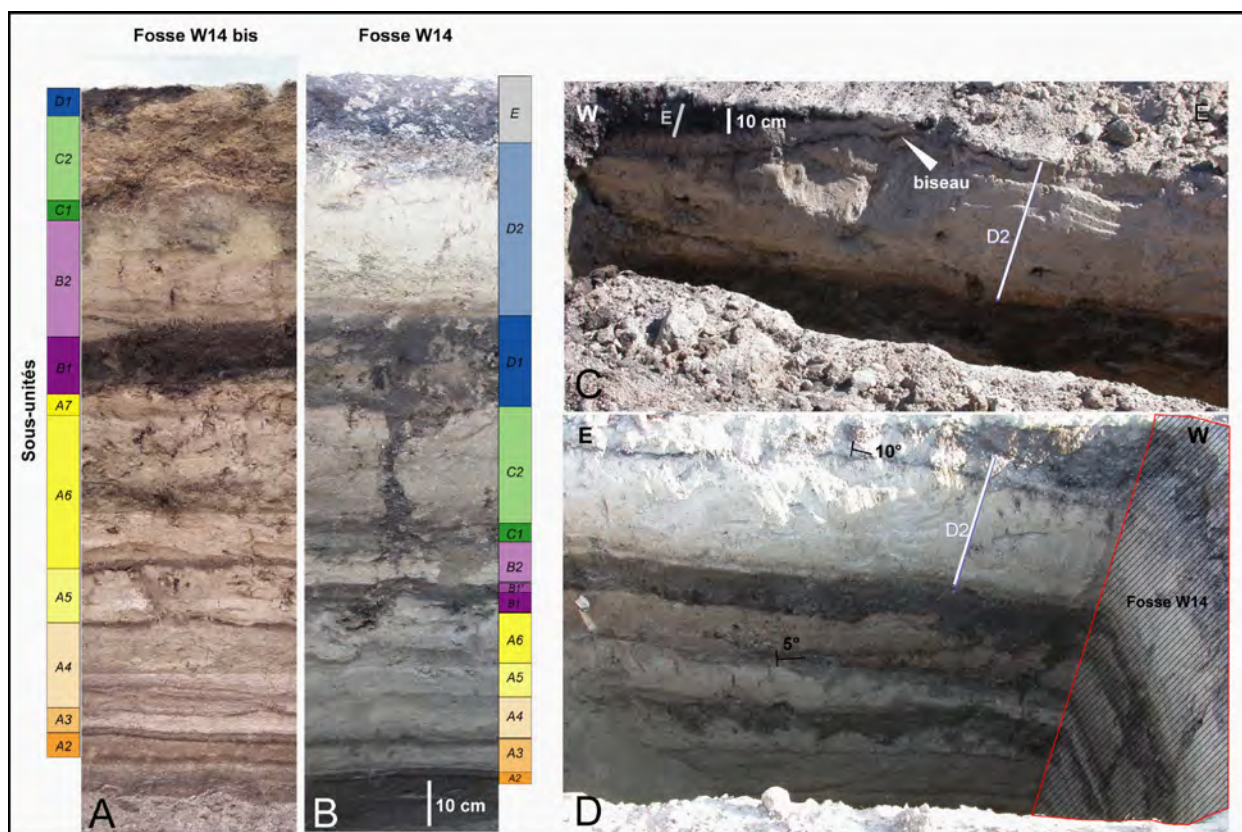


Fig. 4. 8. : Particularités géométriques observées à proximité de la fosse W14. A = fosse W14bis et sous-unités associées aux différents horizons. B = fosse W14 et sous-unités associées aux différents horizons. C = tranchée W-E située dans le prolongement ouest de la fosse W14. Le sommet de la sous-unité D2 et la base de l'unité E forment un biseau au contact de la surface topographique. D = tranchée E-W dans le prolongement est de la fosse W14. Le pendage des couches varie de 5° à 10° au voisinage de la surface topographique.

4.3.2.2 : Principales caractéristiques des unités sédimentaires de la zone médiane du transect W

L'ensemble des observations faites dans ce paragraphe est basé sur l'étude des fosses W11 à W17. Toutes les unités et sous-unités sont apparentes au sein de cette zone. Contrairement à ce qui a pu être observé en domaine proximal, la quantité de vestiges de macrophytes (hors charophytes) est moins importante au sein des tufs à charophytes, phénomène d'autant plus marqué en se rapprochant de la zone distale. Deux particularités majeures sont identifiables au sein de la zone médiane : une géométrie des dépôts particulières au niveau de W14 et l'absence des unités D2 et E (érodées), sur la majorité de la zone.

■ Unité A

- Sous-unité A1 : Pluricentimétrique à décimétrique, **A1 est observée uniquement à partir de W15** où elle correspond à un mélange chaotique de silts bruns du substrat et de tufs à charophytes à t.e.c. brisées et compactées. A partir de W17 des alternances prononcées entre lits silteux riches en restes de végétaux et de tufs à charophytes sont observées. Les lits silteux centimétriques sont bruns à noirâtres et les tufs à charophytes sont blanchâtres à rosâtres. Les silts sont toujours très riches en restes de végétaux sur lesquels sont fréquemment observés des rosettes de gypse ; ils présentent également des t.e.c. de taille importante fortement compactées et morcelées. Les tufs à charophytes comprennent de rares t.e.c. mal préservées.
- Sous-unité A2 : cette sous-unité centimétrique à pluricentimétrique, est **apparente tout au long de la zone médiane**. A2 est caractérisée et souvent uniquement représentée par deux lits silteux organiques brunâtres centimétriques dont celui au contact de A3 (en son sommet). Sa base, en cas de présence, est constituée de tufs à charophytes orangés à blanchâtres mélangés en proportions variables à des silts brunâtres riches en restes de

végétaux. A2 présente un contact net avec la sous-unité A1 ou avec le substratum silteux (entre **W11** et **W14**) à sa base et avec le tuf à charophytes de la sous-unité A3 en son sommet. Les t.e.c. sont peu nombreuses et mal préservées au sein d'un tuf à charophytes riche en fragments de végétaux bien préservés.

- Sous-unité A3 : **Observée tout au long de la zone médiane**, cette sous-unité correspond à un tuf à charophytes grisâtre pluricentimétrique à décimétrique riche en t.e.c. très bien préservées. Elle comprend de nombreux lits grisâtres centimétriques régulièrement espacés (lui conférant un aspect « tigré » caractéristique) et un lit silteux grisâtre plus épais en son sommet marquant le passage à la sous-unité A4. Le tuf à charophytes comprend de rares restes de végétaux.

- Sous-unité A4 : **A4 est clairement distinguée tout au long de la zone médiane** du transect W. De taille pluridécimétrique, A4 correspond à un tuf à charophytes blanchâtre homogène comprenant de nombreuses t.e.c. bien préservées. Le sommet de cette sous-unité est caractérisé par un lit légèrement plus silteux, grisâtre, qui établit son contact avec A5. Tout comme pour A3, les restes de végétaux sont rarement observés.

- Sous-unité A5 : Sous-unité pluricentimétrique à pluridécimétrique **observée de façon continue sur l'ensemble de la zone médiane du transect W**. A5 est constituée de tuf à charophytes de texture et couleur comparables à celles de la sous-unité A4. Elle est également caractérisée en son sommet par un lit enrichi en silts grisâtres qui marque sa délimitation avec la sous-unité sus-jacente. En revanche, contrairement à A4, le tuf à charophytes présente des t.e.c. relativement mal préservées et en moindre quantité. Les restes de végétaux sont rarement présents.

- Sous-unité A6 : **A6 est également observée de façon continue sur l'ensemble de la zone médiane du transect W**. De taille pluridécimétrique, elle correspond à un tuf à charophytes grisâtre légèrement perturbé (texture caractéristique) d'épaisseur comparable à celui décrit en A4. Tout comme en A5, le tuf comprend peu de t.e.c. mal préservées et de rares restes de végétaux. Le contact avec le paléosol sus-jacent, de **W11** à **W14**, est abrupt. A partir de **W15** (observé également en **W14bis**), A6 est caractérisée en son sommet par un lit enrichi en silts grisâtres qui marque sa délimitation avec la sous-unité A7 sus-jacente.

- Sous-unité A7 : Cette sous-unité est **apparente à partir de W15**. De taille pluricentimétrique à décimétrique vers les fosses distales, elle est composée de tufs à charophytes de teinte comparable à celle de A4 et A5 et est pauvre en t.e.c. qui apparaissent mal préservées. Le contact avec l'unité sus-jacente, B1 ou B1', se fait de façon diffuse en raison de fortes perturbations et mélanges qui semblent subséquentes de phénomènes de charge.

■ Unité B

- Sous-unité B1 : B1 correspond à un horizon organique de type paléosol décimétrique à centimétrique de **W12** à **W16**. Cette sous-unité s'amincit peu à peu (du proximal vers le distal) et **disparaît entre W16 et W17**. B1 est très riche en racines, tiges de végétaux, débris ligneux et graines et présente la texture grumeleuse typique des horizons pédogénétiques. La quantité de végétaux encroûtés y est importante, contrairement aux vestiges de charophytes qui sont peu présents. Le contact avec A6 ou A7 est parfois marqué par des figures de charge responsables de la présence de petites inclusions de B1 au sein de A6 ou de A7. B1 commence à s'amincir entre **W13** et **W14** avec l'apparition de la sous-unité B1', traduisant ainsi un passage latéral de faciès.

- Sous-unité B1' : **B1' apparaît entre W13 et W14**. Pluricentimétrique et de couleur brunâtre rosâtre, elle est constituée de silts très riches en restes de végétaux très bien préservés. Ces dépôts peuvent être sub-laminés comme en **W14** ou compacts comme ceux observés en **W17** (voir Fig. 4. 2.).

- Sous-unité B2 : Sous-unité pluricentimétrique à pluridécimétrique constituée de tufs à charophytes orangés à blanchâtres parfois perturbés, avec t.e.c. peu nombreuses et mal préservées de **W11** à **W15** et bien préservées à partir de **W16**. **B2 est observée sur l'ensemble de la zone médiane du transect W**.

■ Unité C

- Sous-unité C1 : **C1 apparaît entre W10 et W11**. Pluricentimétrique et de couleur brunâtre à rosâtre, elle est constituée, tout comme B1', de silts très riches en restes de végétaux très bien préservés. Ces dépôts peuvent également être sub-laminés (**W14**) ou compacts comme ceux observés en **W17**. C1 forme un biseau au contact de la base de D1 entre **W10** et **W11**.

- Sous-unité C2 : **C2 apparaît entre W10 et W11** (tout comme C1, elle forme un biseau au contact de la base de D1). Cette sous-unité est constituée de tufs à charophytes aisément reconnaissables grâce à leur teinte orangée prononcée (niveau repère, Fig. 4. 8.). Ces tufs à charophytes présentent de faibles quantités de t.e.c. dans un mauvais état de préservation. En contrepartie, C2 est riche en restes de végétaux bien préservés et en encroûtements de ces mêmes végétaux. Le contact avec l'unité D1 sus-jacente se fait de manière abrupte. C2 forme également un biseau au contact de la base de D1 entre **W10** et **W11**.

■ Unité D

- Sous-unité D1 : D1 correspond à un paléosol décimétrique à pluridécimétrique **observé sur l'ensemble de la zone médiane du transect W**. D1 est, tout comme B1, très riche en racines, tiges de végétaux, débris ligneux et graines et présente la texture grumeleuse typique des horizons pédogénétiques. La quantité de végétaux encroûtés observés y est importante, contrairement aux éléments liés aux charophytes qui sont peu présents.

- Sous-unité D2 : Sous-unité pluridécimétrique à métrique constituée de tufs à charophytes dont la coloration varie du blanchâtre au rosâtre. **D2 est observée de façon continue tout au long de la zone médiane du transect W**. Elle affleure sur une grande partie de cette même zone, entre **W13** et **W17** si l'on considère la fosse **W14bis**. Le tuf à charophytes est globalement riche en t.e.c. très bien préservées et peut présenter quelques restes de végétaux.

■ Unité E : Elle est apparente uniquement en **W14**. Elle est caractérisée par la succession des deux horizons décrits en zone proximale, recouverts par des poussières de tufs à charophytes d'origine éolienne.

4.3.3 : Les dépôts distaux (W18 au lac actuel)

Les épaisseurs de sédiment observées au-dessus du substrat silteux sont ici les plus importantes. Les tufs à charophytes représentent d'importantes épaisseurs de dépôts et contiennent parfois de très nombreuses t.e.c. très bien préservées. La sous-unité A1 est plus développée et présente des alternances de silts organiques versicolores et de tufs à charophytes. Le sommet des fosses les plus distales (à partir de **W21**) sont marquées par de des déformations récentes.

4.3.3.1 : Descriptif des fosses de référence

La zone distale du transect W comprend les fosses **W18**, **W19**, **W20**, **W21** et **W22**. Les fosses de références ici sélectionnées sont **W18** et **W20**.

4.3.3.1.1 : Fosse W18

L'épaisseur de dépôt au niveau de la fosse **W18** est de l'ordre de 260 cm (Fig. 4. 9.). Les unités A, B, C et D sont distinguées, l'unité E est absente. Les sous-unités de l'unité A sont clairement visibles. A1 correspond à un mélange de silts et de tufs à charophytes très riche en restes de végétaux - parfois couverts de rosettes de gypse - mais également en valves d'ostracodes. De A2 à A6, les tufs à charophytes (blanchâtres à grisâtres) présentent des teneurs importantes en t.e.c. bien préservées. A7 ne contient que très peu de t.e.c. mal préservées au sein d'un tuf à charophytes perturbé. La sous-unité B2 est constituée d'un tuf à charophytes rosâtre à t.e.c. nombreuses et très bien préservées. C2 correspond à un tuf à charophytes (de teinte orangée) riche en t.e.c. très bien préservées au sein duquel figure un lit organique noirâtre centimétrique. Le tuf à charophytes observé en D2 est pluridécimétrique, blanchâtre à rosâtre et contient également de nombreuses t.e.c. très bien préservées. L'ensemble des tufs à charophytes de **W18** comprend des quantités relativement importantes de restes de végétaux bien préservés ainsi que des encroûtements carbonatés.

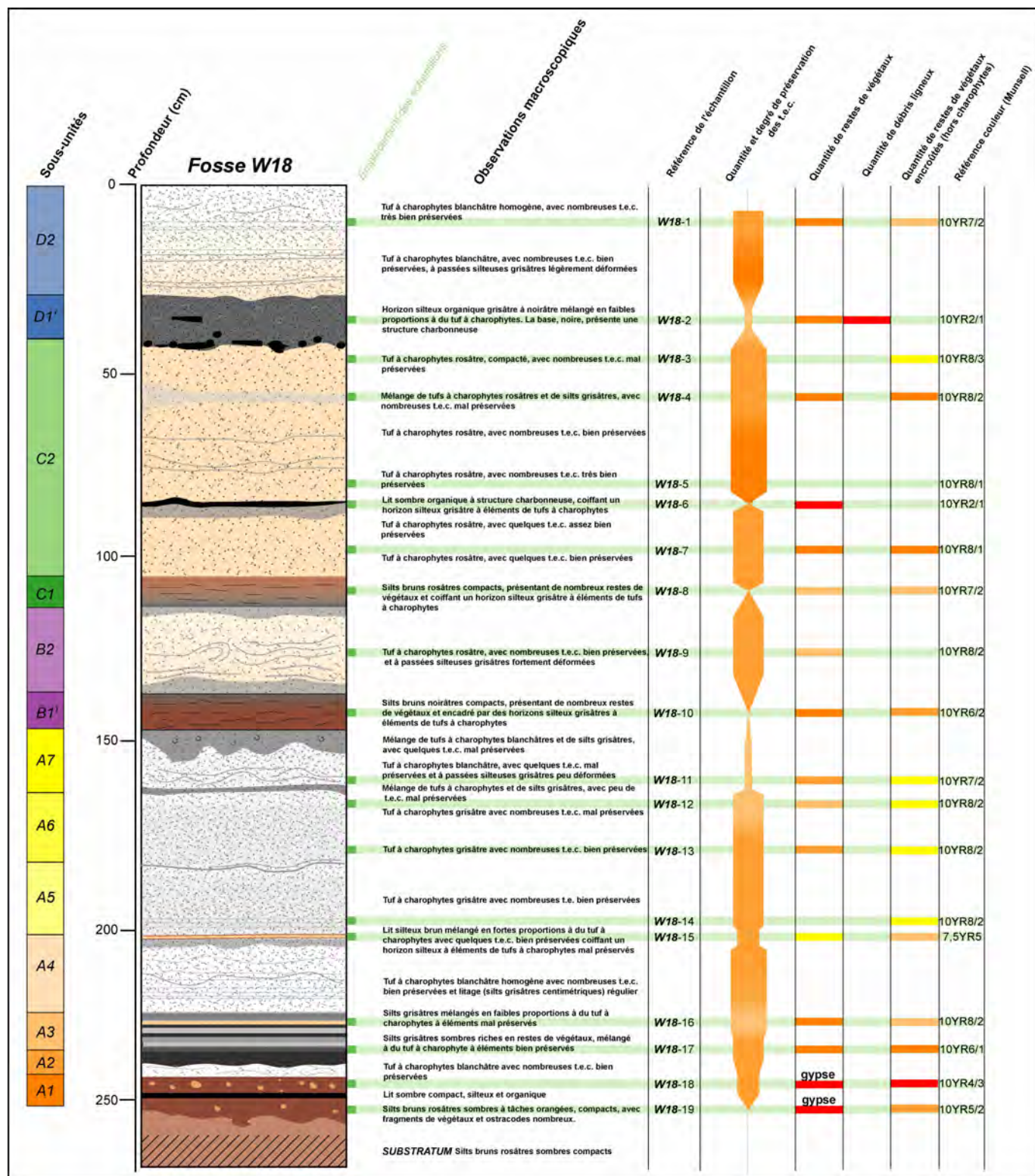


Fig. 4. 9. : Lithologie de la fosse distale W18 (tranchée W), échantillonnage et inventaire des éléments figurés majeurs.

Seuls quelques vestiges de la sous-unité D1 sont observés à la base de la sous-unité D1', décimétrique et composée de silts et d'éléments organiques. B1' et C1 correspondent à des silts organiques bruns rosâtres décimétriques compacts enrichis en restes de végétaux.

4.3.3.1.2 : Fosse W20

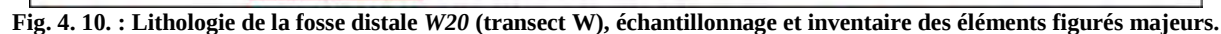
La profondeur de la fosse **W20** est de 310 cm avant d'atteindre le substratum silteux (Fig. 4. 10.). Toutes les unités sont présentes. Les sous-unités supérieures (A4 à A6) de l'unité A sont difficilement discriminables. A1 correspond à un mélange de lits centimétriques silto-argileux versicolores très riches en restes de végétaux, valves d'ostracodes, spicules d'éponges et valves de lamellibranches alternant avec des lits centimétriques de tufs à charophytes silteux à t.e.c. mal préservées. A2 est dilatée et présente ici la succession caractéristique d'un niveau de tuf à charophytes blanchâtre à t.e.c. mal préservées surmonté d'un groupe de deux lits silto-argileux et d'un lit sommital noirâtre organique. La sous-unité A3 est constituée d'un tuf à charophytes blanchâtre à nombreuses t.e.c. très bien préservées. Les sous-unités A4 à A7 apparaissent difficiles à délimiter. En effet, elles s'insèrent au sein d'un ensemble de tufs à charophytes homogène à litage silteux grisâtre centimétrique irrégulier sur presque un mètre d'épaisseur. Les lits silteux caractéristiques utilisés afin de séparer ces sous-unités dans les précédentes fosses sont ici « noyées » dans le litage fin observé entre A3 et B1'. Ce phénomène est également visible en **W19**, **W21** et **W22** où le tuf à charophytes est, dans chaque cas, riche en t.e.c. très bien préservées. Le sommet de l'unité A est fortement perturbé par des figures de charge. La sous-unité B2 est constituée d'un tuf à charophytes rosâtre (à rares t.e.c. mal préservées), décimétrique, fortement perturbé et déformé. C2 correspond à un tuf à charophytes rosâtre riche en t.e.c. très bien préservées. D2 est constituée d'un tuf à charophytes pluridécimétrique, blanchâtre à rosâtre et contient également de nombreuses t.e.c. très bien préservées. L'ensemble des tufs à charophytes de **W18** ne comprend que très peu de restes de végétaux.

Le faciès de la sous-unité D1' est comparable à celui décrit en **W18**. B1' et C1 correspondent à des silts organiques brun à rosâtre, décimétriques, sub-laminés, moins homogènes qu'en **W18** et enrichis en restes de végétaux.

Entre **W21** et **W22**, les dépôts de surface apparaissent fortement perturbés, déformés et sont parfois agencés de manière chaotique. Pour ces raisons et du fait qu'ils ne correspondent à aucune unité préalablement définie, ils ont été regroupés au sein de l'unité E.

4.3.3.1.3 : Les dépôts distaux subactuels

Les dépôts de surface observés entre **W21** et le plan d'eau actuel (à l'aide d'une tranchée de profondeur métrique) révèlent des faciès différenciés fortement perturbés et déformés (Fig. 4. 11.), leur procurant parfois un aspect chaotique. Sont distinguées de très nombreuses figures de déformation. Le caractère meuble et poreux des dépôts lacustres de la dayet Afourgagh et les battements de la nappe d'eau sont autant de facteurs favorables au développement de ce type de structures. Un prisme silteux compact s'est développé suite à la forte diminution de niveau lacustre ; il est illustré sur la figure 4. 11. E. Les différentes figures de déformations sont illustrées et décrites dans le paragraphe 4.6. Les travaux de Flower *et al.* (1989) et Lamb *et al.* (1991) sont basés sur des forages réalisés dans la cuvette lacustre. Aucune description lithologique précise n'est donnée mais selon Lamb *et al.* (1991), les 8,7 m de sédiments exhumés au niveau du maximum de profondeur lacustre représentent 4500 ans de dépôts. Les sédiments seraient composés d'une alternance irrégulière de niveaux de silts (parfois riches en éléments organiques), sables et de calcaires plus ou moins argileux comme dans le cas de la dayet Iffer (Lamb *et al.*, 1991, Table 2 p. 522).



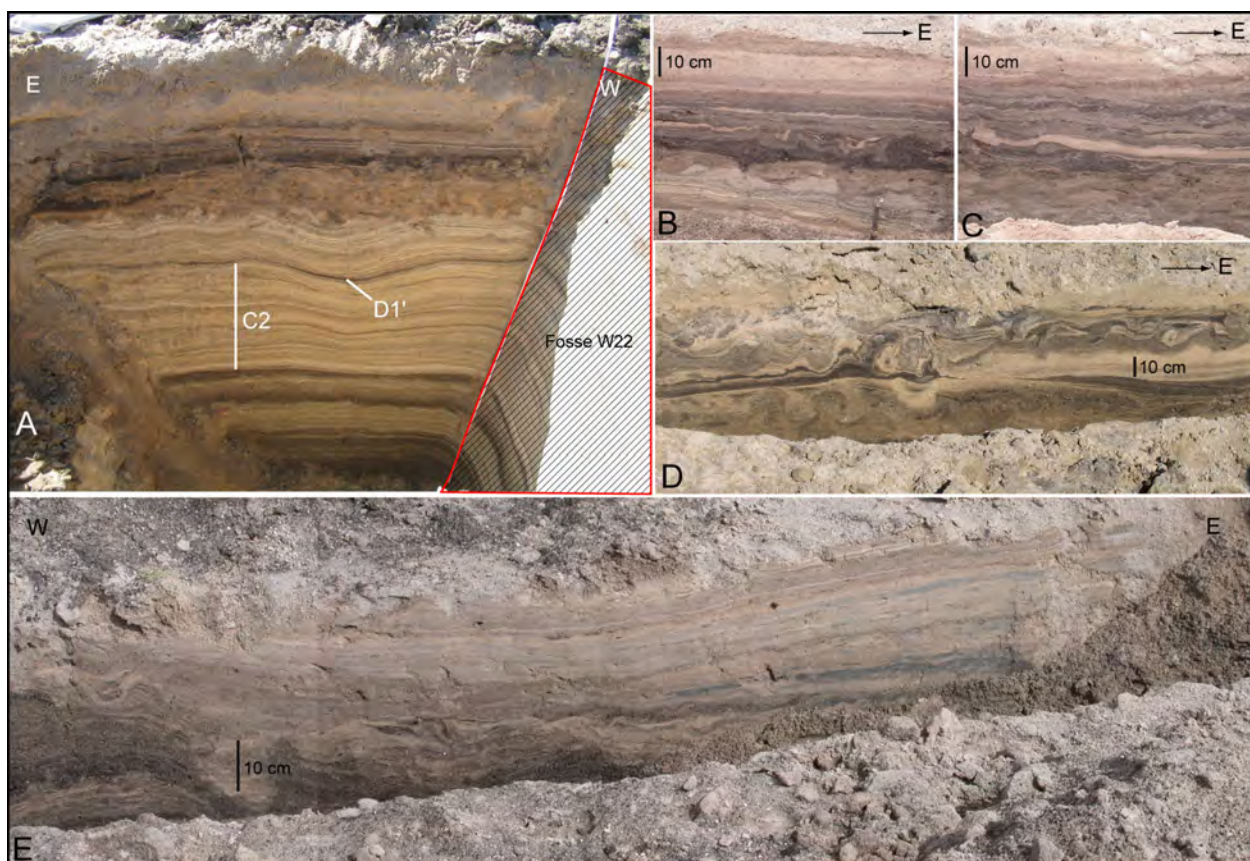


Fig. 4. 11. : Illustration des dépôts de surfaces distaux déformés du transect W (photographies présentées du proximal vers le distal). A = profil E-W de la fosse W22 et dépôts perturbés de surface tronquant les dépôts de tufs à charophytes de la sous-unité D2. B, C et D = dépôts déformés quelques décimètres sous la surface topographique. E = profil W-E du prisme silteux distal.

4.3.3.2 : Principales caractéristiques des unités sédimentaires de la zone distale du transect W

La zone distale du transect W est caractérisée à partir de l'observation des fosses **W18** à **W22**. Les faciès de type paléosols ne sont pas mis en évidence au sein de cette zone si l'on excepte quelques éléments remaniés de la sous-unité D1 en **W18**. Seuls les silts organiques compacts ou sub-laminés situés dans leur prolongement sont ici observés. Les tufs à charophytes représentent les plus importantes épaisseurs de dépôts avec les sous-unités C2 et D2 particulièrement dilatées. De même pour la sous-unité A1 où les successions de silts argileux versicolores sont bien individualisées sur plusieurs décimètres. Ces lits présentent également la particularité d'être très riches en valves d'ostracodes, restes de végétaux et spicules d'éponges ; ils livrent des t.e.c. de taille importante (plurimillimétrique) mais écrasées. Seuls les niveaux silteux de base et ceux situés dans le prolongement des paléosols proximaux contiennent des restes de végétaux en grande quantité ; les tufs à charophytes en sont totalement dépourvus mais sont très riches en t.e.c. très bien préservés, qui constituent la majeure partie du sédiment.

■ Unité A

- Sous-unité A1 : Décimétrique à pluridécimétrique, **A1 est observée tout au long de la zone distale**. Elle correspond à un mélange de silts bruns du substrat et de tufs à charophytes à t.e.c. mal préservées en **W18**. A partir de **W19** des alternances prononcées entre lits silto-argileux riches en restes de végétaux et de tufs à charophytes sont observées et en **W20** se distinguent des lits silto-argileux de couleurs variées (kaki, rougeâtres, brunâtres) alternant avec des lits de tufs à charophytes à t.e.c. mal préservées. Les lits silteux comprennent un nombre important de valves d'ostracodes, restes de végétaux et spicules d'éponges ; ils contiennent également

des t.e.c. de taille parfois importante (plurimillimétrique) mais écrasées (piégées dans la matrice silto-argileuse dense). Le détail de ces alternances est décrit dans la figure 4. 10.

- Sous-unité A2 : Tout comme A1 cette sous-unité centimétrique à pluricentimétrique est clairement distinguée et **apparente tout au long de la zone distale**. A2 est caractérisée dès **W18** par la succession d'un tuf à charophytes basal blanchâtre pluricentimétrique à t.e.c. mal préservées couvert par un ou plusieurs lits silto-argileux de teintes variables (kaki, rougeâtre, brunâtre, noirâtre). Le sommet de cette unité correspond à un lit centimétrique grisâtre à noirâtre silteux ou silto-argileux caractéristique et enrichi en restes de végétaux.

- Sous-unité A3 : **Observée tout au long de la zone distale**, cette sous-unité correspond à un tuf à charophytes blanchâtre pluricentimétrique à décimétrique riche en t.e.c. très bien préservées. Elle comprend de nombreux lits grisâtres plurimillimétriques à centimétriques régulièrement espacés (aspect « tigré ») et un lit silteux grisâtre sombre plus épais en son sommet la délimitant de l'unité sus-jacente. En **W18**, ce faciès de tuf à charophytes est enrichi en particules silteuses et restes de végétaux, conférant à la sous-unité A3 une teinte grisâtre sombre.

- Sous-unité A4 à A7 : **Ces sous-unités sont clairement distinguées en W18 mais à partir de W19 il devient très difficile de les discriminer**. En **W18**, leurs caractéristiques respectives sont similaires à celles décrites dans le bilan de la zone médiane. A partir de **W19**, elles se diluent dans un ensemble de tufs à charophytes blanchâtre homogène à nombreuses passées silteuses grisâtres centimétriques formant un litage plus ou moins régulier sur environ 1 m d'épaisseur. Seuls deux lits silteux pluricentimétriques grisâtres déformés sont présents sous la sous-unité B1' en **W20**, le lit inférieur pourrait potentiellement correspondre au lit sommital de A6. Du point de vue lithologique, le faciès de tufs à charophytes comprend de nombreuses t.e.c. dont le degré de préservation augmente vers le distal. Quelques restes de végétaux sont observés en **W18** mais leur quantité diminue vers le distal.

■ Unité B

- Sous-unité B1' : **B1' est visible tout au long de la partie distale du transect W**. D'épaisseur pluricentimétrique et de couleur brunâtre à rosâtre, elle est constituée de silts très riches en restes de végétaux très bien préservés. Ces dépôts peuvent être sub-laminés comme en **W20** (Fig. 4. 2.) ou compacts comme ceux observés en **W18** et **W19**. Ils apparaissent légèrement déformés en **W20**.

- Sous-unité B2 : Sous-unité pluricentimétrique à pluridécimétrique constitué de tufs à charophytes orangés à blanchâtres toujours perturbés, avec t.e.c. nombreuses et bien préservées en **W18**, rares et mal préservées en **W20**. **B2 est observée sur l'ensemble de la zone distale du transect W**.

■ Unité C

- Sous-unité C1 : **C1 est observée sur l'ensemble de la zone distale du transect W**. Pluricentimétrique et de couleur brunâtre à rosâtre, elle est constituée, tout comme B1', de silts très riches en restes de végétaux très bien préservés. Ces dépôts peuvent être sub-laminés (**W20**) ou compacts comme ceux observés en **W18** et **W19**.

- Sous-unité C2 : **C2 est visible tout au long de la partie distale du transect W**. Pluricentimétrique à pluridécimétrique, elle se dilate fortement vers le distal. Cette sous-unité est constituée de tufs à charophytes orangé à blanchâtre homogènes (disparition de la teinte orangée en **W19**) à nombreuses passées silteuses grisâtres plurimillimétriques à centimétriques. Ce tuf à charophytes présente de grandes quantités de t.e.c. dans très bon état de préservation à partir de **W19-W20** uniquement. De plus, C2 est assez riche en restes de végétaux bien préservés en **W18**. Le contact avec l'unité D1' sus-jacente est abrupt.

■ Unité D

- Sous-unité D1 : **D1 est uniquement observée en W18 en ce qui concerne la zone distale du transect W**.

- Sous-unité D1' : Cette sous-unité est **apparente à partir de W18 et présente sur l'ensemble de la zone distale du transect W**. D1' est constituée de silts grisâtres riches en éléments organiques et restes de végétaux. Ce silt apparaît mélangé à des proportions de tufs à charophytes variables, particulièrement à partir de **W20**. Ainsi il peut contenir des t.e.c. mal préservées en faible quantité.

- Sous-unité D2 : Sous-unité pluridécimétrique à métrique constituée de tufs à charophytes dont la coloration varie du blanchâtre au rosâtre. **D2 est observée de façon continue tout au long de la zone distale du transect W** où elle affleure de manière continue. Le tuf à charophytes est toujours riche en t.e.c. très bien préservées et ne contient que rarement des restes de végétaux. Tout comme les sous-unités A4 à A7, les tufs à charophytes sont blanchâtres, homogènes, et présentent de nombreuses passées silteuses grisâtres plurimillimétriques à centimétriques formant un litage plus ou moins régulier sur environ 75 cm d'épaisseur.

■ **Unité E** : Sur l'ensemble de la zone distale du transect W, l'unité E n'est observée qu'à partir de W21. Comme évoqué dans le paragraphe 4.3.3.1.3, elle correspond à des dépôts de surface fortement déformés par différents processus.

4.3.4 : Corrélations entre les différentes fosses du transect W

A partir de l'observation des différentes fosses, des corrélations ont été réalisées entre les différents niveaux repères (unités et sous-unités), permettant d'établir un schéma d'organisation des différentes unités sur l'ensemble du transect W. Les différentes corrélations et le schéma global de l'agencement des différentes unités et sous-unités sédimentaires sont présentés en figure 4. 12. A partir de ces corrélations, il conviendra d'établir et d'analyser la géométrie des dépôts. Nous le verrons dans le chapitre suivant.

4.4 : Transect E

Les différents faciès observés au niveau du transect W, cadrés au sein de différentes unités et sous-unités, sont également présents à l'est, au sein d'un transect réalisé le long d'une topographie plus accentuée. Le transect E, d'orientation W-E comprend 6 fosses réparties sur une distance de 24 mètres (Fig. 4. 1.). Dans son prolongement sud-est, des formations microbiennes recouvrent la surface des dolomies liasiques. La topographie du transect, mesurée à l'aide d'une visée laser, présente une pente prononcée entre les conglomérats plio-quaternaires et le lac actuel. La pente devient plus prononcée à partir de la fosse **E4**. La profondeur maximale de dépôts qui reposent sur le substrat est de 3,4 m au niveau du sondage **E5**. Ce transect n'a pas été subdivisé en plusieurs zones compte tenu de sa faible extension (24 m). **E1**, **E3** et **E5** ont été sélectionnées en tant que fosses de référence (espacement régulier) et ont fait l'objet d'une étude détaillée. Ces fosses sont décrites du proximal vers le distal ainsi que toutes les particularités lithologiques et structurales qui ont été rencontrées le long du transect E ; les autres fosses sont présentées en Annexe 6. A terme, les corrélations réalisées grâce à certains niveaux repères (faciès, textures et teintes particulières) ont permis de retracer l'extension latérale des différentes unités et ainsi d'appréhender la géométrie globale des dépôts du transect E (Fig. 5. 4.).

4.4.1 : Les formations microbiennes

A proximité du transect (quelques mètres au sud-est), les dolomies blanchâtres (décoloration suite aux épisodes successifs d'émersion) présentent des surfaces structurées en « choux-fleur » ou en « coussins » résultants de l'action microbienne (Fig. 4. 13.). Ces microbialites sont également observées au niveau des masses rocheuses situées au sud et au nord-ouest du lac actuel (Fig. 4. 1.). Ces formations font l'objet d'une étude plus détaillée dans le chapitre 13.

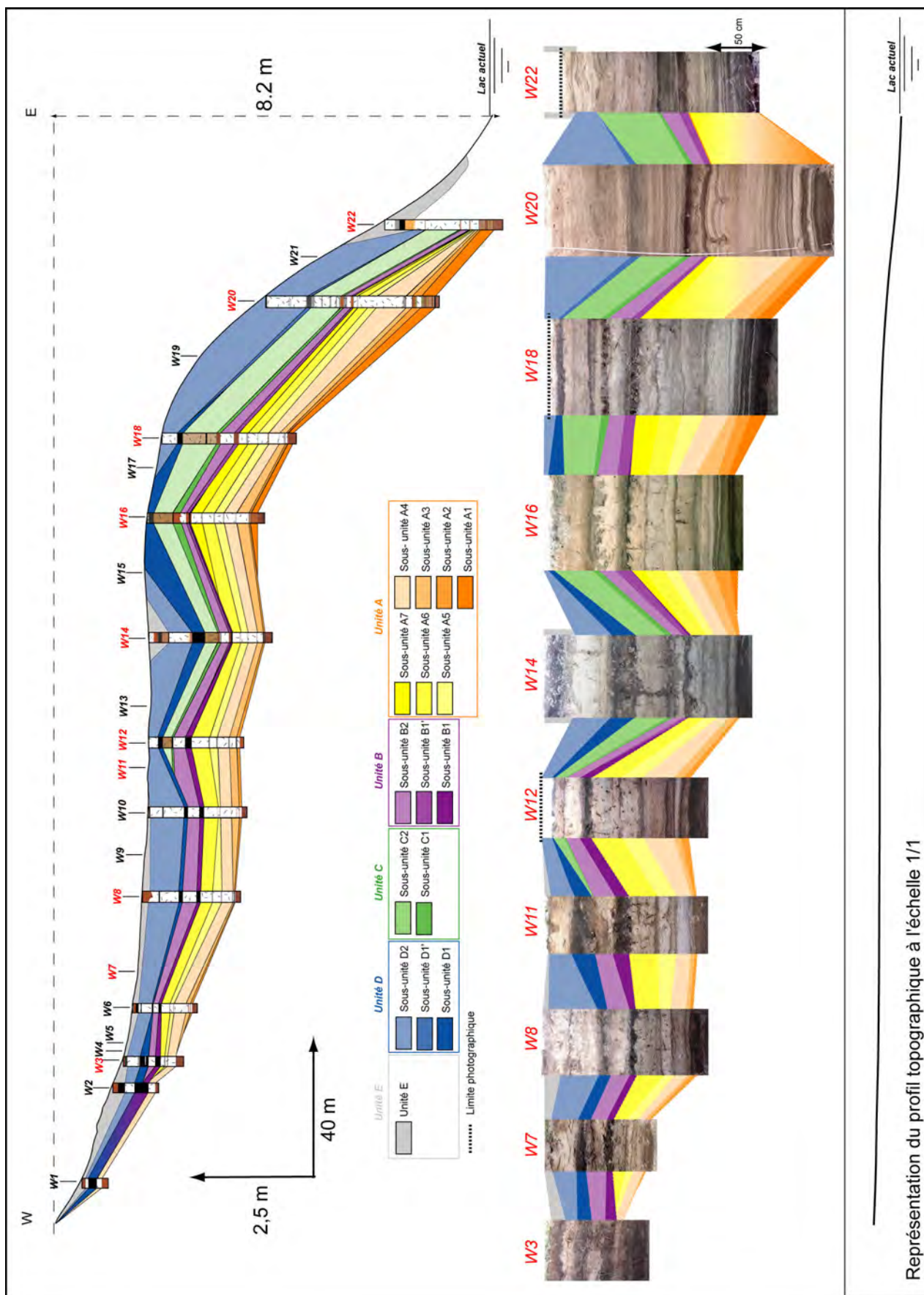


Fig. 4. 12. Schéma synoptique des corrélations et de l'extension latérale des différentes sous-unités sédimentaires observées au niveau du transect W. Ce schéma est développé à partir de l'étude des fosses dont les logs simplifiés sont ici apparents sous la surface topographique.



Fig. 4. 13. : Illustration des différents types de microbialites observées au niveau du paléorivage de la dayet Afourgagh. A, B, C et D = photographies réalisées au sud-est du lac actuel. E = photographies réalisées au sud du lac actuel. F = détail des structures (d'origines microbiennes).

4.4.2 : Descriptif des fosses de référence

Les fosses *E1*, *E3* et *E5* constituent les trois fosses de référence sélectionnées. Elles présentent l'ensemble des faciès et unités rencontrées le long du transect E. Le substrat présente différentes lithologies : les dépôts proximaux reposent sur des éléments conglomératiques (galets de tailles décimétriques à pluridécimétriques) et les dépôts distaux sur des silts compacts comparables à ceux observés à l'ouest. Les principaux faciès décrits à l'ouest sont observés. Leur répartition au sein du transect est cependant fortement perturbée par de nombreuses figures de slumps, parfois très épaisses (pluridécimétriques). Les paléosols proximaux sont peu développés et présentent une faible extension latérale. En revanche, les dépôts de silts compacts très organiques observés dans le prolongement des paléosols à l'ouest sont ici observés sur la majeure partie du transect. Enfin, les tufs à charophytes représentent tout comme à l'ouest les plus importantes épaisseurs de dépôts. Le découpage selon les unités définies au niveau du transect W est souvent difficile et sujet à caution car aucun cadrage chronologique n'a été effectué au niveau de ce transect. De plus, les faibles épaisseurs de dépôts organiques, les fortes perturbations (slumps) et le dédoublement de nombreuses couches rendent l'établissement des corrélations difficile, tout comme le découpage en unités et sous-unités (Fig. 5.4.).

4.4.2.1 : Fosse E1

La fosse **E1** représente une épaisseur de dépôt de 170 cm. Elle couvre toutes les unités (A, B, C, D et E) mais la distinction des sous-unités de l'unité A est difficile en raison de la relative homogénéité de la base de cette fosse (Fig. 4. 14.).

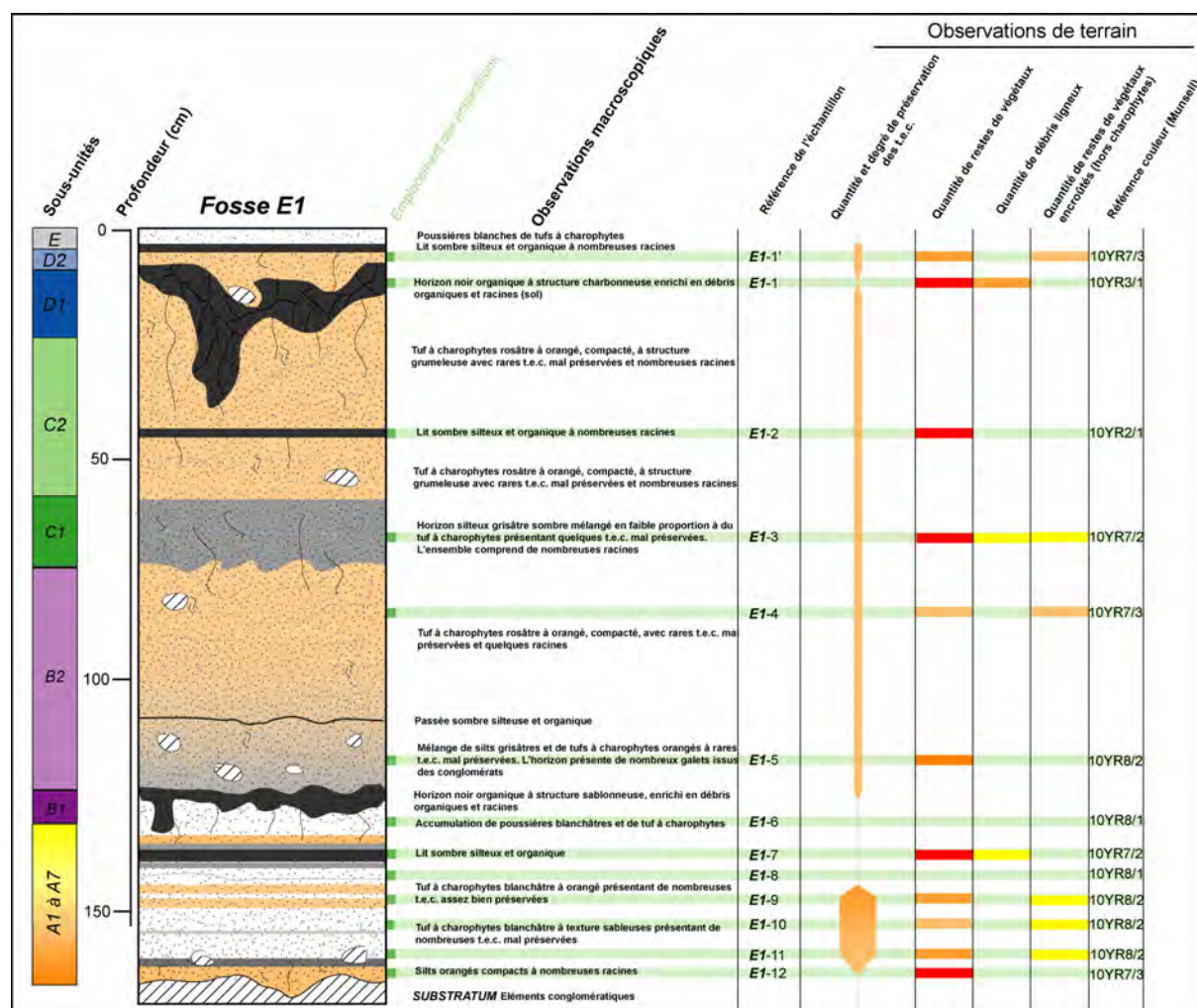


Fig. 4. 14. Lithologie de la fosse proximale **E1** (tranchée E), échantillonnage et inventaire des éléments figurés majeurs.

Les tufs à charophytes, de teinte orangée, apparaissent mélangés à de faibles proportions de silts grisâtres et fortement compactés dans la partie supérieure de la fosse (en B2, C2 et D2). L'ensemble de ces tufs présente de faibles teneurs en t.e.c. mal préservées. L'unité A est constituée de tufs à charophytes blanchâtres relativement homogènes à nombreuses t.e.c. mal préservées. Seule la sous-unité D1 constitue un véritable paléosol caractérisé par sa texture grumeleuse et ses éléments figurés comparables à ceux décrits dans les paléosols observés au niveau du transect W. La sous-unité C1 présente un macrofaciès similaire à celui de la sous-unité D1 en zone distale du transect W : des silts grisâtres sombres enrichis en éléments organiques et restes de végétaux mélangés à de faibles proportions de tufs à charophytes. B1 présente un macrofaciès intermédiaire entre celui de D1 et celui de C1 sans pour autant constituer un véritable paléosol. L'ensemble de la fosse apparaît riche en restes de végétaux. De nombreux galets dolomitiques issus des conglomérats parsèment l'ensemble de **E1**.

4.4.2.2 : Fosse E3

La fosse **E3** représente une épaisseur de 330 cm de dépôt avant d'atteindre le substratum silteux et les éléments conglomératiques (Fig. 4. 15.). Les unités A, B, C et D sont représentées et apparaissent clairement dilatées en comparaison aux épaisseurs mesurées en **E1**.

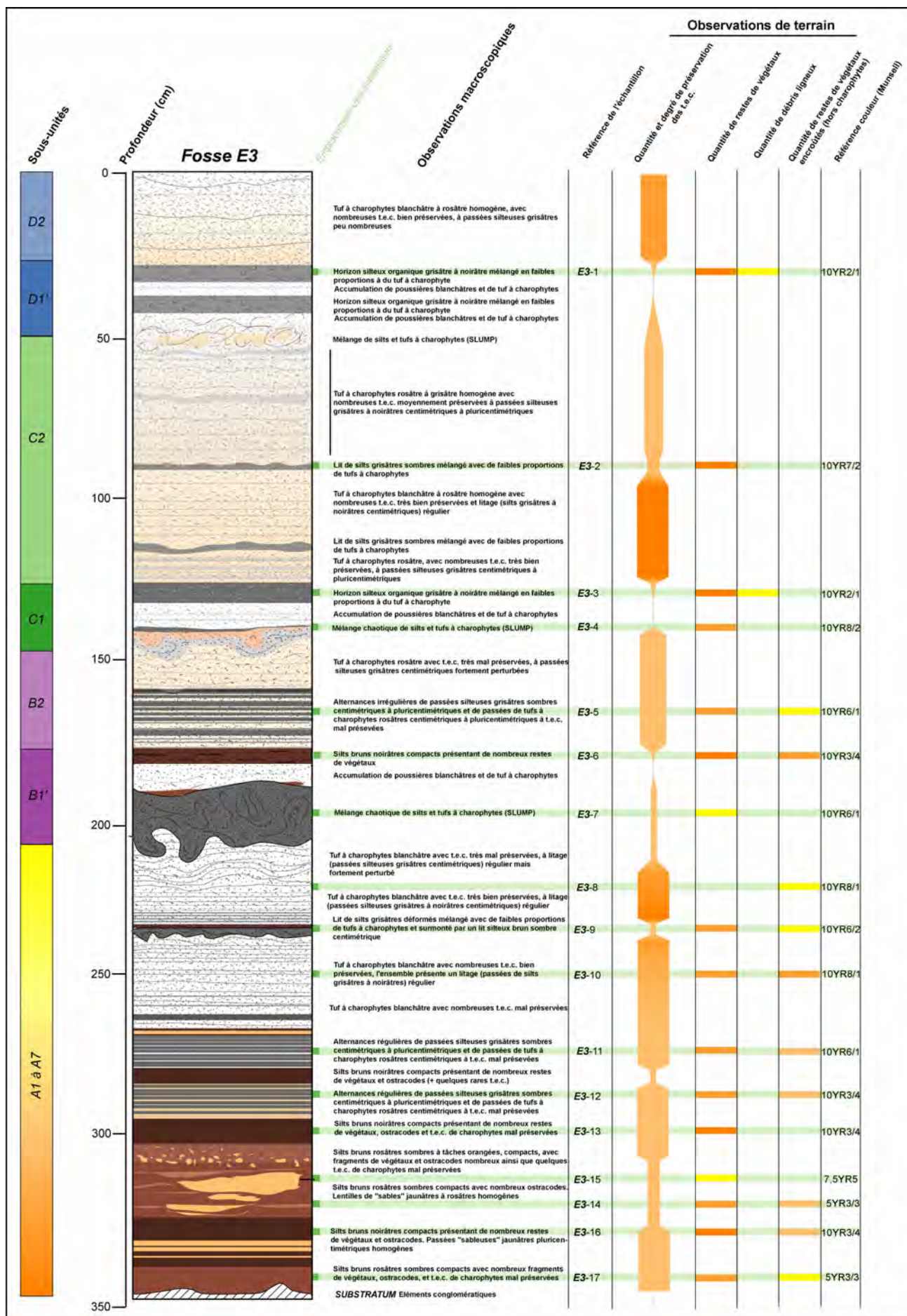


Fig. 4. 15. Lithologie de la fosse médiane E3 (transect E), échantillonnage et inventaire des éléments figurés majeurs.

Trois figures de slumps sont observées ; elles correspondent à des mélanges chaotiques d'éléments de tufs à charophytes et de particules silteuses. Les délimitations de certaines sous-unités (B1', C1 et D1') sont subséquentement modifiées.

Les observations sont les suivantes (Fig. 5. 4.) :

- chaque horizon de slump est recouvert par un horizon silteux brunâtre ou grisâtre à noirâtre enrichi en restes de végétaux caractéristiques de milieux de type palustre ;
- cet horizon est surmonté par un niveau constitué de poussières blanchâtres de tufs à charophytes et de dolomites probablement d'origine éolienne ;
- chaque niveau de poussière est lui-même recouvert par un autre horizon silteux brun ou grisâtre à noirâtre enrichi en restes de végétaux caractéristiques de milieux de type palustre.

L'interprétation proposée est la suivante :

- les tufs à charophytes, poreux et peu compétents, sont déposés sur une pente importante. Ils seraient déstabilisés par la diminution de niveau lacustre au cours des phases régressives (« *slumping* ») ;

formation du slump

- le milieu, alors peu profond, permettrait le développement d'une prairie de macrophytes où la sédimentation détritique silteuse est dominante ; **dépôt de silts enrichis en éléments organiques**
- le niveau lacustre continue de diminuer et seule une lame d'eau subsiste permettant la sédimentation de poussières d'origine éolienne (le vent perdant sa compétence au contact des conglomérats proximaux) ; **dépôts des poussières d'origine éolienne**
- le niveau remonte alors, une nouvelle prairie à macrophytes se met en place ; **dépôt de silts enrichis en éléments organiques**
- le niveau lacustre continue de remonter et permet le développement d'une nouvelle prairie à charophytes ; **dépôt de tufs à charophytes**.

Cette succession, correspondant à différents épisodes de bas niveau, est regroupée au sein d'une même sous-unité. Ainsi, B1', C1 et D1' sont constitués de l'ensemble de ces niveaux, du slump au second horizon silteux organique.

Les sous-unités de l'unité A sont difficilement discriminables malgré la succession de faciès contrastés au sein de l'unité A. La base de cette unité (entre 330 et 290 cm) n'est pas sans rappeler la base de la fosse **W18**. Les silts bruns compacts, riches en restes de végétaux et non dénués de t.e.c. mal préservées, présentent des taches et lentilles orangées constituées d'un sablon dolomitique (voir Partie IV.). Cette base comprend trois horizons silteux brunâtres sombres compacts décimétriques riches en restes de végétaux. La partie médiane de l'unité A est composée d'alternances régulières de lits silteux grisâtres pluricentimétriques et de lits de tufs à charophytes centimétriques à nombreuses t.e.c. mal préservées. Le sommet de l'unité A correspond à un ensemble de tufs à charophytes homogènes à litage silteux grisâtre plurimillimétrique à centimétrique irrégulier sur presque 75 cm d'épaisseur. La sous-unité B2 est constituée d'un tuf à charophytes rosâtre pluridécimétrique à nombreuses t.e.c. mal préservées. La base de cette sous-unité présente de nombreux lits silteux sombres centimétriques à pluricentimétriques alors que son sommet, fortement perturbé par le slump sus-jacent, ne divulgue que quelques lits silteux centimétriques. C2 correspond à une importante épaisseur de tufs à charophytes rosâtre à blanchâtre riche en t.e.c. très bien préservées à sa base dont la préservation se dégrade au sommet. C2 contient également de nombreux lits silteux d'épaisseurs variables (plurimillimétriques à pluricentimétriques) qui lui procurent un aspect relativement hétérogène. D2 est constituée d'un tuf à charophytes pluridécimétrique homogène, blanchâtre à rosâtre et de nombreuses t.e.c. bien préservées. L'ensemble des tufs à charophytes de **E3** ne comprend que peu de restes de macrophytes (hors charophytes).

Les unités B1', C1 et D1' présentent la succession décrite précédemment, cependant le slump observé à la base de B1' est bien plus épais que ceux observés en base de C1 et D1'.

4.4.2.3 : Fosse E5

E5 est la plus proximale des fosses de référence du transect E. Elle représente une épaisseur de dépôts de l'ordre de 320 cm. Tout comme en **E3**, les unités A, B, C et D sont observées (Fig. 4. 16.) mais leur délimitation devient délicate compte tenu du dédoublement possible de nombreuses couches dans la partie distale du transect (Fig. 5. 4).

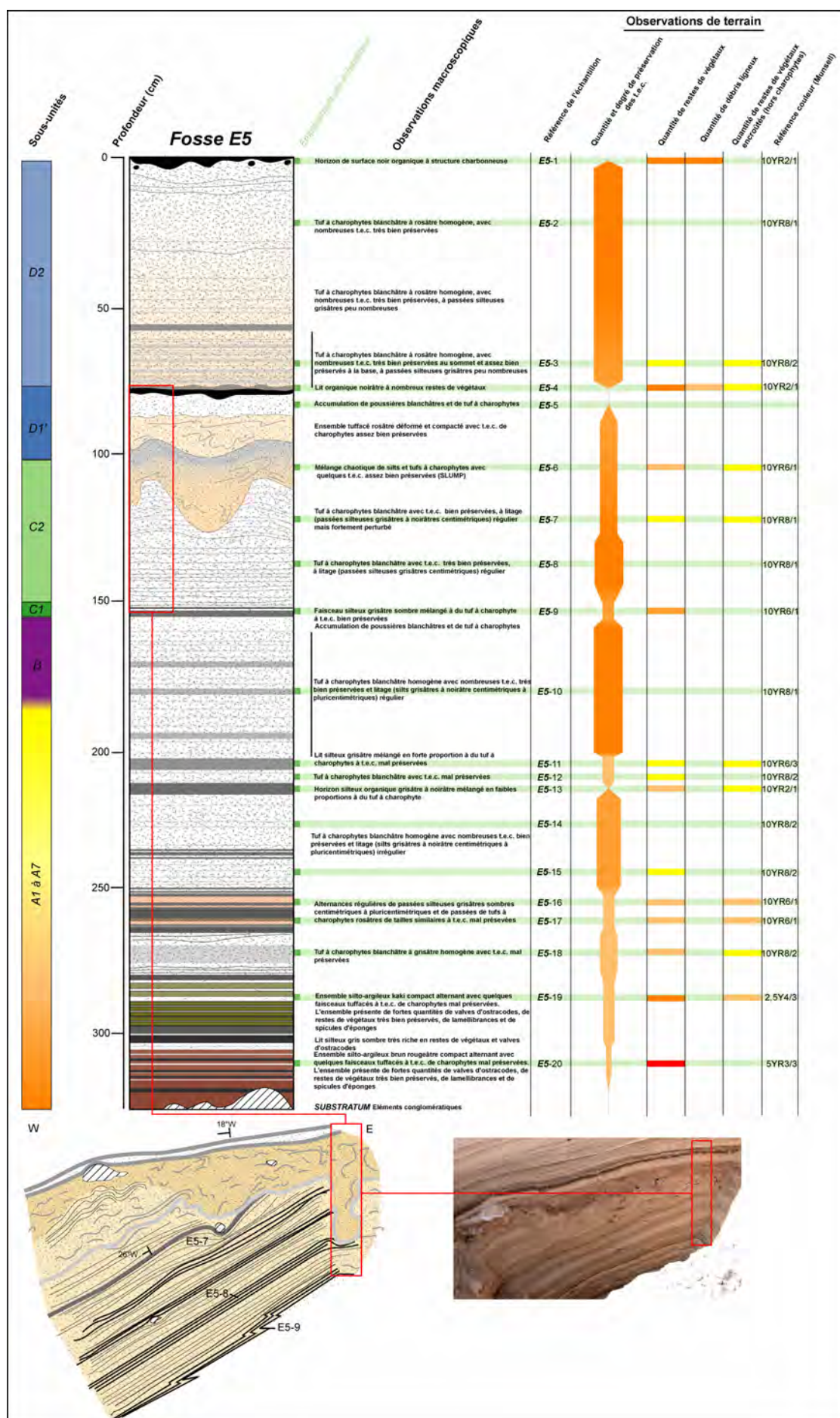


Fig. 4. 16. Lithologie de la fosse distale E5 (transect E), échantillonnage et inventaire des éléments figurés majeurs.

Les sous-unités de l'unité A sont difficilement discriminables. La base de cette unité (entre 330 et 275 cm) présente de fortes similitudes de faciès avec l'unité A1 observée en zone proximale du transect W (à partir de **W20**). En effet sont observées des alternances de lits silteux centimétriques à pluricentimétriques versicolores (très riches en restes de végétaux, spicules d'éponges, ostracodes et lamellibranches) et de lits de tufs à charophytes contenant peu de t.e.c. mal préservées. La seconde partie de l'unité A est composée de tufs à charophytes blanchâtres à rosâtres à nombreuses t.e.c. bien préservées, présentant de très nombreux lits silteux grisâtres plus ou moins sombres, plurimillimétriques à pluricentimétriques (le litage est irrégulier). Le sommet de l'unité A ne présente aucune figure de slump. Ainsi, la sous-unité B1' n'est pas repérable, d'autant plus qu'aucun niveau de poussière de tufs à charophytes n'est observé. B2, dont les limites sont inconnues, est constitué d'un ensemble de tufs à charophytes blanchâtres homogènes avec nombreuses t.e.c. très bien préservées et présente un litage (silts grisâtres à noirâtre centimétriques à pluricentimétriques) régulier. La sous-unité C1 correspond à un niveau de silts grisâtres pluricentimétrique relativement riche en restes de végétaux surmontant un horizon de poussières de tufs à charophytes (horizon repère). Tout comme pour B1', aucune trace de figures de slump n'est visible. C2 correspond à un ensemble de tufs à charophytes très épais (métrique dans le prolongement distal de **E5**, Fig. 4. 16) présentant de nombreuses t.e.c. très bien préservées et un litage (passées silteuses grisâtres à noirâtres centimétriques) régulier mais fortement perturbé en son sommet au contact d'un slump caractérisant la base de la sous-unité D1'. Cette dernière est agencée selon le schéma décrit en E3, le slump de base étant beaucoup plus épais (pluridécimétrique, Fig. 4. 16.). D2 est constituée d'un tuf à charophytes pluridécimétrique, blanchâtre à rosâtre et contient de nombreuses t.e.c. très bien préservées. L'ensemble des tufs à charophytes de **E5** ne comprend que très peu de restes de végétaux.

4.4.3 : Principales caractéristiques des unités sédimentaires du transect E

Le transect E est caractérisé à partir de l'observation des fosses **E1** à **E6**. Les faciès de type paléosols ne sont décrits qu'en **E1** et **E2**. Les tufs à charophytes représentent les plus importantes épaisseurs de dépôts avec l'unité A, les sous-unités C2, B2 et D2 qui apparaissent particulièrement dilatées en zone distale. Dans ce cas, les tufs sont très riches en t.e.c. très bien préservés qui constituent la majeure partie du sédiment.

■ **Unité A** : Elle est **observée tout au long du transect E**. Cependant, les fortes variations de faciès au sein de cette unité du proximal vers le distal et les nombreux dédoublements de couches rendent hasardeuse la caractérisation de ses sous-unités. Seules A1 et A2 semblent pouvoir être délimitées en **E5** où A1 correspondrait à la succession de lits silteux versicolores (330 cm à 275 cm) et A2 à la succession du premier horizon de tufs à charophytes et des alternances de lits silteux grisâtres pluricentimétriques (de 275 cm à 250 cm de profondeur). L'unité A présente, à partir de **E2**, un litage (lits silteux grisâtres plurimillimétriques à pluricentimétriques) plus ou moins régulier.

■ **Unité B**

- Sous-unité B1 : **B1 n'est observée qu'en E1.**

- Sous-unité B1' : **B1' est visible jusqu'en E4 puis n'est plus identifiable en E5 et E6.** D'épaisseur pluridécimétrique, elle est constituée de la succession repère slump – silt - poussières éoliennes – silt caractérisée dans le paragraphe 4.4.2.2. Les silts, de teintes brunâtres à rosâtres, sont compacts et riches en restes de végétaux.

- Sous-unité B2 : **B2 est observée tout au long du transect E, elle est bien délimitée jusqu'en E4 mais ne l'est plus en E5 et E6.** B2 est pluridécimétrique, constituée de tufs à charophytes homogènes, orangés à blanchâtres, avec des teneurs en t.e.c. qui augmentent du proximal vers le distal en même temps que la qualité de préservation des t.e.c.

■ **Unité C**

- Sous-unité C1 : **C1 est observée sur l'ensemble du transect E.** D'épaisseur pluricentimétrique à pluridécimétrique, elle est constituée de la succession repère slump – silt - poussières éoliennes – silt mais seulement à partir de **E2**. Les silts, dans ce cas, de teinte grisâtre, sont riches en restes de végétaux. En **E1**, C1 correspond uniquement à un horizon de silts grisâtres déformé à sa base.

- Sous-unité C2 : **C2 est visible tout au long du transect E.** Pluridécimétrique à métrique, elle se dilate fortement vers le distal. Cette sous-unité est constituée de tufs à charophytes orangés en **E1** puis blanchâtres à rosâtres homogènes à nombreuses passées silteuses grisâtres plurimillimétriques à centimétriques à partir de **E2**. Ce tuf à charophytes présente des quantités variables de t.e.c. dont l'état de préservation s'améliore vers le distal. Le contact avec l'unité D1' sus-jacente se fait de manière diffuse (slump).

■ Unité D

- Sous-unité D1 : **D1 est uniquement observée en E1.** Elle correspond à un paléosol présentant les caractéristiques de ceux décrits en zone proximale du transect W.

- Sous-unité D1' : Cette sous-unité est **apparente à partir de E2 et est observée sur l'ensemble du transect à partir de ce point.** D1' est constituée de la succession repère slump – silt - poussières éoliennes – silt mais seulement à partir de **E2**.

- Sous-unité D2 : Sous-unité pluridécimétrique constituée de tufs à charophytes dont la coloration varie du blanchâtre au rosâtre en passant par l'orangé. **D2 est observée de façon continue tout au long du transect E.** Elle est affleurante sur l'ensemble du transect à partir de **E2**. Mis à part les dépôts les plus proximaux, le tuf à charophytes est toujours riche en t.e.c. très bien préservées et ne contient que rarement des restes de végétaux. Tout comme l'unité A, les tufs à charophytes sont blanchâtres, homogènes, et présentent de nombreuses passées silteuses grisâtres plurimillimétriques à centimétriques formant un litage plus ou moins régulier.

■ **Unité E** : Elle est **présente uniquement du conglomérat à la fosse E2.** Elle est constituée uniquement de poussières de tufs à charophytes et de dolomites d'origine éolienne.

Tout comme dans le cas du transect W, des corrélations entre niveaux repères ont permis d'établir un schéma de la géométrie des dépôts. Celui-ci est présenté dans le chapitre 5 en figure 5. 4.

4.5 : Fosses situées au sud et au nord du plan d'eau actuel

Au sud du plan d'eau actuel, un affleurement localisé au sein d'une ravine d'écoulement (**S1**) et deux fosses (**S2** et **S3**) ont fait l'objet d'observations. Seule **S1** est détaillée (El Ouadeihe, 2003), **S2** et **S3** ont uniquement été photographiées, le but étant de comparer le type de dépôts observés à ceux des transects W et E. De plus, l'affleurement **S1** ainsi que la majorité des dépôts situés au sud du lac actuel ont été fortement remaniés et tronqués suite à une coulée de boue subséquente à un violent orage en juin 2005 (Fig. 2. 15.). Ces fosses sont situées sur une topographie moins accentuée que celle observée au niveau du transect E. La profondeur de dépôts observés en **S1** est de 330 cm avant d'atteindre une masse silteuse kaki apparentée au substratum observé au niveau des transects E et W (Fig. 4. 17). Contrairement à toutes les fosses décrites jusqu'à maintenant, il ne figure que rarement des horizons organiques silteux grisâtres. Les horizons organiques présentent ici des teintes noirâtres homogènes et sont relativement compacts. La répartition des différentes unités et sous-unités est sujette à caution. En effet, tout comme pour le transect E, le nombre important d'horizons repères peut entraîner des confusions.

Les sous-unités de l'unité A sont difficilement discriminables. La base tuffacée de cette unité (entre 330 et 220 cm environ) présente de nombreuses lamines silteuses ou organiques noirâtres formant des groupements de plus en plus isolés de la base au sommet. Cette lamination disparaît vers 225 cm de profondeur, évoluant vers un litage plus grossier avant d'atteindre la sous-unité B2. Les tufs à charophytes laminés présentent de faibles teneurs en t.e.c. mal préservées contrairement aux tufs lités qui contiennent de nombreuses t.e.c. très bien préservées.

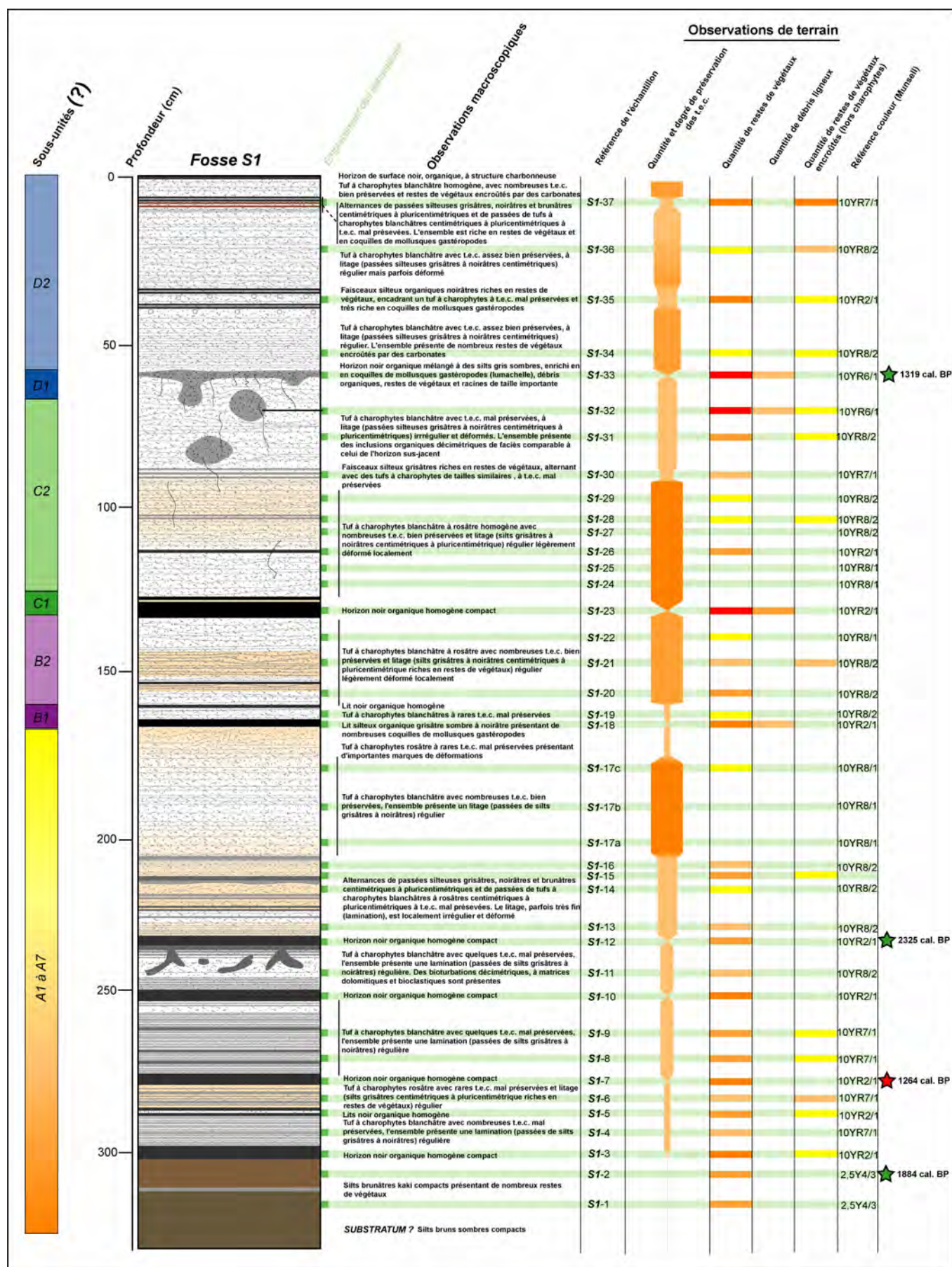


Fig. 4. 17. Lithologie de la fosse S1 (sud du lac actuel), échantillonnage et inventaire des éléments figurés majeurs.

B1 correspond à un horizon noirâtre organique compact qui ne présente pas les caractéristiques d'un horizon pédogénétique. La sous-unité B2 est constituée d'un ensemble de tufs à charophytes blanchâtre homogène avec nombreuses t.e.c. bien préservées et présente un litage (silt grisâtres à noirâtre centimétriques) régulier. La sous-unité C1 correspond à un niveau noir comparable à celui de B1. C2 est constituée d'un ensemble pluridécimétrique de tufs à charophytes présentant de nombreuses t.e.c. très bien préservées à sa base et mal préservées en son sommet. C2 est litée (passées silteuses grisâtres à noirâtres centimétriques) de façon régulière mais fortement perturbée en surface au contact de la sous-unité D1. Cette dernière, déformée, correspond à une accumulation de matière organique à texture charbonneuse mais également de coquilles de gastéropodes (lumachelle). D2 est constituée d'un tuf à charophytes pluridécimétrique, blanchâtre à rosâtre et contient de nombreuses t.e.c. bien préservées.

Les deux autres fosses creusées à proximité de **S1** révèlent des dépôts de tufs à charophytes lités comme ceux observés dans la partie proximale du transect E. Ces lits présentent des pendages vers le nord variant de 15 à 20° (Fig. 4. 18).

Les fosses creusées au nord (**N1** et **N2**), sous une topographie quasi plane, n'ont pas fait l'objet d'une description détaillée. Leurs photographies, montrent des dépôts structurés en horizons plus épais, ainsi que de véritables paléosols comme ceux décrits au niveau du transect W.

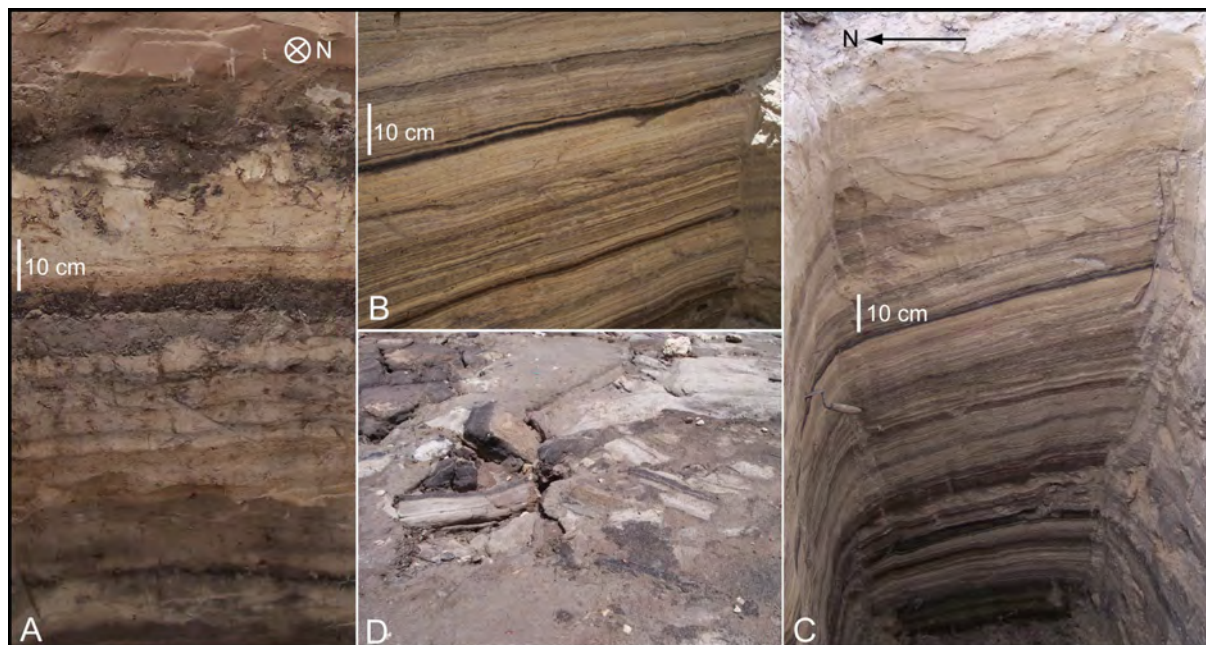


Fig. 4. 18. Aperçu de l'organisation des dépôts au sein de fosses creusées au nord et au sud du lac actuel. A = façade nord de la fosse **N1**, la surface topographique est au niveau du sommet du cliché. B = façade nord (orientation E-W) de la fosse **S3**. C = façade est (orientation S-N) de la fosse **S3**. D = surface topographique à proximité de la fosse **S1**, de nombreux blocs se sont accumulés de façon chaotique avant d'être piégés au sein d'une matrice détritique suite à la coulée de boue de juin 2005.

4.6 : Déformations observées au sein des dépôts de la dayet Afourgagh

Les dépôts de la dayet Afourgagh présentent de très nombreuses figures de déformations dont les formes témoignent du jeu cumulé de différents facteurs. Les dépôts fins et poreux (particulièrement les tufs à charophytes) de la dayet Afourgagh sont propices à ce type de phénomène. Les différents types de déformations observées au niveau des transects W et E sont présentés sur la figure 4. 19. Ainsi peuvent être distinguées des figures de slumping, des figures de charge, et des séismites. Les hypothèses formulées dans ce paragraphe demeurent à être étayées par un travail plus exhaustif.

Les figures de slumps observés au niveau du transect E sont clairement liées au facteur topographie et au facteur lithologie, les tufs à charophytes étant extrêmement friables (poreux) et donc instables dans de telles conditions de topographie. Ces glissements synsédimentaires présentent des caractères parfois chaotiques (bréchiques) mais la déformation peut également être plastique comme en témoigne les nombreux plissements en forme de « Z » (Fig. 4. 19E et F). Cependant, deux autres facteurs interviennent probablement puisqu'ils sont responsables de nombreuses déformations

observées au niveau du transect W : les battements de la nappe souterraine (qui provoquent des remises en eau successives des dépôts) et les séismes, le bassin versant ayant été soumis à une intense activité tectonique (Charrière, 1990, Hinaje *et al.*, 2001, 2002 ; Hinaje, 2004). Un dernier facteur, non négligeable en ce qui concerne les sédiments de surface à proximité du lac actuel, peut être évoqué : il s'agit des activités humaines et pastorales responsables d'impacts sur des sédiments meubles parfois gorgés d'eau.

Les figures de charges observées dans les dépôts de la dayet Afourgagh sont de 4 types selon la classification de Owen (2003) :

- les figures de charge simples, pluricentimétriques à décimétriques, correspondant à des intrusions concaves (ou en forme de colonnes) de silts organiques ou d'éléments de paléosols au sein des tufs à charophytes sous-jacents. Quand ce dernier présente un litage, il peut alors être légèrement déformé ou présenter un aspect convolute comme ce qui est observé sous les slumps au niveau du transect E (Fig. 4. 19. C, D et F) ;
- les *figures de charge en forme de pendule*, pluricentimétriques, sont uniquement observées au niveau des dépôts de surface à proximité du lac actuel ;
- les *structures en flamme*, de taille comparable, sont uniquement observées dans cette zone également ;
- les *pseudonodules attachés ou détachés* sont principalement composés d'éléments organiques issus des paléosols qui s'accumulent à la base de figures de charge. Ces éléments peuvent également apparaître isolés au sein des tufs à charophytes sous-jacent (formes généralement concaves).

Les séismites sont également uniquement observées en zone distale du transect W, en surface (Fig. 4. 19B). Elles présentent des aspects comparables à celles décrites par Heifetz *et al.* (2005) dans les dépôts meubles de la Mer Morte.

Les figures de charges observées sur l'ensemble du transect W semblent se former suivant ce processus :

Après formation des paléosols (au cours une phase de bas niveau lacustre), les eaux remontent et « réhydratent » les tufs à charophytes sous-jacents. Le milieu devient alors instable car les différences de densité entre les deux horizons s'accroissent (Neuwerth *et al.*, 2006). Le réajustement de densité entraîne alors la descente du sédiment le plus dense et la remontée du sédiment le moins dense (Neuwerth *et al.*, 2006), créant ainsi des figures de charge (dont la forme varie en fonction des degrés de viscosité impliqués) où les silts descendent au sein des tufs à charophytes. Dans le cas de la dayet Afourgagh, le milieu est resté longtemps saturé en eau (lac de nappe), provoquant la poursuite du processus avec descente des éléments les plus denses (organo-minéraux) et formation de pseudonodules attachés qui finissent par « couler » et par devenir des pseudonodules détachés piégés dans les tufs à charophytes imbibés d'eau. On observe ainsi la série complète des figures de charge telle que décrite par Anketell *et al.* (1970) et Owen (2003).

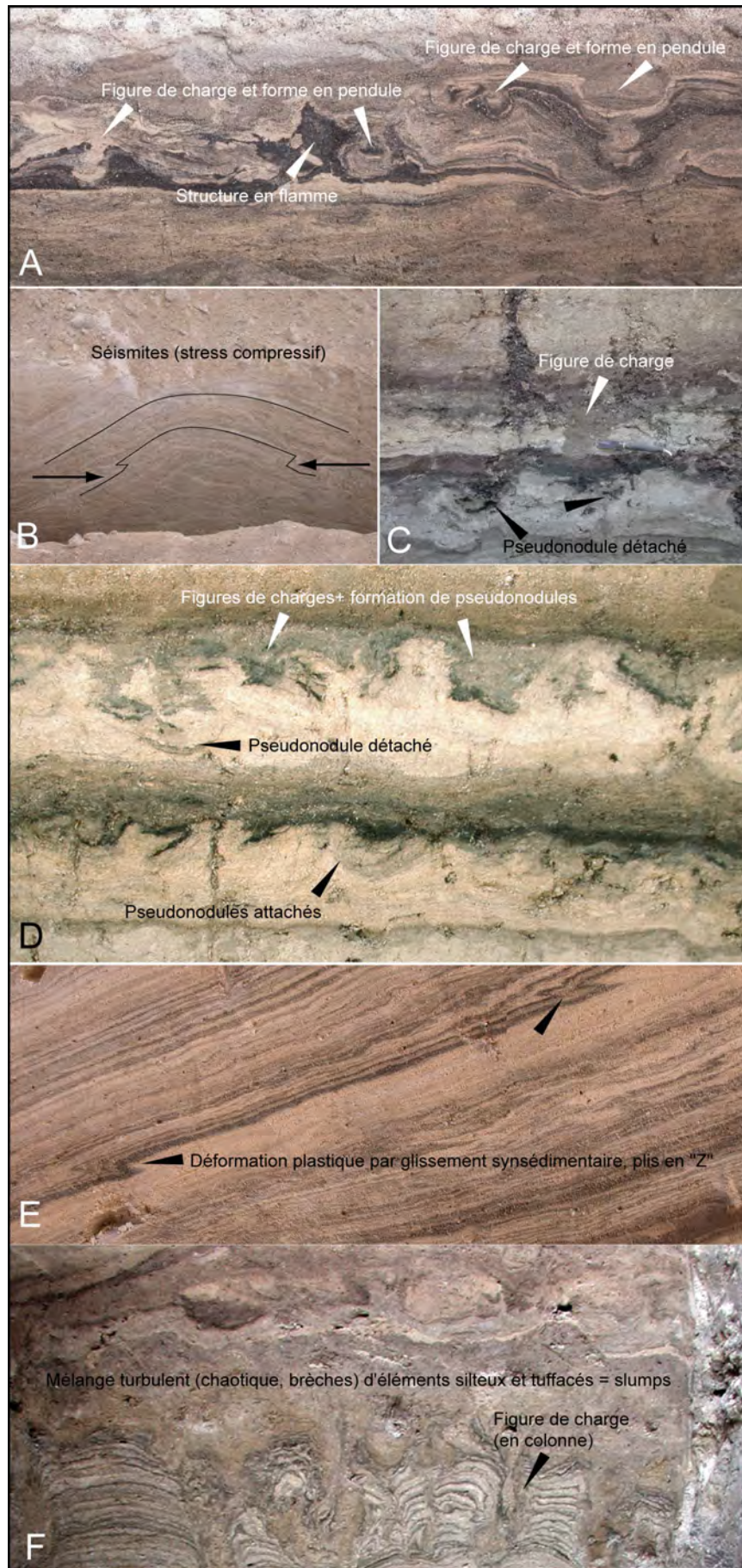


Fig. 4. 19. Différents types de déformations observées au sein des transects W et E. A et B = dépôts de surface à proximité du lac actuel (unité E du transect W, voir Fig. 5. 1.). C = figures de charge (fosse W14). D = figures de charge et pseudonodules (fosse W16). E et F = slumps et litage déformé subséquent (fosse E5).

4.7 : Chronologie de mise en place des unités sédimentaires

Afin de cadrer chronologiquement les différents événements sédimentaires, des datations ^{14}C ont été obtenues au sein de différentes sous-unités du transect W. Certaines dates ont également été obtenues par El Ouadeihe (2003) sur quatre échantillons de la fosse **S1**. Ces datations sont mentionnées au niveau des différents croquis de lithologie des fosses décrites dans les paragraphes précédents.

4.7.1 : Les datations ^{14}C

Un total de 21 datations ^{14}C ont été obtenues sur matière organique sur macrorestes de végétaux d'origine terrestre en majorité ($\delta^{13}\text{C}$ aux alentours de -27‰) et/ou aquatique, au niveau du transect W et de la fosse **S1**. Les analyses, effectuées par méthode conventionnelle ou par spectromètre de masse à accélérateur (SMA) aux laboratoires du LSCE/CNRS de Gif-sur-Yvette (datations réalisées par M. Fontugne), de Saclay (ARTEMIS) et à l'Université de l'Arizona (Tucson). Les âges radiocarbone ont été calibrés à l'aide du logiciel Calib 5.1 (Stuiver & Reimer, 1993 ; courbe de calibration : Stuiver *et al.*, 1998). Les différents âges ainsi que les résultats de calibrations sont présentés dans le tableau 4. 1. Les âges indiqués par la suite seront exprimés en âges calibrés (âges calibrés médians) et/ ou âges calendaires (âges calendaires médians).

Tab. 4. 1. Datations ^{14}C obtenues sur matière organique d'origine terrestre et/ou aquatique des sédiments de la dayet Afourgagh.

Référence laboratoire	Echantillon	Unité (sous-unité)	Méthode	Âges conventionnels années BP	Âges calibrés médians (+/- 2 σ) années BP	Âges calendaires médians (années BC/AD)	Delta ^{13}C (‰)
Gif-11961	S1 -2	A	Conventionnelle	1910 $\pm$ 30	1884 (1947 - 1820)	67 AD (3 AD-130 AD)	-24,85
Gif-11750	S1-7	A	Conventionnelle	1330 $\pm$ 35	1264 (1304 - 1224)	686 AD (646 AD-726 AD)	-26,21
Gif-11751	S1 -12	A	Conventionnelle	2280 $\pm$ 35	2325 (2351 - 2299)	376 BC (402 BC-350 BC)	-26,75
Gif-11752	S1-33	D1	Conventionnelle	1405 $\pm$ 30	1319 (1354 - 1283)	632 AD (596 AD-667 AD)	-27,25
A-14040	W1-3	B1-D1	SMA	2725 $\pm$ 85	2894 (3074 - 2714)	945 BC (1125 BC-765 BC)	-26,8
Gif-11959	W2-2	B1-D1	Conventionnelle	1345 $\pm$ 30	1273 (1309 - 1236)	678 AD (641 AD-714 AD)	-27,49
Gif-12191	W3-3	D1	Conventionnelle	810 $\pm$ 50	739 (798 - 666)	1218 AD (1152 AD-1284 AD)	-26,87
Gif-12190	W3 -5-1	D1	Conventionnelle	1125 $\pm$ 45	1050 (1146 - 953)	901 AD (804 AD-997 AD)	-26,8
Gif-12192	W12-6	C1	Conventionnelle	1640 $\pm$ 35	1515 (1615 - 1415)	435 AD (335 AD-535 AD)	-27,2
Gif-12187	W12-3	D2	Conventionnelle	1400 $\pm$ 50	1330 (1401- 1258)	621 AD (549 AD-692 AD)	-27,35
Gif-11951	W14-15	Substratum	Conventionnelle	2365 $\pm$ 50	2426 (2541- 2310)	477 BC (592 BC-361 BC)	-3,71
Gif-11953	W14-9	B1	Conventionnelle	1910 $\pm$ 30	1869 (1929 - 1809)	81 AD (21 AD-141 AD)	-1,42
Gif-11955	W14-4	D1	Conventionnelle	490 $\pm$ 35	525 (553 - 496)	1426 AD (1397 AD-1454 AD)	-28,42
Gif-11957	W14-1	D2	Conventionnelle	490 $\pm$ 35	525 (553 - 496)	1426 AD (1397 AD-1454 AD)	-28,75
A-14039	W20-20	Substratum	SMA	2175 $\pm$ 45	2191 (2327 -2055)	242 BC (378 BC-106 BC)	-25,6
SacA 7401	W20bis-4	A2	SMA	2675 $\pm$ 30	2796 (2844 -2748)	847 BC (895 BC-799 BC)	-31,45
Gif-12188	W20-17	A2	Conventionnelle	1915 $\pm$ 35	1861 (1946 -1775)	90 AD (4 AD-175 AD)	-32,07
SacA 7402	W20bis-10	B1'	SMA	4380 $\pm$ 40	4950 (5048 -4852)	3001 BC (3099 BC-2903 BC)	-28,5
Gif-12189	W20-9	B1'	Conventionnelle	3345 $\pm$ 55	3576 (3704 -3447)	1627 BC (1755 BC-1498 BC)	-24,82
SacA 7403	W20bis-11	C1	SMA	3310 $\pm$ 30	3542 (3619 -3465)	1593 BC (1670 BC-1516 BC)	-27,15
Gif-12193	W20-7	C1	Conventionnelle	2040 $\pm$ 45	2008 (2119 -1896)	58 BC (170 BC-54 AD)	-30,2
SacA 7404	W20bis-15	D1'	SMA	1150 $\pm$ 30	1062 (1146 -977)	689 AD (804 AD-573 AD)	-29,05

Les âges radiocarbone obtenus présentent parfois de fortes contradictions. Les principales incertitudes sur les datations ^{14}C , dans le cadre d'une sédimentation de type lacustre sont (selon Arnaud, 2003):

- l'existence d'un effet réservoir si le matériel daté est constitué en partie du carbone de l'eau (ions carbonates dans les coquilles ou CO_2 dissous dans la matière organique lacustre) et non exclusivement du carbone de l'air (photosynthèse aérienne) ;
- la contamination par du carbone de l'eau d'une nappe souterraine à circulation plus ou moins rapide ;
- la contamination par du carbone provenant d'éléments préalablement stockés au niveau du bassin versant, remobilisés ultérieurement et sédimentés (remaniements) ;
- de la calibration de l'âge radiocarbone.

Les sédiments de la dayet Afourgagh, mais également l'ensemble du fonctionnement du système lacustre, ne sont pas propices à l'obtention d'une chronologie idéale. Les niveaux les plus organiques (propices à la datation), correspondent soit à des paléosols comprenant de fortes quantités de carbone allochtone ancien issu du bassin versant (âges vieillis), tout comme les silts organiques situés dans leur prolongement qui intègrent du carbone allochtone ancien du bassin versant ainsi que des éléments remaniés de ces mêmes paléosols (forts remaniements = âges vieillis). Les datations sur carbonates ont été évitées afin de s'affranchir de l'effet de nappe. Cependant, compte tenu des résultats obtenus sur matière organique qu'il est nécessaire de considérer avec certaines précautions, des datations sur

carbonates, essentiellement d'origine biogénique dans le cas présent, pourraient se révéler un apport précieux, moyennant les corrections nécessaires (Fontes & Gasse, 1991).

Les différents âges radiocarbone obtenus au niveau ou à proximité du substratum se répartissent entre 2000 - 2500 cal BP (2426 cal. BP en **W14**, 2191 cal. BP en **W20**, 1884 cal. BP en **S1** pour le substratum ; 1861 cal. BP pour le sommet de la sous-unité A2 en **W20**). Ainsi, il peut être considéré de façon affirmative que les sédiments étudiés se sont déposés sur environ 2500 ans et couvrent donc la période historique. Il en résulte que tous les âges plus anciens que 2500 cal. BP seront considérés comme non valides car situés en dehors du cadre chronologique ainsi défini. Afin de valider ou d'écarter certaines données et de façon à contrôler les âges calibrés, il est nécessaire d'établir un modèle d'âge, particulièrement lorsque le travail s'effectue dans une petite fenêtre temporelle.

4.7.2 : Le modèle d'âge

Seuls les âges obtenus au niveau du transect W ont été utilisés pour établir le modèle. Ont été sélectionnées ceux présentant une logique chronologique. En ôtant les âges qui se situent hors de la fenêtre temporelle définie précédemment, les corrélations réalisées et décrites dans le paragraphe 4.3.4. permettent de dater les différents niveaux repères. Pour réaliser le modèle d'âge, la fosse **W20** (distale) a été sélectionnée pour plusieurs raisons :

- l'enregistrement sédimentaire y est à priori continu (toutes les unités sont présentes), aucune discontinuité ou arrêt de sédimentation n'est identifié ;
- les tufs à charophytes sont les plus dilatés et ont donc enregistré les plus forts taux de sédimentation (TSM) liés au probable développement d'une ceinture de foisonnement des charophytes au niveau de cette fosse ;
- le degré de compaction (jouant fortement sur les épaisseurs de dépôt) paraît être le moins important qui ait été observé (avec **W21** et **W22**).

Deux types de modèles d'âge ont été testés (Fig. 4. 20.). Le premier consiste en une fonction polynomiale d'ordre 4 qui fournit un coefficient de corrélation de 0,98. Il modélise correctement l'ensemble des âges mais seulement aux extrémités de leurs incertitudes dans de nombreux cas. Ainsi, les modèles de type continu ne semblent pas adaptés au cas présent. Ces observations sont tout à fait logiques et même évidentes si l'on tient compte avant toutes choses de la lithologie des dépôts. En effet les tufs à charophytes se déposent bien plus rapidement que les paléosols (Dean, 1981), dont le développement peut prendre plusieurs siècles comme cela fut le cas pour celui de la sous-unité D1 en **W3** (base datée à 1050 cal. BP et sommet à 739 cal. BP). Ainsi, l'ensemble de la fosse ne présente pas un taux de sédimentation continu. Il est alors nécessaire de diviser **W20** en plusieurs intervalles aux taux de sédimentation considérés continus:

- l'intervalle 1 regroupe les sous-unités A1 et A2, principalement constitués de silts argileux organiques ;
- l'intervalle 2 correspond au reste de l'unité A, caractérisée par des tufs à charophytes lités ;
- l'intervalle 3 est représenté par la sous-unité B2 (tufs à charophytes), comprise entre deux niveaux de silts organiques sub-laminés (B1' et C1) ;
- l'intervalle 4 correspond à la sous-unité C2, limitée à sa base par C1 et en son sommet par D1' ;
- l'intervalle 5 est uniquement représenté par l'unité D1' dont la base et le sommet sont datés ;
- l'intervalle 6 correspond à la sous-unité D2 (tufs à charophytes).

En dehors du premier intervalle où trois âges radiocarbone sont obtenus, les autres intervalles ne sont représentés que par deux points qui vont forcément présenter des coefficients de corrélation égaux à 1 (et donc des taux de sédimentation déduits forcément continus). Les taux de sédimentation ont été calculés en utilisant la relation profondeur-âge extrême de chaque intervalle, dans le cas de l'intervalle 2, les âges utilisés correspondent à la limite d'incertitude supérieure de l'âge **W20-17** et la limite d'incertitude inférieure de l'âge **W14-9**. Davantage de données permettraient de valider ce modèle, qui paraît le plus adapté compte tenu de la lithologie très particulière des dépôts de la dayet Afouragh.

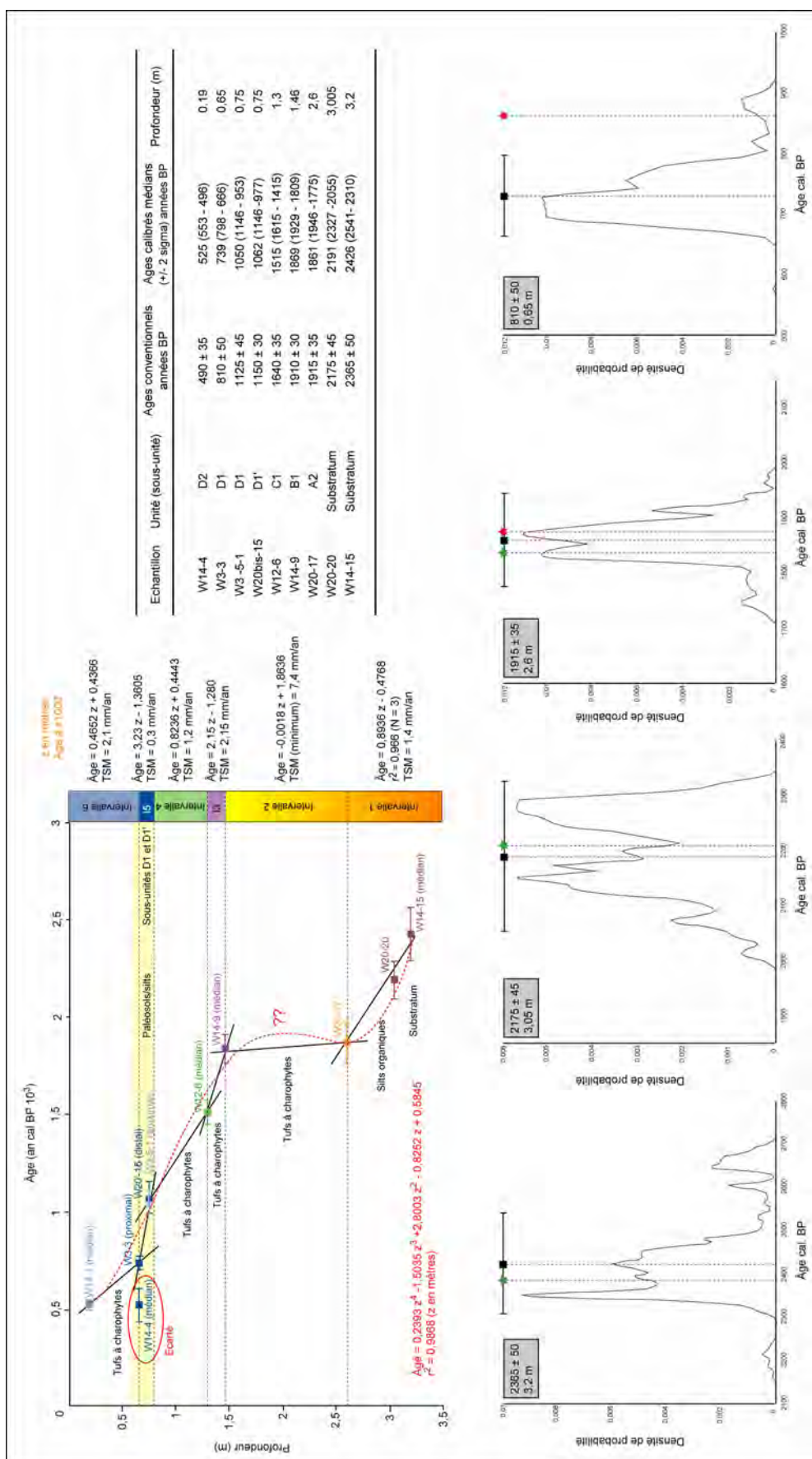


Fig. 4. 20. Modèles d'âges continu (en noir) et discontinu (en rouge) de la fosse W20 et vérification de compatibilité du modèle avec les données radiocarbones. Les étoiles vertes correspondent au modèle discontinu, les rouges au modèle continu. Les données radiocarbones calibrés présentent des incertitudes à $\pm 2 \sigma$.

A terme, la relation profondeur-âge peut être modélisée par la fonction discontinue suivante :

- $z < 2,6$ m : $\hat{\text{Age}} = 0,8936 z - 0,4768$ avec TSM = 1,4 mm/an
- $2,6 \text{ m} < z < 1,46$ m : $\hat{\text{Age}} = -0,0018 z + 1,8636$ avec TSM (minimum) = 7,4 mm/an
- $1,46 \text{ m} < z < 1,3$ m : $\hat{\text{Age}} = 2,15 z - 1,280$ avec TSM = 2,15 mm/an
- $1,3 \text{ m} < z < 0,75$ m : $\hat{\text{Age}} = 0,8236 z + 0,4443$ avec TSM = 1,2 mm/an
- $0,75 \text{ m} < z < 0,65$ m : $\hat{\text{Age}} = 3,23 z - 1,3605$ TSM = 0,3 mm/an
- $0,65 \text{ m} < z < 0,19$ m : $\hat{\text{Age}} = 0,4652 z + 0,4366$ avec TSM = 2,1 mm/an

Le modèle continu pose problème au niveau des sous-unités A4 à A7 mais également en **W3** où l'âge obtenu par modèle ne se situe pas dans une zone de probabilité maximale. Le modèle discontinu, plus complexe mais plus proche de la réalité du terrain, donne des âges dont la probabilité est proche de celle de l'âge donné par Calib (Fig. 4. 20.). De plus, il respecte les taux de sédimentation très différents qui peuvent être observés entre niveaux organiques et tufs à charophytes dont la valeur peut dépasser les 7 mm/an au sein de l'unité A. Cette unité présente par ailleurs un litage plus ou moins régulier qui semble traduire une certaine rythmicité.

En conclusion, la chronologie des dépôts de la dayet Afourgagh, basée sur 9 datations radiocarbone calées au sein d'un modèle discontinu, est la suivante :

- dépôt de l'unité A entre 2426 cal. BP et 1861 cal. BP (dépôt de la sous-unité B1-B1' à 1869 cal BP);
- mise en place de la sous-unité B2 entre 1869 cal. BP et 1515 cal. BP (dépôt de la sous-unité C1 à 1515 cal. BP) ;
- dépôt de la sous-unité C2 entre 1515 cal. BP et 1050 cal. BP (mise en place de la sous-unité D1 vers 1050 cal. BP) ;
- développement de la sous-unité D1-D1' entre 1050 cal. BP et 739 cal. BP ;
- dépôt de la sous-unité D2 après 739 cal. BP.

4.7.3 : Rythmicité du litage des tufs à charophytes

Les différents âges radiocarbone permettent de cadrer les dépôts de tufs à charophytes au niveau de la fosse **W20** où ceux-ci apparaissent les moins compactés, particulièrement au niveau des sous-unités A3 à A6.

Les sous-unités C2 et D2 présentent également un litage. Dans le cas de C2, le litage, très irrégulier, est illisible au contact de C1 et de D1' où il apparaît perturbé et dilué dans des dépôts silteux. De plus, les lits sont parfois fortement compactés et donc difficiles à distinguer. L'unité D2, érodée en son sommet, est incomplète.

Les lits silteux sombres des sous-unités A4 à A7 ont été comptés visuellement sur photographie numérique réalisée dans la fosse **W20bis** (située 2 mètres au nord de **W20**), après passage en noir et blanc et réglages sur la luminosité et les contrastes de façon à faire ressortir les lits sombres. La base de ces tufs correspond au sommet de l'unité A2 datée à 1861 cal. BP (1946-1775 cal. BP) et leur sommet est limité par la sous-unité B1' datée à 1869 cal BP (1929-1809 cal. BP). Les deux âges sont semblables mais aucun d'eux n'a été écarté car un mètre de sédiments composés de restes de charophytes peut se déposer très rapidement (1 cm/an selon Dean, 1981). Dans ce cas, considérant les fenêtres d'incertitude de ces deux âges, aucun d'entre eux n'est à écarter.

La figure 4. 21. présente le résultat des comptages des différents lits silteux clairement apparents sur la photographie retravaillée. Ainsi, un total de 92 lits ont pu être dénombrés sur environ un mètre d'épaisseur. Certains télescopages de ces lits ont rendu le comptage délicat mais dans ce cas, un seul lit a été compté. D'après les résultats de ce travail, il apparaît fort probable que le litage soit saisonnier, l'alternance de lits clairs et de lits sombres n'étant pas sans rappeler les dépôts de varves glacières. Les lits clairs se déposent pendant la saison chaude où le développement de la prairie à charophyte est maximal. La sédimentation biogénique est alors dominante et les fantômes de tiges encroûtées par des carbonates s'accumulent pour former un dépôt blanchâtre. Pendant la saison des pluies, la sédimentation détritique est dominante et les silts et éléments organiques originaires du bassin versant sont piégés par les charophytes et s'accumulent pour former les lits plus sombres. **Pour ces raisons, l'âge exprimé pour le dépôt de B1, établi à 1869 cal. BP (et contemporain de celui du sommet de A2 à 1861 cal. BP), est estimé à 1769 BP. Ainsi, proposé à partir d'observations de terrain, il s'accorde davantage au modèle d'âge proposé.** Une certaine cyclicité entre lits fins

(comparables à des lamines) et lits plus épais est apparente à la base du tronçon étudié avec des cycles de 7 à 10 lits. Cette observation majeure montre le potentiel que ces dépôts de tufs à charophytes peuvent présenter en terme de reconstructions paléoclimatologiques et paléolimnologies à haute résolution. Cependant, ces observations demeurent à être confirmées au niveau des fosses du transect E où le litage est souvent très bien préservé mais où aucune datation n'a été effectuée.

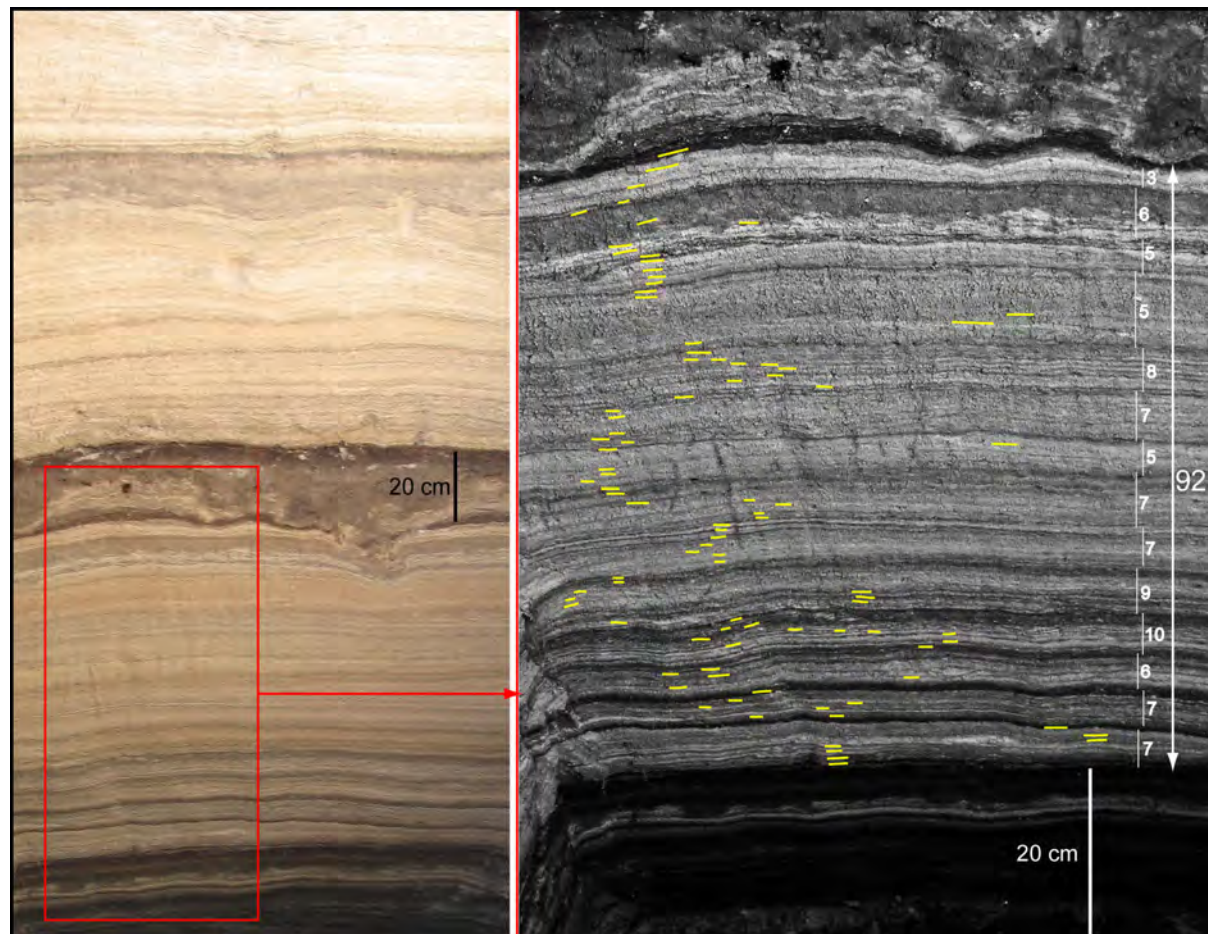


Fig. 4. 21. Comptage des lits des sous-unités A3 à A7 de la fosse W20bis.

Résumé du Chapitre 4

L'étude des dépôts de la dayet Afouragh est réalisée à l'aide de **deux transects localisés à l'ouest (22 fosses) et à l'est (6 fosses) du lac actuel** ainsi que des fosses complémentaires situées au nord et au sud. **Ces transects sont limités par le plan d'eau actuel et la limite de plus hautes eaux (paléorivage)** aisément identifiable par la décoloration (altération) des abrupts dolomitiques. **Le paléorivage est caractérisé par les édifices microbiens développés sur les dolomies et par la formation d'une croûte le long de la ligne du rivage ancien.**

Les épaisseurs de dépôt sont métriques à plurimétriques, au-dessus du **substratum silteux (cône de déjection)** daté approximativement à 2500 BP. Le cortège sédimentaire étudié s'est donc déposé pendant la période historique. Les datations radiocarbone ont été validées en utilisant un modèle d'âge discontinu.

Les dépôts correspondent à la superposition de **trois principaux types de faciès macroscopiques** qui alternent, et dont les contacts sont soit abrupts ou progressifs (avec d'éventuelles figures de déformations syn ou post-sédimentaires):

- des tufs enrichis en encroûtements de tiges de charophytes dans des états de préservation variés;
- des paléosols proximaux ;

- des silts plus ou moins argileux et organiques situés dans le prolongement des paléosols (passage latéral de faciès) avec recouvrement proximal.

Le transect W est réalisé sur une topographie quasi plane. Au niveau de ce transect, **des unités et sous-unités sédimentaires ont été définies en fonction des alternances de faciès.** L'unité A (basale) est datée entre 2191 et 1769 BP estimé. Elle regroupe, de la base au sommet, les sous-unités A1 et A2 (lits silteux organiques versicolores alternant avec des lits de tufs à charophytes) et les sous-unités A3 à A7 qui correspondent à des tufs pluricentimétriques à pluridécimétriques présentant un litage distal (silts et argiles) qui pourrait être saisonnier. B1 est un paléosol avec passage latéral vers un niveau silteux estimé à 1769 BP correspondant à B1'. B2 est un tuf à charophytes comparable à ceux observés en A3-A7. La sous-unité C1, datée à 1515 cal. BP, est comparable à B1' en terme de faciès. Le faciès de C2 est un tuf à charophytes, tout comme en B2. D1 est un paléosol similaire à B1 formé entre 1062 et 739 cal. BP. D1' et D2 sont respectivement comparables à B1' et B2. Les sols et silts développés suite à l'effondrement actuel du niveau lacustre sont regroupés dans l'unité E.

Ces différentes subdivisions sont retrouvées au niveau du transect E, sous une topographie plus prononcée à l'origine de nombreux glissements synsédimentaires. **Dans l'ensemble, les dépôts observés au nord sont comparables à ceux décrits à l'ouest. Parallèlement, l'organisation des sédiments au sud est semblable à celle évoquée à l'est. Ces différences et ressemblances sont liées à la topographie des façades lacustres.**

*

L'extension des différentes sous-unité et leurs contacts sont différents au sein des deux transects. Il convient à présent de décrire l'articulation des différents faciès au sein du cortège sédimentaire. L'étude de la géométrie des dépôts, couplée à l'identification des faciès macroscopiques que nous venons d'effectuer, devrait permettre d'émettre des hypothèses concernant l'évolution du système lacustre (particulièrement au niveau de l'hydrologie).

Chapitre 5

Géométrie des dépôts des transects W et E

Chapitre 5 : Géométrie des dépôts des transects W et E

L'approche « géométrique » des sédiments de la dayet Afouragh a été rendue possible grâce aux nombreux sondages effectués. Les différents horizons repères ont pu être suivis ainsi que les modalités de leurs contacts. La géométrie du cortège sédimentaire permet de définir différentes séquences de dépôt au sein des transects W et E (Détriché *et al.*, 2007). La possibilité de reconnaissance de ces séquences est dictée par :

- (1) la présence d'horizons repérables ou de surfaces identifiables ; les séquences sont ici considérées comme limitées par la formation de paléosols en bordure (avec passage latéral de faciès vers des silts en zone distale) ; ces limites peuvent correspondre à des surfaces d'érosion ou à des figures de slump au niveau du transect E ;
- (2) l'extension latérale des différentes unités.

Du point de vue du système lacustre les séquences illustrent des chutes majeures du niveau (régressions) avec stagnation plus ou moins prolongée en phase de bas niveau, suivies par des épisodes de remontées et des phases de haut niveau plus ou moins prolongées. Dans le second cas, l'ampleur maximale des phases de haut niveau est contrainte par le seuil topographique, les eaux ascendantes finissant par se déverser dans l'oued Afouragh.

5.1 : Transect W

Les corrélations réalisées entre les différents niveaux repères ont permis d'établir un schéma global de l'organisation des différentes unités sédimentaires au sein de ce transect (Fig. 4. 12.). Un second schéma, interprétatif, est présenté en figure 5. 1. Celui-ci a pour vocation de présenter de manière simplifiée les alternances entre les trois termes principaux (tufs à charophytes, paléosols et silts) sur l'ensemble du transect W. Dans chacun des cas, la fosse **W14** a été privilégiée par rapport à **W14bis** (située 4 m plus au nord) et ceci pour deux raisons principales :

- le transect W passe par **W14** ;
- **W14** a fait l'objet d'une étude détaillée contrairement à **W14bis**.

5.1.1 : Détermination des contacts, séquences et interprétations subséquentes

- Les différents contacts particuliers observés au sein du transect W sont les suivants (Fig. 5. 1) :
- contacts en *onlap* de A1 sur le substratum entre **W15** et **W14** et de A2 et A3 sur le substratum entre **W5** et **W4** et entre **W4** et **W3** respectivement.
 - Les silts de B1' et D1' sont transgressifs sur les paléosols de B1 et D1 respectivement.
 - contacts en *toplap* de A7 sous B1-B1' entre **W15** et **W14**, de A5 et A6 sous B1 entre **W3** et **W2** et de C1 et C2 sous D1 entre **W11** et **W10**.

5.1.1.1 : Séquence 1 (unité A) (entre 2191 cal. BP et 1769 BP estimé)

La sous-unité A1 (**W22** à **W14-W15**), est finement litée et épaisse en zone distale mais les nombreux niveaux silteux et tuffacés ne sont plus présents dès **W15**. Les sous-unités A2 et A3 forment des biseaux transgressifs au contact du substrat et A4 constitue un biseau transgressif atteignant la ligne de stabilisation du niveau lacustre (paléorivage). Les sous-unités A5 et A6 s'étendent de **W22** à **W3-W2** où elles ont un contact en *toplap* avec B1. A7 est observée de **W22** à **W14-W15** et présente un contact en *toplap* avec B1-B1'. L'extension croissante vers le proximal des sous-unités A1 à A4 et leur contact en biseau d'aggradation avec le substrat témoignent d'une phase de montée du niveau lacustre (jusqu'au paléorivage).

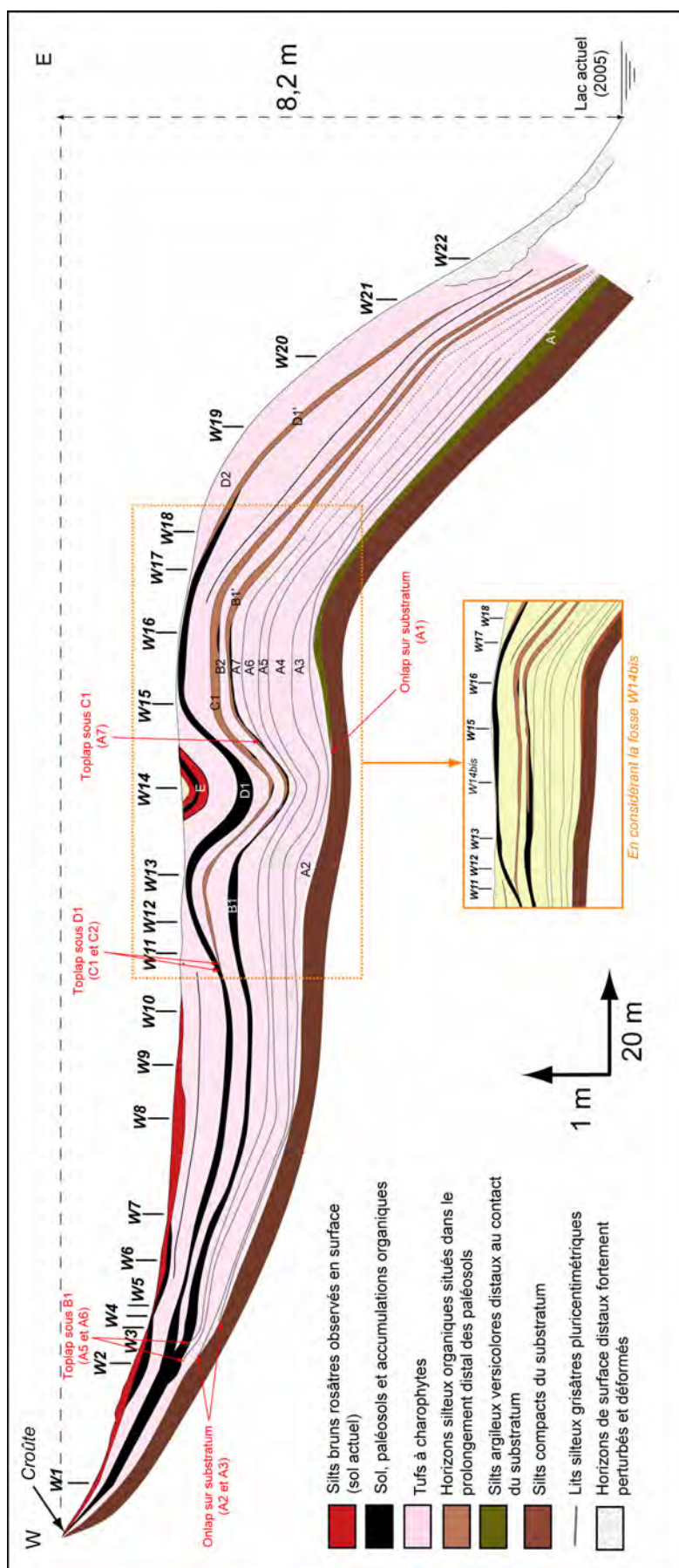


Fig. 5. 1. : Géométrie des dépôts du transect W déduite de l'étude des 22 fosses et contacts majeurs entre les différents niveaux.

La véritable extension des sous-unités A5 et A6 est inconnue du fait d'une lacune d'érosion (Fig. 5. 2) mais il est possible qu'elle soit la même que celle de la sous-unité A4, témoignant ainsi d'une stabilisation du niveau et d'une aggradation des dépôts. Concernant A7, sa moindre extension (régression) pourrait potentiellement caractériser le début du retrait des eaux avant le développement du paléosol de la sous-unité B1.

5.1.1.2 : Séquence 2 (unité B) (entre 1769 BP estimé et 1515 cal. BP)

La sous-unité B1, de type paléosol, est observée depuis le paléorivage à **W16-W17**. B1' (**W22** à **W13-W14**) forme un biseau d'aggradation discret au contact de B1 (passage latéral de faciès). La sous-unité B2 (**W22** à **W3-W2**) présente un contact en *toplap* avec D1.

Le contact des sous-unités A5, A6 et A7 avec B1 traduit la présence d'une surface d'érosion. Le développement d'un paléosol épais jusqu'en **W13-W14** témoigne d'une importante régression du niveau lacustre et d'une stabilisation en bas niveau vers 1769 BP.

La mise en place des dépôts silteux compacts riches en restes organiques bien conservés (en zone distale) est liée à une reprise d'une sédimentation détritique sporadique et une remontée du niveau lacustre permettant l'installation d'un milieu de type palustre.

L'extension de la sous-unité B2 est limitée par une érosion. L'extension maximale demeure non définie mais la géométrie du biseau observé sur le terrain pourrait marquer une extension moins prononcée que pour les sous-unités A4, A5 et A6. La mise en place de ce niveau de tuf témoigne d'une remontée du niveau lacustre et du développement d'un herbier à charophytes. La mauvaise préservation des restes de charophytes et le nombre important de gyrogonites brisées observées au sein de cette unité attestent un milieu plus agité, probablement moins profond que dans la séquence S1, ou bien un remaniement subséquent.

5.1.1.3 : Séquence 3 (unité C) (entre 1515 cal. BP et 1050 cal. BP)

Les sous-unités C1 et C2 sont visibles de **W22** à **W11** où elles ont un contact en *toplap* avec D1 ; contact qui masque l'extension maximum atteinte par ces dépôts.

La sous-unité C1 possède de nombreuses similitudes avec B2 en terme de macrofaciès. Ces convergences pourraient témoigner d'une formation et d'une évolution dans des conditions similaires (transgression + détritisme). Il est fort probable qu'un paléosol ait pu se former dans le prolongement proximal de C1, comme en témoigne les quelques résidus organiques noirs dispersés le long de cette unité. Cependant ce paléosol aurait eu une moindre extension que celui développé en B1, clairement visible jusqu'en **W14-W15** (Fig. 5. 2.). La régression responsable de la formation de cet éventuel paléosol serait donc moins prononcée que la précédente (marquant le début de la séquence S2). L'extension maximale de la sous-unité C2 est également inconnue (lacune d'érosion). La mise en place de ce niveau de tuf à charophytes témoigne d'une montée subséquente du niveau lacustre dont il est impossible d'apprécier l'étendue.

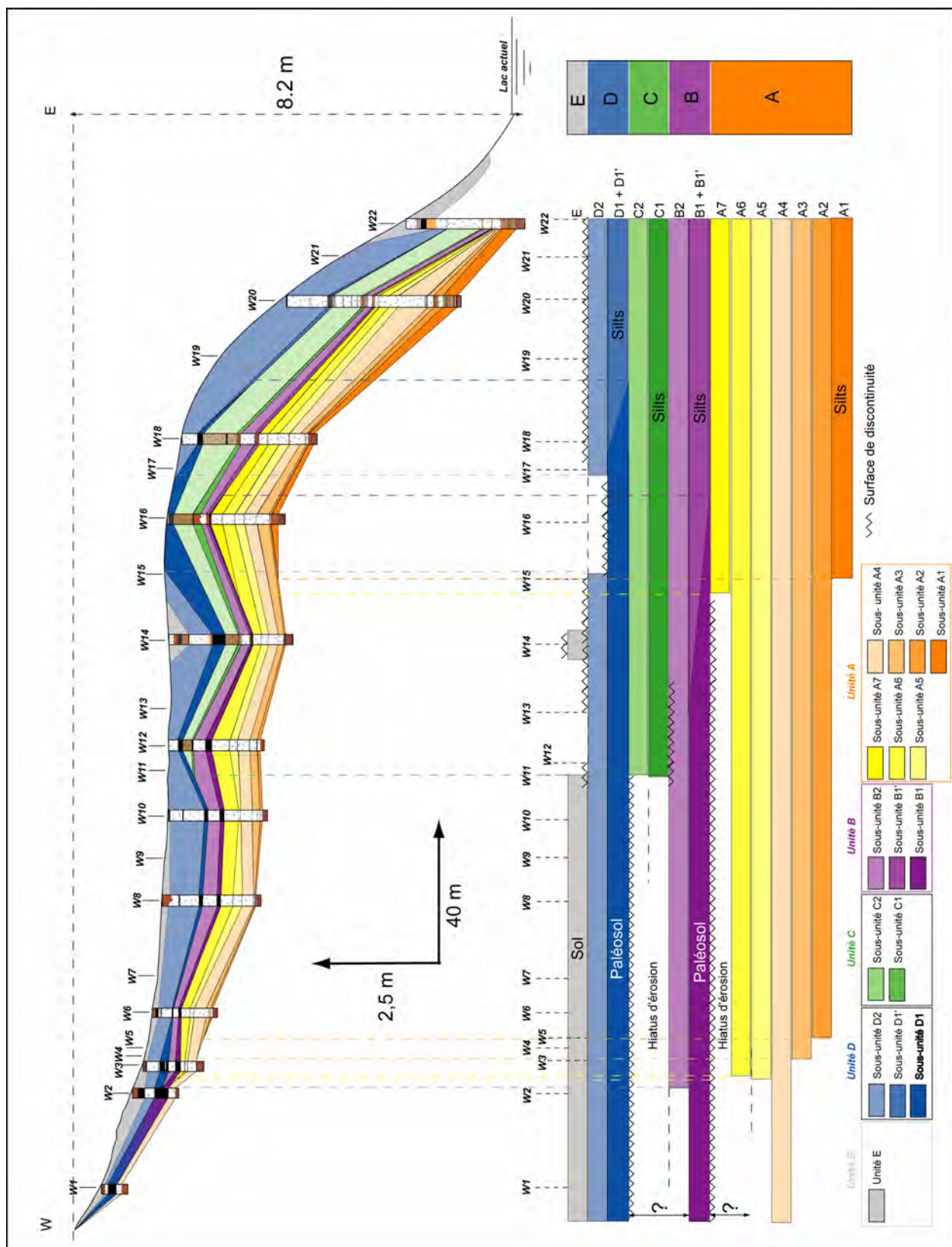


Fig. 5. 2. : Extension des différentes sous-unités sédimentaires exprimée sous forme d'un chronogramme à pas de temps constant.

5.1.1.4 : Séquence 4 (unité D) (de 1050 cal. BP à l'actuel)

La sous-unité D1, de type paléosol, est observée du paléorivage à **W18**. La sous-unité D1' (**W22** à **W18-W19**) forme un biseau d'aggradation au contact de D1. L'unité D2 est présente de **W22** à **W17**, de **W15** à **W13** et de **W11** à **W1**. Elle affleure en zone distale et est recouverte par l'unité E en zone proximale.

La base de D1 correspond à une surface d'érosion au contact des sous-unités B2, C1 et C2. Le développement d'un paléosol jusqu'en **W18** résulte d'une très forte régression du niveau lacustre vers 1050 cal. BP. L'importante lacune d'érosion visible en zone proximale mais également les fortes épaisseurs de paléosols observées sur une grande partie du transect attestent la durée importante de la phase de bas niveau. La sous-unité D1', silteuse, n'est pas comparable à B2 et C1 en terme de faciès, particulièrement en partie plus distale. En effet elle apparaît beaucoup moins compacte, légèrement tuffacée et beaucoup moins riche en fragments de végétaux bien préservés. La sous-unité D2 s'étend sur la totalité du transect. Cependant une érosion localisée a provoqué son décapage entre **W12** et **W17**. Son extension jusqu'à la limite de plus haut niveau lacustre (paléorivage) traduit une importante transgression liée à une montée et à une stabilisation du lac à un haut niveau. L'épaisseur de tufs déposés, son caractère lité en zone distale et la bonne préservation des t.e.c. sont autant de similitudes avec les dépôts des sous-unités A3 à A7. Ces similitudes indiquent une sédimentation (avec de probables alternances saisonnières, voir § 4.7.3.) dans un milieu comparable, relativement calme. Une passée organique centimétrique datée à 525 cal. BP est visible en **W14** et de **W11** à **W7**. Enfin, le développement du sol actuel (unité E) concomitant de la forte régression du niveau lacustre correspond à la première phase d'une cinquième séquence.

5.1.2 : Reconstitution des variations du niveau lacustre à partir de l'étude de la géométrie des dépôts.

A partir de l'étude des macrofaciès et de l'extension des différentes sous-unités, il est possible de caler sur le chronogramme de la figure 5. 2. une courbe de variation du niveau lacustre (variation du niveau de la ligne de rivage). Cette courbe a été reconstituée en tenant compte des hypothèses émises sur l'extension de certaines unités, non observées sur le terrain, mais plausibles selon l'observation des faciès (Fig. 5. 3). A partir du schéma de géométrie des dépôts, reconstitué à l'échelle, il est possible de déduire la valeur absolue de la hauteur du niveau d'abaissement de la nappe pour chacun des épisodes de bas niveau lacustre. En résumé, les différentes séquences correspondent à :

- **Séquence 1** (Unité A ; entre 2191 cal. BP et 1769 BP estimé) : phase transgressive correspondant aux sous-unités A1 à A4 → haut niveau (seuil topographique) et aggradation des dépôts de A5 à A6-A7 ;
- **Séquence 2** (Unité B ; entre 1769 BP estimé et 1515 cal. BP) : phase régressive (- 2,3 m) correspondant au développement du paléosol de B1 et des silts organiques de B1' situés dans son prolongement → début de la phase transgressive avec migration de la zone palustre vers le proximal avec recouvrement partiel de B1 par B1' → poursuite de la remontée du niveau et dépôt de l'unité B2 (extension moindre comparée à la séquence précédente) ;
- **Séquence 3** (Unité C ; entre 1515 cal. BP et 1050 cal. BP) : phase régressive (- 2,1 m avec incertitude) correspondant au développement du paléosol supposé dans le prolongement proximal de C1 et des silts organiques de C1 → début de la phase transgressive → poursuite de la remontée du niveau et dépôt de l'unité C2 (extension moindre comparée à la séquence S2) ;
- **Séquence 4** (Unité D ; entre 1050 cal. BP et l'actuel) : phase régressive (- 2 m) correspondant au développement du paléosol de D1 et des silts organiques de D1' situés dans son prolongement → début de la phase transgressive avec migration de la zone palustre vers le proximal avec recouvrement partiel de D1 par D1' → poursuite de la remontée du niveau et dépôt de l'unité D2.

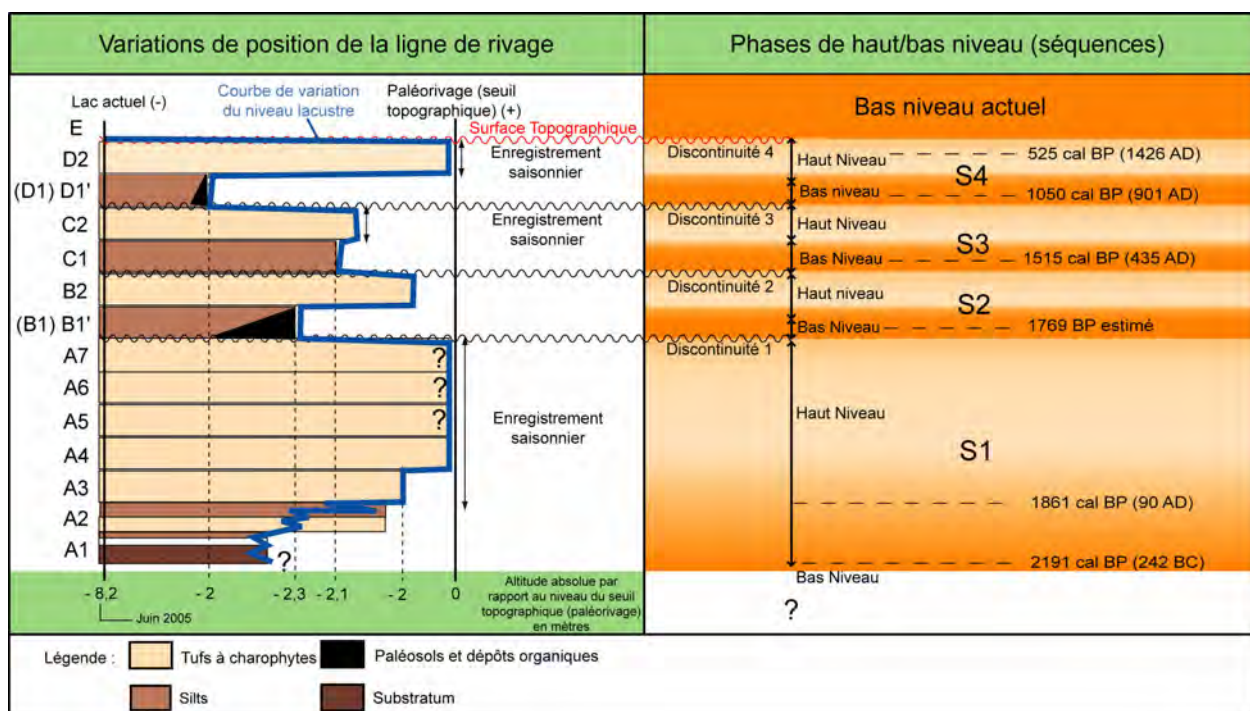


Fig. 5. 3. : Figure synoptique des différentes séquences de dépôts du transect W, cadrage chronologique et reconstitution de la courbe de variations du niveau lacustre de la géométrie des dépôts de ce même transect.

5.2 : Transect E

La géométrie globale des dépôts est caractérisée par est un empilement d'unités de progradation (*offlap*) présentant des pendages variant de 10°E à 25°E du proximal au distal (Fig. 5. 4.). Les séquences déterminées au niveau du transect ouest sont reconnues, mais l'expression des unités ainsi que les figures sédimentaires observées diffèrent. Au niveau de la première séquence les sous-unités A1 et A2 sont clairement distinguées. Cependant, les nombreuses passées silteuses au sein des tufs de cette séquence ne permettent pas de préciser les sous-unités A4 à A7 définies au niveau du transect W. En effet ces passées, sub-parallèles, peuvent présenter de fortes variations d'épaisseur, des dédoublements, ou peuvent également disparaître vers le distal.

Les séquences 2, 3 et 4 sont également identifiées, cependant les éléments caractérisant les bas niveaux lacustres diffèrent. Pour chacune des séquences, une succession de faciès s'observe (décrite dans le paragraphe 4.4.2.2.):

- le sommet de chaque tuf caractérisant une phase de haut niveau est pris au sein de dépôts de slumps (particulièrement épais en zone distale). Ces glissements synsédimentaires sont dus aux perturbations provoquées par un retrait des eaux (chute de la pression hydrostatique) et à la forte pente observée de ce côté du lac ;
- chaque horizon de slump est recouvert par un horizon silteux brunâtre ou grisâtre à noirâtre enrichi en restes de végétaux ;
- cet horizon est surmonté par un niveau constitué de poussières blanchâtres de tufs à charophytes et de dolomites probablement d'origine éolienne ;
- chaque niveau de poussière est lui-même recouvert par un autre horizon silteux brun ou grisâtre à noirâtre enrichi en restes de végétaux lié à la remontée du niveau lacustre.

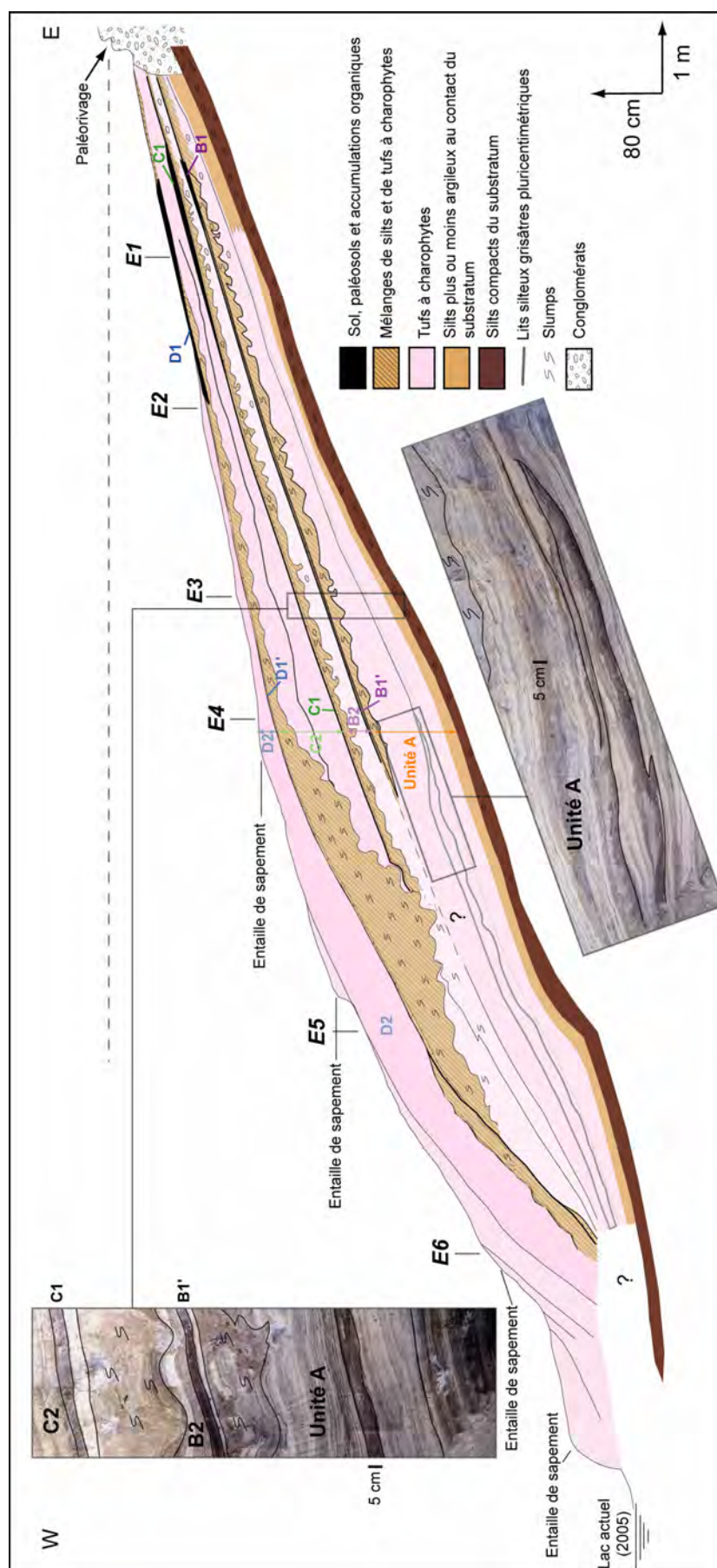


Fig. 5. 4. : Géométrie des dépôts du transect E déduite de l'étude de 6 fosses et répartition des différentes sous-unités sédimentaires.

Résumé du Chapitre 5

La géométrie du cortège sédimentaire du transect W, exprimée selon l'extension des différentes sous-unités et leurs contacts, **met en évidence quatre séquences de dépôt majeures au cours des 2200 dernières années** (S1 entre 2191 et 1769 BP estimé, S2 entre ~ 1769 et 1515 cal. BP, S3 entre 1515 et 1050 cal. BP et S4 entre 1050 cal. BP et l'actuel). **Une courbe de variations du niveau lacustre**, contrainte par l'extension des paléosols (phases d'émersion), **a été reconstituée. Elle témoigne que le système lacustre a connu des phases de bas niveau comparables à celle observée aujourd'hui et ce à plusieurs reprises au cours de la période historique.** Au niveau du transect E, ces phases régressives ont provoqué des glissements synsédimentaires

*

La géométrie des dépôts ayant été définie selon deux transects, nous chercherons à caractériser dans le chapitre suivant la distribution spatiale des sédiments à l'échelle de la cuvette lacustre, ceci grâce aux données de la géophysique.

Chapitre 6

Prospection géophysique

Chapitre 6 : Prospection géophysique

Afin d'apprécier les variations spatiales d'épaisseurs de dépôt ainsi que leur répartition au sein de la cuvette lacustre, une étude géophysique au moyen de méthodes électriques et électromagnétiques a été menée par F. Hinschberger (GéEAC, Tours) depuis les mesures de terrain aux interprétations présentées dans ce chapitre.

Deux analyses complémentaires ont été réalisées :

- des mesures de conductivité des terrains (exprimée en milli-Siemens par mètre = mS/m) réalisée à l'aide d'un conductivimètre EM31 (Géonics) mesurant la conductivité électrique du sous-sol sans contact direct avec le sol (méthode « Slingram » ; McNeill, 1980). La profondeur d'investigation est de 6 m (mode V) et la résolution voisine de 4 m ; le pas de temps employé est de 4 secondes entre chaque impulsion. Dans le cas présent, aucune perturbation électromagnétique ou présence de corps métallique n'est signalée, la zone prospectée étant éloignée de toutes infrastructures et habitations;
- des mesures de résistivité (Ohm.mètre = Ω .m) effectuées avec un résistivimètre SYSCAL Jr. (Iris Instruments). Cet appareil permet de mesurer la résistivité du sous-sol le long de transects (traînées de résistivité) ou à la verticale d'un même point (sondages électriques) en faisant varier la profondeur d'investigation. Après un sondage-test effectué au moyen du dispositif Schlumberger, seul le dispositif quadripôle Wenner a été utilisé lors de la prospection (électrodes équidistantes).

6.1 : Champs d'investigations et résultats

La plupart des mesures géophysiques ont été effectuées au niveau de la rive ouest du lac actuel (zone non végétalisée), sur une largeur de 350 m environ (Fig. 6. 1.). D'autres ont également été faites jusqu'à 1200 m au nord mais avec une densité de mesures plus faible. Enfin la rive sud du lac, trop accidentée, n'a pu être prospectée. Aucune mesure géophysique n'a été réalisée sur le lac, le matériel n'étant pas adapté à la prospection aquatique.

Dans le cas présent, le substratum silteux se signale par des valeurs de conductivité assez élevées en comparaison aux tufs à charophytes qui sont beaucoup plus résistantes du fait de leur grande porosité. De même, les lits silteux et plus ou moins organiques présents dans les tufs montrent une conductivité plus élevée. Enfin les calcaires et dolomies jurassiques (substratum) constituent des formations anciennes normalement très résistantes, excepté au niveau des zones d'altération.

La présence de la nappe d'eau à faible profondeur est à prendre en compte ; en effet celle-ci entraîne une forte augmentation de conductivité avec la profondeur, quelle que soit la formation géologique rencontrée. La topographie étant relativement plane (Fig. 4. 12.) et la profondeur de la nappe étant à peu près constante dans la zone étudiée (Fig. 2. 16), les variations de conductivité devraient donc principalement refléter des changements lithologiques et non topographiques.

6.1.1 : Profil vertical de résistivité

Un profil vertical de résistivité électrique a été réalisé le long la paroi de la fosse W22 (voir Fig. 5. 1.) dans le but de mesurer le contraste de résistivité entre les faciès de silts et ceux de tufs à charophytes. La fosse est située non loin du lac actuel ; il est donc probable que les effets de la nappe soient importants en base de fosse (milieu fortement conducteur). Les mesures de résistivité sont prises tous les 10 cm à partir de la surface jusqu'au fond de la fosse à 2 m de profondeur (Fig. 6. 2.). Dans cet objectif, un dispositif quadripôle Wenner avec un espacement des électrodes suffisamment faible (5 cm) a été utilisé pour mesurer la résistivité « vraie » des formations. En revanche, la fosse ayant été creusée la veille de la mesure (automne 2005), il est probable que les sédiments n'étaient plus dans leur état de compaction et de saturation initial. Les valeurs de résistivité mesurées ne correspondent donc pas nécessairement aux valeurs de résistivité réelles ; ainsi, les résultats sont interprétés de façon relative et non absolue.

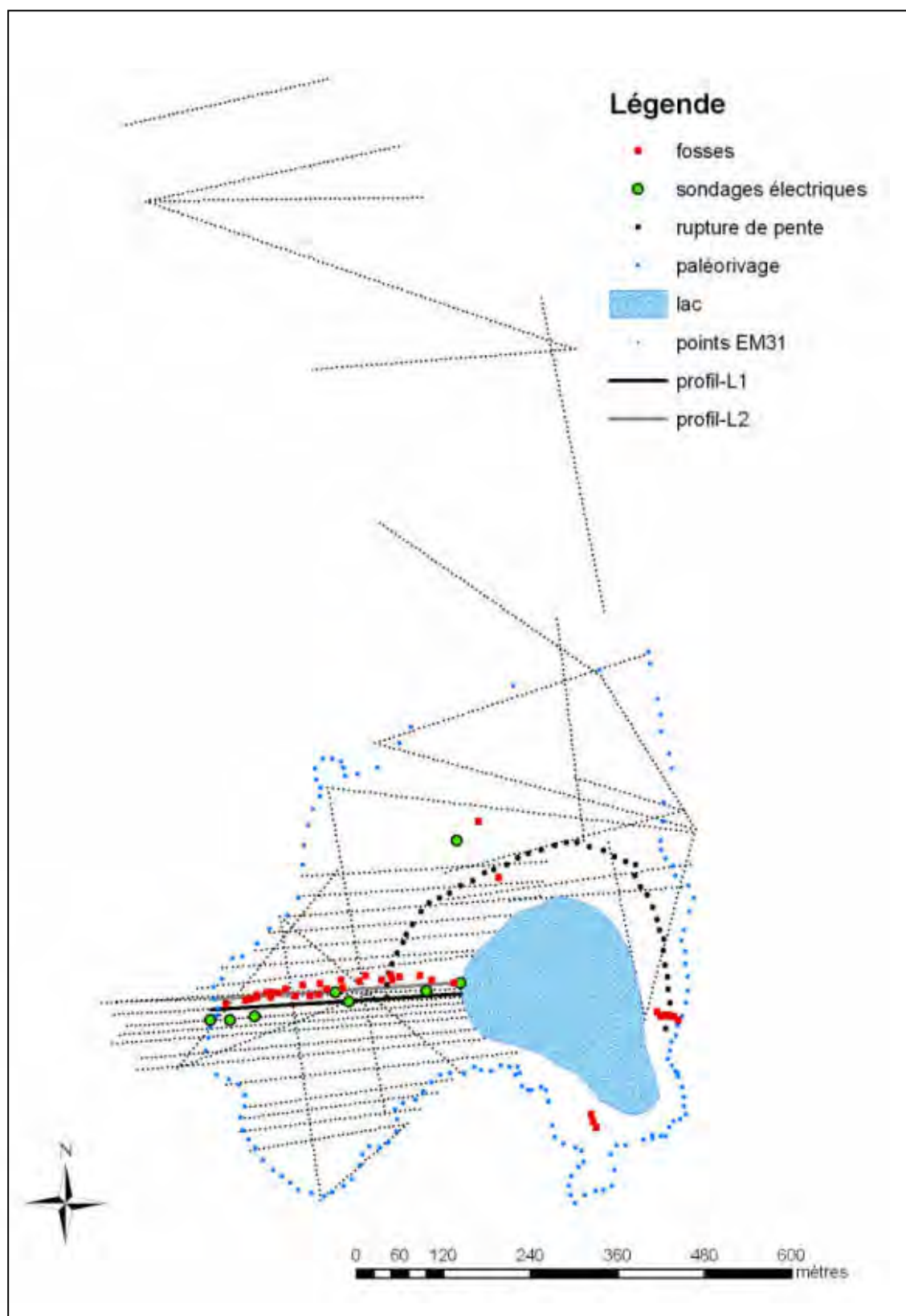


Fig. 6. 1. : Localisation des différents profils géophysiques dont les profils de référence L1 et L2.

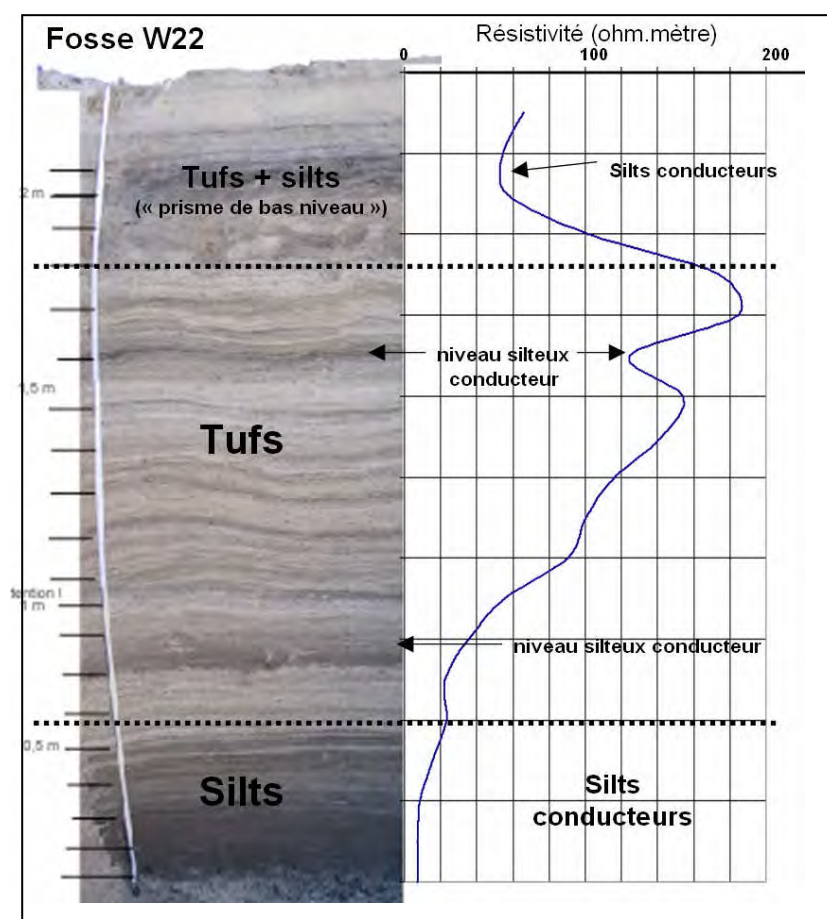


Fig. 6. 2. : Profil de résistivité électrique vertical réalisé le long de la paroi de la fosse W22.

Du sommet à la base, nous observons un premier niveau d'environ 50 cm correspondant aux dépôts récents perturbés (Fig. 5. 1.) composé de silts et de tufs. Cette couche superficielle est caractérisée par une résistivité moyenne d'environ 30 ohm.mètre. Dessous, un horizon plus riche en silt (sombre sur la Fig. 6. 2.) se démarque par une résistivité moindre. Celle-ci augmente fortement à la base de cette couche, marquant la transition avec les tufs sous-jacents. L'épaisseur métrique de tufs à charophytes (environ 1,20 m) est caractérisée par une résistivité élevée dans sa partie supérieure (> 100 ohm.mètre) ; elle diminue progressivement dans sa partie inférieure (< 40 ohm.mètre). Cette chute peut s'expliquer par l'enrichissement en silts à la base de la fosse. Elle peut également résulter d'une augmentation de la compaction avec la profondeur qui entraînerait une diminution de la porosité (et donc une diminution de résistivité). En base de fosse, les sédiments deviennent franchement silteux au contact du substratum, et le milieu devient très conducteur (résistivité < 10 ohm.mètre). La nappe d'eau ayant été rencontrée seulement tout au fond de la fosse, les différentes couches énumérées ci-dessus sont non saturées.

Ces résultats mettent en avant le caractère résistant des faciès de tufs à charophytes et à l'inverse le comportement conducteur des silts. Ces observations nous permettent de comprendre les résultats obtenus à partir des différents profils géophysiques.

6.1.2 : Profils de référence

Deux profils de référence ont été réalisés parallèlement au transect W (Fig. 6. 1.) ; le premier est situé une vingtaine de mètres au sud et le second est superposé au transect (seules les mesures EM31 en mode vertical ont été prises, les autres mesures plus superficielles risquant d'être perturbées par la présence des fosses rebouchées). Les variations de conductivité le long de ces deux profils sont présentées sur la figure 6. 3.

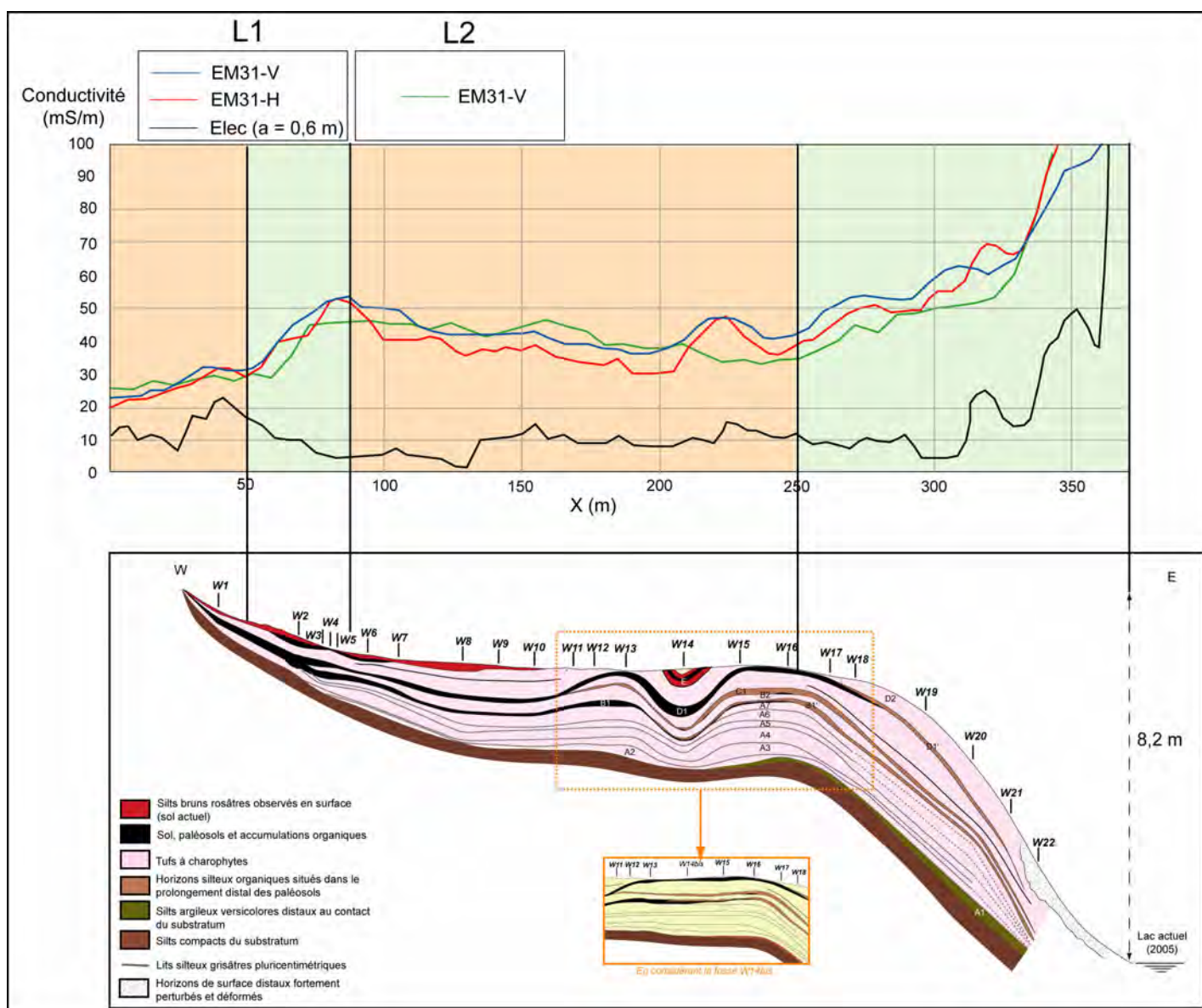


Fig. 6. 3. : Evolution de la conductivité des dépôts situés à l'ouest du lac actuel le long des deux profils de référence L1 et L2.

Le profil de conductivité L1 étant décalé d'une vingtaine de mètres vers le sud par rapport à la coupe établie à partir des fosses, il convient d'être prudent vis-à-vis des corrélations entre les données géologiques et géophysiques, notamment en ce qui concerne les mesures de surface de L1 (méthode électrique avec le dispositif Wenner où $a = 60$ cm). Pour les mesures plus profondes (EM31-mode V), des tendances similaires sont observées entre le profil L1 et le profil L2. De plus, la carte de conductivité haute résolution du secteur (Fig. 6. 4.) montre que les deux profils rencontrent les mêmes types de dépôts (il ne semble pas exister de différence majeure entre eux).

Sur les profils L1 et L2 réalisés en EM31-mode V (en bleu et vert respectivement sur la figure 6. 3.), avec une profondeur d'investigation d'environ 6 m, nous pouvons distinguer - d'ouest en est - les 4 secteurs suivants.

Entre $X=0$ et $X=50$ m, le terrain est globalement résistant (la conductivité ne dépasse pas 35 mS/m). Les sédiments lacustres sont peu épais à absents (moins de 1 m dans en **W1**). Le substrat dolomitique n'affleure pas ; il est recouvert par les silts plio-quaternaires de cône de déjection (Baali, 1998). Il affleure cependant plus au nord, suggérant une situation à faible profondeur, sous les silts, dans cette partie du profil.

Entre $X=50$ m et $X=90$ m, la conductivité augmente très nettement, atteignant 54 mS/m à $X=80$ m sur L1 (valeurs plus faibles en L2). Cette augmentation est à mettre en relation avec l'épaississement du remplissage lacustre, qui atteint 1,45 m en **W6**. Cependant, les tufs étant plus résistants que les silts, il

semblerait logique de mesurer une diminution de conductivité mais l'inverse est observé. Ceci pourrait s'expliquer par un approfondissement du substrat dolomitique (très résistant), en parallèle à une augmentation de l'épaisseur des silts de base (électriquement conducteurs).

De $X=90$ m jusqu'à $X=250$ m, la conductivité reste assez élevée mais décroît sensiblement, atteignant un minimum de 36 mS/m à $X=190$ m pour L1 et $X=240$ m pour L2. Dans tout ce secteur, il est probable que le substrat dolomitique soit trop profond pour influencer les mesures EM31. Dans ce cas, la baisse continue de conductivité pourrait s'expliquer par l'augmentation progressive de l'épaisseur des tufs. Leur épaisseur dépasse en effet 1,40 m et l'EM31 en mode vertical est très sensible aux terrains compris entre 1 et 3 m de profondeur. De plus, l'épaisseur des paléosols est moindre en zone médiane, ce qui peut entraîner une baisse de conductivité. Notons enfin la présence d'une zone un peu plus résistante à $X=220$ m pour L1. Celle-ci n'aurait qu'une valeur locale, le profil L2 situé au niveau de la ligne de fosses ne montrant aucune anomalie.

Enfin, entre $X=250$ m et le lac actuel, la conductivité augmente, d'abord lentement jusqu'à $X=325$ m, puis très fortement au-delà, pour dépasser 100 mS/m à proximité du plan d'eau. Notons que le début de l'augmentation coïncide avec la rupture de pente. L'explication de cette forte hausse de la conductivité est liée à la topographie : en descendant vers le lac, nous nous rapprochons du toit de la nappe d'eau et des silts saturés (très conducteurs). L'effet de la nappe est faiblement ressenti jusqu'à $X=325$ m, car elle est située à plus de 3 m de profondeur. A proximité du lac, la présence de l'eau à moins de 3 m de profondeur influence très fortement les mesures. La grande épaisseur des tufs n'est pas suffisante pour compenser ce phénomène.

Le profil L1 réalisé en EM31-mode H (apparaissant en rouge sur la figure 6. 3.) est assez semblable au profil en mode vertical, alors que la profondeur d'investigation est divisée par 2 (3 m en mode H au lieu de 6 m en mode V). Toutefois, la conductivité entre $X=90$ m et $X=300$ m est un peu plus faible en mode H et ce en raison d'une plus grande influence des tufs (résistants) par rapport aux silts de base (l'appareil en mode H est surtout sensible aux terrains entre 0 et 2 m de profondeur).

Enfin, les mesures de surface réalisées avec le résistivimètre ($a=0,6$ m ; courbe noire sur la figure 6. 3.), sensibles aux 40 premiers centimètres de terrain, sont déconnectées des mesures profondes, excepté au-delà de $X=300$ m où la proximité de la nappe influence tout de même les niveaux superficiels. Les mesures de surface sont fortement modulées par les variations d'épaisseur du sol actuel et par la présence de paléosols. Ainsi l'anomalie conductrice vers $X=40$ m correspond, sur le terrain, à une zone plus sombre (plus riche en matière organique) alors que l'affleurement direct des tufs se signale par des valeurs très résistantes (à $X=125$ m par exemple). La coupe géologique, à cause de son décalage de 20 m par rapport au profil L1, ne peut pas illustrer cette relation.

6.1.3 : Carte de conductivité

Une série de 40 profils EM31 en mode vertical a permis d'établir une carte de conductivité du site sur une surface d'environ 30 ha avec une profondeur d'investigation voisine de 6 m. Les profils sont espacés d'une vingtaine de mètres en moyenne sur l'ensemble du secteur ouest de la dayet, où la grande densité de mesures permet d'établir une carte de conductivité à haute résolution (maille de $3*3$ m, Fig. 6. 4.). L'orientation majoritairement est-ouest des profils est choisie de manière à mettre en évidence les éventuelles « structures » nord-sud parallèles au paléorivage. Les profils sont cependant suffisamment resserrés pour révéler les structures orientées est-ouest. Au nord de la dayet en revanche, les profils EM31 sont beaucoup plus espacés, mais ils sont suffisamment nombreux pour y détecter un éventuel exutoire.

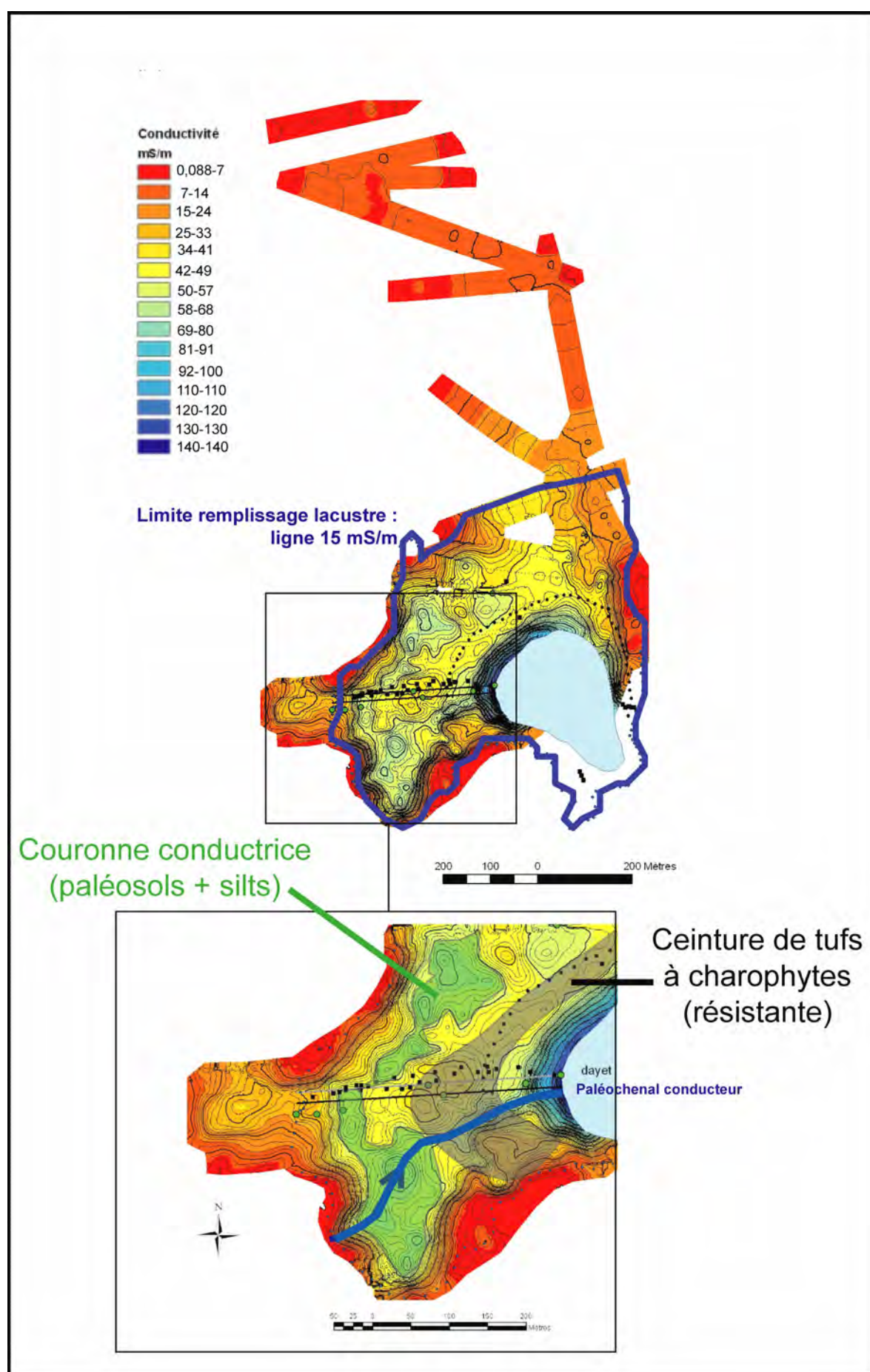


Fig. 6. 4. : Carte de conductivité de la cuvette lacustre de la dayet Afouragh.

Dans un premier temps, la carte de conductivité nous permet d'apprécier la limite des dépôts lacustres qui, grossièrement, correspond à celle du paléorivage (Fig. 6. 4.). La carte met en évidence deux ceintures à l'ouest du plan d'eau actuel. La première, distale, est résistante et correspond aux plus fortes épaisseurs de tufs et donc à la ceinture de foisonnement des charophytes. La seconde, proximale, est conductrice et correspond aux importantes épaisseurs de paléosols et silts mais également aux sédiments compactés. Un paléochenal d'orientation WSW a également pu être mis en évidence. Notons également que la ligne du rivage ancien se superpose à celle de plus forte conductivité, le substratum dolomitique résistant étant peu profond à ce niveau.

Résumé du Chapitre 6

Les prospections géophysiques nous ont permis d'apprécier la répartition spatiale des différents types de dépôts au sein de la cuvette lacustre. **Les tufs à charophytes**, résistants, se **répartissent en zone distale en formant une ceinture correspondant à une zone de foisonnement**. Les paléosols et silts sont répartis selon une couronne (conductrice) en domaine proximal. La mise en évidence d'un paléochenal témoigne d'un système qui a subi de profonds changements. La carte de conductivité témoigne que **le transect d'étude réalisé à l'ouest du plan d'eau actuel n'est pas situé sur le trajet d'un ancien chenal**.

*

Dans cette partie, nous avons pu entrevoir la variété des faciès et les changements hydrologiques du système lacustre au cours de la période historique. L'étude de la phase biogène apparaît être indispensable pour reconstituer les différents environnements de dépôt. Les charophytes, responsables de la formation des plus importantes épaisseurs de sédiments, font l'objet d'une étude dans le chapitre suivant.

PARTIE III

Etude de la phase biogène

Chapitre 7 : Les charophytes

Chapitre 8 : Les assemblages d'ostracodes

Chapitre 9 : Autres indicateurs biogènes

Chapitre 10 : Apports des bioindicateurs dans la reconstitution des environnements lacustres de la dayet Afourgagh

Chapitre 7

Les charophytes

PARTIE III

Etude de la phase biogène

Les différents faciès caractérisés dans la partie précédente contiennent des quantités variables de bioclastes. Les tufs sont composés de l'accumulation d'encroûtements de tiges de charophytes effondrés; mais il est également possible d'y observer des valves d'ostracodes, des coquilles de gastéropodes et de rares bivalves. Les silts et paléosols sont enrichis en ostracodes et gastéropodes. La géométrie des dépôts nous a apporté des informations primordiales pour caractériser les fluctuations du niveau lacustre au cours de la période historique. Afin de contraindre les environnements de dépôts liés à ces fluctuations, il apparaît nécessaire d'étudier les biofaciès. Dans cette partie, nous présenterons donc les différents types de vestiges d'organismes qui ont été rencontrés et/ou utilisés pour la reconstitution des environnements de dépôt. Dans ce but, nous détaillerons les informations que nous pouvons tirer de chaque groupe et les confronterons dans une synthèse. Les tufs représentent les plus importantes épaisseurs de dépôt, les charophytes qui sont à l'origine de leur formation font l'objet du premier chapitre de cette partie.

Chapitre 7 : Les charophytes

Les charophytes figurent parmi les plus complexes de toutes les algues vertes. De plus, elles présentent une spécificité : de leur vivant, leurs oogones peuvent se calcifier. La chute de ces productions (gyrogonites) sur le sédiment constitue un facteur favorable à la fossilisation. Dès lors, ces microfossiles peuvent se retrouver au sein du sédiment, tout comme des restes végétatifs encroûtés (formations de carbonates par bioinduction) ainsi que des oospores nues. Etant donné l'adaptation des différentes espèces à des conditions variées de l'environnement, les restes de ces algues offrent un potentiel intéressant pour la reconstitution des milieux anciens. Par ce biais, l'étude des charophytes constitue donc un excellent outil de reconstitution des paléoenvironnements lacustres, particulièrement depuis le début des années 1980 (Soulié-Märsche, 2002). Leur utilisation en tant que biomarqueurs, par comparaison avec les espèces actuelles, s'est développée de manière importante. Il est en effet possible de contraindre l'interprétation des environnements de dépôts par l'étude des restes « fossiles » de ces algues (Soulié-Märsche, 1991, 2002 ; García, 1994 ; García & Chivas, 2006). Ainsi de nombreuses études de paléolimnologie utilisent ces marqueurs afin de reconstituer des variations de niveau lacustre (paléobathymétrie, mouvements de la ligne de rivage, épisodes régressifs ou transgressifs abrupts), de chimie des eaux (alcalinité des eaux, salinité, température, composition ionique), de climat, de confinement et de mécanique sédimentaire du système lacustre (Kröpelin & Soulié-Märsche, 1991 ; Benkaddour, 1993 ; Soulié-Märsche, 1993 ; Hui *et al.*, 1996 ; Anadón *et al.*, 2002b ; Elkhiahi *et al.*, 2004 ; Djamali *et al.*, 2006).

Après avoir présenté les charophytes du point de vue biologique et précisé leur écologie (de façon détaillée, l'outil étant encore peu utilisé), nous envisagerons dans ce chapitre les conditions d'utilisation de leurs restes fossiles dans la reconstitution des paléoenvironnements du lac Afourgagh.

7.1 : Position des charophytes dans le règne végétal

Les formes fossiles de charophytes²⁸ comprennent plus de 50 genres alors que les formes actuelles sont regroupées dans une seule famille (*Characeae*), 7 genres (*Chara*, *Lamprothamnium*, *Nitellopsis*, *Nitella*, *Tolypella*, *Lychnothamnus* et *Sphaerochara*, Soulié-Märsche, 1989) et plus d'une centaine d'espèces. Le groupe date du Dévonien (-395 à -345 millions d'années) et la famille actuelle du Trias (-225 à -190 millions d'années). La famille se développe largement au Crétacé supérieur et atteint un maximum d'expansion à l'Eocène et à l'Oligocène. Un déclin (diminution du nombre de genres surtout) se produit à partir du Miocène (Corillion, 1957, 1975). Depuis leur origine jusqu'à la

28 – « Chara » (LINNÉ, *Syst. veget.*, 1798, p. 689), peut-être emprunté au latin *chara* = « sorte de racine comestible »

période actuelle, les charophytes ont subi une évolution importante de leurs fructifications et de leurs formes (Auderset Joye, 1993).

La position des charophytes dans le Règne végétal est à l'origine de nombreux débats et a fait l'objet de nombreuses interprétations mais aujourd'hui, elles sont regroupées dans la Classe des *Charophycées* (De Reviers, 2002). La classification des Characées est représentée sur la figure 7. 1.

7.2 : Biologie des charophytes : appareil végétatif, appareils reproducteurs et reproduction (d'après Corillion, 1975, Bourrelly, 1988 et De Reviers, 2002)

Les Characées présentent un degré de différenciation supérieur à celui de toutes les autres « algues » vertes. En particulier, l'organisation de leur appareil reproducteur (oogone et, surtout, anthéridie) est très évoluée. La plante, entièrement submergée, est formée d'une « tige » principale avec des tiges secondaires portant des verticilles réguliers de « rameaux » et de « feuilles ». Le sujet adulte est constitué d'un axe primaire dressé, fixé au sol par des rhizoïdes, présentant des axes secondaires et des verticilles de rameaux courts.

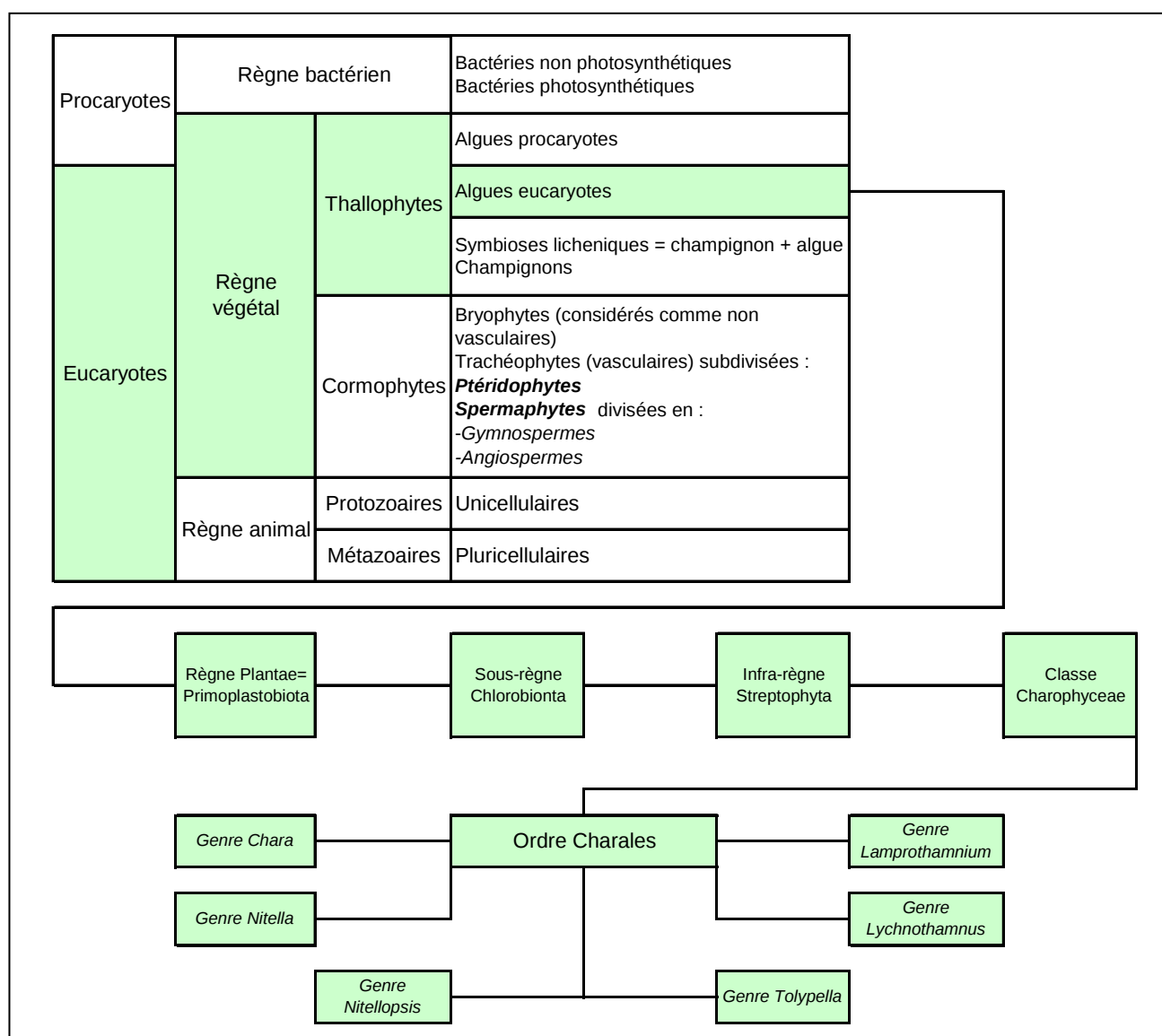


Fig.7. 1. Classification des « Characées » (d'après De Reviers, 2002, modifié)

7.2.1 : L'appareil végétatif

7.2.1.1 : Axes et phylloïdes

Le thalle des charophytes est formé par un ensemble d'axes ramifiés et verticillés²⁹, les cladomes³⁰. La germination de la « graine » (oospore) donne naissance à un petit cladome primaire et rudimentaire d'environ 1 cm de hauteur (le pro-embryon) qui produit lui-même un système de cladomes ramifiés, fixé par des rhizoïdes (Fig. 7. 2.).

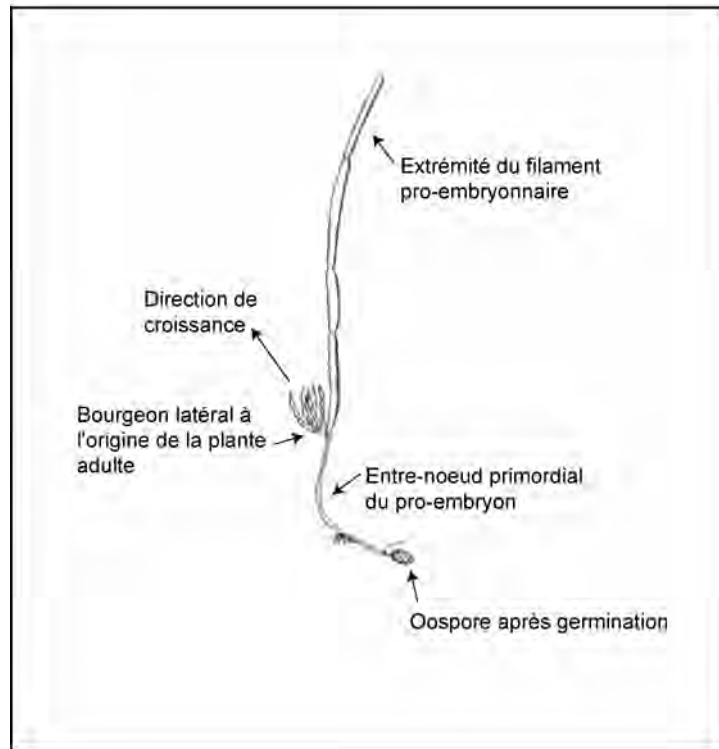


Fig. 7. 2. Représentation d'un pro-embryon (genre *Chara*, d'après Bourrelly, 1988, modifié)

→ **Le cladome**, à croissance indéfinie, est formé d'entre-nœuds allongés, séparés par des nœuds courts à division transversale. Il s'accroît par le jeu d'une cellule initiale apicale.

→ **Les entre-nœuds**, qui atteignent parfois 25 cm, ont une cellule unique, à nombreux noyaux, parfois recouverte d'un cortex formé par une gaine de cellules allongées accolées à la cellule axiale.

→ **Les nœuds** sont des disques courts, pluricellulaires avec des cellules nodales³¹ centrales entourées de cellules nodales péricentrales. Ces cellules péricentrales sont au nombre de 6 à 10 et donnent naissance à 6 à 10 phylloïdes à croissance définie groupés en verticilles autour du nœud (Fig. 7. 3.).

29 - Verticille = ensemble d'organes végétaux tous insérés à un même niveau de l'axe qui les porte.

30 - Cladome = désigne un axe se développant par le jeu d'une cellule initiale apicale qui engendre une file de croissance indéfinie formée de segments cellulaires devenant des nœuds et entre-nœuds à alternance régulière. Les nœuds produisent à leur tour des phylloïdes de structure semblable à celle de l'axe mais de croissance définie. L'ensemble des cladomes principaux et secondaires constitue la « fronde » (ensemble de l'appareil végétatif d'une Characée).

31 - Nodale = Qui se rapporte au nœud de l'axe ou du phylloïde.

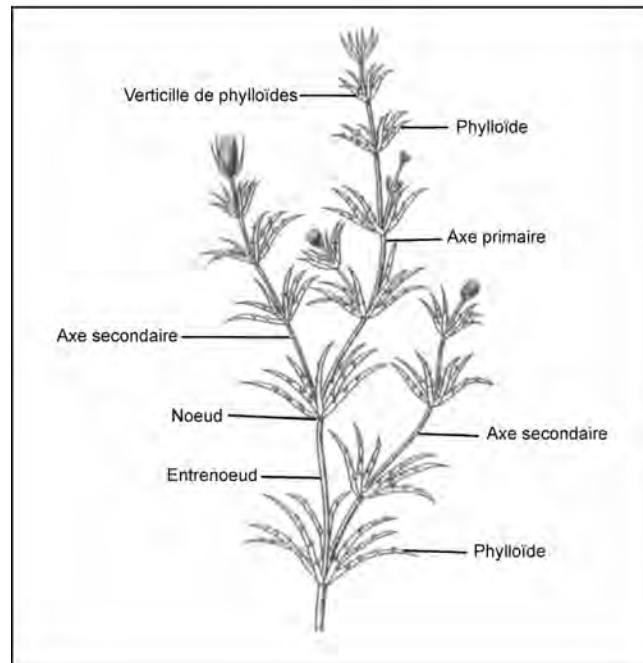


Fig. 7. 3. Morphologie de l'appareil végétatif des Characées (exemple du genre *Chara*, d'après Corillion, 1999).

→ **Les phylloïdes**, réunis en verticilles, possèdent des structures différentes selon les genres (Fig. 7. 3.). Ils présentent à leur tour des nœuds et des entre-nœuds. Leurs nœuds peuvent être entourés d'un petit verticille de cellules allongées (cellules bractées, Fig. 7. 6.).

→ **La cellule apicale initiale** de l'axe se divise transversalement en cellule nodale et cellule internodale³².

→ **Les cellules internodales** subissent des mitoses sans cloisonnement et produisent les entre-nœuds.

→ **Les cellules nodales**, par le jeu de divisions transversales, donnent :

- des axes latéraux (axes secondaires, Fig. 7. 3.) à croissance indéfinie ;
- des phylloïdes courts à croissance limitée groupés en verticilles autour d'un nœud ;
- des stipulodes (Fig. 7. 4.), cellules placées à la base des phylloïdes ; l'ensemble des stipulodes forme une couronne d'une ou de deux rangées à la base de chaque verticille.

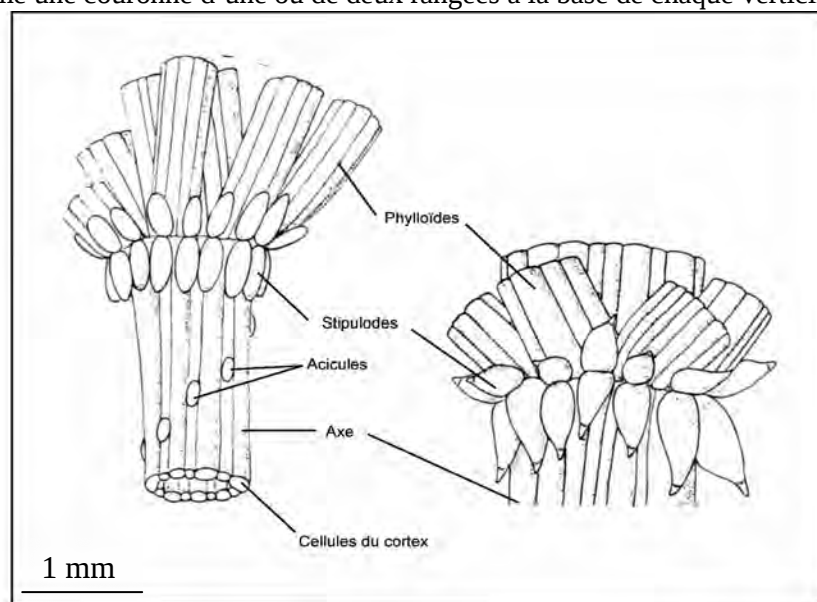


Fig. 7. 4. Exemple de représentation de stipulodes disposés à la base des verticilles (d'après Bourrelly, 1988, mais tenir compte que les stipulodes, contrairement à ce qui est représenté ici, sont unicellulaires).

32 – Internodale = relatif à un entre-nœud de l'axe ou d'un phylloïde.

7.2.1.2 : Cortication

Chez certaines espèces du genre *Chara* ainsi que chez *Lychnothamnus*, les cellules des entre-nœuds de l'axe, ainsi que celles des entre-nœuds des phylloïdes, sont recouvertes d'un cortex³³ (Fig. 7. 4.) formé de longs filaments longitudinaux légèrement tordus en hélice dans le sens des aiguilles d'une montre (pouvant donner à l'axe un aspect torsadé, Fig. 7. 5.). Ces filaments corticaux d'un entre-nœud proviennent des cellules nodales des deux nœuds consécutifs et « rampent » d'un nœud à l'autre en remontant vers le milieu de l'entre-nœud qu'elles entourent. Ces filaments corticaux primaires sont de même nombre que les phylloïdes du verticille : ils ont eux aussi des nœuds et des entre-nœuds ; leurs nœuds produisent parfois des épines de formes variées appelées acicules (Fig. 7. 4. et 7. 5.) mais également des filaments corticaux secondaires qui s'allongent et s'intercalent de chaque côté des filaments primaires.

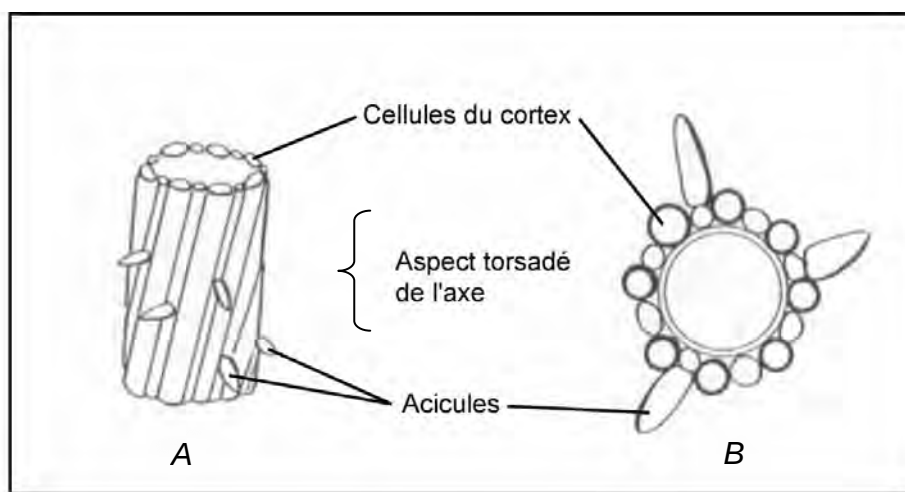


Fig. 7. 5. Exemple de cortication chez le genre *Chara* (A = coupe transversale, B = coupe latérale, d'après Bourrelly, 1988, modifié).

Selon le mode de fonctionnement du filament primaire il est possible de distinguer trois types de cortication, les individus sont alors qualifiés de la manière suivante.

→ **haplostiques** : les nœuds des filaments primaires ne produisent que des acicules, à l'exclusion de tout autre élément corticant secondaire ; dans ce cas, le nombre de files corticantes de l'entre-nœud est le même que celui des phylloïdes des proches verticilles.

→ **diplostiques** : les nœuds des files primaires produisent à la fois des acicules et des éléments secondaires cylindriques et longitudinaux, les filaments corticants secondaires, qui flanquent les files primaires en s'intercalant entre elles (cas de la figure 7. 5.).

→ **triplostiques** : à chaque phylloïde correspond, sur l'entre-nœud, 3 files de cellules corticantes ; un caractère important pour l'étude et la détermination des espèces du genre *Chara* est fondé sur le calibre des files corticantes.

→ **cortication tylacanthée** : les filaments primaires ont un calibre supérieur à celui des filaments secondaires.

→ **cortication aulacanthée** : les filaments primaires ont un calibre inférieur à celui des filaments secondaires.

→ **cortication isostique** : les filaments primaires et secondaires ont un calibre sensiblement similaire. Dans la pratique, des structures intermédiaires peuvent se présenter, à l'intérieur de la même espèce et, parfois, sur le même sujet.

33 - Cortex = Cortication, ensemble des files de cellules corticantes de nature pleuridienne, enveloppant partiellement ou totalement les axes et les phylloïdes. Pleuridie = Pièce insérée, au niveau d'un nœud, sur le flanc d'un cladome.

7.2.2 : Appareil reproducteur et reproduction

7.2.2.1 : Les appareils reproducteurs (gamétanges)

Les gamétanges mâles, anthéridies (ou globules), et les gamétanges femelles, oogones (ou nucules), croissent sur les nœuds des phylloïdes verticillés, groupés sur une même plante (espèces monoïques) ou sur des plantes différentes (espèces dioïques). Anthéridies et oogones sont de grande taille (dépassant parfois le mm) et visibles à l'œil nu (Fig 7. 6.).

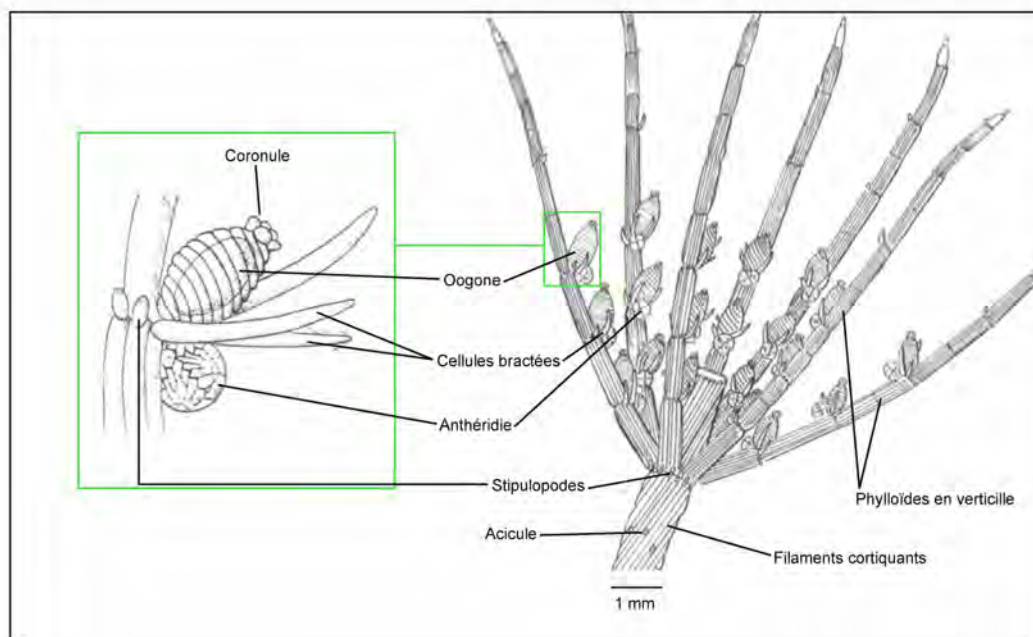


Fig. 7. 6. Verticille d'une espèce monoïque du genre *Chara*, montrant le système de cortication. Sur les phylloïdes du verticille apparaissent les anthéridies et les oogones (d'après Bourrelly, 1988, modifié).

Chacun des gamétanges peut être considéré comme un petit cladome modifié, avec un gamétocyste unique (oocyste ou oosphère) dans l'oogone (Fig. 7. 7.) et de nombreux gamétocystes (spermatocystes) dans l'anthéridie (Fig. 7. 8.).

→ **L'anthéridie**, souvent de couleur rouge ou orangée, a la forme d'une petite sphère limitée par 8 écussons triangulaires³⁴ (ou boucliers) à bords dentelés. Elle est fixée sur le phylloïde par un pédicelle qui atteint le centre de l'anthéridie (Fig. 7. 8.). Huit piliers (manubrium) rayonnants réunissent les valves de l'anthéridie à l'extrémité centrale du pédicelle. Au centre, 8 cellules du capitulum primaire (une par manubrium) produisent chacune 6 bouquets de 4 filaments anthéridiens. Ces filaments, très longs, contournés, enchevêtrés, se divisent transversalement et forment jusqu'à 200 logettes. De chaque logette s'échappe un spermatozoïde à corps allongé, tordu en hélice et portant deux longs fouets de tailles équivalentes (Fig. 7. 8.).

→ **L'oogone**, ovoïde et de couleur verte (Fig. 7. 7.), possède une structure beaucoup plus simple que celle de l'anthéridie. Il est formé par une oosphère unique entourée d'un cortex de 5 cellules allongées enroulées en hélice. A la partie apicale, ces 5 cellules sont coiffées d'une coronule³⁵ (Fig. 7. 7. et Fig. 7. 8.). La fécondation par les spermatozoïdes s'opère par les interstices du sommet du cortex oogonial (Fig. 7. 9.). Elle aboutit à la formation d'un hypnozygote³⁶ (oospore) chargé de réserves majoritairement amylacées, qui peut survivre longtemps (plusieurs années en état de vie latente).

34 - Une seule espèce, *Chara zeylanica*, possède des anthéridies avec 4 écussons au lieu de 8.

35 - Petit organe pentagonal (vu en plan) couronnant l'oogone des Characées. Il est constitué (vu de profil) par un étage (*Chara*) ou deux étages (*Nitella*) de petites cellules prolongeant au sommet les 5 cellules-spirales de l'oogone.

36 - Zygote, à la paroi épaisse, qui germe après une période de dormance (état de vie latente).

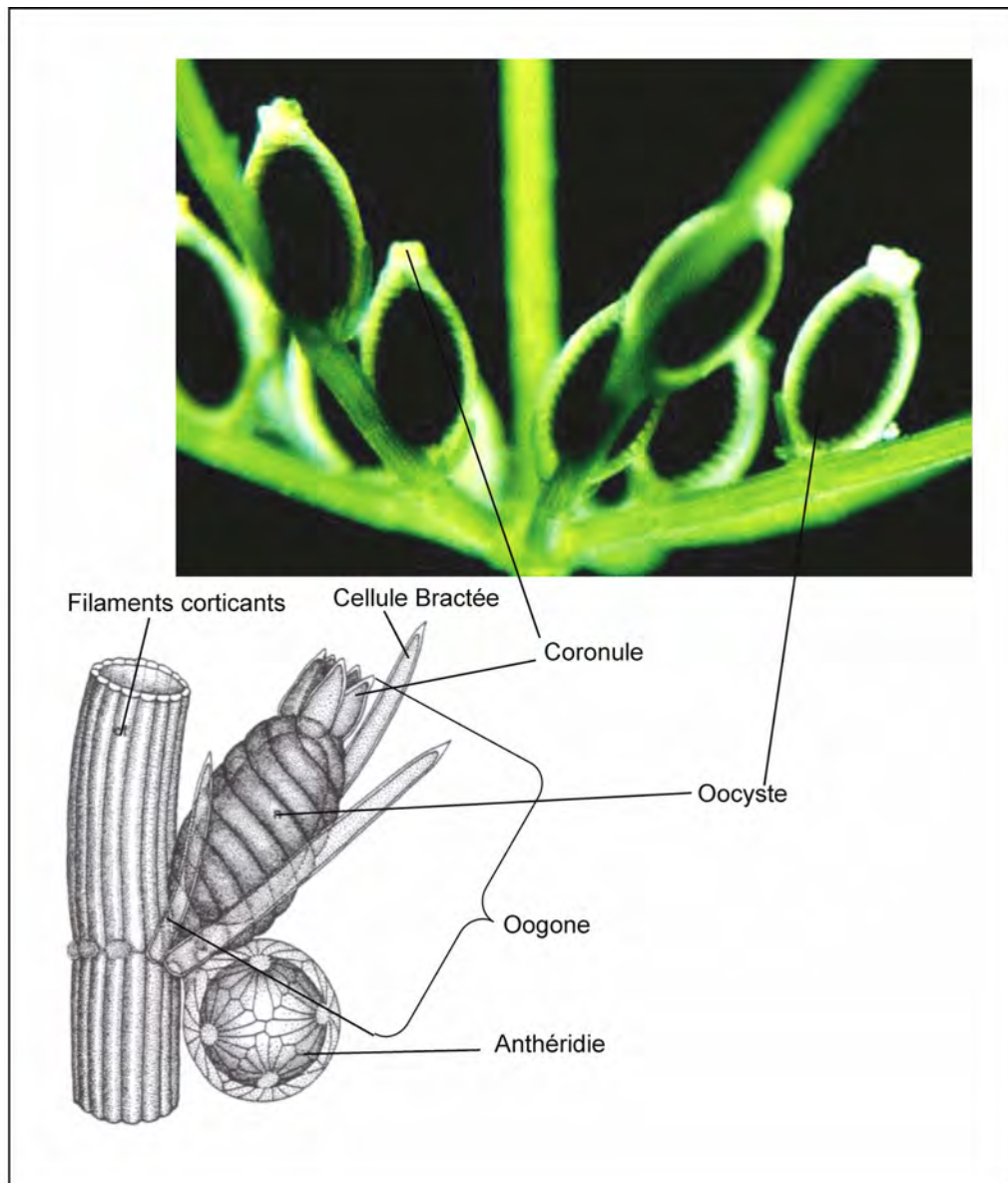


Fig. 7. 7. Représentation schématique d'un nœud fertile et de ses différentes composantes (d'après Bourrelly, 1988, modifié, photo originale d'un site internet).

7.2.2.2 : Cycle de reproduction (reproduction sexuée)

Le cycle de reproduction des charophytes est monogénétique³⁷ haplontique³⁸ et dépourvu de spores, avec un hypnozygote, mais sans phénomène de conjugaison³⁹ ; il y a oogamie⁴⁰ et les gamètes ne sont pas amiboïdes⁴¹ : le gamète mâle est un spermatozoïde et le gamète femelle une oosphère (Fig. 7. 9.). L'hypnozygote peut posséder une enveloppe calcifiée qui le rend apte à la fossilisation, on lui attribue alors le nom de « gyrogonite ».

37 - Cycle de vie comportant une seule génération.

38 - Cycle de développement ne comportant qu'une phase haploïde (cellules à n chromosomes).

39 - Mode de reproduction de certains organismes : une structure établie une passerelle entre deux gamétocystes contenant des gamètes de sexes opposés puis, soit un gamète va à la rencontre de l'autre, soit les deux vont à la rencontre l'un de l'autre, au moyen de mouvements amiboïdes, et la fécondation survient.

40 - Fusion d'une oosphère avec un gamète mâle petit et mobile.

41 - Qualifie les mouvements ressemblant à ceux des amibes qui se déplacent par émission de pseudopodes.

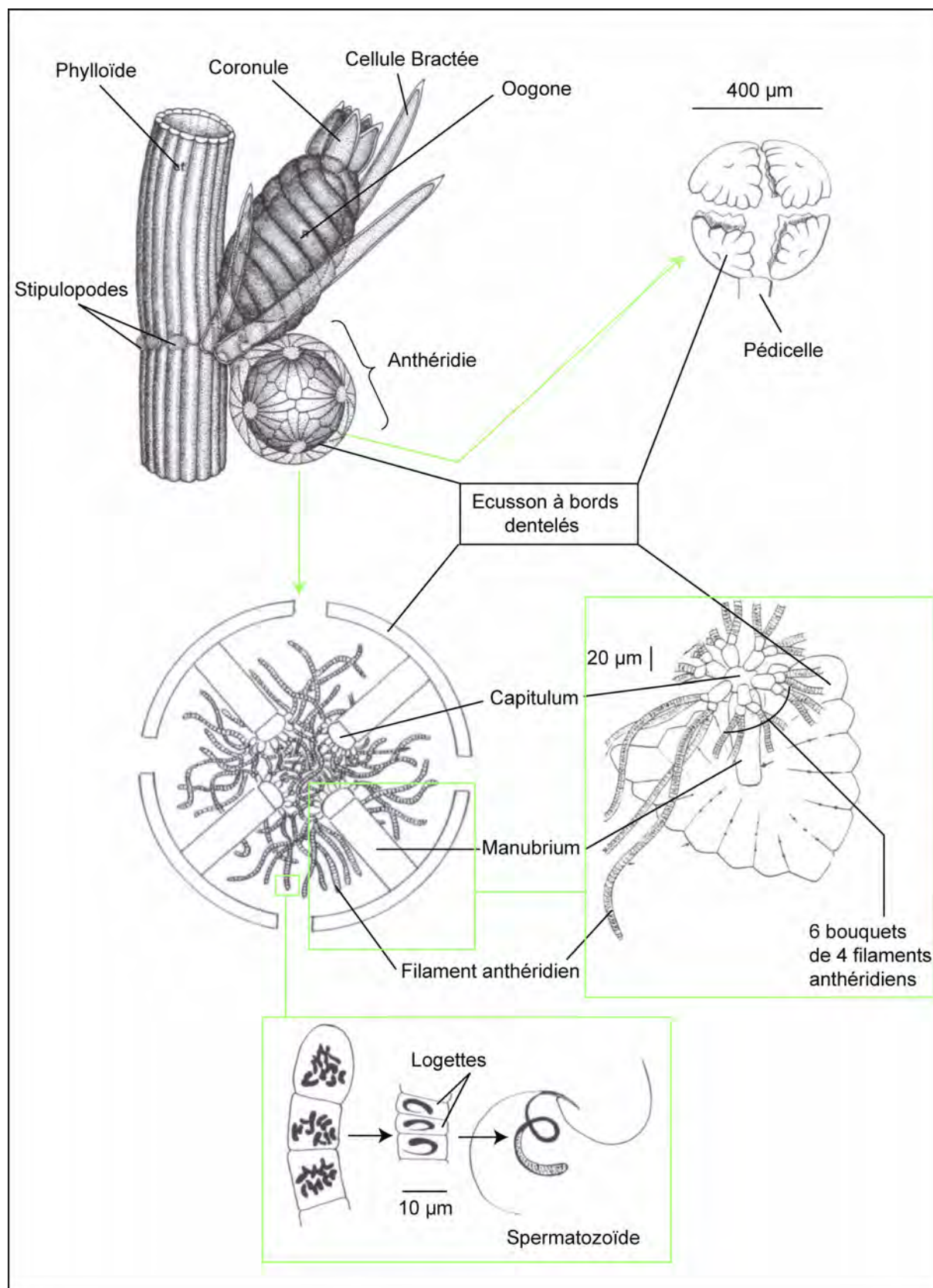


Fig. 7. 8. Représentation schématique d'une anthéridie et de ses différentes composantes (d'après Corillion, 1975 et Bourrelly, 1988, modifié).

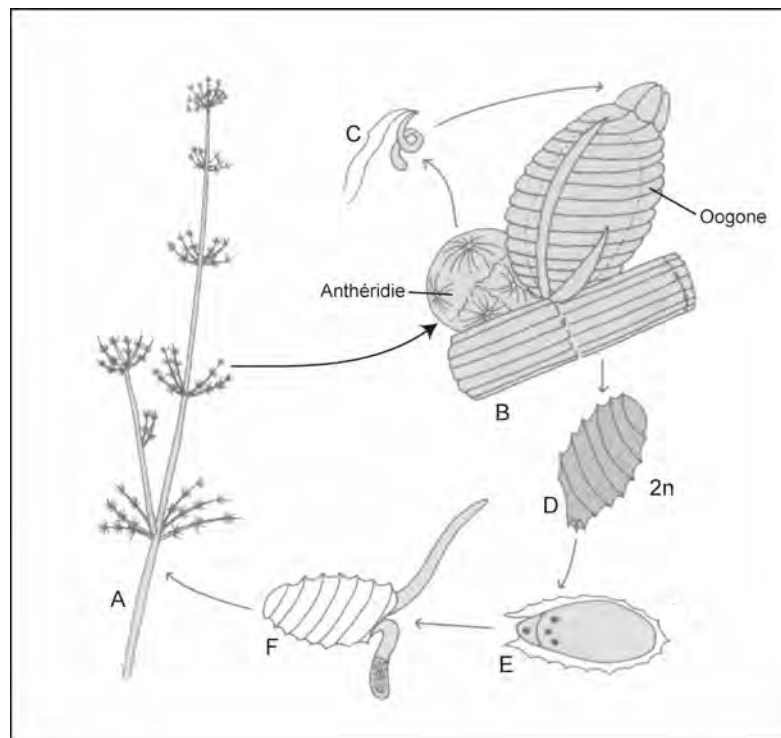


Fig. 7. 9. : Cycle de reproduction d'une espèce monoïque de *Chara* (d'après Gayral, 1975 et De Reviers, 2002, modifié). A. Représentation schématique d'un thalle de *Chara*. B. Détail de la disposition des organes reproducteurs. C. L'anthéridie libère les spermatozoïdes qui vont féconder l'oosphère (oocyste) contenue dans l'oogone. D. Le zygote résultant de la fécondation (hypnozygote, souvent nommé oospore), est libéré. E. Le zygote tombe dans le sédiment où il va passer la mauvaise saison. F. Lorsque les conditions redeviennent favorables, le zygote germe. Son noyau subit la méiose et trois des quatre noyaux formés sont isolés dans un territoire cytoplasmique (cellule nourricière) et dégénèrent ; Le quatrième noyau, fonctionnel, est situé dans une petite cellule initiale (cellule fertile) dont les divisions vont produire un nouveau thalle.

Remarque : Reproduction végétative et bulbilles.

A côté de la reproduction sexuée peut avoir lieu une multiplication végétative par repousses à partir de bulbilles (Fig. 7. 10.). Elles apparaissent typiquement aux nœuds des rhizoïdes, mais aussi aux nœuds inférieurs ou moyens des axes de la plante. Leur aspect varie d'un blanc très pur à verdâtre et elles sont, suivant les espèces, de forme sphérique, étoilée ou disposées en amas.



Fig. 7. 10. : Bulbilles étoilées de *Nitellopsis obtusa* (schéma d'après Bourrely, 1988).

7.3 : Facteurs écologiques et distribution des charophytes (d'après Corillion, 1957, 1961, 1975 ; Elkhiaiti, 1987 ; García, 1994 ; Guha, 1995).

Les charophytes représentent une part importante de la végétation de nombreux milieux aquatiques continentaux (lacs, marais, rivières...). Les différentes espèces de charophytes peuplent des milieux de salinités variables, temporaires ou non, allant du petit étang aux lacs de grande taille. Ils font partie des premiers végétaux à coloniser un milieu ayant subi de fortes perturbations (Wade, 1990 in Coops, 2002). Certaines espèces sont écotypiques comme *Lamprothamnium papulosum* qui est la plus halophile (salinité de 20 à 40 ‰), d'autres sont ubiquistes (comme *Chara vulgaris*).

De nombreux travaux de recherche sur les charophytes consistent à établir le parallélisme entre la systématique botanique et la paléobotanique. De nombreux travaux sont axés sur la compréhension des conditions écologiques influençant le développement des différentes espèces. Ces études (de terrain ou en laboratoire), qu'elles soient axées sur des milieux précis (Guha, 1995), consacrées à des facteurs écologiques particuliers (Schwartz *et al.*, 1997, 2002 ; Blindow, 2000) ou à un seul type d'espèce (Blindow *et al.*, 2003 ; Van Nes *et al.*, 2002), montrent que de nombreux facteurs influencent le développement des charophytes et plus précisément sur la formation des gamétanges. En effet la mise en place des fructifications femelles et surtout leur mûrissement et calcification se font sous des conditions écologiques plus drastiques que celle de l'appareil végétatif. Ceci procure aux gyrogonites une signification paléoécologique notable. De plus, les charophytes jouent un rôle important dans la chaîne trophique car elles abritent une importante communauté d'épiphytes (diatomées...) mangés par de petits organismes (ostracodes...) servant à leur tour de nourriture aux poissons et aux oiseaux (García, 1994). L'appareil végétatif peut également être directement consommé par des mollusques, oiseaux et poissons. De nombreux paramètres influençant la présence ou non de certaines espèces ainsi que leur degré de colonisation ont été mis en évidence. La nature du substrat, l'épaisseur de la lame d'eau, la turbidité, la température, le pH, la salinité, le degré de turbidité, la teneur en phosphore et la luminosité sont autant de facteurs limitants.

7.3.1 : Facteurs physiques

7.3.1.1 : Substrat

Les charophytes se développent sur tous les types de substrats (vaseux, sableux, et même rocheux...) mais elles préfèrent les substrats meubles fins peu remaniés. Elles admettent une couche limoneuse de faible épaisseur sur supports variés (roches, bois, milieux artificiels...), des substrats graveleux où les rhizoïdes vont se fixer au sein de la matrice intersticielle fine et des pentes parfois importantes. Corillion (1957) a observé des sujets de *Chara hispida* (espèce de grande taille) se développant sur un substratum de moins d'un centimètre d'épaisseur. Parfois le sédiment peut recouvrir temporairement l'appareil végétatif, la plante restant en parfaite santé (exemple de *Nitella clavata* dans la province de Buenos Aires, évoqué par García, 1994). La granulométrie et la nature chimique du substratum conditionnent les espèces présentes.

La granularité du sédiment permet la pénétration plus ou moins aisée des rhizoïdes dans le substrat et ainsi la fixation des sujets. Certaines espèces recherchent un faciès plus grossier de façon à développer un système rhizoïdien et bulbifère important afin de pouvoir survivre à un milieu plus sujet aux remaniements. La composition chimique, et plus particulièrement les caractères carbonatés ou siliceux du substratum, conditionnent l'installation d'espèces différentes. Sur substrat carbonaté, le genre *Chara* est prédominant voire exclusif. La présence de matière organique en grande quantité est peu propice au développement des charophytes, une trop grande concentration de celle-ci peut même entraîner la disparition d'une riche végétation.

7.3.1.2 : Dynamique

Les variations d'énergie de la lame d'eau, provoquées par des courants, les vents et les activités anthropiques, représentent des facteurs limitants au développement des charophytes. En milieu rhéophile les charophytes peuvent se développer quand les vitesses de courants sont inférieures à 5-6 m/minute. Les courants agissent sur la morphologie, l'aspect et la densité des populations. Dans les zones soumises aux vents, l'agitation peut être suffisante pour empêcher l'installation de charophytes à tiges et systèmes rhizoïdiens fragiles. Par exemple les espèces à fortes incrustations (genre *Chara*) sont éliminées ; seules subsistent les espèces non incrustées.

7.3.1.3 : Régime hydrique

Dans le cas d'un régime saisonnier, le niveau maximum des eaux est observé en hiver et au printemps alors que la période de bas niveau est estivale. Les facteurs importants sont les durées d'émersion et d'immersion ainsi que le degré d'assèchement du substratum. En période de régression des eaux, les charophytes situées à la partie supérieure de la zone de balancement saisonnier sont généralement détruites. Les oospores qui n'ont pas germé peuvent cependant se conserver dans le substrat (plusieurs années pour de nombreuses espèces) pour donner naissance à une nouvelle population en cas de remontée et stabilisation des eaux. A la base de la zone asséchée, le substrat peut demeurer suffisamment humide pour maintenir la base des plantes viable. Ainsi, de nombreuses espèces du genre *Chara* peuvent résister quelque temps à ces conditions. L'assèchement de végétations fermées (herbiers très denses) provoque la dessiccation du sommet des axes. Pour le genre *Chara* il se forme alors un microenvironnement qui entretient l'humidité du substrat et permet la préservation de la base des axes pendant plusieurs semaines. Au retour de l'eau, la croissance peut alors reprendre (phénomène observé chez des individus de *Ch. aspera* et *Ch. hispida* entre autres par Corillion, 1957).

7.3.1.4 : Profondeur d'eau

Les populations de charophytes se développent préférentiellement à des profondeurs comprises entre 0 et 5-10 m. Aux grandes profondeurs, de nombreuses espèces deviennent stériles et se reproduisent uniquement de manière végétative. Certaines espèces du genre *Tolypella* (comme *T. hispanica* dont l'oospore ne se calcifie jamais) et *Lamprothamnium* prolifèrent à des profondeurs inférieures à 1 m. Cette variable est étroitement liée à la température et à la luminosité.

7.3.2 : Facteurs climatiques

7.3.2.1 : Luminosité

Elle est dépendante de l'exposition locale (situation géographique), de la profondeur d'eau, de la transparence⁴² et du type et densité de la communauté végétale. De même le degré d'incrustation (pour le genre *Chara*, très important dans les eaux alcalines, moins dans les eaux neutres ou saumâtres), le dépôt de particules sédimentaires et l'importance de la communauté d'épiphytes sont d'autres facteurs de diminution d'exposition aux radiations solaires. Certaines espèces sont susceptibles de s'adapter aux faibles luminosités, comme par exemple *Nitellopsis obtusa* qui peut pousser jusqu'à 12 m de profondeur ou *Ch. hispida*, observée jusqu'à 9 m. *Chara globularis* est le plus souvent observée entre 1 et 5 m de profondeur. En revanche une espèce telle que *Ch. aspera* préfère les biotopes à fort éclaircissement.

42 - elle-même liée, dans certains cas, aux activités anthropiques telles que les activités pastorales au niveau de la dayet Afourgagh, (voir § 3.2.)

7.3.2.2 : Température

Elle agit sur la germination, la croissance, le développement, la répartition des charophytes aux échelles locales ou générales. Elle est évidemment liée à la profondeur, aux radiations solaires et donc au climat mais également au type de substratum dans les zones peu profondes. Les variations de température se manifestent à différentes échelles temporelles : pluriannuelles, annuelles, saisonnières, journalières. Les zones peu profondes sont soumises à un stress thermique important lié aux variations atmosphériques, particulièrement en altitude où les changements climatiques sont rapides et de forte amplitude. L'évaporation estivale, intense, peut entraîner la précipitation de sels en milieux alcalins et saumâtres provoquant la destruction des populations suite à un choc osmotique. De très fortes variations peuvent être observées dans un même système en fonction de la profondeur : les espèces profondes ont un important retard de développement des fructifications par rapport à celles de bordure.

7.3.3 : Composition des eaux

7.3.3.1 : Salinité

La salinité est un des facteurs les plus importants dans le contrôle des distributions de populations de charophytes. La plupart des espèces sont halophobes ; seules quelques unes sont halophiles ou peuvent s'adapter à des conditions saumâtres. Par exemple pour le genre *Chara*, de nombreuses espèces sont parfois observées en milieu saumâtre comme *Ch. hispida* ou *Ch. aspera*. Citons comme exemple d'espèces typiquement halophiles *Lamprothamnium papulosum* et *Tolypella hispanica*.

7.3.3.2 : Teneur des eaux en calcium

Certaines espèces, particulièrement celles du genre *Nitella*, sont calcifuges. D'autres, comme beaucoup d'espèces du genre *Chara*, sont eurycalciques et peuvent admettre depuis de très faibles concentrations à de très fortes concentrations en calcium⁴³. Par exemple *Ch. globularis* nécessite au minimum 15 mg.L⁻¹ de CaO et supporte jusqu'à environ 300 mg.L⁻¹ (*Ch. hispida* : 55 à 300 mg.L⁻¹ ; *Ch. aspera* : 25 à 250 mg.L⁻¹). Le substratum ne doit pas obligatoirement être calcaire, seules les eaux doivent être au minimum légèrement calciques.

7.3.3.3 : pH

Les charophytes sont observées dans des milieux caractérisés par des pH entre 6 et 9,5. Le genre *Nitella* est observé à des pH acides alors que les espèces du genre *Chara* vivent dans des conditions pH neutre à basique (*Ch. hispida* : 7,3-8,4 ; *Ch. aspera* : 7-8,2 ; *Ch. globularis* : 6,8-8).

7.3.4 : Autres paramètres

De nombreux autres paramètres, souvent liés à la composition chimique des eaux et à l'activité biologique, photosynthétique et bactérienne, influent sur le développement des espèces de charophytes. L'équilibre du système CO₂ - HCO₃⁻ - CO₃²⁻ est lié à la respiration, à l'assimilation photosynthétique et donc à l'activité biologique des végétaux et organismes présents. Ce système définit, avec les hydroxydes, l'alcalinité d'une eau. Il subit des variations très importantes de façon saisonnière et journalière. Les teneurs en oxygène dissous sont soumises à des variations aux mêmes échelles temporelles. Elles sont le résultat de l'effet conjugué de paramètres physiques (pression partielle d'oxygène de l'air, pression atmosphérique, température, vent) et biologiques (photosynthèse, respiration, activité bactérienne, décomposition de la matière organique). Les teneurs en azote (nitrates, nitrites, ion ammonium et azote organique) et en orthophosphates sont primordiales afin

43 - Les limites de tolérances sont difficiles à déterminer car de nombreuses espèces résistent très longtemps à des conditions qui leur sont défavorables.

d'assurer la croissance des individus. Enfin la quantité de matières en suspension au sein du milieu influence grandement le degré de luminosité car elles déterminent le degré de turbidité de l'eau.

7.4 : Charophytes et minéralisation

Les charophytes, du fait de leur métabolisme direct ou ses conséquences sur l'environnement induisent diverses réactions de minéralisation au niveau de leur cladome ou de leurs organes reproducteurs. Les charophytes sont étudiées afin de mieux caractériser les processus de calcification et de photosynthèse (Borowitzka *et al.*, 1974, 1982, 1989 ; Walter & Strauss, 1974 ; Raven *et al.*, 1984 ; Leitch, 1991 ; Mc Connaughey & Falk, 1991). Axes, oogones et gyrogonites possèdent des structures particulières, parfois caractéristiques de genres et d'espèces.

7.4.1 : Terminologie de l'oogone et de l'oosporange

L'oogone (§ 7.2.2.1.) est composée des éléments suivants d'après la terminologie de Horn af Rantzien (1956).

- Oosphère : remplie d'amidon, elle contient le noyau femelle qui sera fécondé,
- Paroi : elle s'épaissit et se colore après la fécondation,
- Cellule(s)-sœur(s) de l'oosphère,
- Cellule nodale : elle produit cinq cellules périphériques qui subissent une spiralisation sénestre progressive avec l'allongement (cellules spiralées),
- 5 Cellules spiralées : à terme, elles recouvrent la totalité de l'oosphère,
- Cellules coronulaires : disposées à l'extrémité des cellules spiralées.

L'oosporange correspond à l'ensemble de l'oogone fécondé, l'oospore se rattache seulement à l'oosphère à l'état de zygote (Fig. 7. 11.).

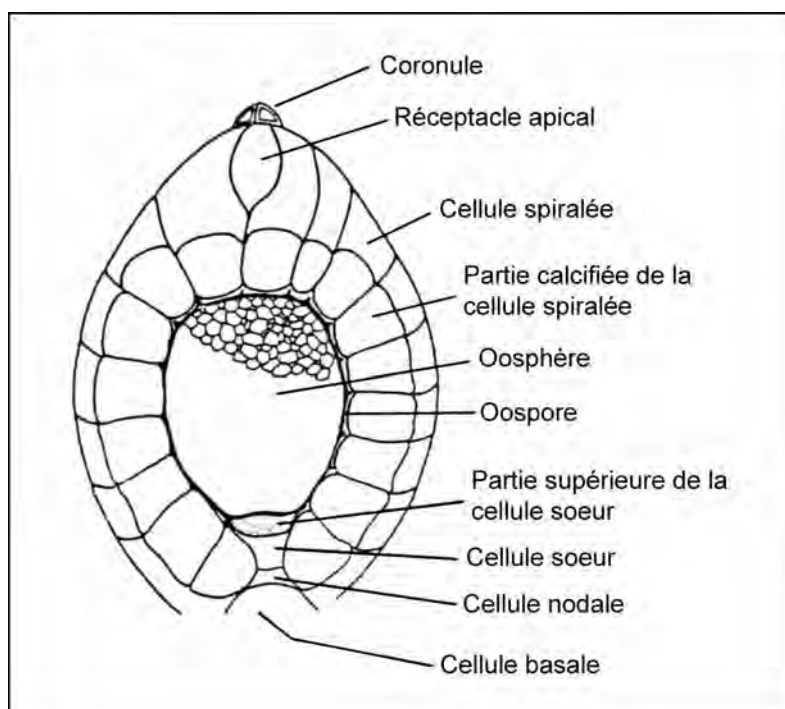


Fig. 7. 11. Terminologie de l'oosporange (d'après Soulié-Märsche, 1989).

7.4.2 : Calcification de l'oosporange

Les observations de Soulié-Märsche (1989) au MEB, sur des coupes perpendiculaires aux cellules spiralées, ont permis de mettre en évidence la succession de divers éléments de l'enveloppe de l'oosporange (Fig. 7. 12.).

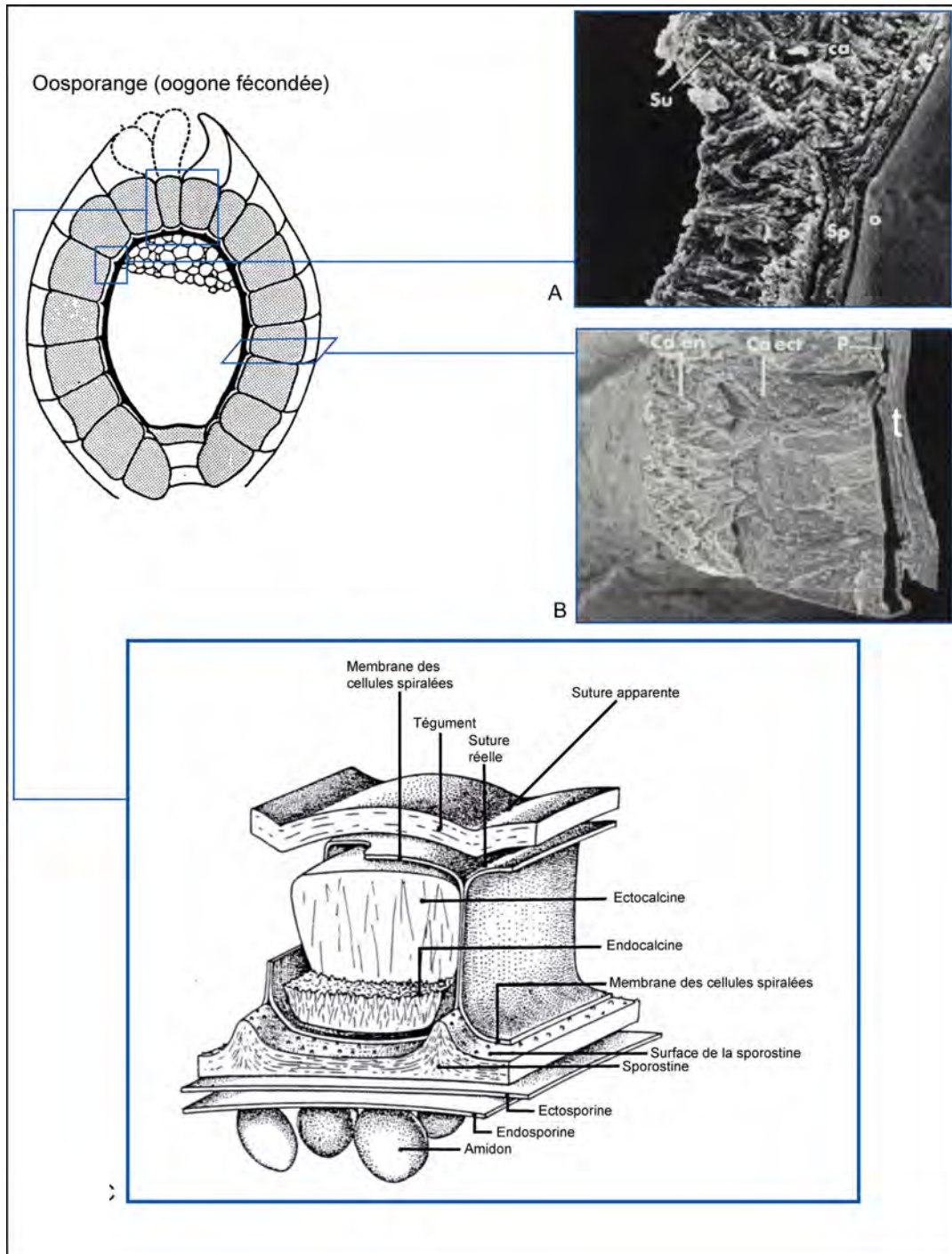


Fig. 7. 12. Paroi de l'oosporange chez les charophytes, cas d'individus synthétisant de la calcine (d'après Soulié-Märsche, 1989, modifié). A = coupe perpendiculaire de l'enveloppe de l'oosphère chez *Chara globularis*, x 2500, o = sporine, Sp = sporostine (ici placée entre l'oospore et la cellule spiralée), ca = calcine, Su = suture. B = coupe perpendiculaire des cellules spiralées⁴⁴ chez *Chara conniventi*, x 650, Ca en = endocalcine, Ca ect = ectocalcine, P = paroi des cellules spiralées, t = tégument.

44 - Cellule spiralée = tégument + membrane + ectocalcine + endocalcine ; Oospore = ectosporine + endosporine + amidon de l'oospore.

Du centre vers l'extérieur, l'endosporine et l'ectosporine forment la sporine. Au dessus repose la sporostine avec une face interne coïncidant parfaitement avec la sporine. La surface externe porte des crêtes plus ou moins accentuées, souvent arrondies, mais pouvant s'avancer entre les parties calcifiées. La calcine est constituée d'une alternance de couches organiques et de cristaux d'un minéral carbonaté (calcite et/ou aragonite, Anadón *et al.*, 2002b). Parfois constituée de deux parties distinctes, endocalcine (microcristalline orientée parallèlement à la paroi) et ectocalcine (gros cristaux généralement perpendiculaires au sens d'allongement des cellules), elle se trouve à l'intérieur des cellules spiralées qu'elle remplit généralement en partie (Soulié-Märsche, 1989 ; Leitch, 1991 ; Fig. 7. 16. et 7. 17.). Toutes les espèces de charophytes ne synthétisent pas de la calcite, la calcine étant alors remplacée par la spongine (nom tiré de son caractère spongieux). L'espace entre la calcine de deux cellules spiralées, appelée suture, peut présenter des formes différentes selon, entre autres, le degré de prolongement des crêtes de sporostine. La partie organique externe de l'oosporange se décompose au sein du sédiment pour laisser apparaître la partie calcifiée ; l'oosporange ainsi « dénudée » porte le nom de gyrogonite.

Remarque : Exceptions de calcification

La physiologie de certaines espèces de charophytes est telle que leurs fructifications ne se calcifient jamais. Les oospores nues correspondent à l'oosphère uniquement recouverte par la sporostine dont la couleur varie du jaune au noir selon les espèces et le degré de mûrissement. Les oospores possèdent également une structure spiralée (Fig. 7. 13).

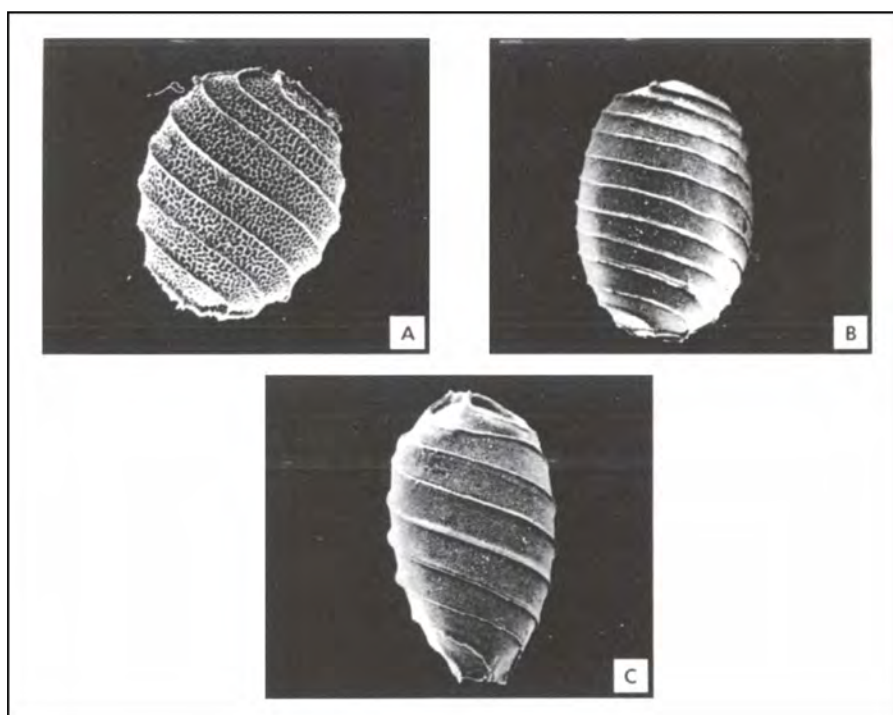


Fig. 7. 13. Exemples d'oospores de quelques espèces de charophytes dont les fructifications ne calcifient jamais. A = *Nitella tenuissima* x 210, B = *Chara canescens* x 100, *Chara nobilis* x 100 (d'après Soulié-Märsche, 2002).

7.5 : Fossilisation et sédimentation des restes de charophytes

Les vestiges (axes, oospores et gyrogonites) liés ou non aux phénomènes de calcification des charophytes sont fréquemment utilisés dans les études biostratigraphiques et paléoenvironnementales (Suc, 1984 ; Kröpelin & Soulié-Märsche, 1991 ; Boreham & West, 1993 ; Soulié-Märsche, 1993 ; Musacchio, 2000 ; Anadón *et al.*, 2002a ; Elkhiahi *et al.*, 2004).

7.5.1 : Gyrogonite

Les gyrogonites sont les restes fossiles des fructifications femelles des charophytes, elles proviennent de la calcification au sein de l'oogone (Fig. 7. 14.).

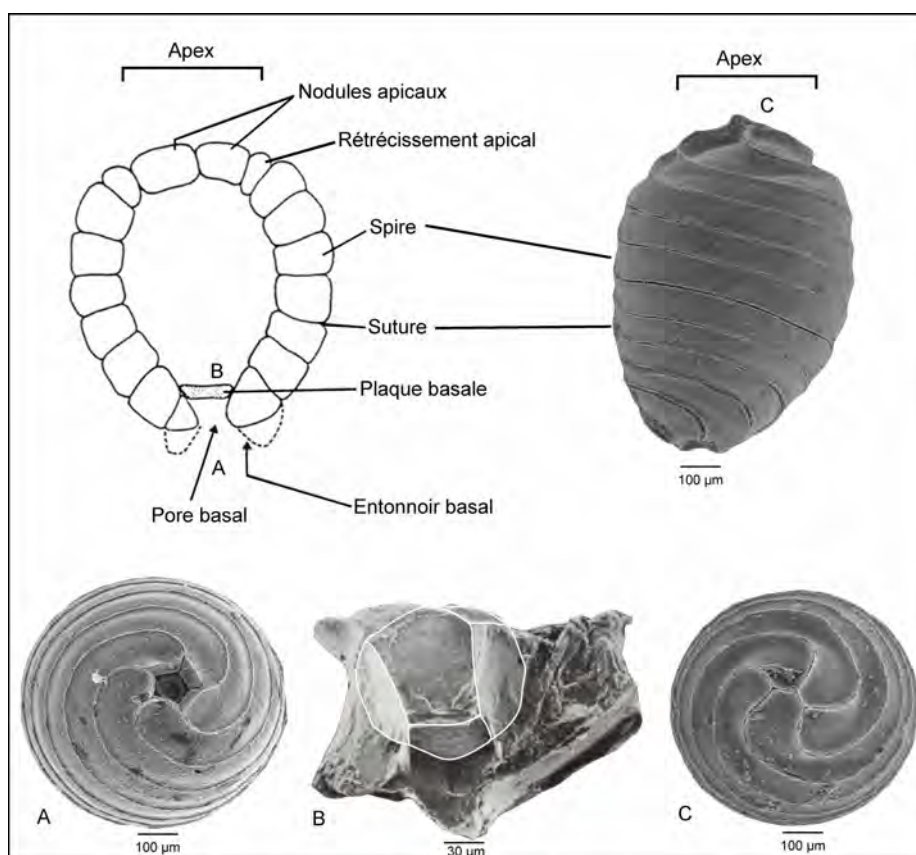


Fig. 7. 14. Terminologie de la gyrogonite et présentation de ses éléments caractéristiques, exemple de *Chara hispida*. A = vue basale (échantillon de la dayet Afourgagh, Maroc), B = Plaque basale (échantillon de l'étang de Scamandre, Gard, France, Soulié-Märsche, 1989), C = vue apicale (échantillon de la dayet Afourgagh, Maroc).

L'enveloppe calcifiée assure la protection de l'oosphère pendant la période de dormance. Généralement de forme ovoïde, la taille de la gyrogonite varie selon les espèces entre 250 µm et 1400 µm (longueur). La structure commune comprend un pore basal (Fig. 7. 14A) correspondant à l'attache de l'oosporange sur la plante, ce pore étant fermé de l'intérieur par une plaque basale (Fig. 7. 14B). Cinq spires à enroulement senestre entourent l'oosphère et se joignent au niveau de l'apex en formant une ligne brisée (Fig. 7. 14C).

7.5.1.1 : Phénomène de biominéralisation de la gyrogonite (calcification)

Les phénomènes de biominéralisation au niveau de l'oosporange sont limités à certains groupes ; certaines espèces calcifient régulièrement, certaines rarement et d'autres jamais (Anadón *et al.*, 2002b ; Soulié-Märsche, 2002). Les processus complexes de développement de la calcine ainsi que l'existence et l'origine de la sporostine (intracellulaire ou intercellulaire ?) ont fait l'objet de nombreux travaux et débats (Horn af Rantzien, 1956 ; Dyck, 1970 ; Daily, 1975, Soulié-Märsche, 1989 ; Raven *et al.*, 1984, Leitch, 1991, García, 1994, Anadón *et al.*, 2002). La biominéralisation au niveau des cellules spiralées peut se produire à partir de leur paroi adaxiale, en leur sommet (formation d'une « silvula »⁴⁵) et de manière extracellulaire (formation d'une « tunique »⁴⁶) (Fig. 7. 15. et 7. 16.).

45 - Calcification à l'extrémité des cellules spiralées formant ce qui a été longtemps appelé « coronule calcifiée » (Soulié-Märsche, 1989).

46 - Gyrogonites entourées par une enveloppe calcaire, traduisant un environnement alcalin (Benkaddour, 1993).

La calcine se dépose tout d'abord le long des parois adaxiales et latérales (2/3 de la longueur) des cellules spiralées (Fig. 7. 15. et 7. 17.).

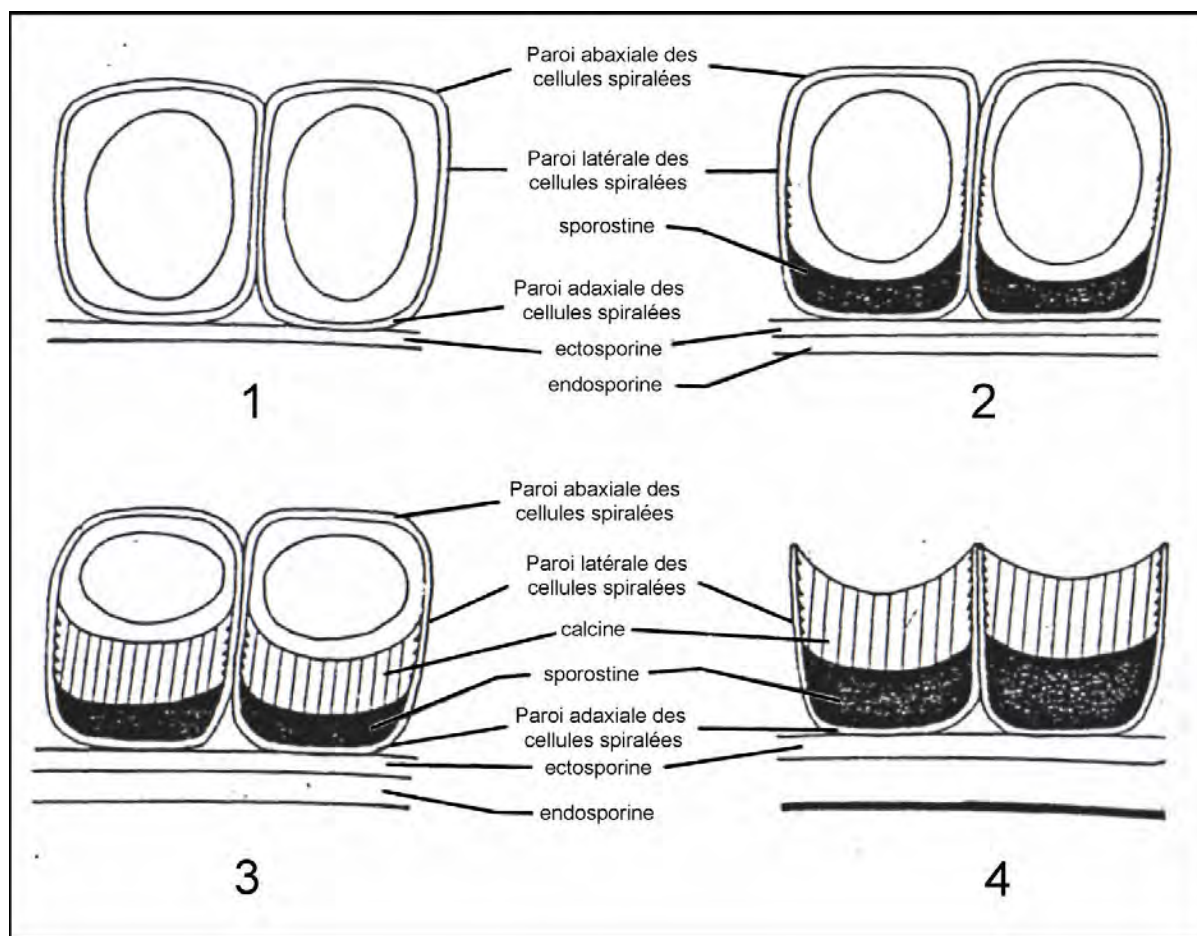


Fig. 7. 15. Développement des cellules spiralées selon Dyck (1970) in Soulié-Märsche, 1989. 1-avant fécondation, 2-après fécondation, 3- oosporange immature, 4- oosporange mûr (noter le placement de la sporostome au sein des cellules spiralées, contrairement à Soulié-Märsche, 1979, voir Fig. 7. 12.).

Le processus de calcification se déroule avec la sécrétion d'une matrice organique (Borowitzka, 1989 ; Leitch, 1991 ; Anadón *et al.*, 2002b), décrite sous forme de précurseur par Leitch (1991). Selon cet auteur ce phénomène se produit à l'extérieur des composés intracellulaires⁴⁷, mais le long de la paroi des cellules spiralées (Fig. 7. 15.). Ces composés organiques sont considérés comme facteurs contrôlant la croissance et la forme des cristaux des minéraux carbonatés précipités (Leitch, 1991, Fig. 7. 17B). L'épaisseur de calcine augmente avec la calcification (en fonction des conditions du milieu), celle-ci s'arrêtant à la mort de la cellule spiralée. De ce fait, une gyrogonite présentant un profil concave témoigne d'une faible calcification alors qu'un profil convexe atteste une calcification importante (Leitch, 1991, Fig. 7. 17A).

47 - La calcification est bien intracellulaire, bien qu'elle soit qualifiée d' " extracytoplasmique " par Leitch (1991).

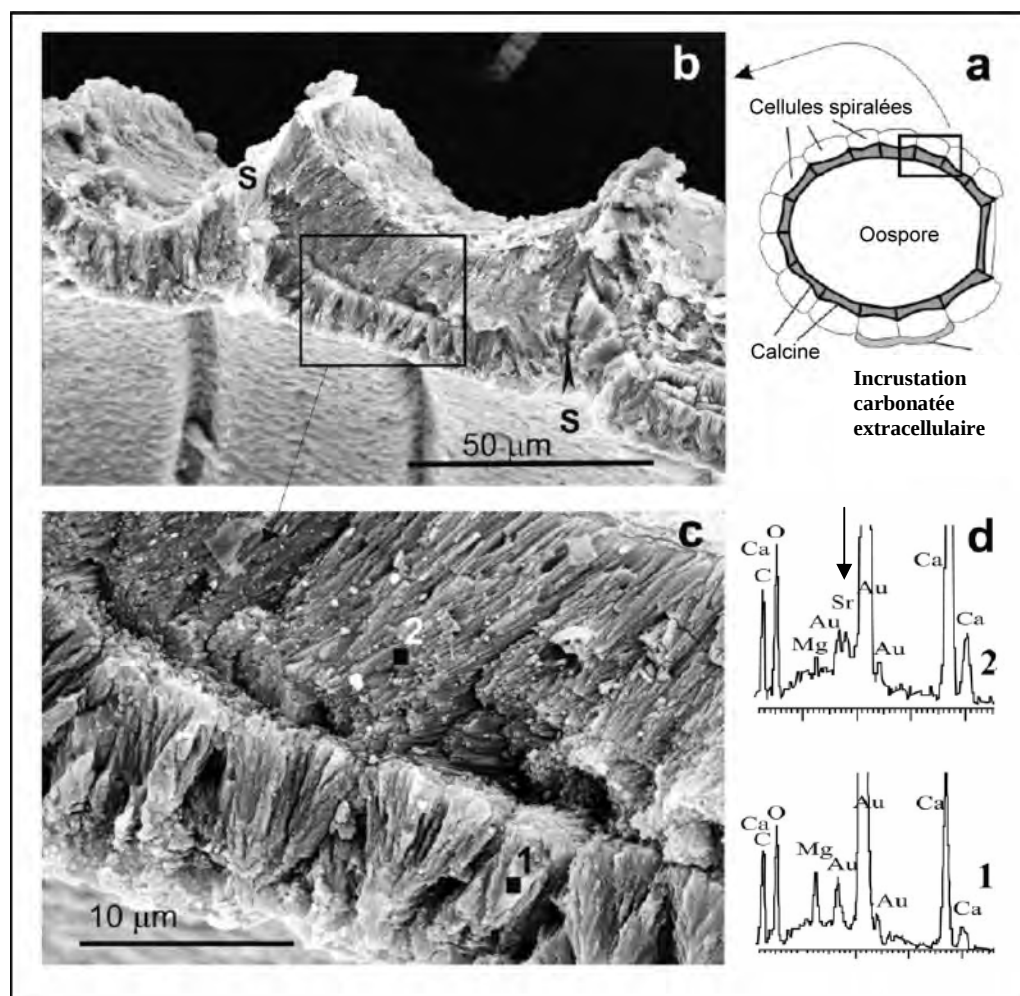


Fig. 7. 16. Observation de l'endocalcine et de l'ectocalcine au niveau d'une cellule spiralée de *Chara globularis* de l'étang Calaceite (Espagne), d'après Anadón *et al.*, 2002b. a- coupe schématique des cellules spiralées entourant l'oospore, la formation de calcine s'effectue à la base de ces cellules (paroi adaxiale) ou de manière extracellulaire. b- photo MEB : section transversale de la calcine de trois cellules spiralées ; la partie organique de chaque cellule a été retirée. S = suture. c- photo MEB du détail de l'endocalcine (cristaux de *High Magnesian Calcite* = HMC en éventail) et de l'ectocalcine (aragonite fibreuse). 1 et 2 = emplacement des analyses EDS. d- spectres EDS des analyses faites en c, le premier spectre correspond à de la HMC (10,7 % MgCO_3 après analyse par Diffraction des Rayons X = DRX). Le second spectre présente un pic de Sr et une faible teneur en Mg, caractéristiques de l'aragonite. Ce travail a constitué la première publication de phénomènes de cristallisation de plusieurs types de minéraux carbonatés au sein d'une même cellule spiralée.

7.5.1.2 : Minéraux carbonatés des gyrogonites et restes végétatifs encroûtés

Les carbonates précipités par bioinduction ou biominéralisation au niveau des tiges et gyrogonites de charophytes respectivement sont de natures très différentes. Il a longtemps été admis que seule la calcite et parfois l'HMC composaient la gyrogonite (Leitch, 1991), les axes pouvant être encroûtés par de la calcite, de la HMC et de l'aragonite (pouvant parfois former de véritables tapis aragonitiques, Anadón *et al.*, 2002b). De plus, les précipitations minérales étaient considérées comme liées à la salinité et au rapport Mg/Ca des eaux, indépendamment du type d'espèce. Les travaux de Anadón *et al.* (2002b) ont permis de mettre en évidence, sur des sujets du genre *Chara*, (1) des variations inter et intra-spécifiques du type de minéral précipité dans des conditions similaires (Fig. 7. 18.) et (2) des phénomènes de cristallisations multiples au sein d'une même cellule spiralée, attribués à des variations de paramètres environnementaux et particulièrement du Mg/Ca des eaux pendant la période de calcification (Fig. 7. 18.). Ces variations de l'orientation des cristaux ont été décrites et illustrées comme " structure en éventail " typique pour *Lamprothamnium papulosum* (Soulié-Märsche, 1989).

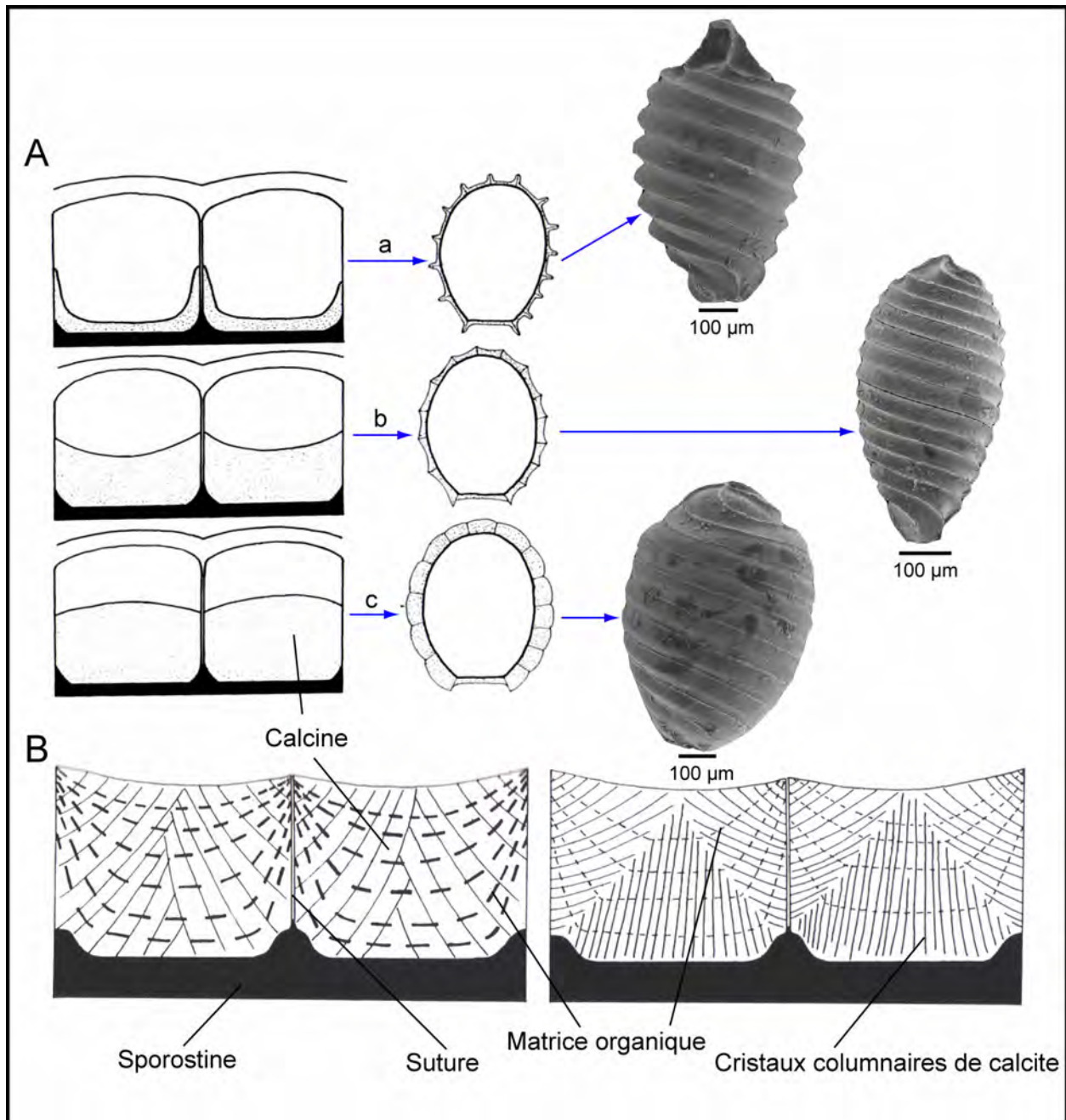


Fig. 7. 17. Formation et évolution de la calcine des cellules spiralées (d'après Leitch, 1991, modifié). A = Stades d'évolution de formation de la calcine : a – profil concave (photo de *Chara hispida*) ; b – profil légèrement concave (photo de *Chara aspera*) ; c – profil convexe (photo de *Chara globularis*). B = Répartition des cristaux de calcines (traits pleins) et de la matrice organique (traits tiretés) du genre *Chara* (à gauche) et *Lamprothamnium* (à droite). Photos : échantillons des sédiments de la dayet Afourgagh (présent travail).

Ainsi, les précipitations ne semblent pas toujours influencées par la salinité des eaux (Fig. 7. 18.) et chaque espèce semble présenter des comportements différents vis-à-vis du captage de magnésium malgré une certaine corrélation observée entre le rapport Mg/Ca des eaux et celui du minéral précipité (rapport dépendant également de la température et d'autres paramètres environnementaux). Cependant, les observations d'Anadón *et al.* (2002b) montrent que le Sr/Ca des carbonates des charophytes reflète celui des eaux au moment de leur formation.

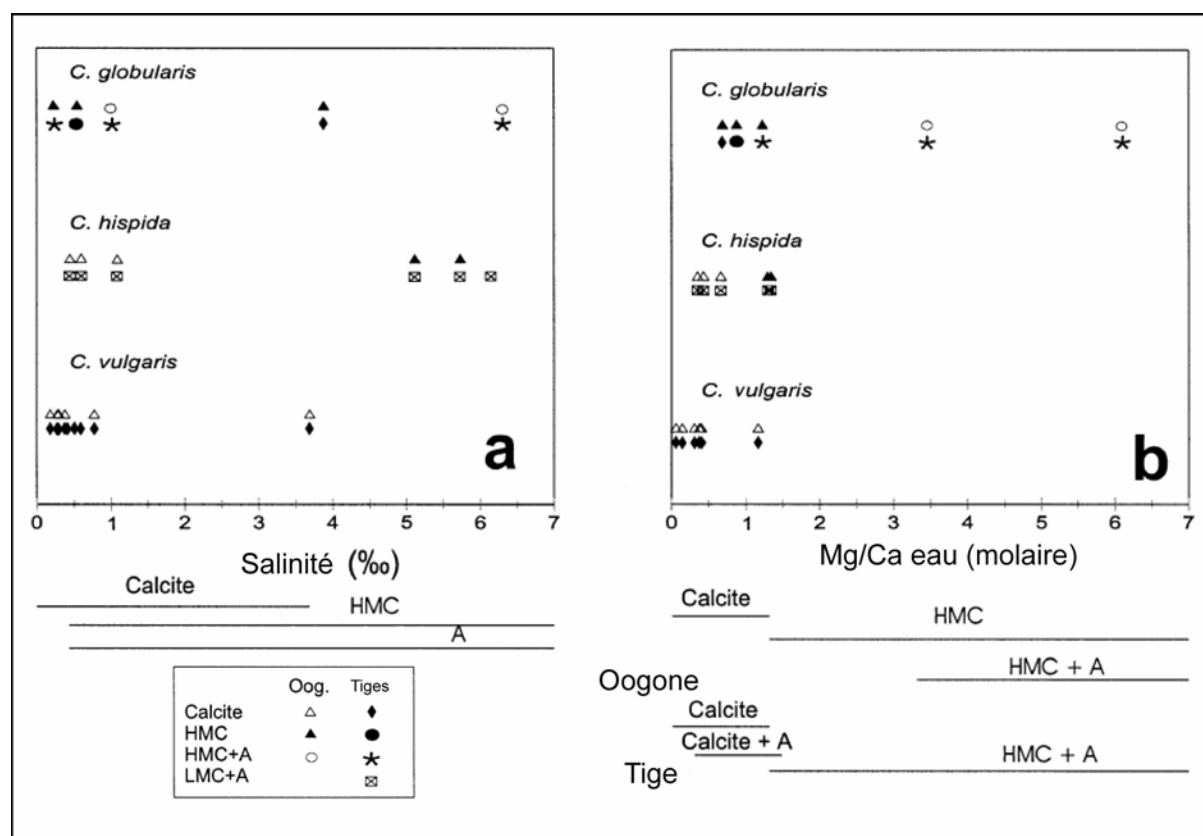


Fig. 7. 18. Minéralogie des gyrogonites et des encroûtements de tiges de Charophytes pour trois espèces du genre *Chara* (d'après Anadón *et al.*, 2002). a – en fonction de la salinité ; b – en fonction du Mg/Ca des eaux où les carbonates se sont formés. Noter la possibilité de formation d'aragonite à de faibles salinités et à de faibles Mg/Ca pour l'espèce *Chara hispida*.

7.5.2 : Les oospores

Comme précisé dans les paragraphes précédents, certaines espèces de charophytes ne fabriquent pas de gyrogonites. Soulié-Märsche (2002) souligne que ce phénomène est probablement lié à l'incapacité des sujets à synthétiser de l'anhydrase carbonique, enzyme responsable de la biominéralisation de la calcite. Les oospores, fragiles, se conservent dans des environnements n'ayant pas subi de forte exondation après le dépôt du sédiment. Elles sont donc bien préservées après enfouissement en milieu réducteur (Soulié-Märsche, 2002).

A l'aide de mesures de paramètres biométriques (forme, taille, nombres de tours de spires), d'observations sur la coloration et l'ornementation de la paroi, des classifications ont été proposées pour la détermination. Cependant, la reconnaissance des espèces de charophytes à partir de l'étude des oospores reste délicate et incertaine (Soulié-Märsche, 2002).

7.5.3 : Les restes végétatifs

Les sédiments formés sous des eaux calcaires peuvent renfermer des restes d'appareils végétatifs de charophytes fortement encroûtés par un minéral carbonaté (Murphy & Wilkinson, 1980 ; Boreham & West, 1993 ; García, 1994 ; Anadón *et al.*, 2002b ; Soulié-Märsche, 2002). Ces fragments peuvent se déposer massivement (attestant un milieu alcalin oligotrophe, Soulié-Märsche, 2002) et alimenter activement l'archive sédimentaire (Boreham & West, 1993). Le taux d'accumulation varie en fonction de la température, de la concentration en bicarbonate des eaux et du degré d'activité photosynthétique (Boreham & West, 1993). Les restes peuvent correspondre à des fragments de tiges, mais aussi de phylloïdes de verticilles, qui sont de plus petit diamètre. Les axes les mieux préservés présentent un tube central entouré de tubes périphériques (aspect de « cadran téléphonique ») ou de cannelures (forme d'« étoile »). Cette structuration est le résultat d'une accumulation d'un minéral

carbonaté au sein des espaces séparant la cellule internodale des cellules corticales. Ces restes permettent de signaler la présence d'espèces du genre *Chara*, qui sont les seules à posséder une tige régulièrement cortiquée (Soulié-Märsche, 2002). Les fragments ne sont cependant pas suffisants pour réaliser une détermination spécifique et ils ne permettent en aucun cas d'établir la population de charophytes présente car, de ce fait, seules les espèces du genre *Chara* sont fossilisées. De plus, la plupart des espèces de charophytes ont un thalle non cortiqué qui sera conservé sous forme de moulage de cellules tubulaires simples (à ne pas confondre avec des encroûtement de végétaux supérieurs, Soulié-Märsche, 2002).

7.6 : Caractérisation des espèces fossiles des dépôts de la dayet Afourgagh : principes, méthodologie et résultats

L'étude des charophytes fossiles, dans le but d'établir des distinctions spécifiques en vue de reconstructions paléoenvironnementales, est une approche significative (Soulié-Märsche, 1991 ; García, 1994). Elle nécessite de prendre certaines précautions caractéristiques des études de populations, mais également eu égard des morphologies très variables des gyrogonites d'une même espèce. Comme mentionné précédemment, seules les gyrogonites sont, à ce jour, utilisées dans le cadre de ce genre de travaux. Les observations et mesures nécessitent des lots de 100 gyrogonites afin d'être significatives (Soulié-Märsche & Joseph, 1991 ; García, 1994), une seule plante pouvant produire des centaines de fructifications (oospores et gyrogonites) annuellement (Soulié-Märsche, 1989, 2002). La méthodologie peut s'appliquer sur une population plurispécifique (afin de déterminer le nombre d'espèces présentes) ou monospécifique (dans le but d'étudier les variations de morphologie traduites subséquentement en variations de paléomilieu ; Soulié-Märsche, 2002 ; Kröpelin & Soulié-Märsche, 1991).

Afin de discriminer les différentes espèces présentes dans les sédiments du lac Afourgagh, deux échantillons (**W10-15** et **W6-4**), riches en gyrogonites et qui, après observations à la loupe binoculaire, présentent des populations aux morphologies différenciées, ont été étudiées. La démarche consiste en l'observation et la mesure⁴⁸ de différents paramètres biométriques des gyrogonites (Soulié-Märsche, 1989, 2002). Les paramètres ici mesurés (définis par Horn et Rantzen, 1956) sont (Fig. 7. 19.):

- la longueur (L) correspondant à la distance axiale entre le sommet et la base de la gyrogonite ;
- la largeur (l) de la gyrogonite au niveau du plus grand diamètre ;
- l'indice d'isopolarité (ISI) représentant le rapport longueur sur largeur 100 L/l.

48 - Mesures effectuées avec un micromètre à vis micrométrique Leitz (x 4). L'erreur expérimentale est de l'ordre de 6 µm pour une erreur absolue de 1 µm (Soulié-Märsche & Joseph, 1991).

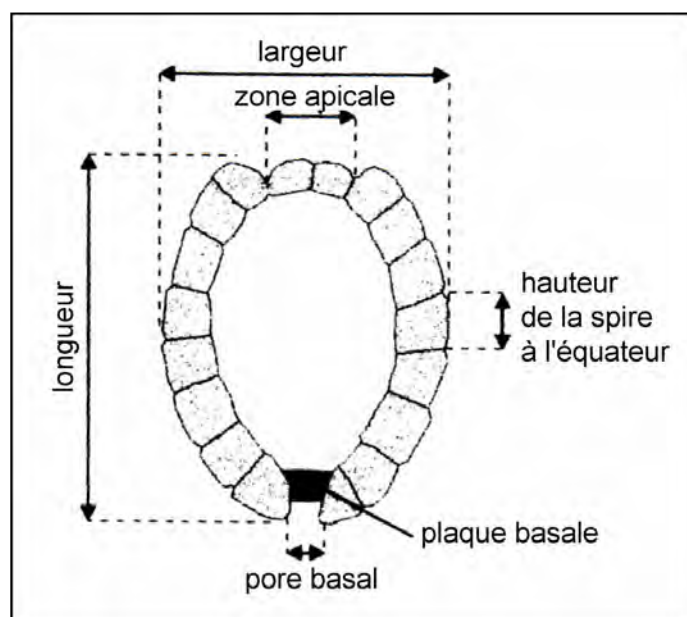


Fig. 7. 19. Paramètres biométriques mesurées au niveau de la gyrogonite (d'après Soulié-Märsche, 2002).

7.6.1 : Résultats : échantillon W10-15

L'échantillon est situé à la base du sondage **W10** (N33°36,839, W04°52,929) au sein de la sous-unité A3. L'échantillon présente, pour 10 g sec, une population de 1254 gyrogonites. Les résultats des mesures effectuées sur 100 gyrogonites sont présentés sur la figure 7. 20.

Les mesures effectuées montrent de larges variations de longueur (250 μm d'amplitude maximale, forte variance) au sein de la population. Les variations de largeur sont moindres (150 μm au maximum, variance plus faible). Sur l'histogramme, l'étalement très important de l'ISI traduit une grande variabilité de la forme des gyrogonites rencontrées. Cependant les histogrammes de la longueur, de la largeur et de l'ISI ne semblent pas bimodaux. Une bonne symétrie apparaît sur l'histogramme de l'ISI, traduisant un lien certain entre longueur et largeur, caractérisant une probable unimodalité. De plus, le diagramme de dispersion représenté figure 7. 22. montre une bonne corrélation entre longueur et largeur. Toutes ces observations indiquent la présence d'une espèce largement dominante (voire unique), avec des gyrogonites de morphologies variées au sein de l'échantillon.

La comparaison des gyrogonites de **W10-15** avec des collections de référence a permis de déterminer que l'espèce présente est *Chara aspera*. Cependant, les gyrogonites de *Chara vulgaris*, espèce observée au niveau de la dayet Afourgagh par Feldmann (1953) et Morgan (1982, voir § 7.7.1.) présentent des paramètres biométriques en partie compris dans la fenêtre d'observation des gyrogonites de *Ch. aspera*. Cependant, les gyrogonites de *Ch. vulgaris* ont des formes caractéristiques différentes de celles de *Ch. aspera* : elles sont moins allongées (Krause, 1997) et les spires apparaissent beaucoup plus resserrées. De plus, en comparant les données biométriques des gyrogonites de *Ch. vulgaris* obtenues par Soulié-Märsche (1989, échantillons d'Ammane Issougrid, Maroc et du Geyser de Lodève, France) à celles mesurées dans le présent échantillon, il peut être montré que seuls 3 % des gyrogonites de l'échantillon **W10-15** peuvent correspondre à cette espèce. Les 1254 gyrogonites comptées dans 10 grammes de cet échantillon révèlent 95 % de gyrogonites de *Chara aspera*.

7.6.2 : Résultats : échantillon W6-4

L'échantillon est situé dans la partie supérieure du sondage **W6** (N33°36,83, W04°52,958) au sein de la sous-unité D2. L'échantillon présente, pour 10 g de sédiment sec, 746 gyrogonites. Les résultats des mesures effectuées sur 100 gyrogonites sont représentés dans la figure 7. 21. Les histogrammes montrent des différences de l'ordre de 250 μm entre la plus petite et la plus grande gyrogonite (fortes variances, supérieures à celles calculées pour l'échantillon **W10-15**). Celui concernant l'ISI apparaît très étalé caractérisant des populations aux formes variées. La différence fondamentale avec les mesures effectuées sur l'échantillon **W10-15** provient du caractère bimodal des histogrammes ainsi que de l'absence de corrélation entre longueur et largeur observé sur le diagramme de répartitions. Ces données caractérisent une population plurispécifique. La comparaison des gyrogonites de **W6-4** avec des collections de référence a permis de déterminer les espèces présentes : *Chara hispida* et *Chara globularis* (en faible proportion : 2 %). Les 746 gyrogonites comptées dans 10 g de cet échantillon révèlent 86,6 % de gyrogonites de *Chara hispida*, qui possèdent des morphologies très variées.

7.6.3 : Diagramme de dispersion

La figure 7. 22. présente le diagramme de dispersion $\text{longueur} = f(\text{largeur})$ pour les échantillons **W10-15** et **W6-4**.

Les populations de chaque échantillon apparaissent morphologiquement et spécifiquement très différentes. Les gyrogonites de *Chara aspera* sont de tailles moins importantes que celles de *Chara hispida* et *Chara globularis*, elles présentent tout de même des variations morphologiques importantes, particulièrement des variations de longueur, qui peuvent être liées à des différences de salinité du milieu (Soulié-Märsche, 1989). Les gyrogonites de *Chara hispida* présentent le plus fort degré de variabilité. Les différentes formes mesurées, ainsi que celles observées à la loupe binoculaire et au MEB (Fig. 7. 23.), présentent des variations de longueur, de largeur et de degré de calcification très importantes. Ces différences morphologiques au sein d'une même espèce sont liées aux fluctuations du paléomilieu (Soulié-Märsche, 2002).

L'étude biométrique des populations de gyrogonites de deux échantillons de sédiment des dépôts de la dayet Afouragh a permis de mettre en évidence la présence de trois espèces. Cependant, il est important de noter que sur les 100 gyrogonites prélevées et mesurées dans l'échantillon **W6-4**, aucun individu de *Chara aspera* n'a été retrouvé, alors que les observations et comptages faits sur 10 g sec ont mis en évidence 10 % de gyrogonites de cette espèce.

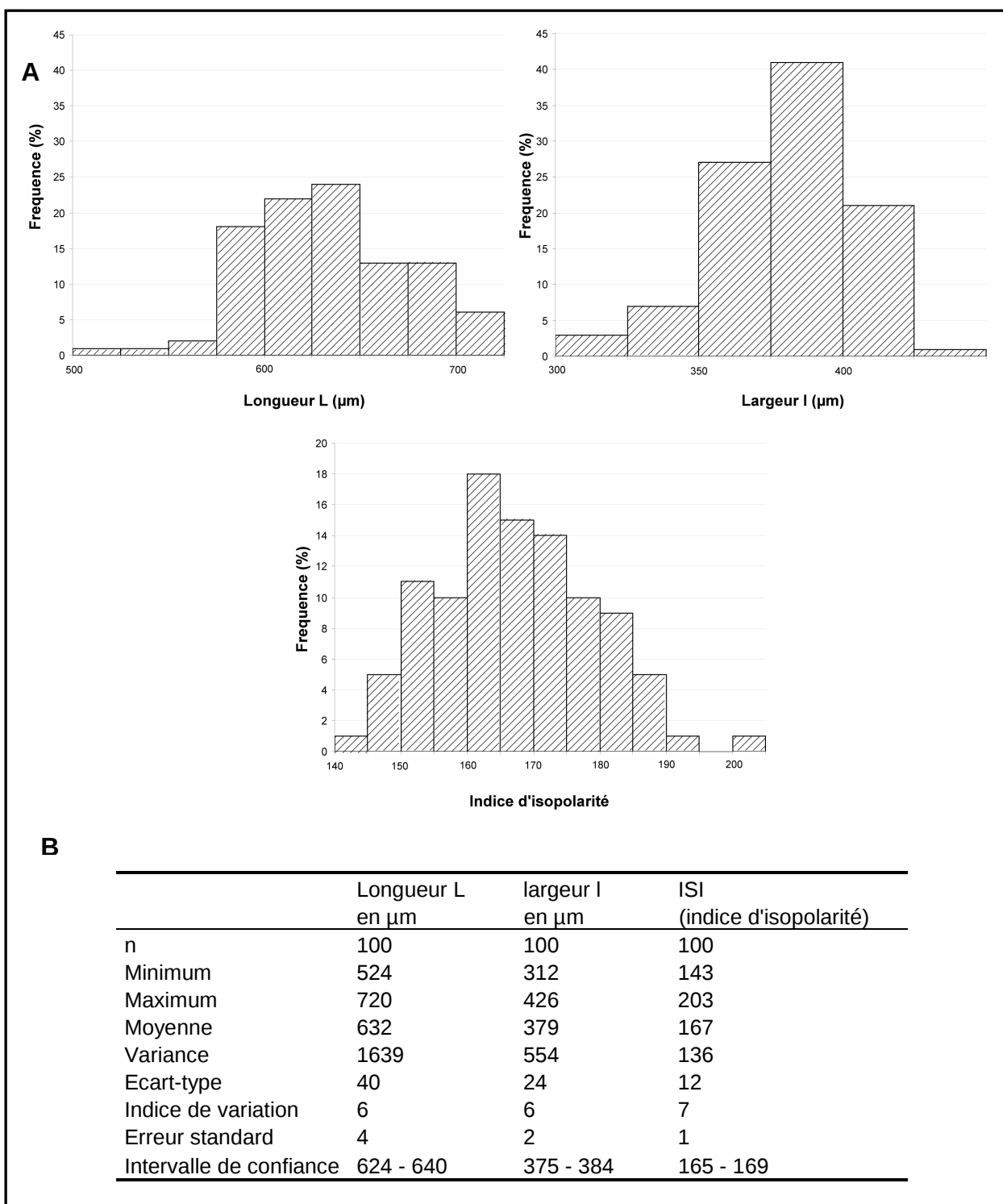
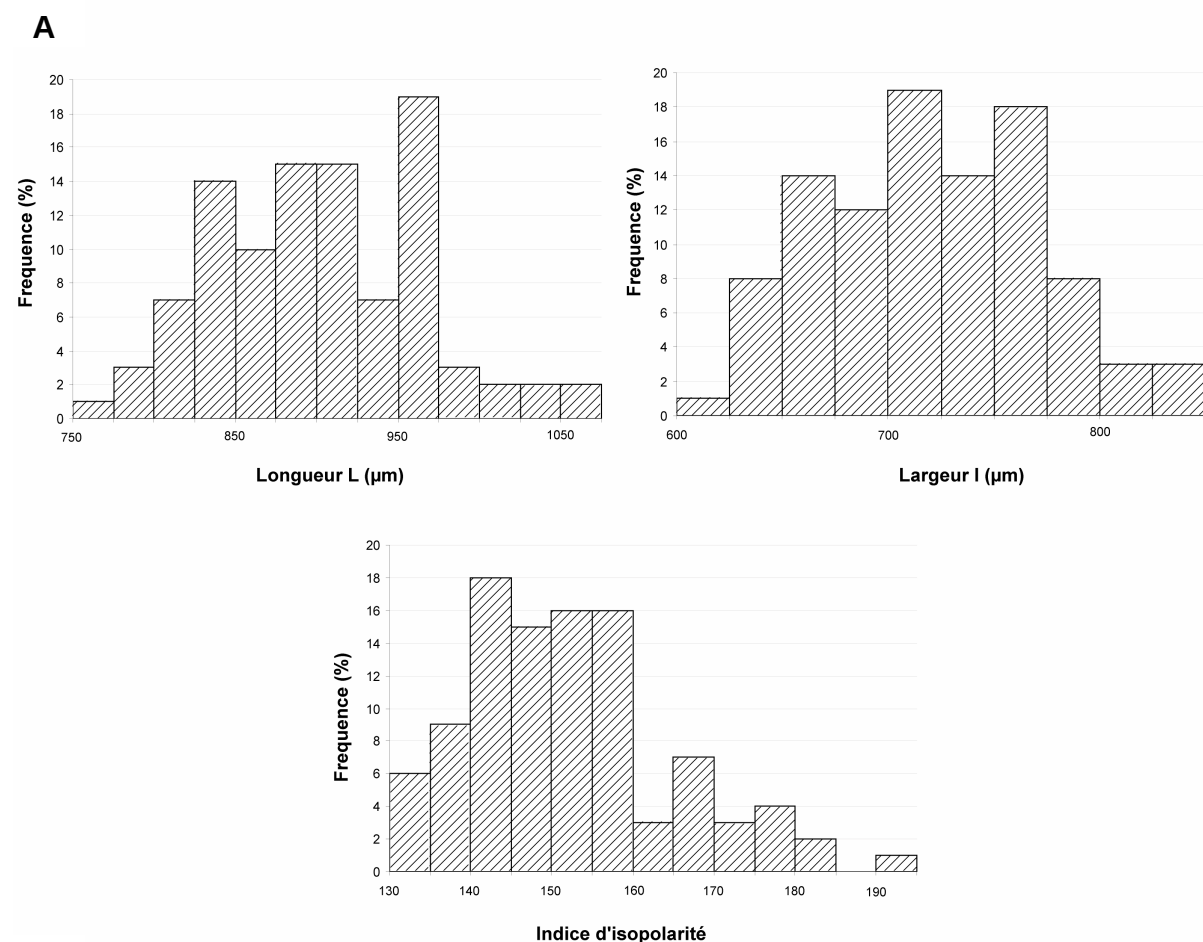


Fig. 7. 20. Résultats biométriques des gyrogonites de l'échantillon W10-15 (dayet Afourgagh). A- histogrammes de la longueur, de la largeur et du rapport 100 L/l (ISI) mesurés sur 100 gyrogonites. B- Données et calculs à partir des mesures biométriques.

**B**

	Longueur L en µm	largeur l en µm	ISI (indice d'isopolarité)
n	100	100	100
Minimum	774	522	130
Maximum	1060	720	201
Moyenne	901	594	152
Variance	4177	1258	169
Ecart-type	65	35	13
Indice de variation	7	6	9
Erreur standard	6	4	1
Intervalle de confiance	888 - 913	587 - 601	149 - 154

Fig. 7. 21. Résultats biométriques des gyrogonites de l'échantillon W6-4 (dayet Afourgagh). A- histogrammes de la longueur, de la largeur et du rapport 100 L/l (ISI) mesurés sur 100 gyrogonites. B- Données et calculs à partir des mesures biométriques.

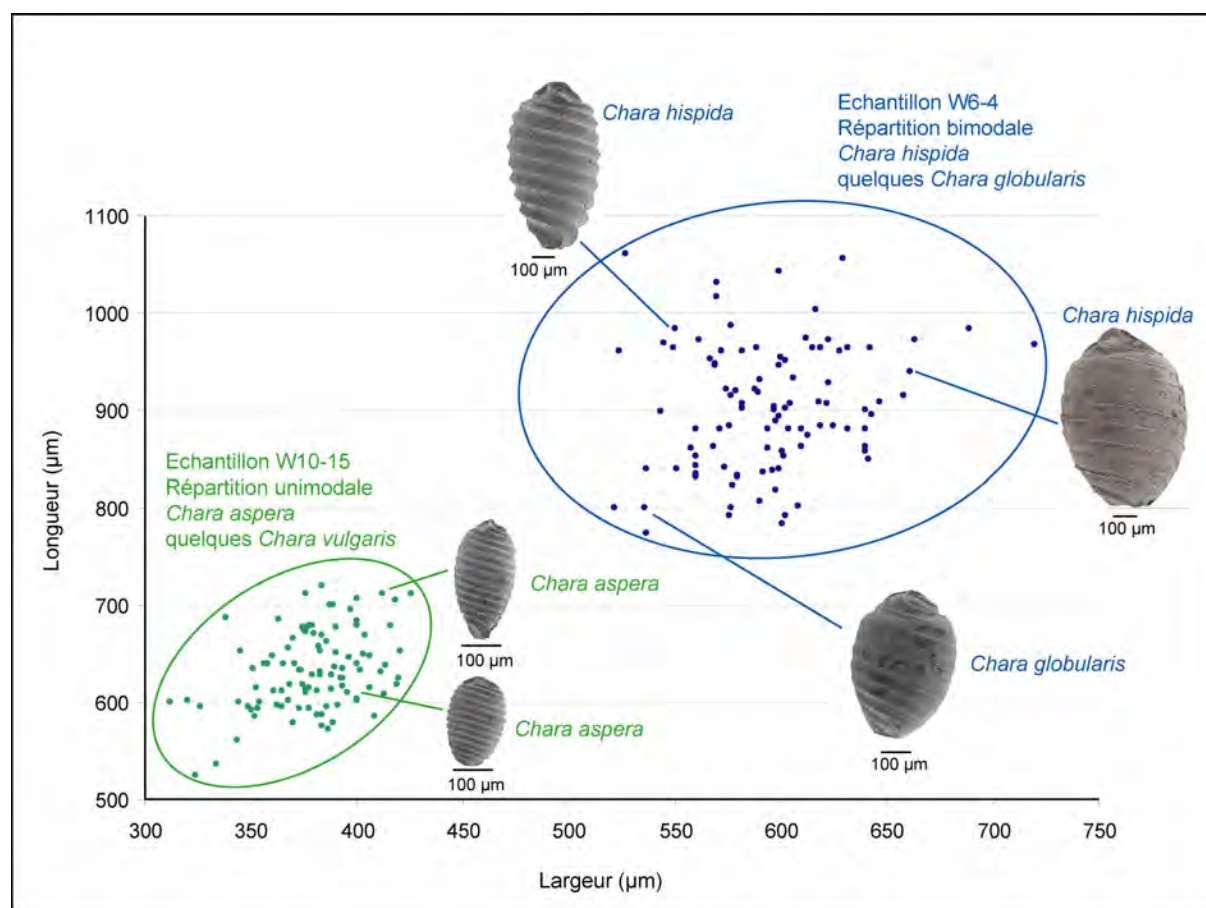


Fig. 7. 22. Diagramme de dispersion des gyrogonites des échantillons W10-15 et W6-4. Les échelles du diagramme et des photos de gyrogonites (provenant des échantillons représentés) sont indépendantes.

7.7 : Les charophytes des sédiments de la dayet Afourgagh : description des espèces

7.7.1 : Les charophytes actuelles de la dayet Afourgagh

Le caractère actuel (dystrophique) du lac, ainsi que la turbidité notable des eaux et les nombreuses perturbations du milieu, provoquées par le vent et les activités pastorales, constituent des éléments peu propices au développement des charophytes. Les seuls pieds recueillis, en juin 2004, correspondent à l'espèce *Chara aspera* (Soulié-Märsche, com. pers.). Pourtant, les données bibliographiques traduisent la présence de nombreuses espèces de charophytes dans les dayas du Moyen-Atlas ainsi que dans le lac Afourgagh au cours des cinq dernières décennies. Les observations de Feldmann (1953) en avril 1952 à la dayet Afourgagh témoignent de la présence de formes variées de *Ch. vulgaris* et de *Tolypella hispanica* (notamment dans les parties vaseuses noires, marécageuses). La dayet Iffer a livré, quant à elle, des pieds de *T. hispanica* (ne synthétise pas de gyrogonite), *Ch. vulgaris*, *Ch. hispida*, *Ch. aspera*, *Ch. globularis* et *Ch. desmacantha*. Les dayets Aoua et Achlaf n'ont pas fourni de pieds et l'Aguelmam Sidi Ali de rares individus de *Ch. vulgaris*. Les observations de Morgan (1982) en février 1978 attestent la présence de *Ch. vulgaris* à Afourgagh, mais elle reste la seule espèce décrite. L'Aguelmam Sidi Ali contenait des sujets de *T. hispanica* et la dayet Ifrah des spécimens de *Chara* sp. et *Tolypella* sp.

7.7.2 : Les espèces de charophytes des sédiments de la dayet Afourgagh et données sur leurs caractéristiques écologiques

Seules les caractéristiques écologiques et des restes fossiles sont précisées dans ce paragraphe (illustrations sur les figures 7. 23. à 7. 25.). Les données de phytosociologie sont limitées aux espèces fossiles caractérisées dans le présent travail.

- Ordre des Charales

Famille des *Characeae*

Genre *Chara* Linné

- Espèce *Chara hispida* Linné 1753

C'est une espèce caractéristique des eaux profondes des lacs du Moyen et Haut-Atlas (Feldmann, 1946, 1953 ; Corillion, 1957).

Type de stations : eaux profondes de quelques mètres à 10-12 mètres et eaux de profondeurs faibles à moyennes si le substrat et les eaux sont alcalines. Cette espèce est présente dans tous les types d'habitats aquatiques : lacs de profondeurs variées, mares, canaux, carrières inondées, marais calcaires, biotopes lenticques...

Substratum : assez indifférent, sableux, vaseux, carbonatés...

Etat physico-chimique des eaux : l'état végétatif se maintient sur une marge de température allant de 10 à 30°C voire plus. L'espèce peut également hiberner par ses nœuds et entre-nœuds inférieurs au cours d'hiver peu rigoureux (Corillion, 1957). *Ch. hispida* s'adapte aux faibles luminosités, particulièrement dans les lacs d'eaux profondes. Elle se développe préférentiellement dans des eaux fortement alcalines et supporte les milieux légèrement saumâtres. Gamme de pH : 7,3 à 8.

Phénologie (France) : le maximum de croissance et de fructification a lieu entre juin et octobre. La croissance maximale est observée en juin (à des températures proches de 20°C) et elle s'arrête en octobre-novembre à des températures proches de 10°C.

Phytosociologie : *Ch. hispida* est souvent associée à *Ch. aspera*.

Données biométriques : oogone 1000-1350 µm de long pour 650-850 µm de large ; oospore 700-900 µm de long pour 450-650 µm de large (Krause, 1997).

Incrustation des axes : très importante, particulièrement en profondeur (Corillion, 1957).

- Espèce *Chara aspera* Detharding ex Willdenow 1809

Ch. aspera est largement répandue dans le Moyen-Atlas (Feldmann, 1953).

Type de stations : eaux peu profondes, parfois jusqu'à 6 m (Blindow & Schütte, 2007). Cette espèce est présente dans de nombreux types d'habitats aquatiques : lacs de profondeurs variées mais souvent en zone peu profonde (< 60 cm), mares, étangs, canaux (faibles courants), rizières...

Substratum : meuble, sableux, légèrement vaseux, carbonaté.

Etat physico-chimique des eaux : l'état végétatif se maintient sur une marge de température allant de 14 à 30°C. *Ch. aspera* s'adapte aux faibles luminosités mais préfère les zones bien éclairées. Elle se développe dans des milieux calcaires ou alcalins à des pH variant de 7 à 8.

Phénologie (France) : le maximum de croissance et de fructification a lieu entre mai et octobre. La croissance maximale est observée en mai et elle s'arrête en octobre-novembre.

Phytosociologie : *Ch. aspera* est souvent associée à *Ch. hispida*.

Données biométriques : oogone 600-700 µm de long pour 400-450 µm de large ; oospore 400-650 µm de long pour 250-400 µm de large (Krause, 1997).

Incrustation des axes : très importante, particulièrement en milieu de faible luminosité (Corillion, 1957).

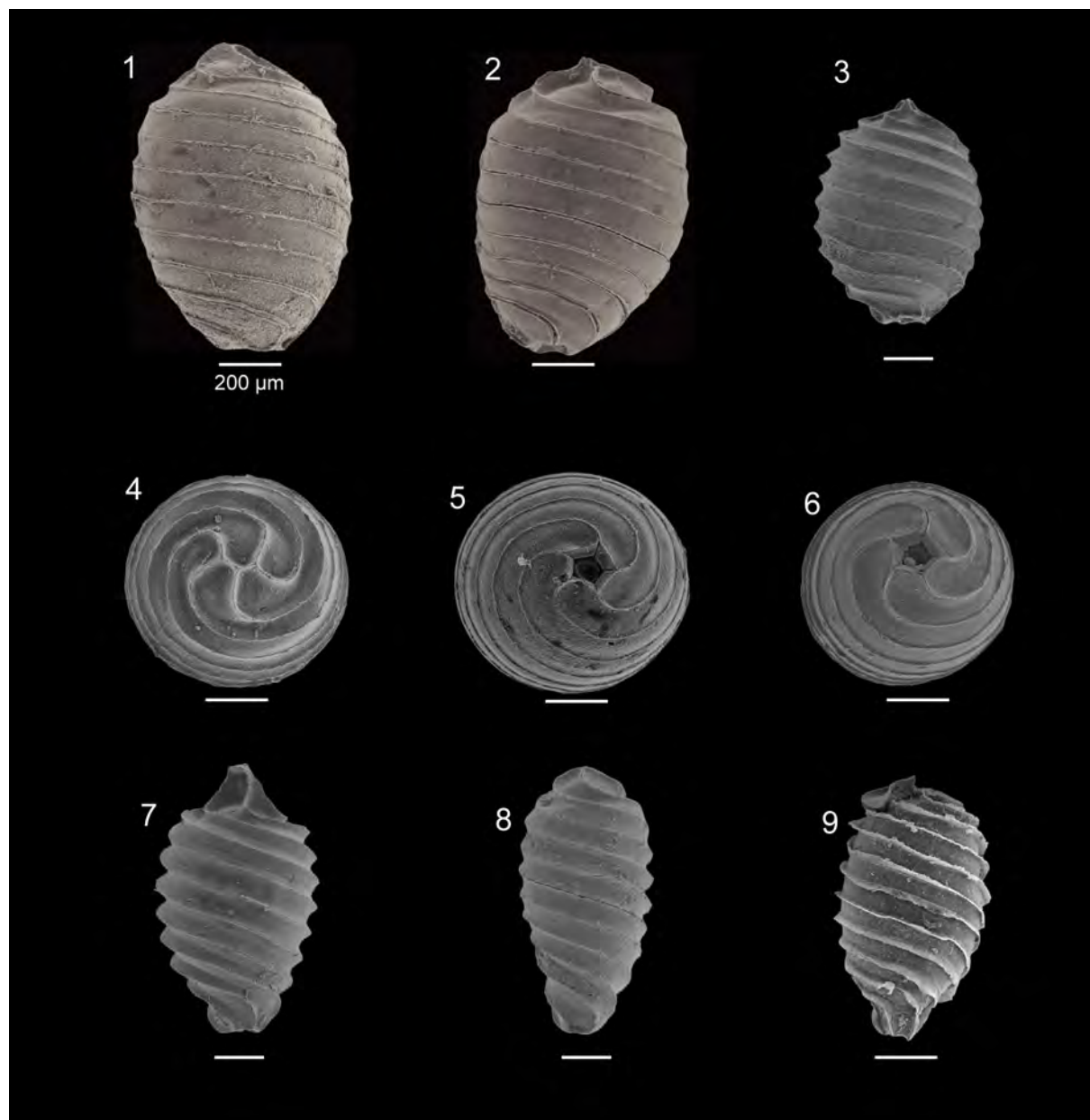


Fig. 7. 23. Espèce *Chara hispida* Linné 1753 des sédiments de la dayet Afourgagh (Moyen-Atlas, Maroc). Echantillon W6-4. 1-2, profils x 70 ; 3, profil x 90 ; 4-5, apex x 70 ; 6, base x 70 ; 7-8, profils étirés x 90 ; 9, oospore x 70.

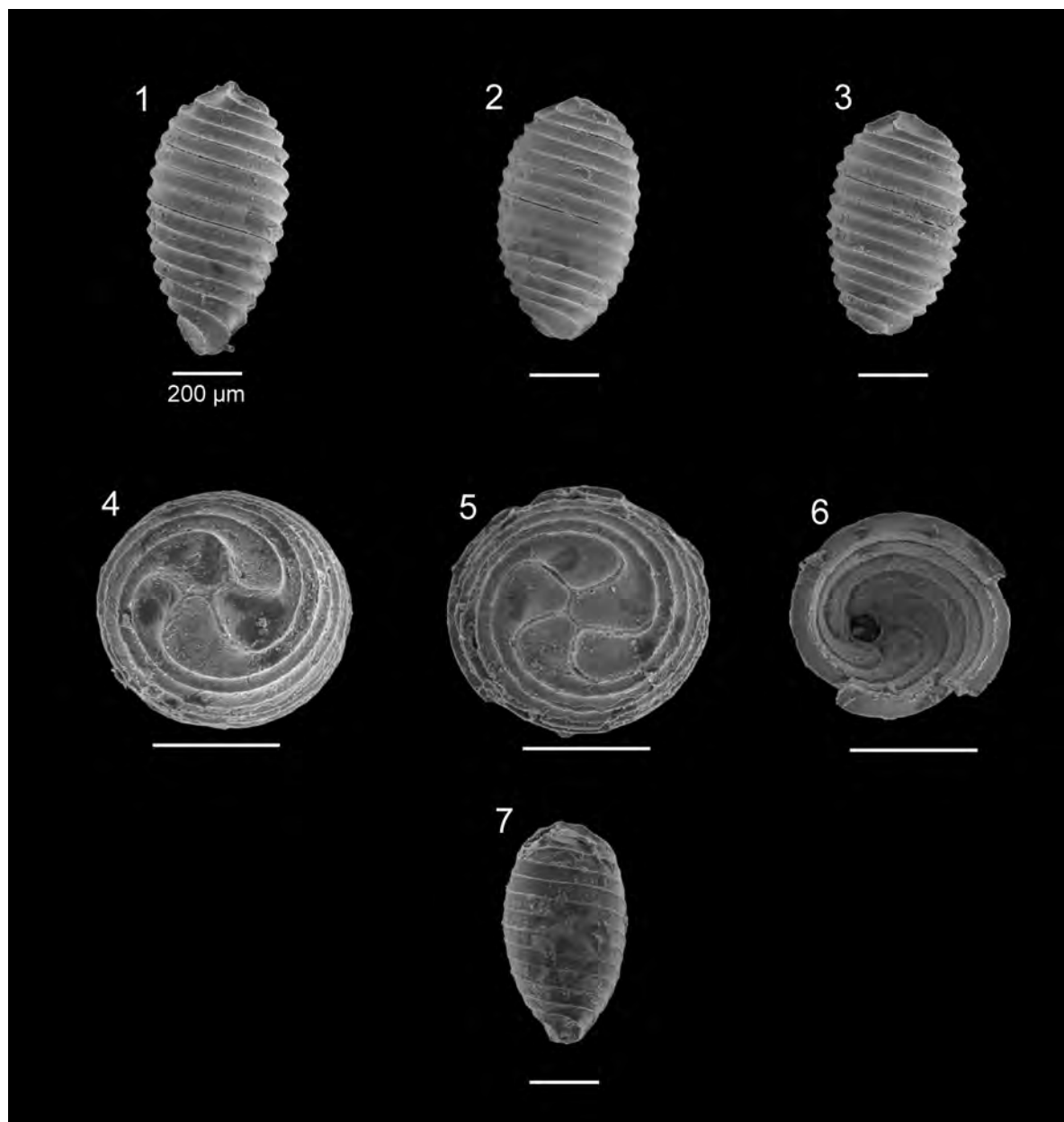


Fig. 7. 24. Espèce *Chara aspera* Detharding ex Willdenow 1809 des sédiments de la dayet Afourgagh (Moyen-Atlas, Maroc). Echantillon W10-15. 1-3, profil x 90 ; 4-5, apex x 130 ; 6, base x 130 ; 7, oospore x 90.

- Espèce *Chara globularis* Thuillier 1799

C'est une espèce cosmopolite largement présente au Maroc (Feldmann, 1946, 1953 ; Corillion, 1957).

Type de stations : très variées, des eaux peu profondes (fossés, mares, étangs) aux eaux profondes jusqu'à 10 mètres (lacs). Elles sont observées dans les milieux stagnants ou rhéophiles.

Substratum : du plus sableux au plus vaseux, supportant les vases fortement organiques.

Etat physico-chimique des eaux : espèce eurytherme (signalée dans des eaux thermales mais aussi dans les eaux glacées des régions nordiques). *Ch. globularis* s'adapte aux faibles luminosités. Elle se développe préférentiellement dans des eaux fortement alcalines et supporte les milieux légèrement acides. Gamme de pH : 6,8 à 7,7.

Phénologie (France) : la croissance a lieu tout au long de l'année. Les fructifications sont efficaces de mai à octobre.

Données biométriques : oogone 700-1100 μm de long pour 600-700 μm de large ; oospore 500-800 μm de long pour 350-450 μm de large (Krause, 1997).

Incrustation des axes : très importante, particulièrement en profondeur (Corillion, 1957).

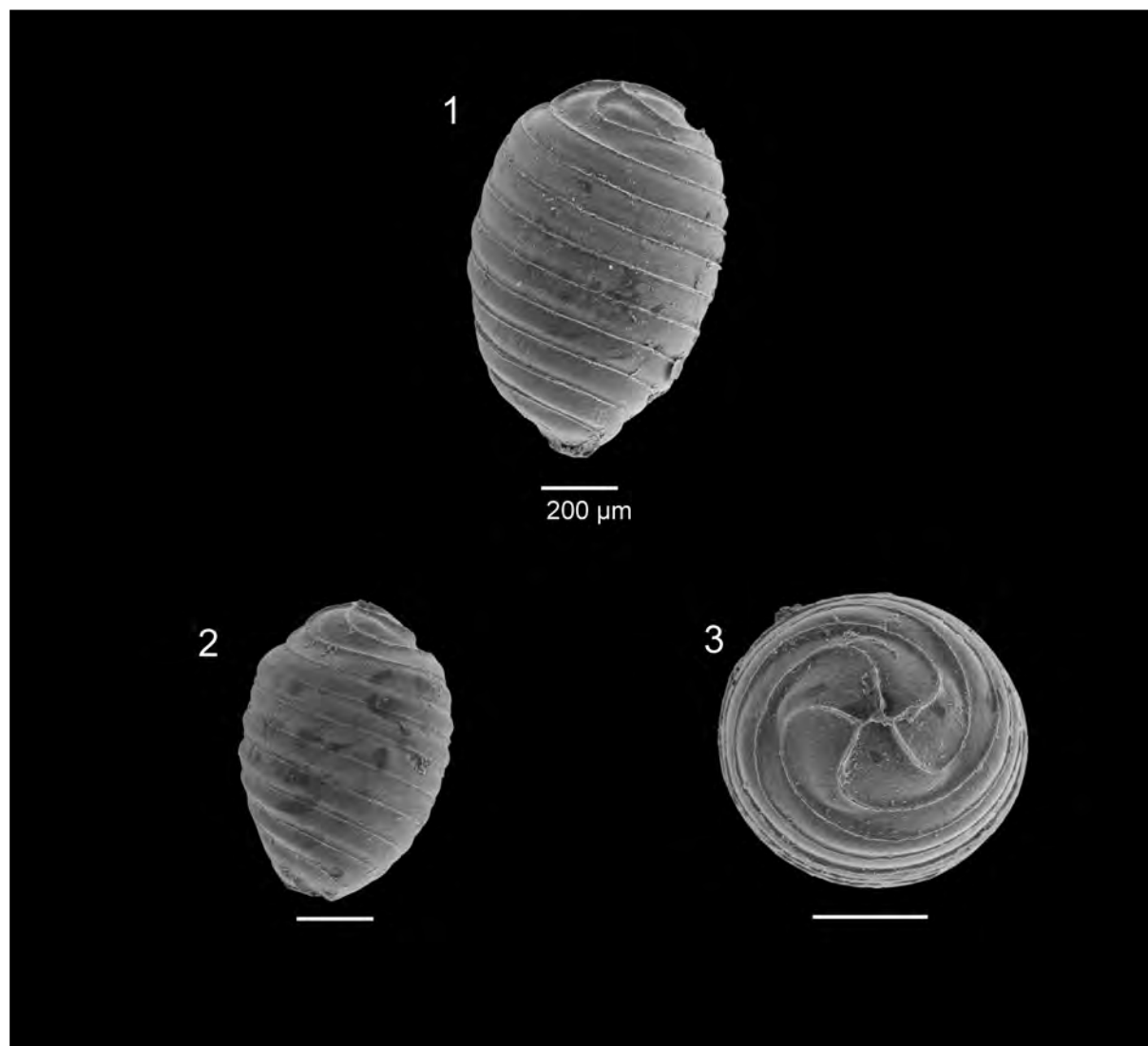


Fig. 7. 25. Espèce *Chara globularis* Thuillier 1799 des sédiments de la dayet Afourgagh (Moyen-Atlas, Maroc). Echantillon W6-4. 1-2, profils x 90 ; 4, apex (rosette apicale) x 130.

- Espèce *Chara vulgaris* Linné 1753

Espèce cosmopolite fortement représentée en Afrique du Nord, du Maroc à l’Egypte (Feldmann, 1946, 1953 ; Corillion, 1957).

Type de stations : très variées, dans les eaux peu profondes (fossés, mares, étangs, canaux, zone littorale des lacs).

Substratum : tous types de substrats meubles.

Etat physico-chimique des eaux : elle se développe préférentiellement dans des eaux fortement alcalines ou en milieu alcalino-saumâtre. Gamme de pH : 7 à 8,5.

En conclusion, nous avons observé que les espèces *Ch. aspera* et *Ch. hispida* sont largement dominantes ; *Ch. globularis* et *Ch. vulgaris* sont peu fréquentes. Selon les données de la littérature, *Ch. aspera* a une répartition moins profonde que *Ch. hispida* qui est susceptible de coloniser des milieux plus profonds.

7.8 : Etude des vestiges de charophytes à l'échelle du transect W : méthodologie et résultats

L'étude biométrique a permis de mettre en évidence les principales espèces fossiles de charophytes présentes au sein des sédiments lacustres de la dayet Afourgagh : *Chara aspera* et *Chara hispida*. L'ensemble des échantillons des fosses de référence **W3**, **W6**, **W10**, **W14**, **W18** et **W20** ont fait l'objet d'une étude détaillée sur les vestiges de charophytes. Dans un premier temps, les observations faites sur le terrain mais également sous loupe binoculaire au laboratoire ont permis de quantifier et de qualifier les restes végétatifs encroûtés de ces algues (chapitre 4). La qualité de préservation des tiges encroûtées de charophytes (t.e.c.), est résumée sur la figure 7. 26., présentant l'ensemble du transect W (la figure a été réalisée à partir des observations des fosses **W3**, **W6**, **W8**, **W10**, **W12**, **W14**, **W16**, **W18** et **W20**). En zone proximale, les tufs à charophytes présentent des t.e.c. mal préservées, à l'exception de la sous-unité D2 et de la base de l'unité A de **W6** à **W10** où celles-ci sont bien préservées. En zone médiane, les t.e.c. sont globalement bien préservées en D2 et en « base » d'unité A (A2 à A5). En revanche, les sous-unités B2, C2 et A6 montrent des faciès de tufs à charophytes à t.e.c. mal préservées. Finalement, en zone distale, l'ensemble des tufs à charophytes présente des t.e.c. bien à très bien préservées, à l'exception de la sous-unité B2 dont les vestiges encroûtés de charophytes apparaissent parfois mal préservés, particulièrement au sein de faciès perturbés. Enfin, les faciès de type paléosols et silts organiques, ne contenant que très rarement des restes d'axes très mal préservés, n'ont pas fait l'objet d'une telle caractérisation.

7.8.1 : Résultats des comptages de gyrogonites

Des comptages de gyrogonites, réalisés sur 10 g de sédiment sec, ont été effectués sur l'ensemble des échantillons des fosses **W3**, **W6**, **W10**, **W14**, **W18** et **W20**. Dans chaque cas, l'échantillon est tamisé à 125 μm sous un filet d'eau, sans brassage, de façon à ne pas briser les gyrogonites mais également les valves d'ostracodes également comptées par ailleurs. Les tris sont effectués au niveau du refus du tamis. Les oospores ont également été sorties mais ne sont pas prises en compte dans les comptages car elles ne peuvent être utilisées pour caractériser les espèces de charophytes. A terme, le nombre de gyrogonites est exprimé par gramme de sédiment sec et le rapport [nombre de gyrogonites de *Ch. hispida* / (nombre total de gyrogonites)] a été calculé. Il permet d'apprécier les proportions relatives de chacune des espèces et - dans la mesure où *Ch. hispida* représente l'espèce dont la répartition est plus profonde que *Ch. aspera* - les variations relatives du niveau lacustre; ce rapport demeure à être considéré avec précaution dans le cas où le nombre de gyrogonites triées est faible ($< 5 \text{ g}^{-1}$). Les faciès de type paléosols et silts organiques ne contiennent que très rarement des gyrogonites, probablement remaniées. Comme dans la Partie II, les observations et résultats sont présentés du proximal vers le distal. Les résultats détaillés des comptages sont présentés en Annexe 7.

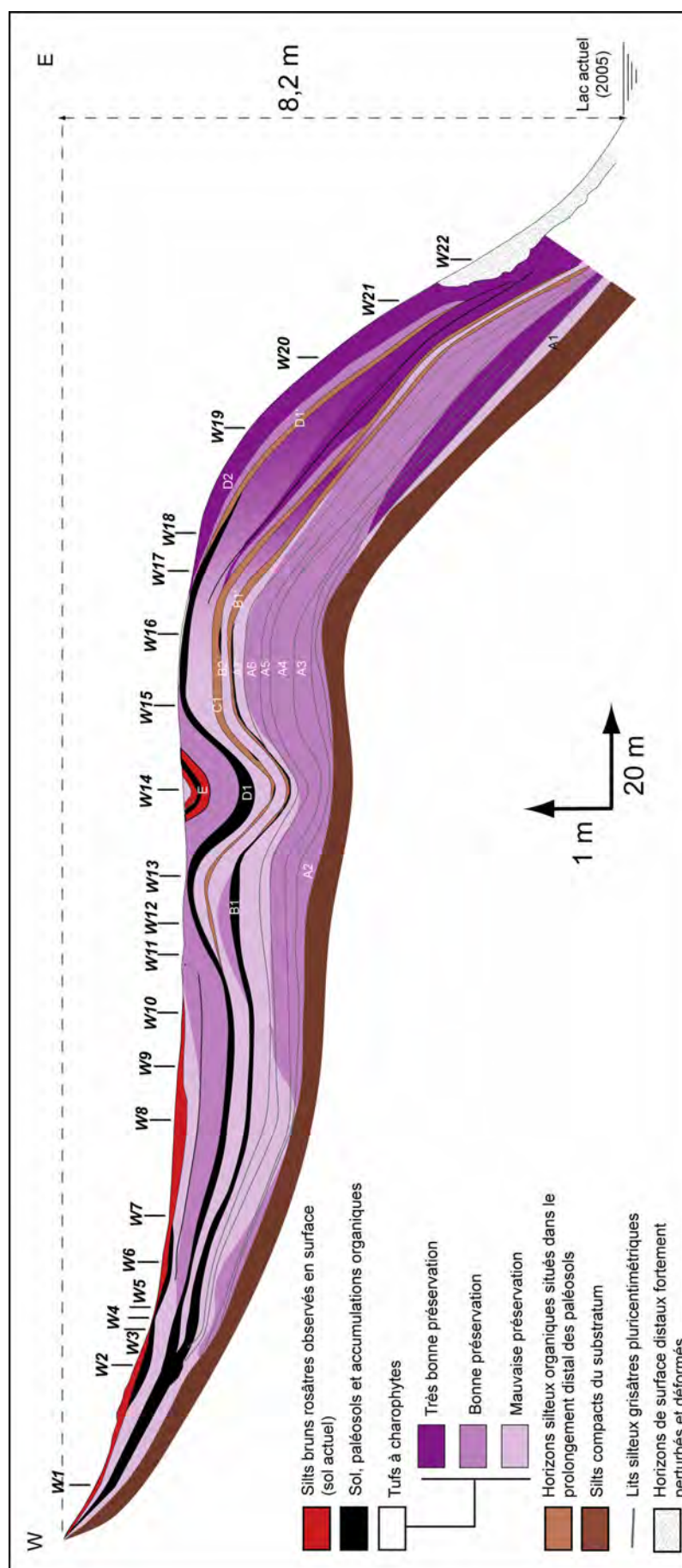


Fig. 7. 26. Evolution de la qualité de préservation des t.e.c. de charophytes au sein du transect W.

7.8.1.1 : Fosse W3

Les résultats des comptages de gyrogonites réalisés dans les échantillons de la fosse proximale **W3** sont présentés sur la figure 7. 27.

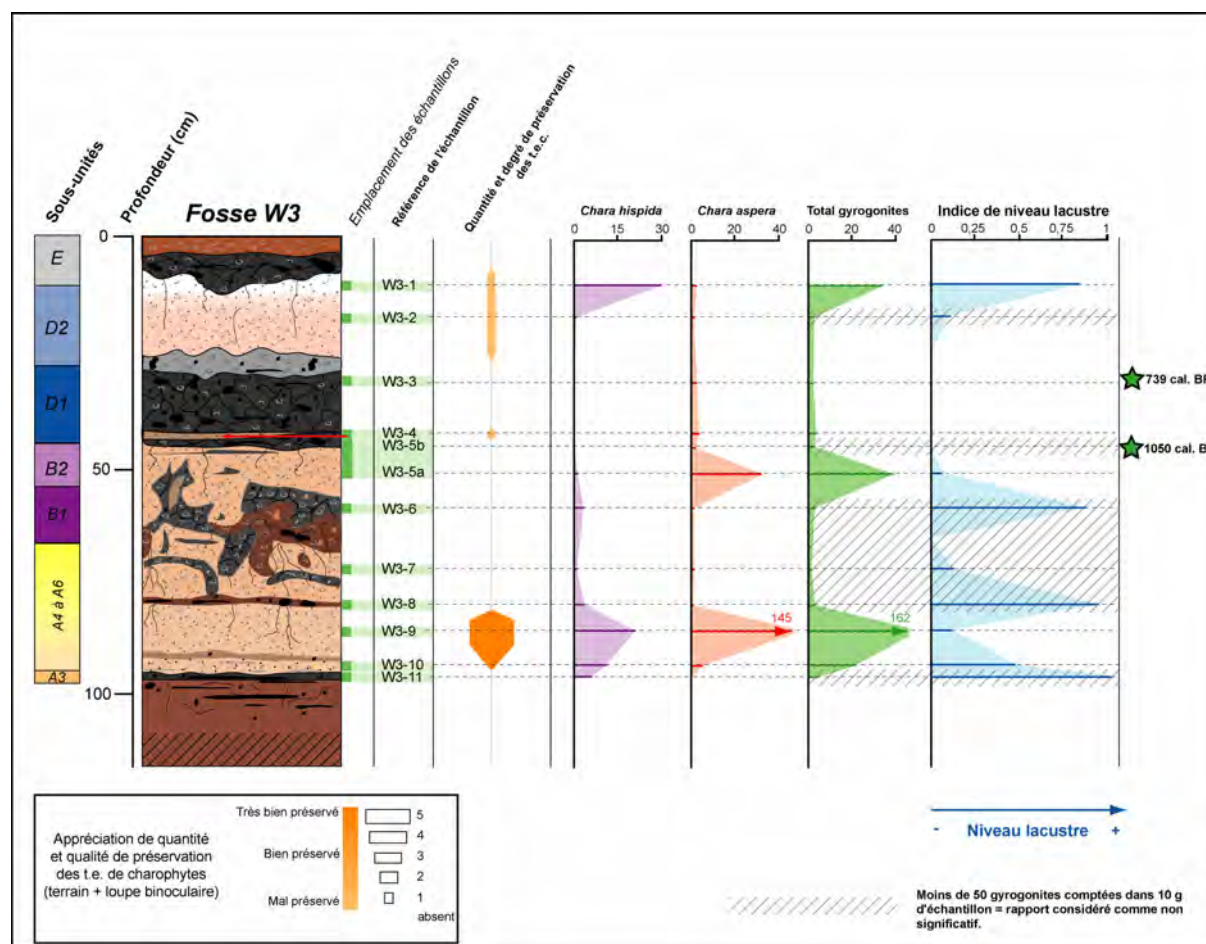


Fig. 7. 27. Teneurs en gyrogonites, quantité et degré de préservation des t.e.c. dans les échantillons de la fosse proximale **W3**.

Les t.e.c. sont rares et mal préservées sur l'ensemble de la fosse **W3** à l'exception de la base de l'unité **A** où elles sont nombreuses et bien préservées. A ce niveau, les teneurs en gyrogonites sont également très importantes (162 g^{-1} de sédiment sec) ; on y retrouve des spécimens de *Ch. aspera* en majorité et de *Ch. hispida*. Les teneurs en gyrogonites sont également fortes au niveau des sous-unités **B2** où *Ch. aspera* est largement majoritaire et en **D2** où *Ch. hispida* est quasi exclusive. Les quelques gyrogonites comptées au sein de la sous-unité **D1** appartiennent à l'espèce *Ch. aspera*. Sur l'ensemble de la fosse, le rapport *Ch. hispida* / *Ch. aspera* est variable, dénotant des variations importantes du niveau lacustre.

7.8.1.2 : Fosse W6

Les résultats des comptages de gyrogonites réalisés dans les échantillons de la fosse proximale W6 sont présentés sur la figure 7. 28.

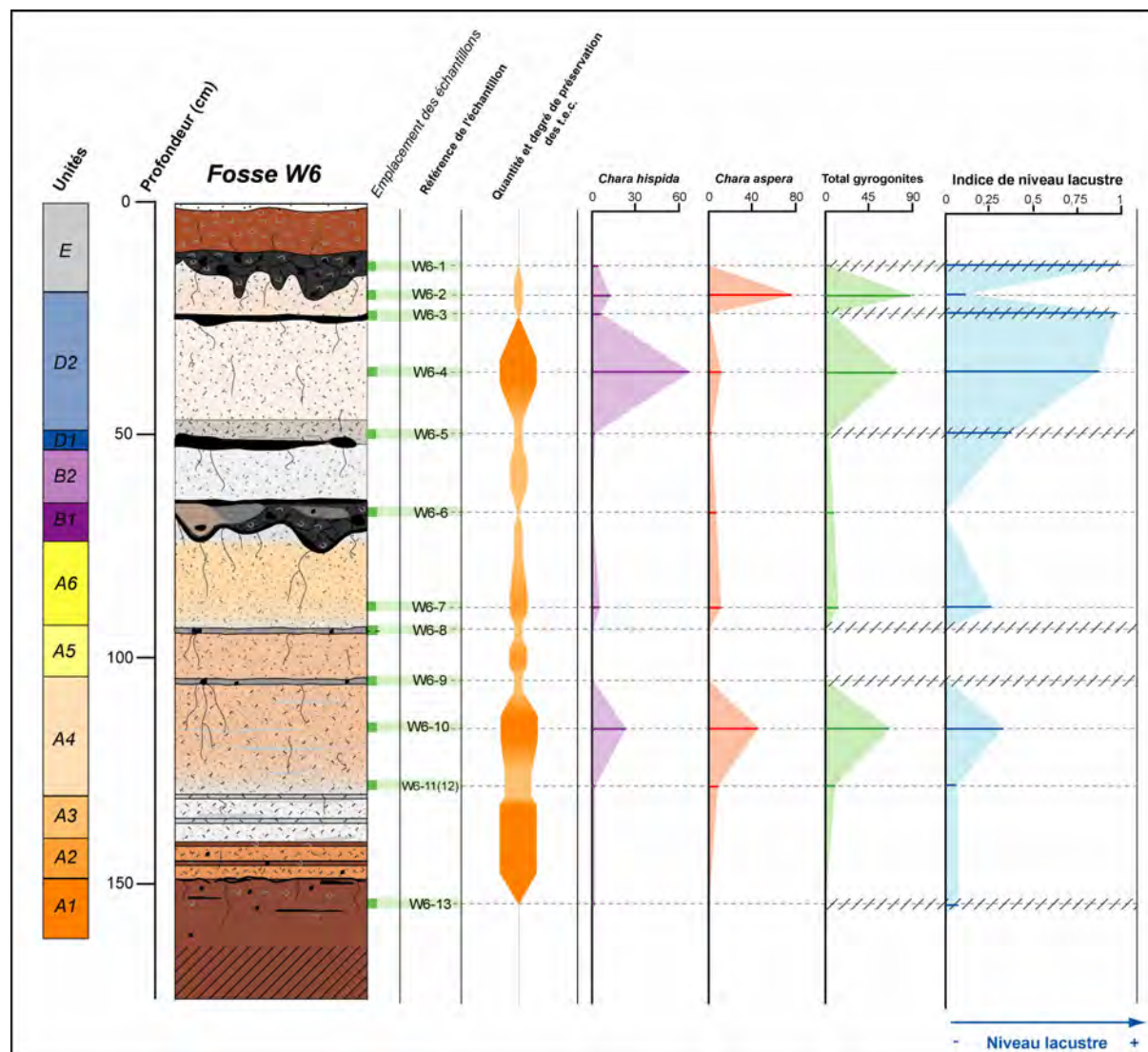


Fig. 7. 28. Teneurs en gyrogonites, quantité et degré de préservation des t.e.c. dans les échantillons de la fosse proximale W6.

Les sous-unités A2, A3 et A4 présentent de nombreuses t.e.c. bien préservées, tout comme la sous-unité D2. Au contraire, B2 contient peu de t.e.c. dans un mauvais état de préservation. En ce qui concerne les teneurs en gyrogonites, elles sont importantes au niveau des sous-unités A4 et D2. Tout comme pour W3, l'espèce *Ch. aspera* est dominante au niveau de l'unité A et dominée par *Ch. hispida* en D2.

7.8.1.3 : Fosse W10

Les teneurs en gyrogonites des échantillons de la fosse proximale **W10** sont présentées sur la figure 7. 29.

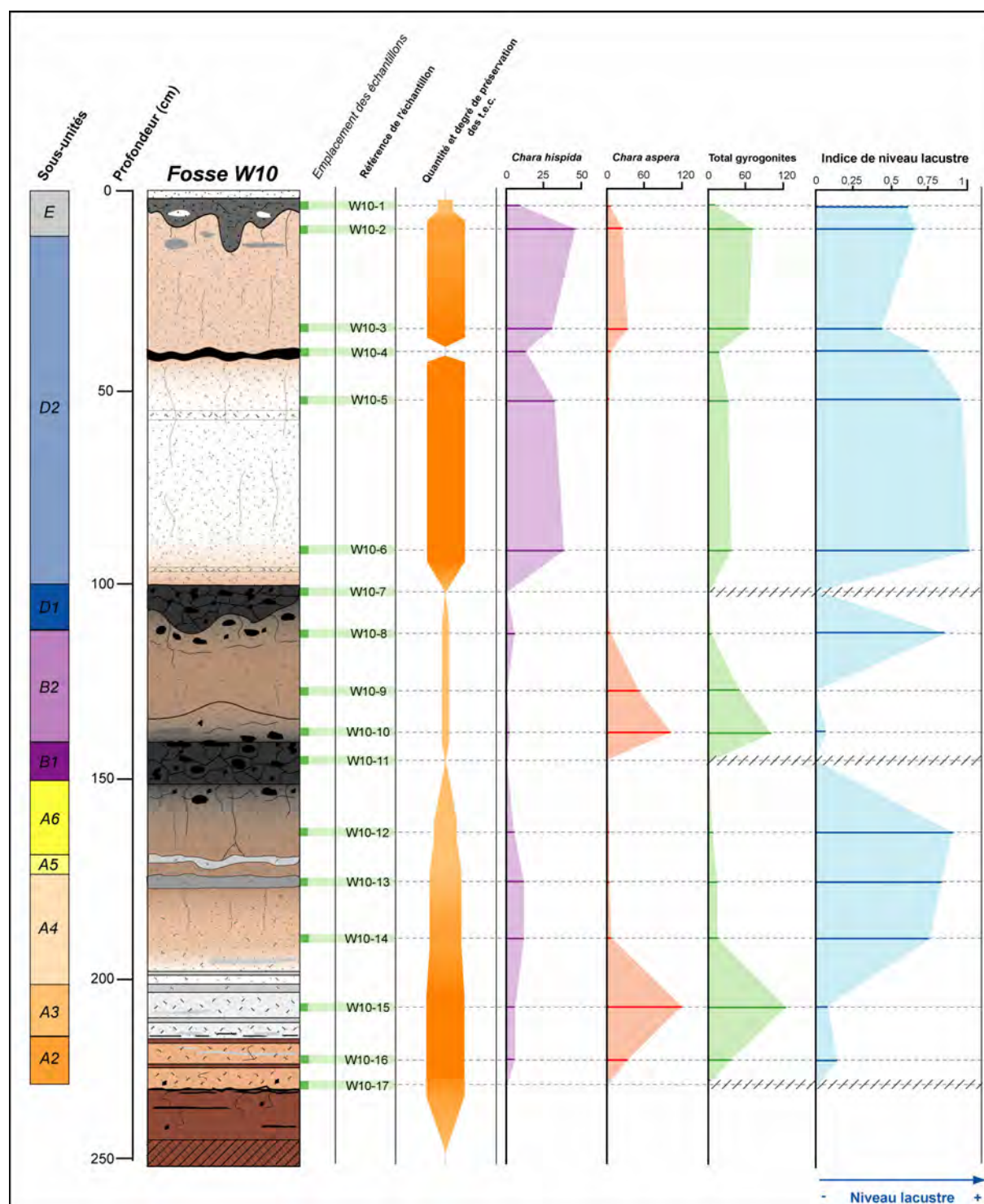


Fig. 7. 29. Teneurs en gyrogonites, quantité et degré de préservation des t.e.c. dans les échantillons de la fosse proximale W10.

La quantité et le degré de préservation des t.e.c. suivent le même comportement que celui observé en **W3** et **W6** : les sous-unités A2, A3, A4 et D2 présentent de nombreuses t.e.c. bien à très bien préservées et les sous-unités A5, A6 et B2 contiennent quelques t.e.c. mal préservées. La fosse **W10**

présente les plus fortes teneurs globales en gyrogonites de toutes les fosses prospectées. Celles-ci sont particulièrement importantes en base d'unité A, en B2 et en D2. Les gyrogonites de *Ch. aspera* sont largement dominantes en A2 et A3 et sont présentes en forte quantité au sommet de la sous-unité D2. *Ch. hispida* est majoritaire de A4 à A6 et à la base de la sous-unité D2.

7.8.1.4 : Fosse W14

Les résultats des comptages de gyrogonites réalisés dans les échantillons de la fosse médiane W14 sont présentés sur la figure 7. 30.

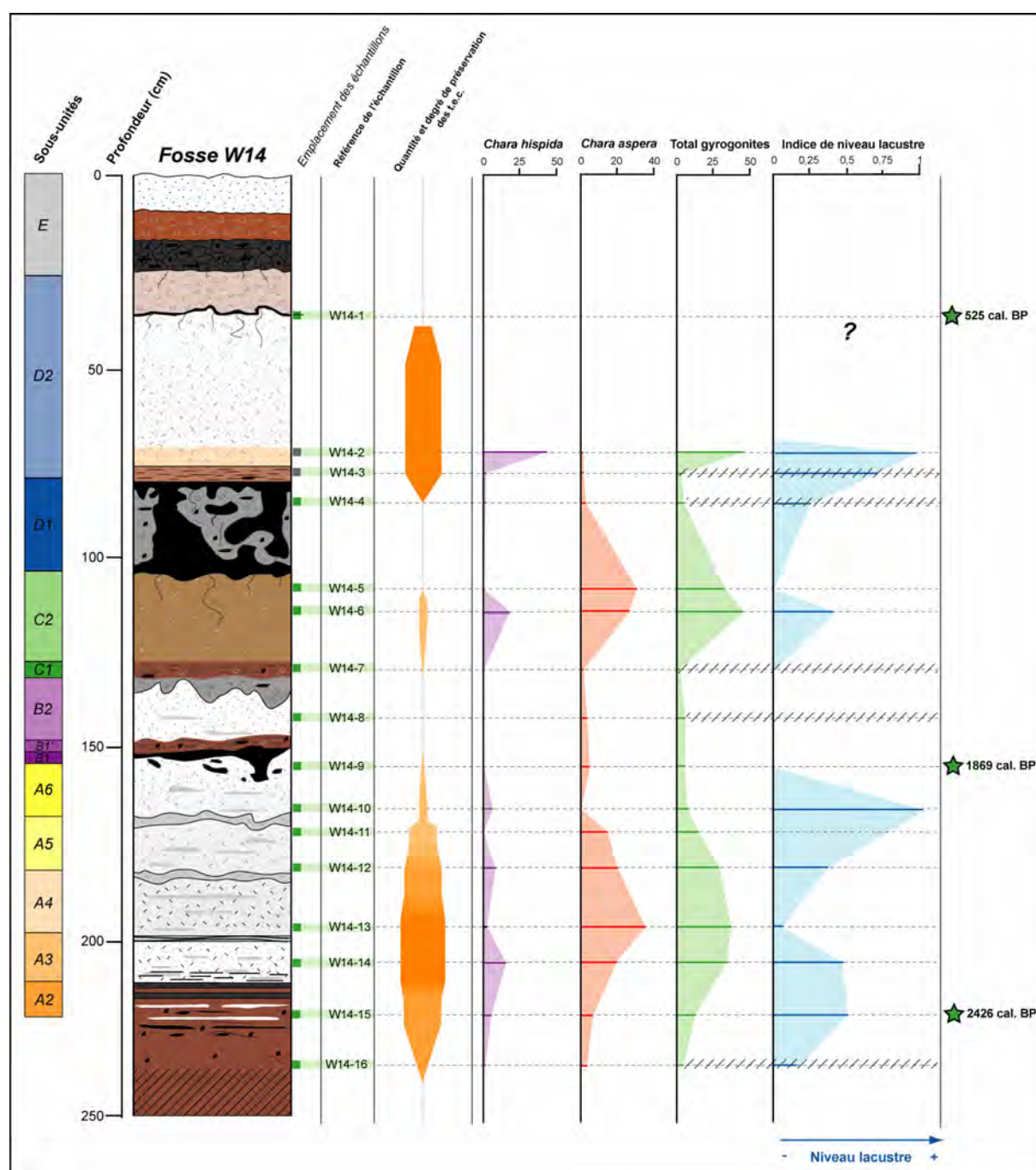


Fig. 7. 30. Teneurs en gyrogonites, quantité et degré de préservation des t.e.c. dans les échantillons de la fosse médiane W14.

Les tufs à charophytes des sous-unités A2 à A5 présentent des t.e.c. nombreuses et bien préservées, tout comme en D2. Les rares t.e.c. observées en A6, B2 et C2 sont mal préservées. Ce comportement

est similaire à celui précédemment décrit pour les fosses **W3**, **W6** et **W10**. Les gyrogonites de *Ch. aspera* sont dominantes sur l'ensemble de la fosse, à l'exception de la base de l'unité D2, comme en témoignent les rapports calculés. *Ch. hispida* est tout de même bien représentée au sein des sous-unités A3 à A6, C2 et D2.

7.8.1.5 : Fosse W18

Les teneurs en gyrogonites des échantillons de la fosse distale **W18** sont présentées sur la figure 7. 31.

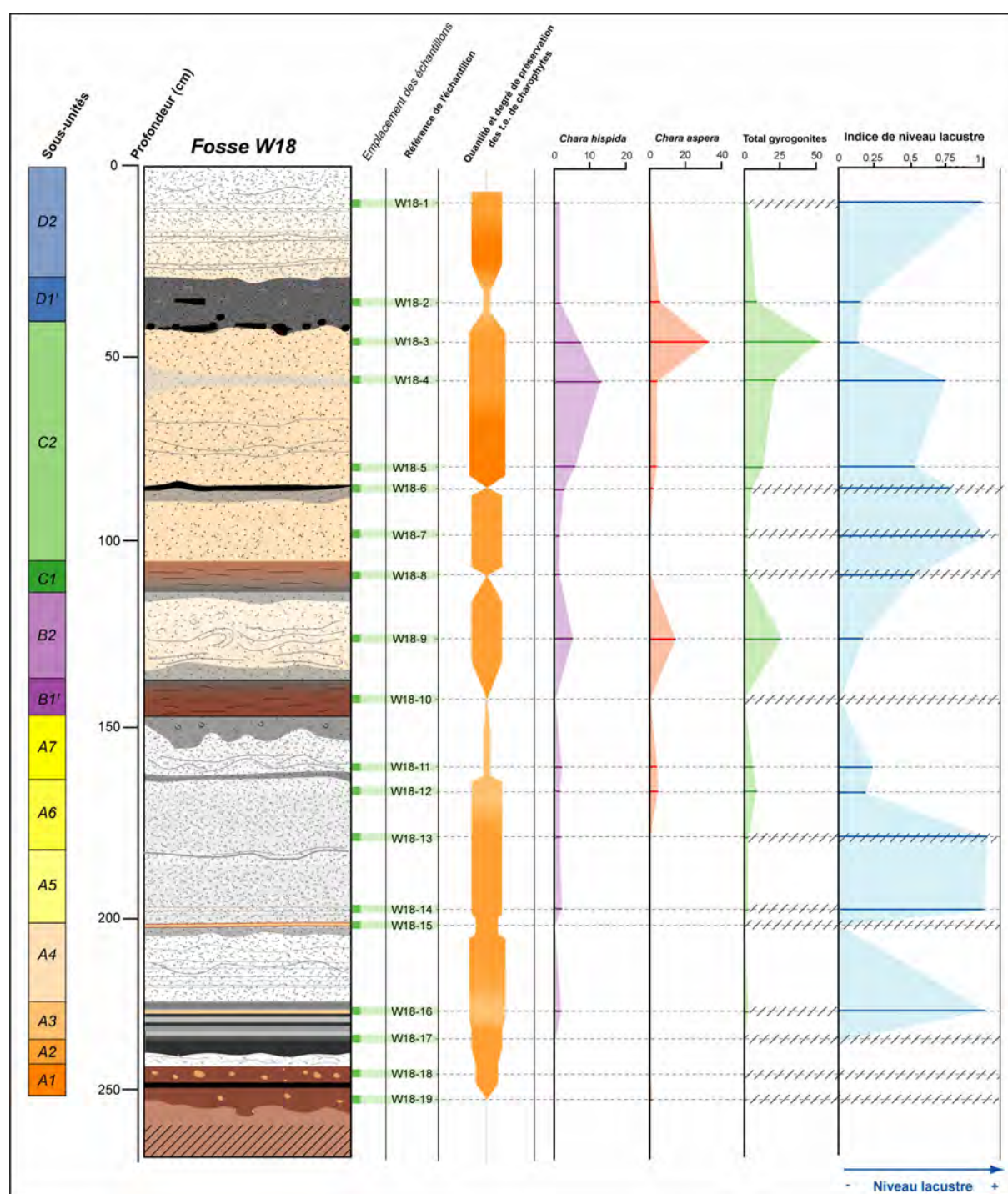


Fig. 7. 31. Teneurs en gyrogonites, quantité et degré de préservation des t.e.c. dans les échantillons de la fosse distale **W18**.

L'ensemble des sous-unités constituées de tufs à charophytes présente des quantités de t.e.c. relativement importantes à l'exception de A7. Ces t.e.c. sont relativement bien préservées sur l'ensemble de la fosse à l'exception de celles observées en A7. L'unité A, dans son ensemble, ne contient que très peu de gyrogonites, tout comme la sous-unité D2. Seule la zone de transition entre les sous-unités A6 à A7 présente quelques gyrogonites de chacune des deux espèces. Les sous-unités B2 et C2 contiennent de nombreuses gyrogonites des deux espèces en proportions variables. Les deux espèces sont bien représentées sur l'ensemble de la fosse.

7.8.1.6 : Fosse W20

Les résultats des comptages de gyrogonites réalisés dans les échantillons de la fosse distale **W20** sont présentés sur la figure 7. 32.

L'ensemble des tufs à charophytes de la fosse **W20** présente de nombreuses t.e.c. bien à très bien préservées à l'exception de la sous-unité B2 dont les t.e.c. sont peu nombreuses et mal préservées. Les teneurs globales en gyrogonites sont très faibles et l'espèce *Ch. hispida* est largement dominante. Seules les sous-unités C2 et D2 présentent quelques gyrogonites, l'unité A en est presque dépourvue.

7.8.1.7 : Ensemble du transect W

A partir des résultats de comptages de gyrogonites effectués sur chaque échantillon des différentes fosses repères présentées ci-dessus, un schéma de répartition de ces teneurs sur l'ensemble du transect W a pu être reconstitué (Fig. 7. 33). Il est établi par extrapolation des données de ces fosses à celles situées à proximité, présentant des faciès similaires donc potentiellement des mécaniques de mise en place comparables (teneurs en gyrogonites comparables). Sur le même principe, un schéma de répartition globale des espèces *Ch. aspera* et *Ch. hispida* le long du transect W a été reconstitué (Fig. 7. 34). Dans chaque cas, des zonations contrastées sont observées ;

Le nombre de gyrogonites est très important au sein des sédiments de la zone proximale, particulièrement au sein des tufs à charophytes des sous-unités A3, A4, D2 et B2 à proximité de **W10**. En zone médiane, les teneurs sont moyennes (proches de 50 gyrogonites par gramme de sédiment sec) au niveau des sous-unités A3, A4, A5, C2 et D2, et faibles en A6 et B2. En zone distale, le nombre de gyrogonite est beaucoup moins important, à l'exception du sommet de la sous-unité C2 au contact de D1 à proximité de **W18**.

Concernant la répartition spécifique entre *Ch. aspera* et *Ch. hispida*, les observations suivantes peuvent être faites :

- *Ch. aspera* est largement dominante en zone proximale, particulièrement du paléorivage à **W7** ;
- *Ch. hispida* est majoritairement représentée en zone distale ;
- les sommets et bases des unités A, B et C contiennent une large majorité de gyrogonites de *Ch. aspera* ;
- les sous-unités A1, A2 et A3 sont enrichies en gyrogonites de *Ch. aspera* sur une grande majorité du transect (exception = zone distale pour A2 et A3) ;
- les sous-unités A4 et A5 contiennent une majorité de gyrogonites de *Ch. aspera* en zone proximale et de *Ch. hispida* en zones médiane et distale.
- les sous-unités A6 et A7 sont globalement riches en gyrogonites de *Ch. aspera* ;
- B2 présente de fortes teneurs en gyrogonites de *Ch. aspera* en zones proximale et médiane, ces teneurs diminuent légèrement en amont de zone distale ;
- C2 présente des teneurs évoluant de manière comparable à celles de B2 ;
- la sous-unité D2 contient de nombreuses gyrogonites de *Ch. aspera* du paléorivage à **W7** et de *Ch. hispida* de **W7** à **W22** (aval de zone proximale, zones médianes et distales).

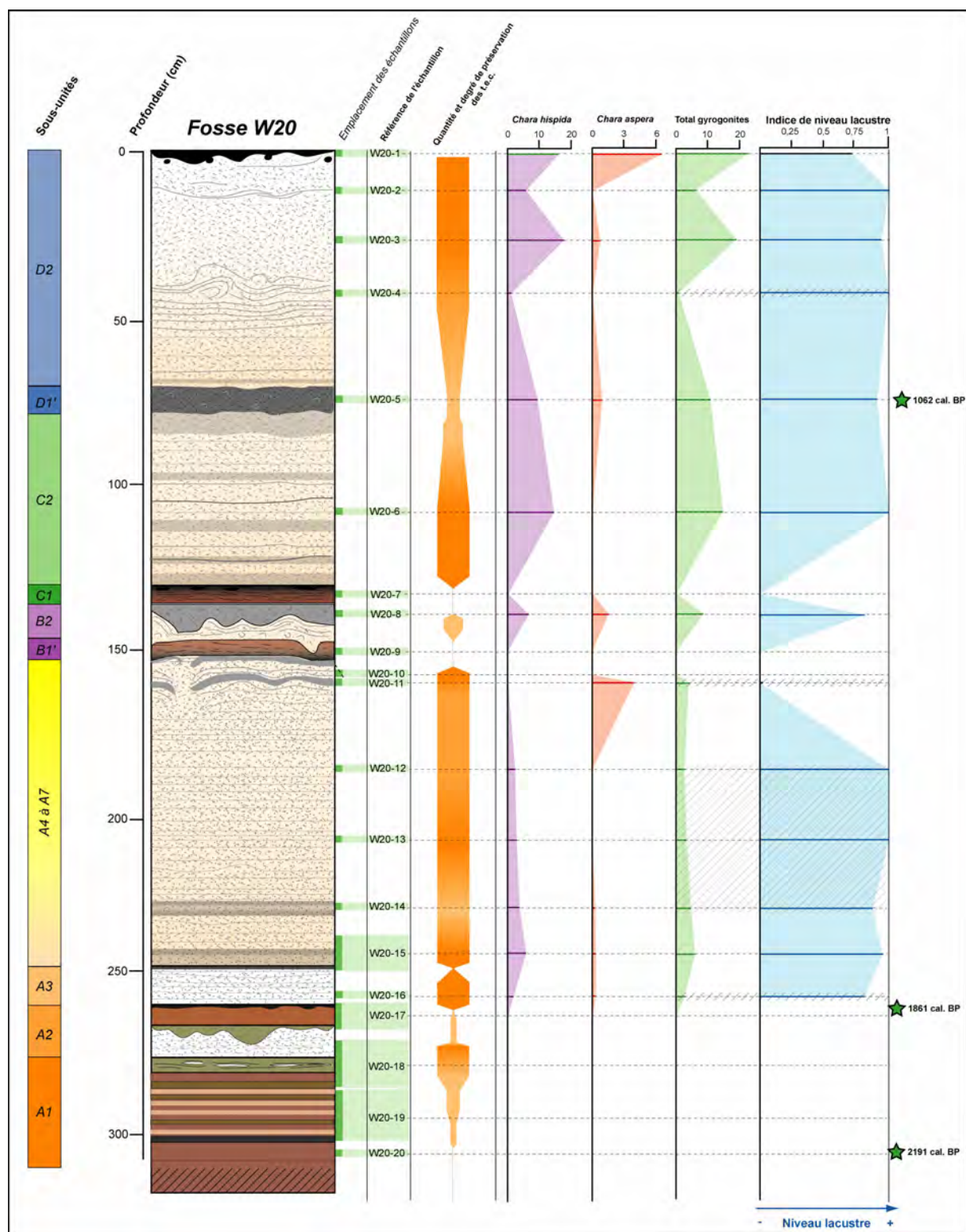


Fig. 7. 32. Teneurs en gyrogonites, quantité et degré de préservation des t.e.c. dans les échantillons de la fosse distale W20.

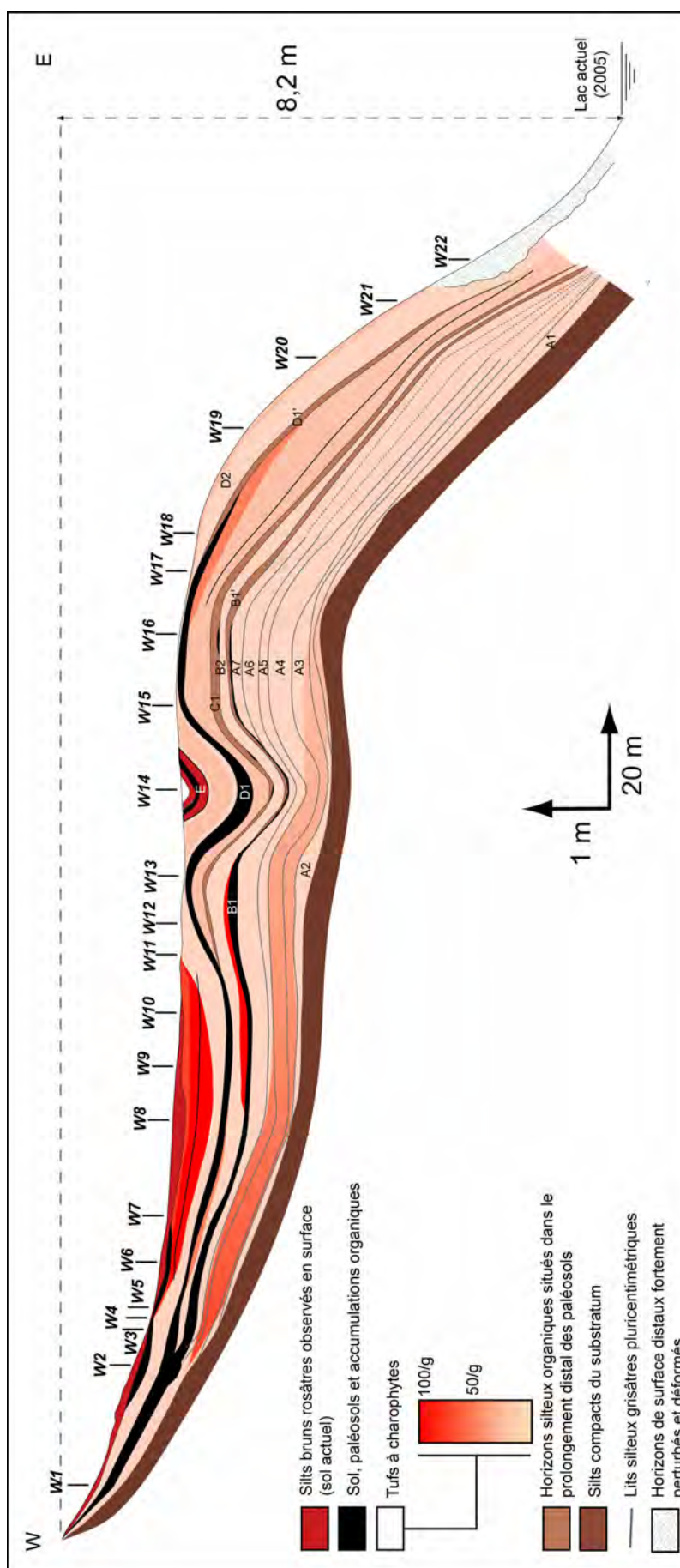


Fig. 7. 33. Evolution de la quantité de gyronites observées au sein des tufs à charophytes du transect W.

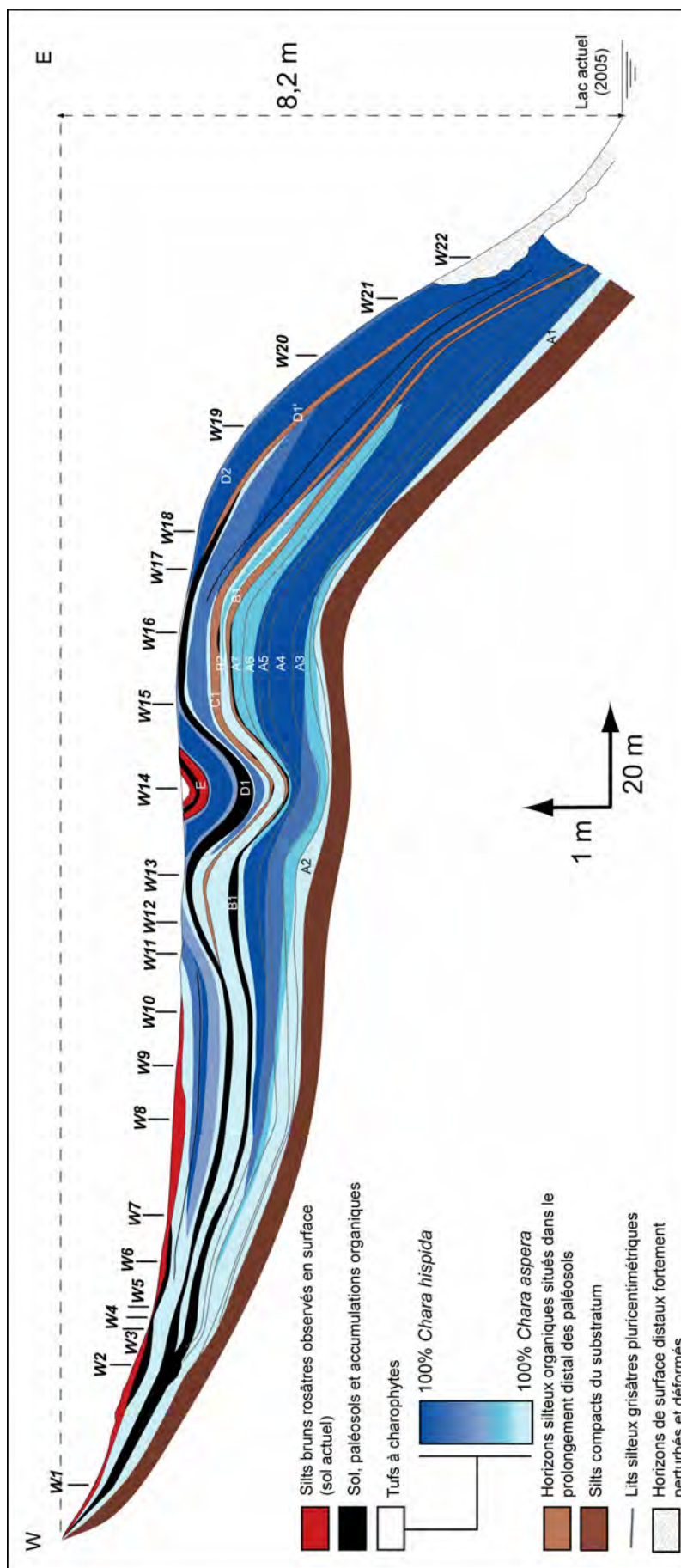


Fig. 7. 34. Répartition des gyrogonites de *Ch. aspera* et de *Ch. hispida* au sein des dépôts du transect W.

7.9 : Interprétation des résultats sur l'étude des charophytes : apports en termes de reconstitution de l'environnement lacustre passé.

Les différents résultats obtenus à partir de l'étude des vestiges de charophytes des dépôts de la dayet Afourgagh permettent de proposer un modèle d'évolution du système lacustre au cours des 2500 dernières années (compte tenu des datations radiocarbone). Cependant, avant de procéder à de telles reconstitutions, il est nécessaire de préciser les différents étages et zonations des milieux lacustres littoraux et les différents types de macrophytes caractéristiques dans ces étages.

7.9.1 : Rappels sur les macrophytes d'eau douce (d'après Waridel, 2003)

Les macrophytes correspondent aux plantes aquatiques supérieures visibles à l'œil nu selon Waridel (2003). Au sein des macrophytes, on retrouve ainsi les charophytes, les bryophytes (mousses, hépatiques), les ptéridophytes (fougères, prêles) et les spermatophytes (plantes à graines). Ces deux derniers groupes correspondent aux plantes aquatiques vasculaires dont les espèces présentent des parties à photosynthèse active submergées ou flottantes de manière permanente ou au moins une partie de l'année (Cook, 1990). L'embranchement des spermatophytes (sous-embranchement des angiospermes), peut-être divisé en deux catégories du point de vue de l'écologie :

- les héliophytes (ou plantes émergentes, ex : roseaux = phragmites) constituées essentiellement de plantes terrestres dont les parties à photosynthèse active tolèrent d'être submergées ou flottantes pendant des périodes importantes (Cook, 1990).
- les hydrophytes dont une partie du cycle de reproduction se déroule dans ou à la surface de l'eau. On retrouve dans cette catégorie les plantes flottantes libres (pleustophytes, ex : lentilles d'eau), les plantes à organes submergés et flottants (rhizophytes à feuilles flottantes, ex : nénuphars) et les plantes submergées (rhizophytes submergés, ex : potamots). L'ensemble de ces catégories est présenté sur la figure 7. 35.

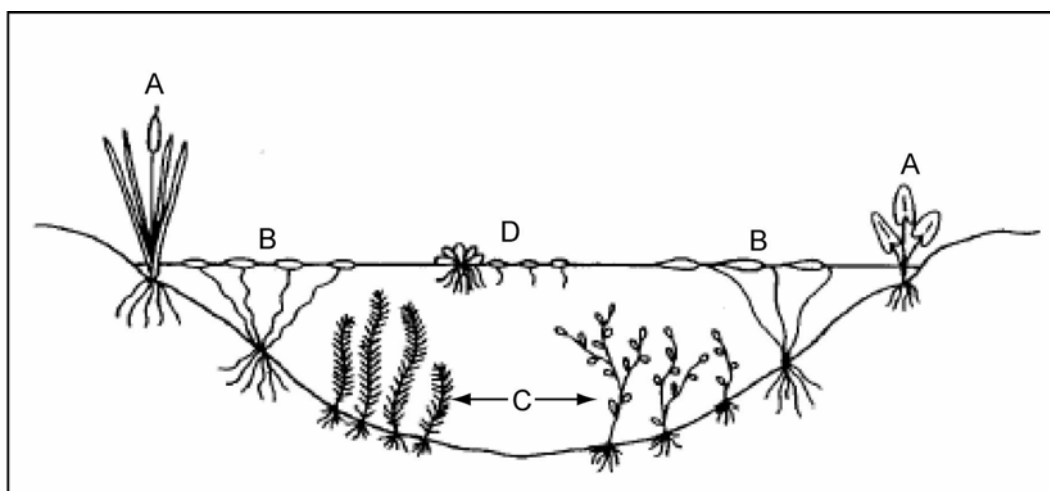


Fig. 7. 35. Caractérisation des différentes formes de plantes aquatiques en fonction de leur type de croissance (Riemer, 1984, in Waridel, 2003). A = espèces héliophytes. B = espèces hydrophytes à organes submergés et flottants. C = espèces hydrophytes à organes submergés. D = espèces hydrophytes flottantes libres.

Les milieux lacustres naturels présentent différentes zones définies sur la figure 7. 36. Le terme « littoral » se rattache à la zone écotonale, elle-même partagée entre une zone palustre et une zone lacustre (caractérisée de « phytale » par Dussart, 1966). La zone infralittorale présente les associations végétales les plus complexes (hydrophytes et héliophytes), c'est la raison pour laquelle elle est divisée en « sous-zones » qualifiées d'inférieure, moyenne et supérieure. Les charophytes présentent la particularité de pouvoir être observées sous quelques centimètres mais également sous plusieurs mètres d'eau. Ainsi, elles se développent de la zone infralittorale à la zone profonde.

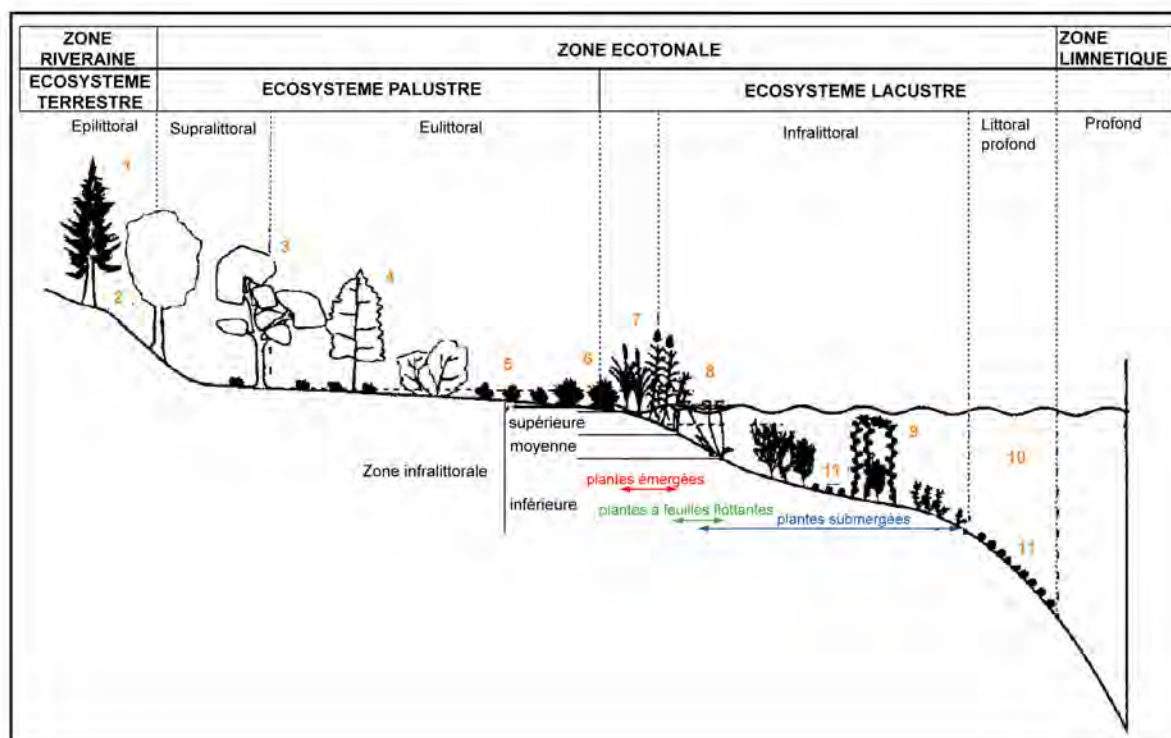


Fig. 7. 36. Subdivisions du littoral lacustre (en terme de biologie) et sa zonation en terme d'associations végétales (Lachavanne & Juge, 1999, in Waridel, 2003). Formations végétales : 1 = terrestre ligneuse ; 2 = terrestre herbacées ; 3 = marécageuse à bois dur ; 4 = marécageuse à bois tendre ; 5 = laïches courtes ; 6 = laïches élevées ; 7 = plantes émergentes (*Typha* sp. et *Phragmites* sp.) ; 8 = plantes à feuilles flottantes ; 9 = plantes submergées (*Myriophyllum* sp. et *Potamogeton* sp.) ; 10 = phyto et bactério-plancton ; 11 = végétation épibenthique.

7.9.2 : Relations charophytes - autres macrophytes

Les charophytes se développent souvent en formant des prairies denses (végétation de type fermée) où les autres macrophytes sont rarement apparents. Elles peuvent également figurer au sein d'une végétation abondante en hydrophytes et héliophytes. Les travaux réalisés par Coops & Doef (1996) et Van der Berg *et al.* (1999), au niveau de lacs néerlandais peu profonds, montrent que la croissance de l'herbier à charophytes s'accompagne de la décroissance des potamots (*Potamogeton pectinatus*). Les charophytes assimileraient de façon prioritaire les ions HCO_3^- , indispensables à la croissance des végétaux submergés (apport de carbone) selon Van der Berg *et al.* (2002). De plus, elles stockent de grandes quantités de phosphore, au détriment des autres macrophytes mais également du phytoplancton et de l'épiphyton (Blindow *et al.*, 1998 ; Fernández-Alàez *et al.*, 2002). Dans le lac Titicaca, les prairies à charophytes denses sont vierges de tout autre macrophyte. Selon Collot (1980), ces algues libéreraient des substances antagonistes ou des toxines inhibant la croissance des autres macrophytes.

Les prairies à charophytes correspondent à des environnements particuliers (Fig. 7. 37.). Selon Mourguiart (1987), au niveau des parties photosynthétiques des charophytes, les carbonates précipitent (conditions de sursaturation vis-à-vis des carbonates, Kelts & Hsü, 1978 in Mourguiart, 1987) suite à l'absorption de CO_2 et HCO_3^- (Allen & Spence, 1981 ; Maberly & Spence, 1983 in Mourguiart, 1987). Il en résulte une diminution de la concentration en ions Ca^{2+} et de l'alcalinité. Au contraire, à l'interface eau-sédiment, l'accumulation de matière organique permet une importante synthèse de CO_2 par dégradation bactérienne ainsi responsable d'une acidification du milieu (Mourguiart, 1987).

Les dépôts de tufs à charophytes de la dayet Afouragh révèlent, en général et plus particulièrement en zone proximale, de rares restes de macrophytes (hors charophytes). Il semble donc que ces sédiments témoignent du développement de larges prairies à charophytes où seuls quelques rares autres macrophytes ont pu croître. En zone proximale, les dépôts de tufs à charophytes sont

enrichis en restes de macrophytes parfois encroûtés par des carbonates. Ceci illustre la mise en place d'une prairie de charophytes mélangées à d'autres végétaux hélophytes et hydrophytes.

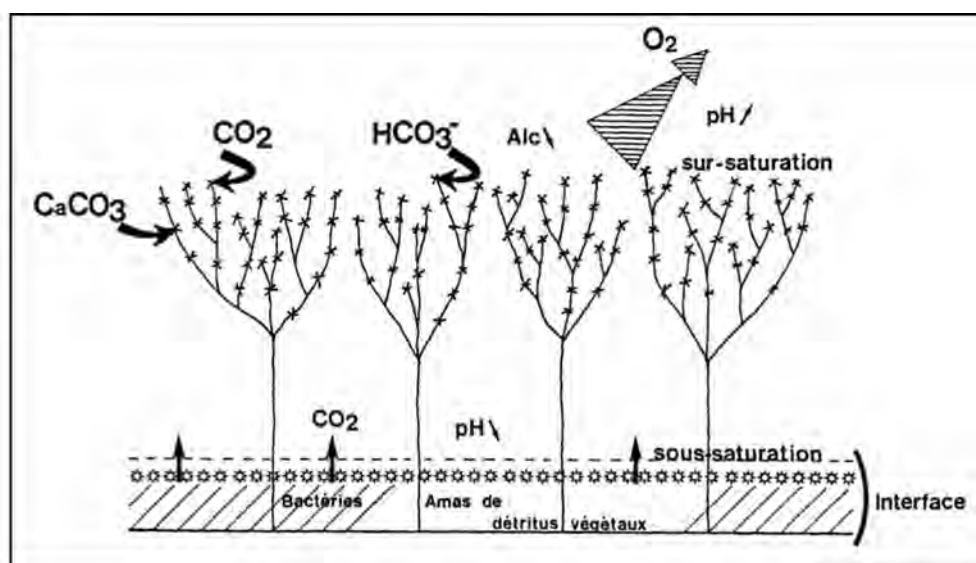


Fig. 7. 37. Echanges et processus au sein d'une prairie à charophytes (d'après Mourguiart, 1987)

Ces successions phytosociologiques ne sont pas sans rappeler celles décrites par Collot (1980) au sein du lac Titicaca. La répartition des charophytes-autres macrophytes peut être appréhendée de la façon suivante, en prenant en considération les facteurs les plus importants pour leur développement :

- contexte lumineux et calme = développement de charophytes (Corillion, 1957 ; Moore, 1986 ; Coops, 2002 ; Schwarz *et al.*, 2002; Blindow *et al.*, 2003) ;
- contexte assombri (turbide ou profond) + stress hydrique = compétition favorable aux autres macrophytes (Moore, 1986).

7.9.3 : Reconstitution des environnements lacustres passés de la dayet Afourgagh d'après l'étude des charophytes

Ce paragraphe interprétatif se base sur (1) l'étude des vestiges de charophytes (gyrogonites et t.e.c.) mais également sur (2) les données de quantités de restes de macrophytes observés dans les dépôts de la dayet (Partie II) et sur (3) la géométrie des dépôts caractérisée dans la partie II. Afin de comprendre au mieux le schéma interprétatif proposé ci-dessous, il est nécessaire de récapituler les informations capitales suivantes :

- le développement des charophytes décrites dans les dépôts de la dayet Afourgagh est favorisé par une bonne luminosité (milieu peu turbide ou peu profond) et un milieu calme (lentique) ;
- lorsque le milieu est sujet à différents stress environnementaux, ces charophytes synthétisent des gyrogonites afin de protéger l'oosphère pendant la période de dormance. A cet égard, une diminution de niveau lacustre (même saisonnière) peut provoquer le développement de nombreuses gyrogonites (Casanova, 1994) ;
- quand les conditions du milieu sont optimales, la reproduction se fait de façon végétative ;
- les t.e.c. (fragiles) témoignent, lorsqu'elles sont bien à très bien préservées, d'une sédimentation *in situ* (elles présentent une orientation préférentielle dans les dépôts de la zone distale) ;
- le développement des charophytes est maximal pendant la saison chaude (avril à octobre selon Fernández-Alàez *et al.*, 2002).

Les interprétations proposées grâce à l'étude des charophytes se basent également sur les données de la littérature suivantes (Corillion, 1957):

- *Chara aspera* se développe préférentiellement sous de faibles tranches d'eau ($<< 6$ m);
- *Chara hispida* se développe à des profondeurs plus importantes (avec un maximum de 10 à 12 mètres).

Nous retracerons ci-dessous les différentes étapes de mise en place des sous-unités sédimentaires décrites dans la partie II en illustrant notre propos grâce aux figures 7. 38 à 7. 52. Différents symboles ont été élaborés afin de représenter les différents types de macrophytes (helophytes et hydrophytes) susceptibles d'être présents au moment du dépôt (d'après les espèces observées au cours des cinquantes dernières années). Ces symboles, disposés sur les figures, ne représentent en aucun cas la répartition déduite de l'étude des dépôts (en dehors des charophytes dans le cas des dépôts de tufs). Ils sont uniquement présents dans un cadre illustratif, la présence de ces différents macrophytes durant certains épisodes lacustres étant établie d'après le nombre de restes de végétaux (non déterminés) retrouvés dans le sédiment. Les calculs de profondeurs sont déduits de la reconstitution à l'échelle de la géométrie globale des dépôts ; ils sont également basés sur le postulat que la profondeur du lac actuel est de 6 m (d'après les données de Flower *et al.*, 1989) et que la cuvette lacustre n'a pas subi d'effondrement conséquent au cours de la période historique. De plus, ces calculs demeurent à être considérés avec précaution suite aux nombreux phénomènes de compaction qui ont affectés les sédiments. Ils permettent cependant d'avoir une estimation de l'épaisseur de la lame d'eau sous laquelle se sont développés les charophytes, cette épaisseur étant contrainte par l'altitude du seuil topographique. Enfin, une représentation cartographique est proposée, avec l'extension supposée du lac et de l'herbier à charophytes. Les différentes fluctuations saisonnières, probablement importantes dans certains cas, ne sont pas représentées.

7.9.3.1 : Sous-unité A1 (après 2191 cal. BP)

Les dépôts silto-argileux versicolores de la sous-unité A1 sont très riches en restes de macrophytes souvent très bien préservés. Ils témoignent d'importants apports détritiques en provenance du bassin versant. Les restes de macrophytes, très nombreux, attestent une végétation relativement dense, apte à piéger les nombreuses particules d'origine détritique (substrat de type vaseux). Ainsi, le milieu ne serait pas propice au développement des charophytes à cause de son degré de turbidité. Cependant les charophytes étaient présentes comme en témoignent les lits silteux renfermant des t.e.c. souvent fortement compactées. Ces lits alternent avec des niveaux de tufs à charophytes à t.e.c. mal préservées. Ces successions de lits et de faciès contrastés attestent des variations de niveau lacustre importantes et du développement d'une zone phytale à caractéristiques évolutives. Ainsi, il ne semble pas qu'un herbier à charophytes ait pu se développer, probablement en raison d'une importante compétition avec les autres macrophytes dans un milieu trop instable et turbide.

L'extension latérale de la sous-unité A1 permet d'établir une profondeur lacustre minimale de l'ordre de 10,5 m, la zone infralittorale proximale étant caractérisée par une profondeur de l'ordre de 4,5 m (Fig. 7. 38.). Ces profondeurs sont tout à fait propices à l'installation d'une végétation abondante en hélophytes et hydrophytes. De plus, les nombreux spicules d'éponges d'eau douce témoignent d'un environnement à profondeur modérée, ces dernières se développeraient préférentiellement sous une lame d'eau inférieure à 2 m (cas de l'Afrique Sahélo-soudanienne selon Boury-Esnault, 1980).

7.9.3.2 : Sous-unité A2 (2191 - 1861 cal. BP)

La base de la sous-unité A2 correspond à un tuf à charophytes homogène à t.e.c. bien préservées sur l'ensemble du transect (Fig. 7. 26.). Les restes de macrophytes observés dans ces dépôts, peu nombreux, témoignent de la mise en place d'un herbier à charophytes dense sur une grande majorité du transect. Cette extension est corroborée par l'étude de la géométrie des dépôts, la sous-unité A2 étant observée jusqu'en zone proximale (voir Partie II). Ainsi, une remontée du niveau lacustre et l'instauration d'un milieu calme (t.e.c. globalement bien préservées) auraient permis le développement d'un tel herbier, ce qui n'était pas le cas pour la sous-unité A1 (milieu relativement instable). Selon Crawford (1977), les charophytes sont les premiers végétaux à coloniser un milieu après perturbations du système lacustre ; ce phénomène expliquerait en partie le développement de l'herbier de la sous-unité A2, avant la mise en place d'autres macrophytes, incapables de se développer dans un tel milieu.

L'extension de A2 permet de calculer une profondeur lacustre maximale de l'ordre de 11,7 m (Fig. 7. 39.). L'observation des gyrogonites retrouvées au sein des sédiments, déposées *in situ* compte tenu de

l'état de préservation des t.e.c. (sédiment non remanié), atteste une importante zonation spécifique sur le fond lacustre. Les gyrogonites de *Ch. aspera* sont exclusives de **W4** à **W18** et celles de *Ch. hispida* le sont de **W19** à **W22**. Bien évidemment, une telle zonation des espèces sur le fond lacustre est improbable mais cette ségrégation est appuyée par la forte variation d'épaisseur de la lame d'eau au niveau de la rupture de pente décrite en **W17-W18**. Ainsi, la profondeur maximale de production de gyrogonites de *Ch. aspera* (calculée d'après la limite d'extension des teneurs exclusives en gyrogonites de cette même espèce, Fig. 7. 34) est proche de 2,4 m.

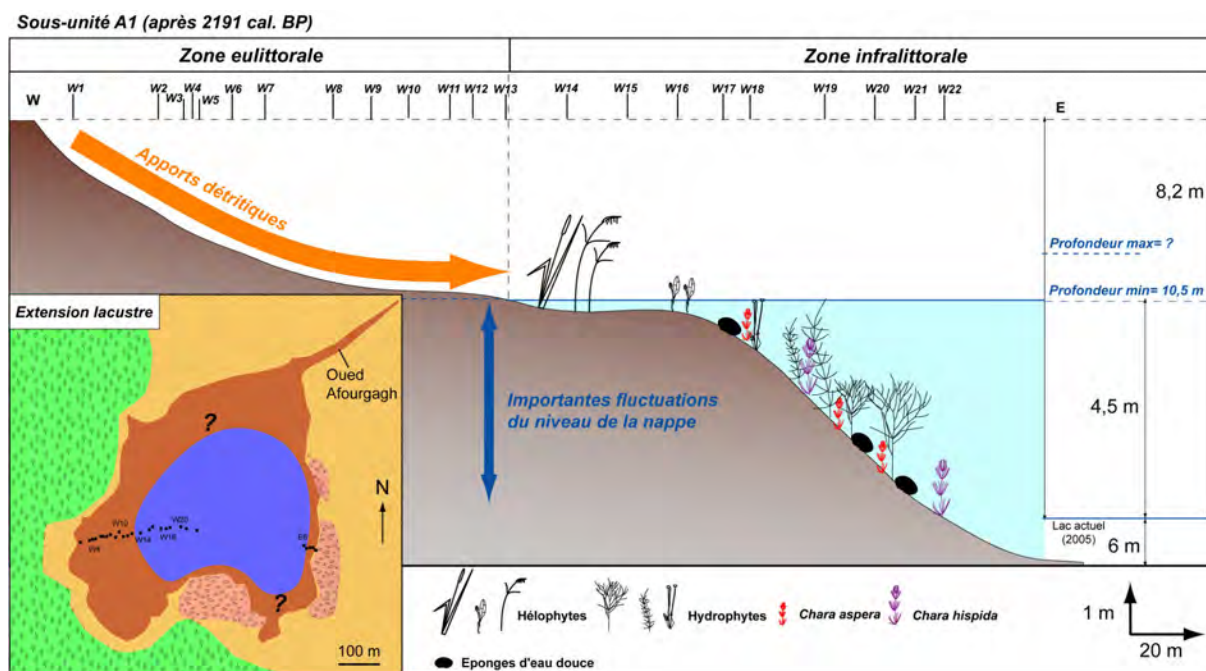


Fig. 7. 38. Schéma interprétatif simplifié du fonctionnement phytal et sédimentaire au moment du dépôt de la sous-unité A1.

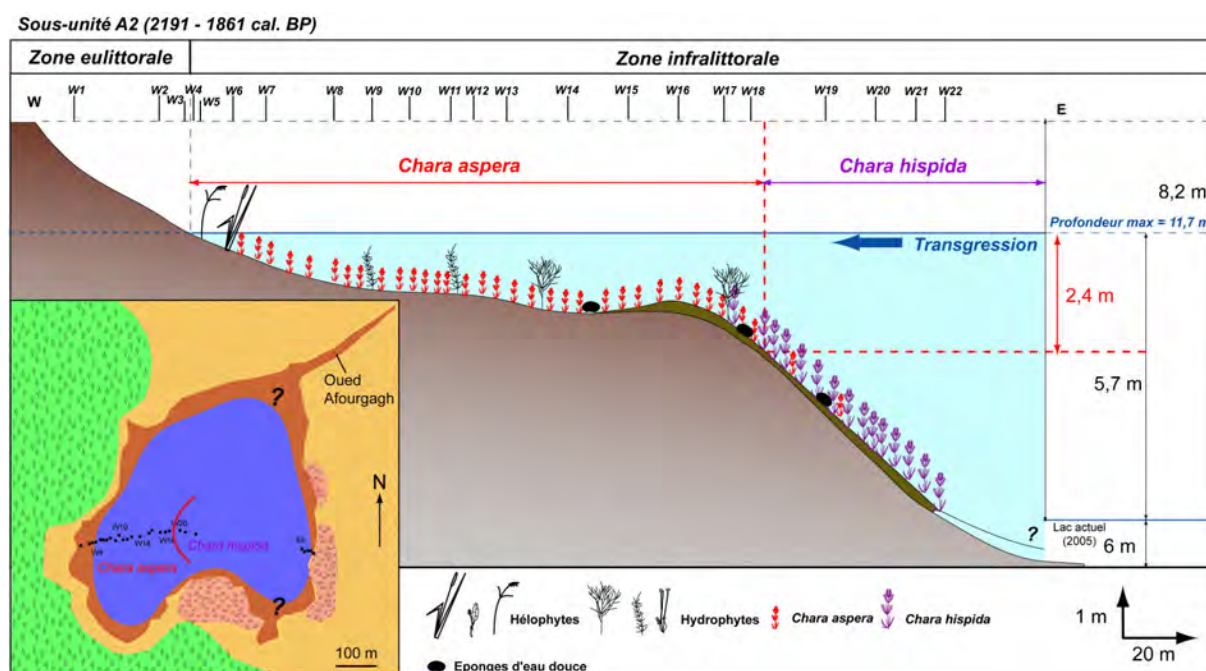


Fig. 7. 39. Schéma interprétatif simplifié du fonctionnement phytal et sédimentaire au moment du dépôt de la sous-unité A2.

Au-delà la reproduction de ces charophytes se fait de façon végétative, le milieu étant moins soumis aux différents stress environnementaux comme en atteste la très bonne préservation des t.e.c. et le peu de gyrogonites retrouvées dans le sédiment (Fig. 7. 33 et 7. 34.).

Le sommet de A2 est caractérisé par un lit de silts sombres riche en éléments organiques également observé de **W4** à **W22**. Cette phase de dépôt ne fait pas l'objet d'une représentation schématique ; cependant il est probable qu'une arrivée importante de particules détritiques soit à l'origine des dépôts de silts et d'une importante perturbation du milieu responsable de la disparition des charophytes qui perdent la compétition face aux autres macrophytes qui peuvent alors s'installer. Les dépôts décrits au niveau du sommet de A2 en **W20** sont comparables à ceux de la sous-unité A1, témoignant de probables fluctuations du niveau lacustre de faible amplitude vers 1861 cal. BP.

7.9.3.3 : Sous-unité A3 (~1861 cal. BP)

La sous-unité A3 correspond à un tuf à charophytes à t.e.c. bien à très bien préservées sur l'ensemble du transect. Les tufs proximaux présentent des teneurs importantes en restes de macrophytes et les dépôts distaux en sont dépourvus. A3 présente un aspect « tigré » caractéristique, lié à des lits enrichis en silts régulièrement espacés attribués aux arrivées détritiques de la saison des pluies (caractère saisonnier ?, voir § 4.7.3.). L'extension de cette sous-unité jusqu'en **W2-W3** atteste une légère remontée du niveau lacustre par rapport à A2. Une prairie à charophytes semble se développer sur l'ensemble du transect mais les charophytes partageraient l'espace avec d'autres macrophytes en zones proximales et médianes (nombreux restes retrouvés au sein des tufs). Au sein des sédiments de ces zones, les nombreuses gyrogonites retrouvées (Fig. 7. 33.) attestent un milieu perturbé, probablement assombri par les autres macrophytes. Le développement des hélophytes et hydrophytes semble limité par les charophytes car les lits silteux saisonniers sont observés jusqu'en zone distale. Les particules détritiques ne sont donc pas piégées par les macrophytes mais bien par les charophytes (elles peuvent donc voyager relativement librement jusqu'en zone distale). De plus, aucun dépôt comme ceux décrits en A1 ne sont observés en zone proximale, témoignant du développement limité de la ceinture végétale de la zone infralittorale supérieure.

L'extension de la sous-unité A3 permet de calculer une profondeur lacustre maximale de l'ordre de 12,5 m (Fig. 7. 40.). Trois domaines sont définis :

- un premier domaine où les gyrogonites de *Ch. aspera* sont largement majoritaires, de **W2-W3** à **W12** et déposées sous une lame d'eau de 1,5 m ;
- un second domaine de mixité entre gyrogonites de *Ch. aspera* (majoritaire) et *Ch. hispida*, entre **W12** et **W17**, avec dépôt sous 2 m d'eau ;
- un dernier domaine où *Ch. hispida* est largement dominante, de **W18** à **W22**.

Le sommet de A3 est caractérisé par un lit de silts sombres parfois riche en éléments organiques (zones proximale et médiane) et présentant des t.e.c. mal préservées. Ce lit correspondrait à une importante arrivée de particules détritiques et ainsi à une perturbation notable du milieu dont la nouvelle stabilisation est propice à une re-colonisation par les charophytes.

7.9.3.4 : Sous-unité A4 (~1861 cal. BP)

A4 est composée de tufs à charophytes à t.e.c. bien à très bien préservées en zones distales et médianes et relativement mal préservées en zone proximale. Dans cette dernière zone, le faciès présente de nombreux restes de macrophytes hors charophytes. A4 s'étend sur l'ensemble du transect et présente un litage régulier en zone distale à partir de **W20**. L'extension de cette sous-unité, jusqu'au paléorivage, s'explique par une forte remontée du niveau lacustre jusqu'au niveau du seuil topographique, le lac atteint donc sa profondeur maximale estimée à 14,2 m (Fig. 7. 41.). Tout comme en A3, les charophytes semblent partager l'espace avec d'autres macrophytes qui ne seraient pas assez nombreux pour empêcher le dépôt saisonnier de particules détritiques en zone distale. Le nombre de gyrogonites comptées, important de **W2** à **W16**, témoigne d'une zone infralittorale perturbée, probablement par les autres macrophytes ou par les fluctuations de la tranche d'eau.

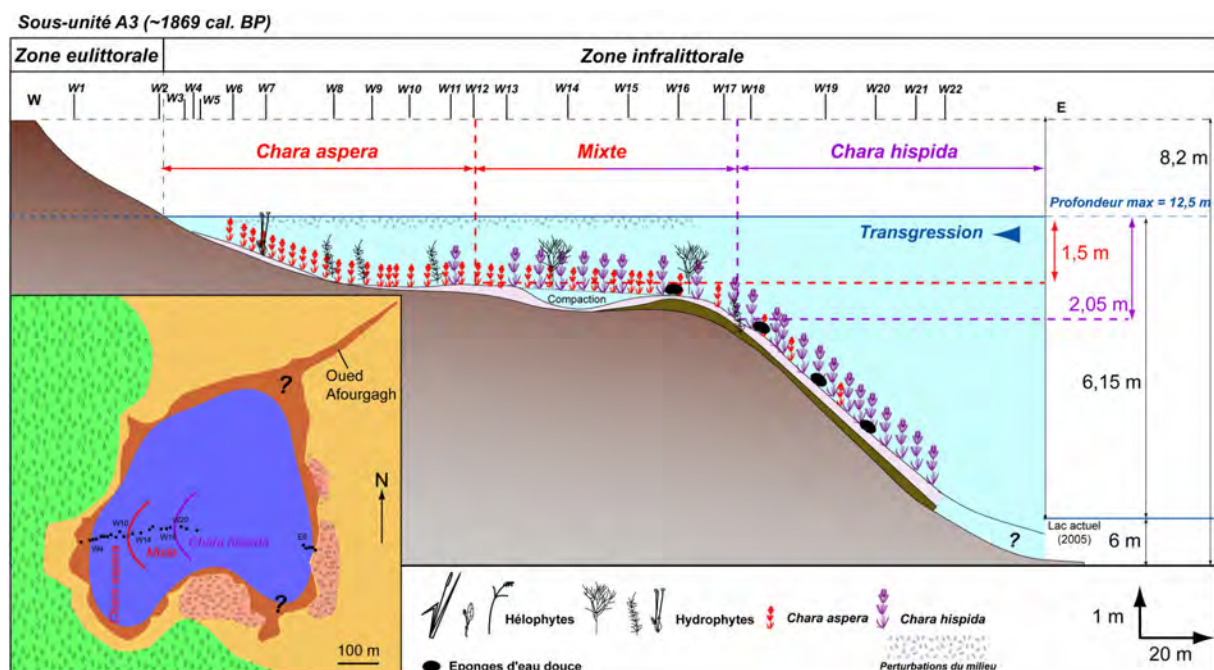


Fig. 7. 40. Schéma interprétatif simplifié du fonctionnement phytal et sédimentaire au moment du dépôt de la sous-unité A3.

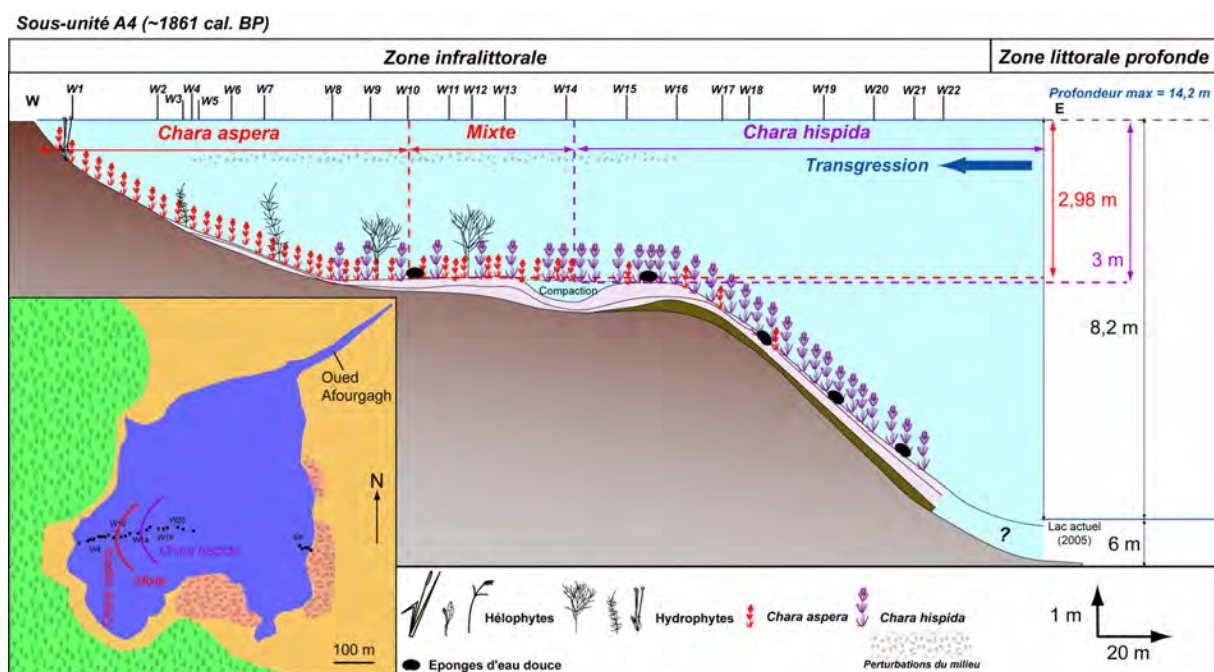


Fig. 7. 41. Schéma interprétatif simplifié du fonctionnement phytal et sédimentaire au moment du dépôt de la sous-unité A4.

Concernant la répartition des espèces de charophytes à partir de l'étude des gyrogonites, trois domaines sont encore définis :

- un premier domaine où les gyrogonites de *Ch. aspera* sont largement majoritaires, de **W1** à **W10** et déposées sous une lame d'eau de 3 m ;
- un second domaine de mixité entre gyrogonites de *Ch. aspera* (majoritaire) et *Ch. hispida*, entre **W10** et **W14**, avec dépôt sous 3 m d'eau ;
- un dernier domaine où *Ch. hispida* est largement dominante, de **W14** à **W22**.

La montée du niveau lacustre apparaît responsable de la migration des limites supérieures des ceintures spécifiques de charophytes.

Tout comme pour A3, le sommet de A4 est caractérisé par le dépôt d'un lit silteux reflétant probablement des conditions environnementales comparables à celles décrites dans le paragraphe précédent.

7.9.3.5 : Sous-unité A5 (~1861 cal. BP)

A5 est également composée de tufs à charophytes à t.e.c. bien préservées en zone distale et relativement mal préservées en zones médiane et proximale. Dans cette dernière zone, le faciès présente de nombreux restes de macrophytes hors charophytes. L'extension maximale de A5 est inconnue mais il est probable qu'elle est la même que pour A4 (jusqu'au paléorivage). Ce phénomène correspond à une stabilisation du niveau lacustre au niveau du seuil topographique. Le lac possède donc une profondeur estimée à 14,2 m (Fig. 7. 42.). Tout comme en A3 et A4, les charophytes semblent partager l'espace avec d'autres macrophytes. De nombreuses gyrogonites sont présentes dans les dépôts de **W3** à **W8**, dénotant une zone infralittorale (supérieure et moyenne) soumise à des stress environnementaux (autres macrophytes ?).

Concernant la répartition des espèces de charophytes à partir de l'étude des gyrogonites, trois domaines sont également définis :

- un premier domaine où les gyrogonites de *Ch. aspera* sont largement majoritaires, de **W1** à **W7-W8** et déposées sous une lame d'eau de 2,5 m ;
- un second domaine de mixité entre gyrogonites de *Ch. aspera* et *Ch. hispida* (majoritaire), entre **W8** et **W14**, avec dépôt sous environ 3 m d'eau ;
- un dernier domaine où *Ch. hispida* est largement dominante, de **W14** à **W22**.

La ceinture à *Ch. hispida* semble s'étendre vers le proximal au détriment de celle à *Ch. aspera*. Ceci pourrait s'expliquer en fonction du facteur luminosité. Le milieu serait moins bien éclairé (autres macrophytes, turbidité ?) qu'en A4, obligeant les espèces à migrer vers le proximal pour trouver de meilleures conditions de développement.

Tout comme pour A3 et A4, le sommet de A5 est caractérisé par le dépôt d'un lit silteux composé de particules d'origine détritique piégées par les charophytes et les autres macrophytes.

7.9.3.6 : Sous-unité A6 (~1861 cal. BP)

Tout comme pour la sous-unité A5, l'extension de A6 est inconnue. A première vue, leurs macrofaciès décrits sur le terrain semblent comparables mais l'observation des populations de gyrogonites apporte des informations qui permettent de distinguer deux phases au sein de A6.

La base de la sous-unité est constituée d'un tuf à t.e.c. mal préservées dont l'extension latérale est similaire à celle de A5. Il est fort probable que ce tuf se soit déposé dans des conditions bathymétriques comparables à celles de A5. Les observations en terme de teneurs en restes de macrophytes hors charophytes sont les mêmes que pour les sous-unités A3 à A5 : fortes en zone proximale et en diminution de la zone médiane à la zone distale.

L'extension présumée de la sous-unité A6 permet d'estimer la profondeur lacustre maximale à 14,2 m (Fig. 7. 43.). Seuls deux domaines sont distingués :

- un premier domaine où les gyrogonites de *Ch. aspera* sont largement majoritaires, de **W1** à **W7** et déposées sous une lame d'eau de 2,4 m ;
- un second domaine où *Ch. hispida* est largement dominante, de **W8** à **W22**.

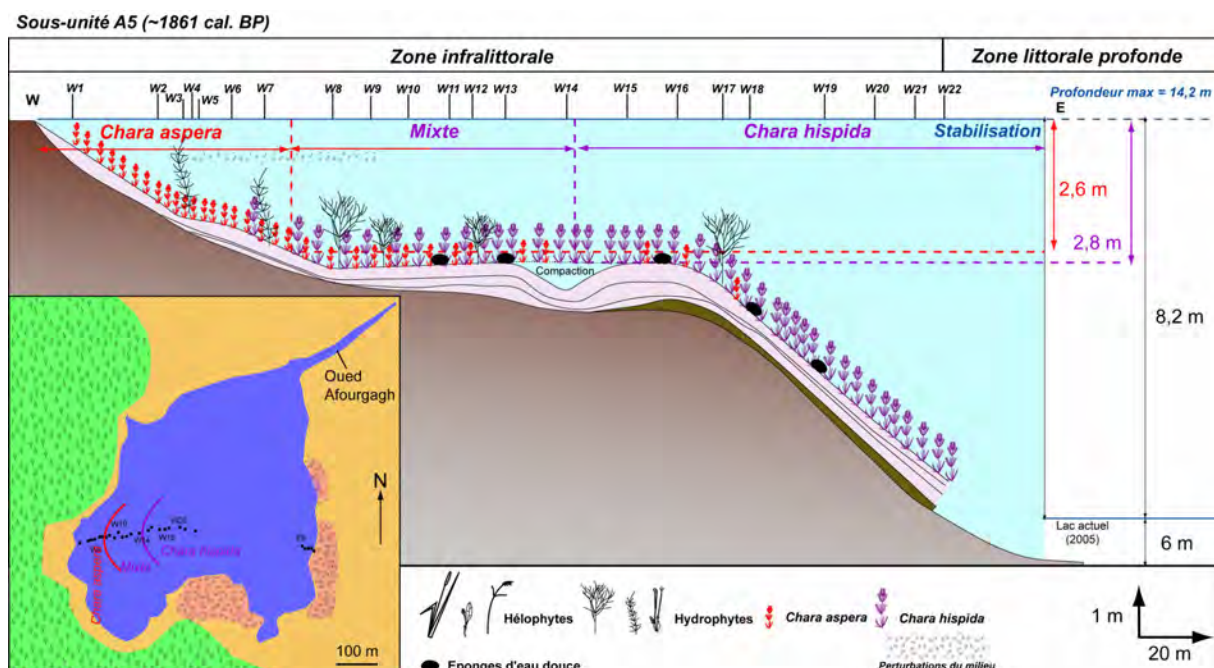


Fig. 7. 42. Schéma interprétatif simplifié du fonctionnement phytal et sédimentaire au moment du dépôt de la sous-unité A5.

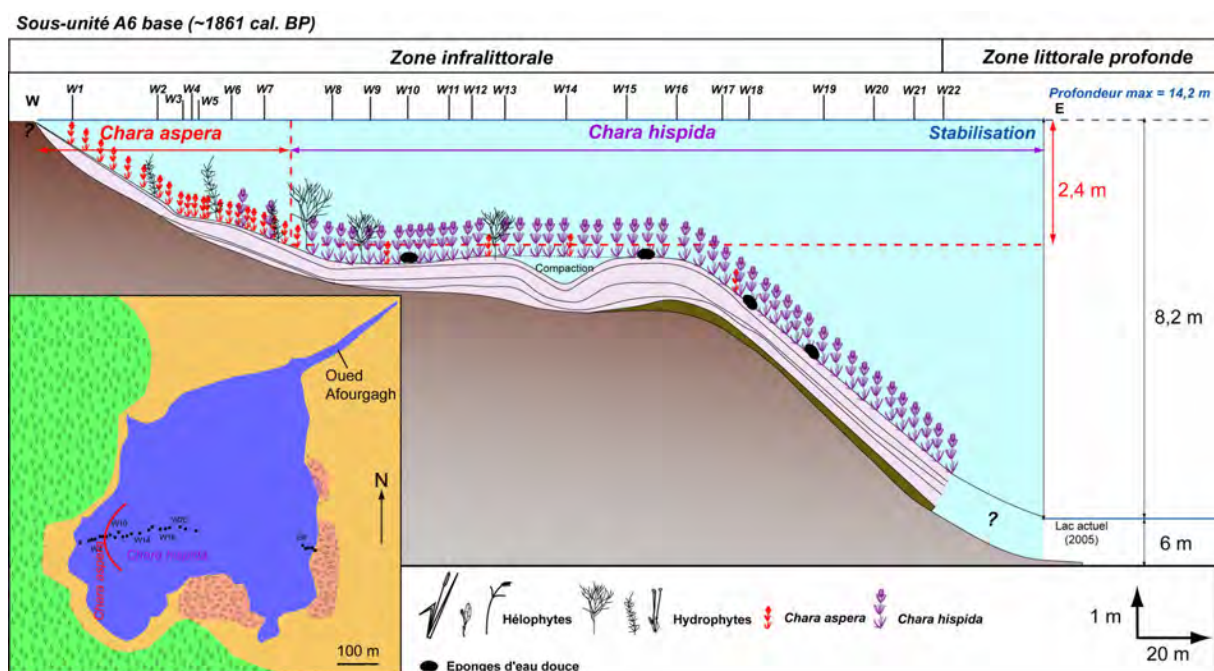


Fig. 7. 43. Schéma interprétatif simplifié du fonctionnement phytal et sédimentaire au moment du dépôt de la base de la sous-unité A6.

Le processus enclenché en A5 - où la limite supérieure de la ceinture à *Ch. hispida* se déplace vers le proximal - s'amplifie à telle enseigne que *Ch. aspera* se retrouve uniquement cantonnée aux quatre-vingt premiers mètres du transect.

La partie supérieure de la sous-unité A6 présente un faciès comparable à celui décrit précédemment. Cependant le recouvrement spécifique déterminé à partir des gyrogonites est très différent (Fig. 7. 34.). En effet, des gyrogonites de *Ch. aspera* sont observées jusqu'en **W19-W20**. En partant du principe que cette espèce ne synthétise que de rares gyrogonites au-delà de 3 m de profondeur (voir sous-unité A4), la limite d'observation de celles-ci a été sélectionnée comme base pour déterminer le niveau lacustre. Cette détermination, malgré son approximation, révèle un niveau lacustre bien plus bas que celui décrit en base d'unité (profondeur de l'ordre de 12 m, Fig. 7. 44.). Il se pourrait donc qu'un processus régressif s'enclenche au cours du dépôt de la sous-unité A6. Concernant la répartition des espèces de charophytes à partir de l'étude des gyrogonites, trois domaines sont définis :

- un premier domaine où les gyrogonites de *Ch. aspera* sont largement majoritaires, de **W6** à **W13** et déposées sous une lame d'eau de 0,5 m ;
- un second domaine de mixité entre gyrogonites de *Ch. aspera* (majoritaire) et *Ch. hispida*, entre **W13** et **W20**, avec dépôt sous 3,3 m d'eau ;
- un dernier domaine où *Ch. hispida* est largement dominante, de **W20** à **W22**.

Cette hypothèse, concernant une potentielle régression entamée dès la mise en place de la sous-unité A6, semble concorder avec la faible extension de la sous-unité A7 eu égard à l'érosion.

7.9.3.7 : Sous-unité A7 (~1861 cal. BP)

La sous-unité A7 correspond à un tuf à charophytes uniquement visible à partir de **W14-W15**. Le faciès présente peu de gyrogonites et des t.e.c. mal préservées. A7 est la seule sous-unité tuffacée de l'unité A à contenir des t.e.c. dans cet état de préservation à partir de **W15**. Pour des raisons de manque d'informations en ce qui concerne l'extension et les données sur cette unité (uniquement distinguée de **W15** à **W18**), il est difficile de faire quelque estimation que ce soit concernant l'environnement de dépôt. La seule véritable information concerne la limite entre un domaine où gyrogonites de *Ch. aspera* (majoritaire) et *Ch. hispida* sont retrouvées ensemble (limite inférieure proche de **W20**) et un second domaine où *Ch. hispida* est largement majoritaire au-delà de **W20** (Fig. 7. 34. et 7. 45.). Cette zonation spécifique, bien qu'incomplète, apporte un poids supplémentaire à l'hypothèse d'un niveau lacustre plus bas qu'en A4 et A5.

Les données relatives aux charophytes étaient celles obtenues par l'étude de la géométrie des dépôts. Elles mettent en évidence que les ceintures spécifiques de charophytes migrent latéralement en fonction des variations du niveau lacustre. En effet, pendant les épisodes transgressifs, la prairie à *Ch. hispida* se déplace vers le domaine proximal. A l'inverse, la ceinture à *Ch. aspera* migre vers la zone distale au cours des phases régressives.

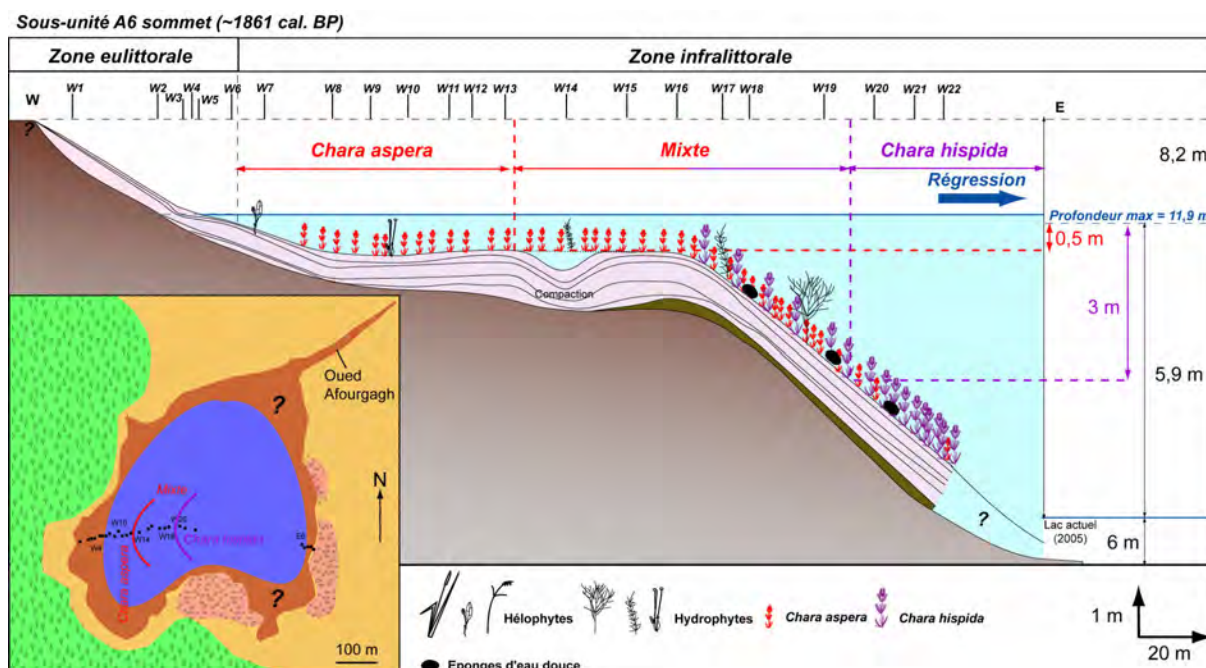


Fig. 7. 44. Schéma interprétatif simplifié du fonctionnement phytal et sédimentaire au moment du sommet de la sous-unité A6.

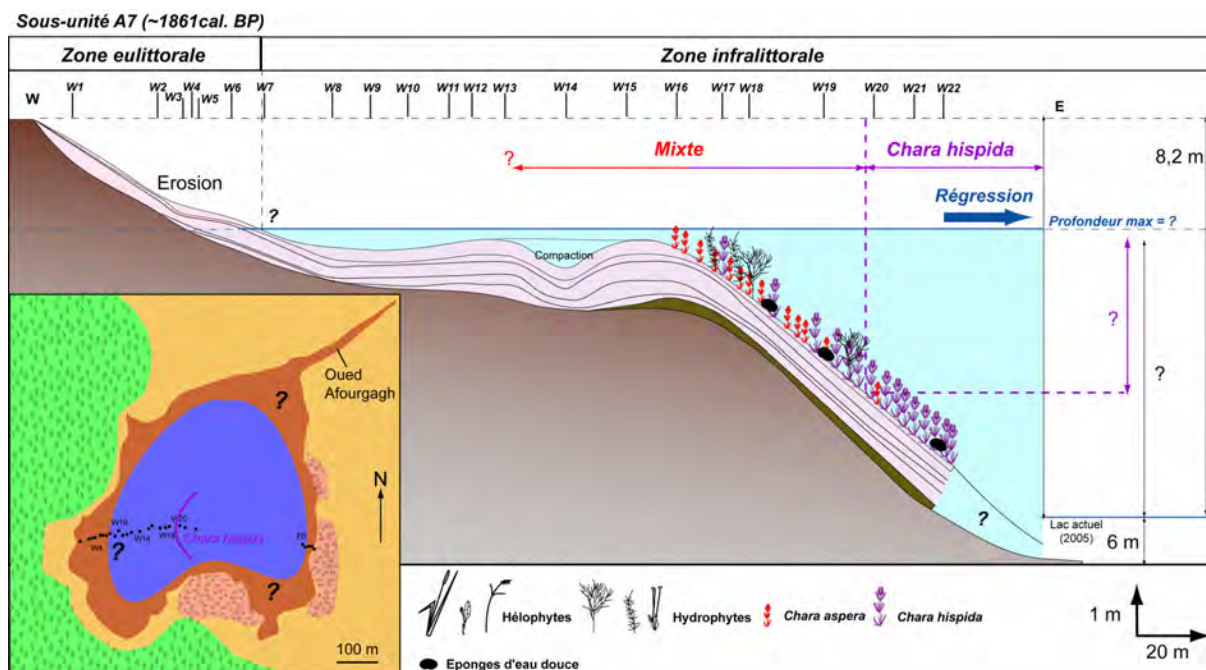


Fig. 7. 45. Schéma interprétatif simplifié du fonctionnement phytal et sédimentaire au moment du dépôt de la sous-unité A7.

7.9.3.8 : Sous-unités B1-B1' (~1769 BP estimé)

La sous-unité B1 correspond à un paléosol (du paléorivage à **W13-W14** mais à éléments visibles jusqu'en **W16**) avec passage latéral de faciès vers des dépôts de silts très riches en restes de macrophytes (à partir de **W13-W14**). Le développement d'un paléosol (B1) implique une forte diminution du niveau lacustre (processus entamé dès le dépôt de A6). Au contact du paléosol, l'unité B1' se dépose ; elle est composée de nombreux fragments de macrophytes hors charophytes qui ont profités de l'instabilité du milieu (régression importante du niveau lacustre) pour se développer au détriment des charophytes (de nombreux spicules d'éponges sont également observés). De plus, ces macrophytes, constituant un véritable piège à sédiment, ont permis l'accumulation de particules silteuses détritiques. Le milieu était alors probablement turbide, peu lumineux donc peu propice au développement de charophytes. La véritable extension du paléosol est inconnue ; seuls quelques éléments de ces faciès sont observés sous B1' de **W13** à **W16**. Il est alors difficile de faire la part de ce qui a été déposé au moment de la formation du paléosol de ce qui a été sédimenté après reprise de la phase transgressive (précipitations → apports détritiques + prélèvement de matière dans les paléosols → piégeage par les macrophytes et recouvrement partiel des extrémités distales des paléosols). Ces dépôts ne sont pas sans rappeler ceux décrits en A1.

L'extension latérale de la sous-unité B1 et la cote atteinte par celle-ci (hors phénomènes de compaction) permet d'établir une profondeur lacustre maximale de l'ordre de 11,6 m, la zone infralittorale distale étant caractérisée par une profondeur de l'ordre de 5,6 m (Fig. 7. 46.).

7.9.3.9 : Sous-unité B2 (1769 BP estimé - 1515 cal. BP)

B2 est composée de tufs à charophytes à t.e.c. bien à mal préservées en zone distale et relativement mal préservées en zones médiane et proximale. Dans cette dernière zone, le faciès présente de nombreux restes de macrophytes hors charophytes. L'extension maximale de B2 est inconnue mais l'étude des charophytes apporte un élément de réponse. Le développement d'une prairie à charophytes fait suite à la phase de perturbation du milieu décrite en B1' ; elle atteste une remontée du niveau lacustre d'amplitude inconnue (Fig. 7. 47.). Tout comme dans le cas des tufs de l'unité A, les charophytes semblent partager l'espace avec d'autres macrophytes qui ne sont pas assez nombreux (dense) pour empêcher le dépôt saisonnier de particules détritiques en zone distale. De nombreuses gyrogonites sont présentes à la base de l'unité en zone proximale, témoignant d'une zone infralittorale soumise à des stress environnementaux.

Concernant la répartition des espèces de charophytes à partir de l'étude des gyrogonites, trois domaines sont décrits :

- un premier domaine où les gyrogonites de *Ch. aspera* sont largement majoritaires, de **W2** à **W15** ;
- un second domaine de mixité entre gyrogonites de *Ch. aspera* (majoritaire) et *Ch. hispida* , entre **W15** et **W19** ;
- un dernier domaine où *Ch. hispida* est largement dominante, de **W19** à **W22**.

La ceinture à *Ch. aspera* exclusive s'étend sur une grande partie du transect. Ces charophytes synthétisent des gyrogonites sous de faibles profondeurs d'eau ; ainsi cette extension importante de la prairie témoignerait d'un niveau lacustre inférieur à celui observé en A4 (où le paléorivage est atteint). En partant du principe que cette espèce ne synthétise que rarement des gyrogonites au-delà de 3 m de profondeur, la limite d'observation de celles-ci a été sélectionnée comme base pour déterminer le niveau lacustre maximal (~ 13 m, Fig. 7. 47.). Enfin, le sommet de B2, au contact de C1, présente un enrichissement en gyrogonites de *Ch. aspera* ; ce phénomène résulterait de l'amorce d'une phase régressive, responsable du déplacement de la ceinture à *Ch. aspera* vers le distal.

Sous-unités B1-B1' (1769 BP estimé)

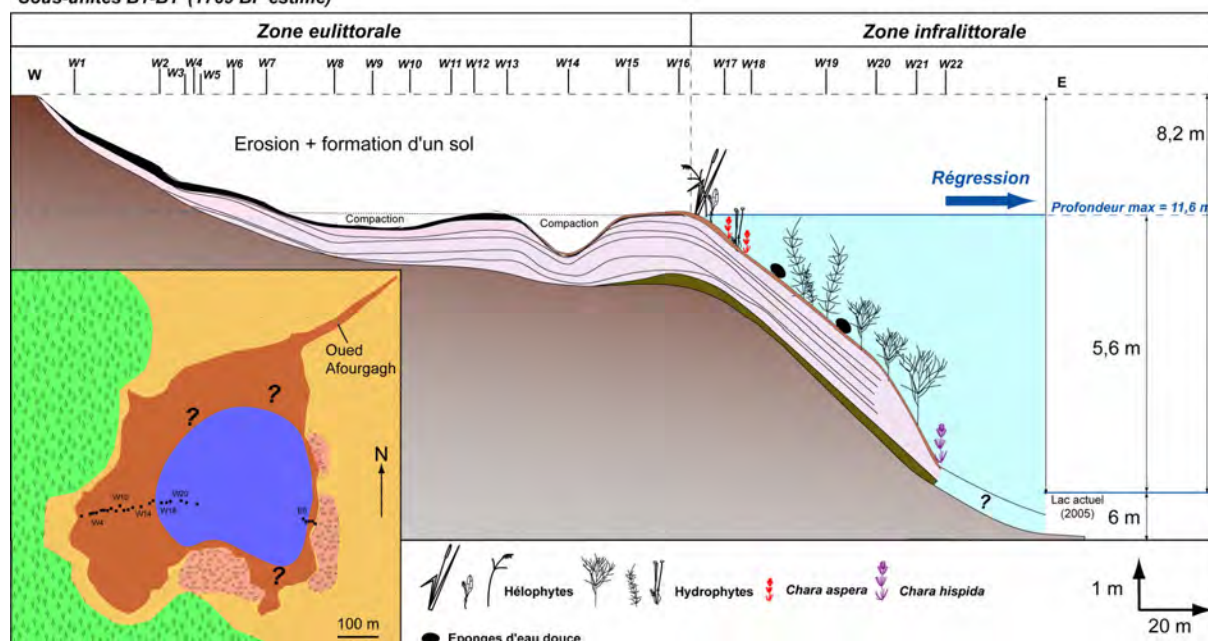


Fig. 7. 46. Schéma interprétatif simplifié du fonctionnement phytal et sédimentaire au moment du dépôt des sous-unités B1 et B1'.

Sous-unité B2 (1769 BP estimé - 1515 cal. BP)

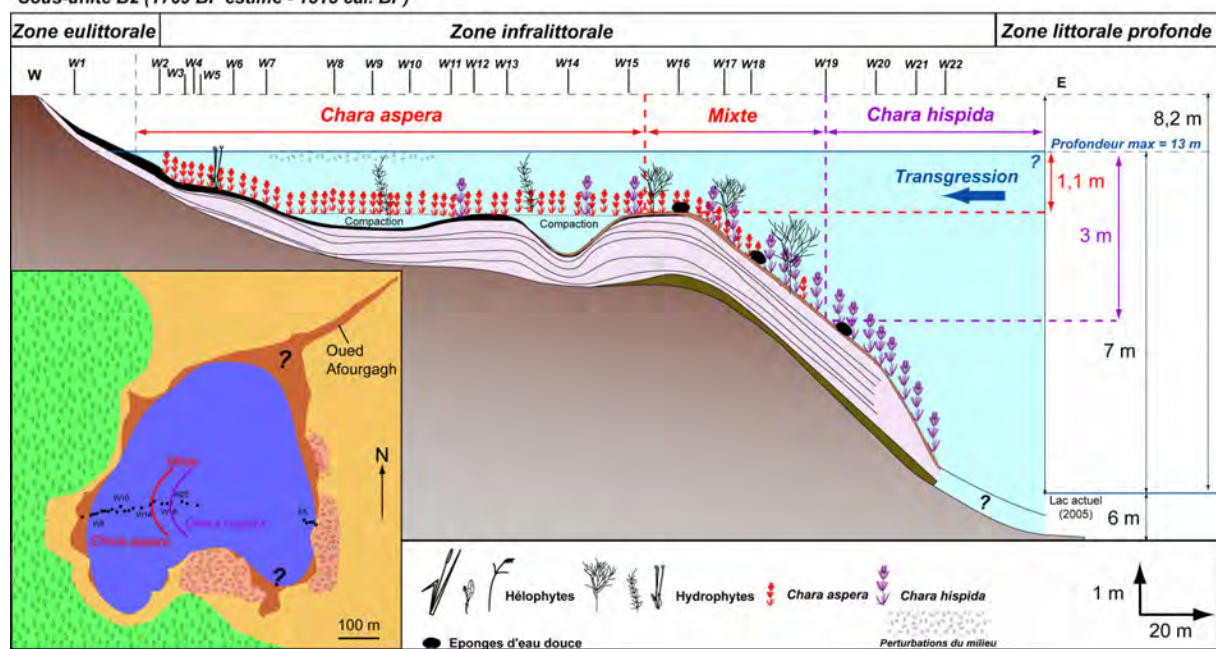


Fig. 7. 47. Schéma interprétatif simplifié du fonctionnement phytal et sédimentaire au moment du dépôt de la sous-unité B2.

7.9.3.10 : Sous-unité C1 (1515 cal. BP)

La sous-unité C1 correspond à des dépôts de silts, enrichis en restes de macrophytes (hors charophytes) et spicules d'éponges, visible de **W11** à **W22**. Tout comme en B1', des éléments organiques à texture grumeleuse sont observés à la base de la sous-unité, témoignant d'un probable développement de paléosol en zone proximale. La sous-unité C1 est composée de nombreux fragments de macrophytes. Ces derniers auraient profité de l'instabilité du milieu (régression importante du niveau lacustre) pour se développer au détriment des charophytes (de nombreux spicules d'éponges sont également observés). De plus, ces macrophytes, constituant un véritable piège à sédiment, auraient permis l'accumulation de particules silteuses détritiques. Le milieu était alors probablement turbide, peu lumineux donc peu propice au développement de charophytes tout comme en B1'. La véritable extension de C1 est indéterminée (lacune d'érosion). Il est alors difficile de faire la part de ce qui a été déposé au moment de la formation du paléosol de ce qui a été sédimenté après reprise de la phase transgressive.

Le fait de ne pas distinguer le paléosol développé en bordure de la sous-unité C1 ne permet pas d'apprécier le niveau lacustre au cours de cette phase de dépôt mais il est évident qu'il était inférieur à celui décrit au moment du dépôt de la sous-unité B2 (Fig. 7. 48.).

7.9.3.11 : Sous-unité C2 (1515 – 1062 cal. BP)

Tout comme pour la sous-unité C1, l'extension de C2 est inconnue (lacune d'érosion). C2 est constituée de tufs à charophytes à t.e.c. mal préservées en zone médiane et bien à très bien préservé en zone distale. Les observations en terme de teneurs en restes de macrophytes (hors charophytes) révèlent des quantités fortes en zone médiane (foisonnement) et faibles en zone distale. Les teneurs en gyrogonites au sein de cette sous-unité sont relativement importantes sur l'ensemble des deux zones, témoignant d'un environnement probablement non optimal au développement, ceci étant probablement lié à la compétition avec les autres macrophytes et à de fortes variations du niveau lacustre.

L'extension inconnue de la sous-unité C2 ne permet pas d'estimer la profondeur lacustre maximale et le passage diffus entre les domaines spécifiques mixte et à *Ch. hispida* ne permet pas une approximation significative (Fig. 7. 49.).

Trois domaines sont distingués au sein de la sous-unité C2 :

- un premier domaine où les gyrogonites de *Ch. aspera* sont largement majoritaires, de **W11** à **W13** ;
- un second domaine de mixité entre gyrogonites de *Ch. aspera* et *Ch. hispida* (majoritaire), entre **W14** et **W18-W19** ;
- un dernier domaine où *Ch. hispida* est largement dominante, de **W19** à **W22**.

La ceinture à *Ch. aspera* (premier domaine) présente une moindre extension vers le distal que celle décrite en B2. Enfin, le sommet de C2, au contact de D1, présente un enrichissement en gyrogonites de *Ch. aspera* ; ce phénomène résulterait de l'amorce d'une phase régressive, responsable du déplacement de la ceinture à *Ch. aspera* vers le distal (hypothèse également émise en B2 et appuyée par le nombre important de gyrogonites comptées en **W18**).

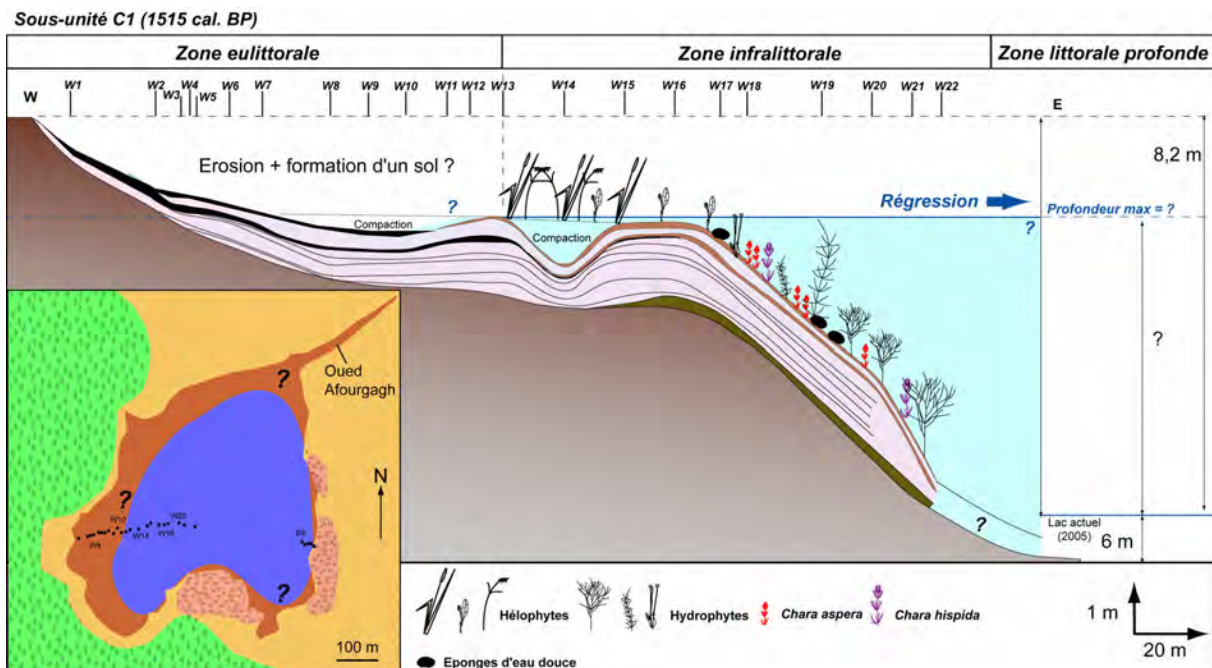


Fig. 7. 48. Schéma interprétatif simplifié du fonctionnement phytal et sédimentaire au moment du dépôt de la sous-unité C1.

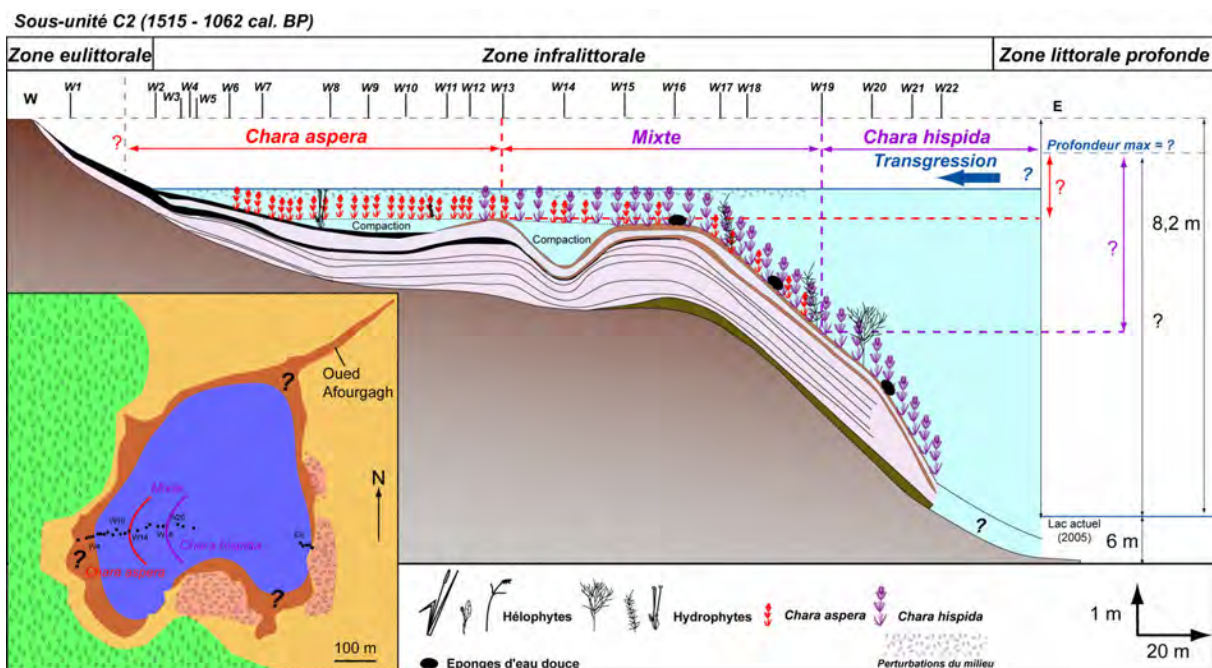


Fig. 7. 49. Schéma interprétatif simplifié du fonctionnement phytal et sédimentaire au moment du dépôt de la sous-unité C2.

7.9.3.12 : Sous-unités D1 et D1' (1062 – 739 cal. BP)

La sous-unité D1 correspond à un paléosol observé du paléorivage à **W18-W19** avec passage latéral de faciès vers des dépôts de silts riches en restes de macrophytes (charophytes ou autres). Le développement d'un paléosol implique une forte diminution du niveau lacustre. Au contact du paléosol, l'unité D1' se dépose ; elle est composée de nombreux fragments de macrophytes mais également de charophytes et de spicules d'éponges. Ainsi, il semble que le milieu soit partagé entre charophytes et autres macrophytes. Tout comme au niveau de B1-B1', il est difficile de faire la part de ce qui a été déposé au moment de la formation du paléosol de ce qui a été sédimenté après reprise de la phase transgressive. En zone proximale, des « flaques » colonisées par des charophytes ont pu se former sur le paléosol comme en témoigne les petites accumulations tuffacées observées au sein du paléosol proximal (ex : **W3**, Fig. 4. 4, Partie II).

L'extension latérale de la sous-unité D1 et la cote atteinte par celui-ci (hors phénomènes de compaction) permet d'établir une profondeur lacustre maximale de l'ordre de 12 m, la zone infralittorale distale étant caractérisée par une profondeur de l'ordre de 6 m (Fig. 7. 50.).

8.9.3.13 : Sous-unités D2 et E (après 739 cal. BP)

D2 est composée de tufs à charophytes à t.e.c. bien à très bien préservées en zones distales, médianes et proximales à sa base et relativement mal préservées en zone proximale en son sommet. Les restes de macrophytes (hors charophytes) sont nombreux en zone proximale mais leur teneur s'amenuise progressivement vers le distal ; les charophytes ont donc partagé l'espace avec d'autres macrophytes, particulièrement en zone proximale. D2 s'étend sur l'ensemble du transect et présente un litage régulier en zone distale à partir de **W19**. L'extension de cette sous-unité, jusqu'au paléorivage, atteste une forte remontée du niveau lacustre jusqu'au niveau du seuil topographique, le lac atteint donc sa profondeur maximale estimée à 14,2 m (Fig. 7. 51.).

Concernant la répartition des espèces de charophytes à partir de l'étude des gyrogonites, trois domaines sont définis :

- un premier domaine où les gyrogonites de *Ch. aspera* sont largement majoritaires, de **W1** à **W7** et déposées sous une lame d'eau d'environ 2 m ;
- un second domaine de mixité entre gyrogonites de *Ch. aspera* (majoritaire) et *Ch. hispida*, entre **W7** et **W13**, avec dépôt à une profondeur de l'ordre 1,8 m ;
- un dernier domaine où *Ch. hispida* est largement dominante, de **W14** à **W22**.

Au niveau de **W5-W10**, les teneurs en gyrogonites sont très importantes. Ce phénomène s'observe parallèlement au dépôt d'une couche sombre charbonneuse enrichie en restes de végétaux. Ces caractéristiques attestent un changement d'environnement (petite phase régressive ?) vers 525 cal. BP avant recolonisation par les charophytes.

Sous-unités D1-D1' (1062 - 739 cal. BP)

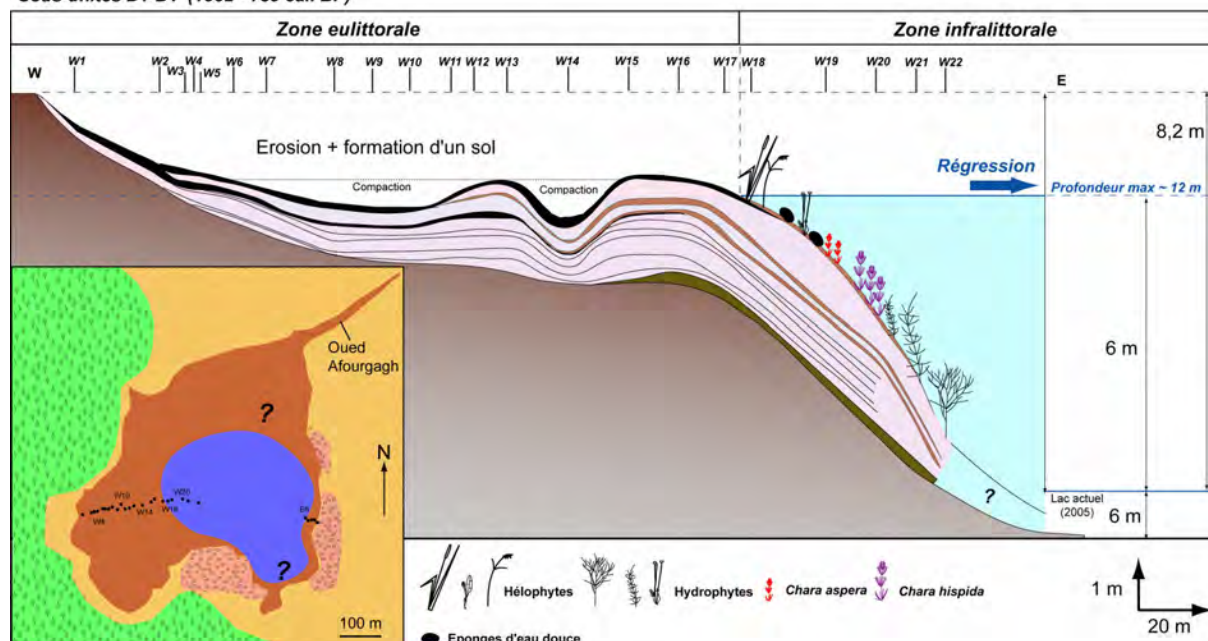


Fig. 7. 50. Schéma interprétatif simplifié du fonctionnement phytal et sédimentaire au moment du dépôt des sous-unités D1 et D1'.

Sous-unité D2 (après 739 cal. BP)

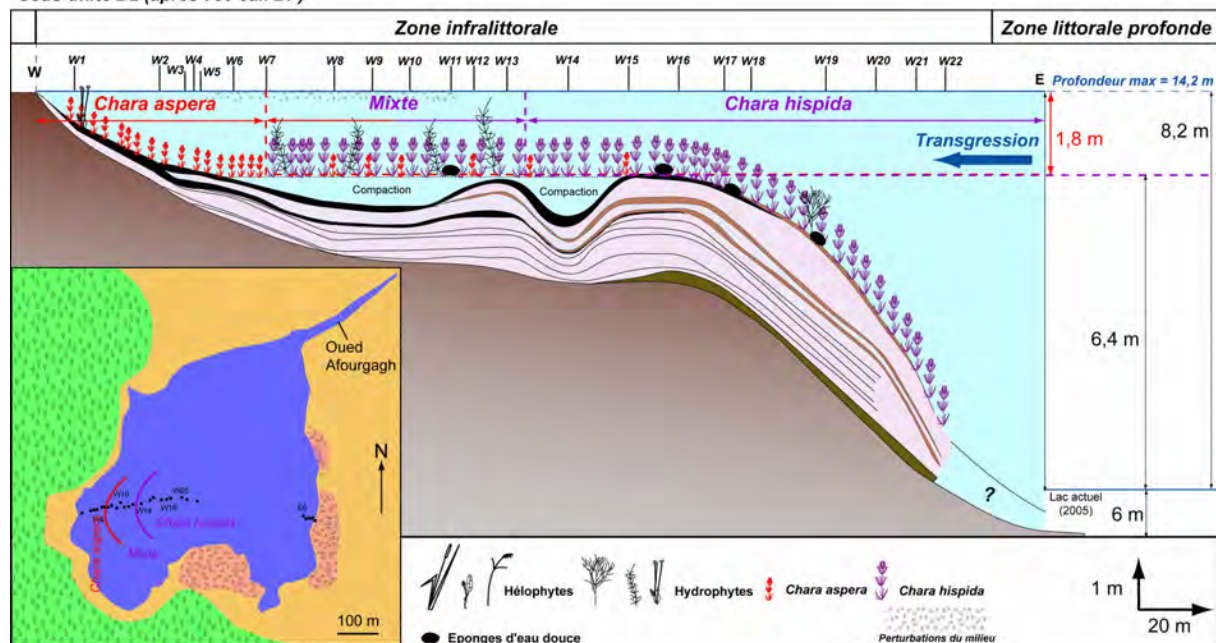


Fig. 7. 51. Schéma interprétatif simplifié du fonctionnement phytal et sédimentaire au moment du dépôt de la sous-unité D2.

La figure 7. 52. illustre le paysage actuel, consécutif aux processus climatiques mais principalement anthropiques enclenchés au début des années 1970.

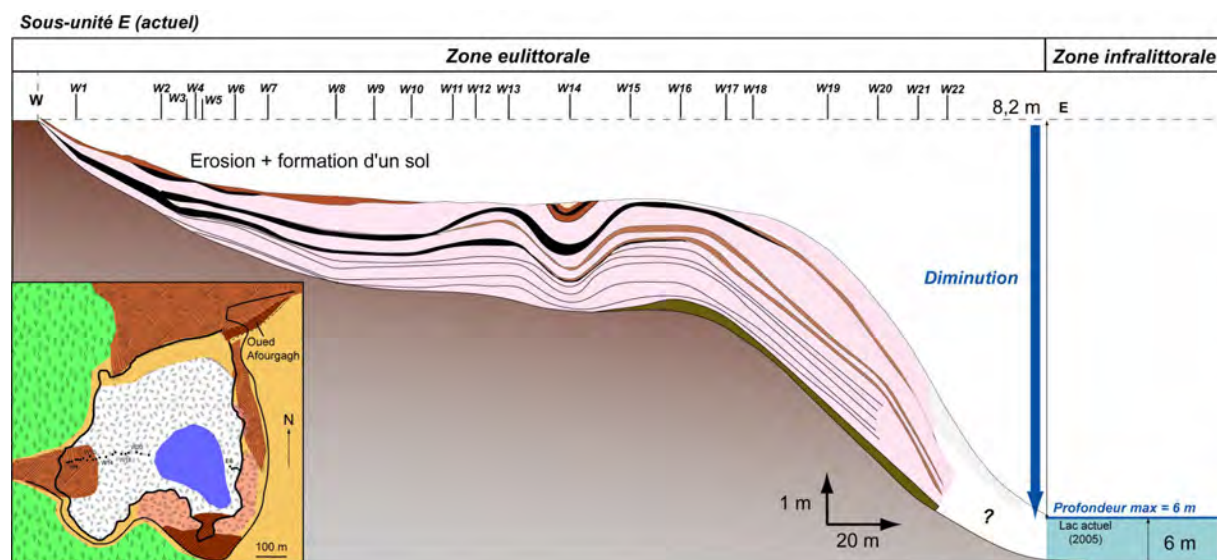


Fig. 7. 52. Schéma interprétatif simplifié du fonctionnement phytal et sédimentaire au moment du dépôt de la sous-unité E.

Résumé du Chapitre 7

Les sédiments de la dayet Afourgagh, dans leur ensemble, contiennent de **nombreux vestiges de charophytes** (encroûtements d'axes et gyrogonites) et **macro-restes d'autres macrophytes**. Les reliques de **charophytes** sont **majoritairement retrouvées dans les faciès de tuf** mais également dans les horizons silteux plus ou moins organiques ; ils sont plus rares dans les paléosols. **Deux espèces dominent : *Chara aspera*** (caractéristique d'environnements très peu profonds) et ***Chara hispida*** (milieux plus profonds). Les gyrogonites de la première sont principalement observées dans les sédiments proximaux à médians. Leur présence dans les dépôts distaux suggère une phase de bas niveau lacustre illustrant un évènement régressif. A cet égard, **les tendances régressives semblent caractérisées par l'extension de la ceinture à *Ch. aspera* de la zone proximale à la zone distale**. Ce comportement suggère que **les faciès de tufs enregistreraient le début des phases régressives avant la formation des paléosols** (cas de la sous-unité A6). A l'inverse, les gyrogonites de *Ch. hispida* qui sont principalement présentes dans les dépôts distaux sont observées en zones médianes et proximales pendant les phases correspondant aux hauts niveaux lacustres. Ainsi, **pendant un épisode transgressif, la ceinture à *Ch. hispida* semble s'étendre depuis la zone distale jusqu'à la zone proximale**. Ces comportements sont mis en évidence à l'aide des gyrogonites retrouvées au sein des tufs enrichis en restes de charophytes. Les niveaux de silts et les paléosols ne contiennent que très peu de restes de charophytes à l'exception des horizons de la sous-unité A1. En revanche, ils sont généralement riches en macro-restes d'autres macrophytes qui témoignent d'un environnement végétalisé. Ainsi, **il semble que pendant la période étudiée, l'environnement a été colonisé par diverses associations de macrophytes** ; il est cependant délicat, en dehors du développement des prairies à charophytes probablement denses, de préciser si la végétation était ouverte ou fermée. Enfin, la répartition spécifique des charophytes, couplée aux données géométriques, a permis d'estimer les variations de profondeur lacustre au cours de la période historique. Ces estimations dénotent des chutes de niveau lacustre inférieures à 2,5 m au cours des grands épisodes régressifs.

*

L'interprétation basée sur l'étude des restes de charophytes nécessite d'être validée par l'étude d'autres vestiges biogènes telles que les valves et carapaces d'ostracodes qui font l'objet du chapitre suivant.

Chapitre 8

Les assemblages d'ostracodes

Chapitre 8 : Les assemblages d'ostracodes

Les ostracodes sont des crustacés bivalves aquatiques de taille réduite (0,5 à 3 mm de long pour un adulte selon Meisch, 2000). Ils présentent la particularité de synthétiser une carapace (deux valves) constituée uniquement de calcite chez les organismes non marins (Meisch, 2000). Ils sont fréquemment observés dans tous types de milieux aquatiques marins et continentaux aux pH neutres à alcalins. Les individus peuvent également se développer dans des contextes plus acides mais dans ce cas, leurs valves sont rarement préservées (Holmes, 2001). Les milieux dans lesquels ils se développent peuvent être permanents ou temporaires, de salinité et de dynamique variables. Ainsi, les ostracodes peuvent coloniser des environnements tels que les mares, étangs, canaux, sources, flaques et lacs où ils sont observés de la zone littorale peu profonde aux grandes profondeurs. De plus, ils sont sensibles à de nombreux facteurs environnementaux. Ainsi, la répartition des différentes espèces se fait en fonction du type d'habitat et de conditions de salinité, de teneurs en nutriments, de température, de composition chimique et de profondeur des eaux (Meisch, 2000 ; Holmes, 2001). Par ailleurs, les éléments mineurs (particulièrement Mg et Sr) ainsi que les rapports isotopiques $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ et $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ mesurés au niveau des valves apportent des informations en termes de productivité, de température et chimie des eaux. En conséquence, les ostracodes sont fréquemment utilisés en paléolimnologie afin de pouvoir reconstituer les environnements de dépôts (Delorme, 1969 ; Carbonel *et al.*, 1988 ; De Deckker & Forester, 1988).

Les sédiments de la dayet Afourgagh contiennent parfois de grandes quantités de valves d'ostracodes (jusqu'à plus de 600 valves/g de sédiment sec). Une étude préliminaire sur les populations d'ostracodes a été menée en 2005 par Chassaing d'une part et Lavrieux d'autre part dans le but de reconstituer les environnements de dépôt. Ces résultats ont ensuite été étoffés et sont présentés au sein de ce chapitre. La présentation des ostracodes ne comprend que quelques généralités car de nombreux ouvrages traitent de cette sous-classe en détail.

8.1 : Généralités et taxonomie

La classification des ostracodes est la suivante selon Grassé et Doumenc (1995) :

Embranchement des Arthropodes

Sous-embranchement des Mandibulates

Classe des Crustacés Pennant, 1977

Sous-classe des Ostracodes Latreille, 1806

Les ostracodes vivants actuels sont divisés en trois ordres : *Platycopida*, *Myodocopida* qui correspondent à des espèces exclusivement marines, et *Podocopida* comprenant des espèces d'eaux marines, d'eaux saumâtres, d'eaux douces et de rares espèces terrestres. L'ordre *Podocopida* contient trois infra-ordres : *Darwinulocopina*, *Cypridocopina* et *Cytherocopina*.

8.1.1 : La carapace

Les travaux de taxonomie peuvent parfois se baser sur l'examen des parties du corps de l'animal. Cependant, après la mort, seules les valves ou carapaces sont conservées dans le sédiment. Ainsi, les caractères morphologiques des valves sont également utilisés à des fins taxonomiques (Fig. 8. 1., Holmes, 2001).

Le corps de l'animal est enfermé dans une carapace constituée de deux valves réunies par un ligament élastique et une charnière. Les valves sont fermées par un faisceau de muscles fins qui passe par le centre du corps. Le « point » d'attache de ces muscles sur la carapace peut former des marques sur sa surface interne (Fig. 8. 1.). Ces empreintes jouent un rôle majeur du point de vue taxonomique. Les *Darwinuloidae* (super-famille 1) montrent des empreintes musculaires disposées en rosette, les *Cypridoidae* (2) ont des marques plus écartées contrairement à celles des *Cytheroidae* (3) qui apparaissent plus rapprochées et alignées (Fig. 8. 1.).

La surface externe de la carapace des ostracodes continentaux est lisse dans la majorité des cas mais elle peut néanmoins présenter des ornements qui varient, pour une même espèce, en fonction des conditions du milieu (comme le degré de salinité par exemple selon Mourguiart, 1987).

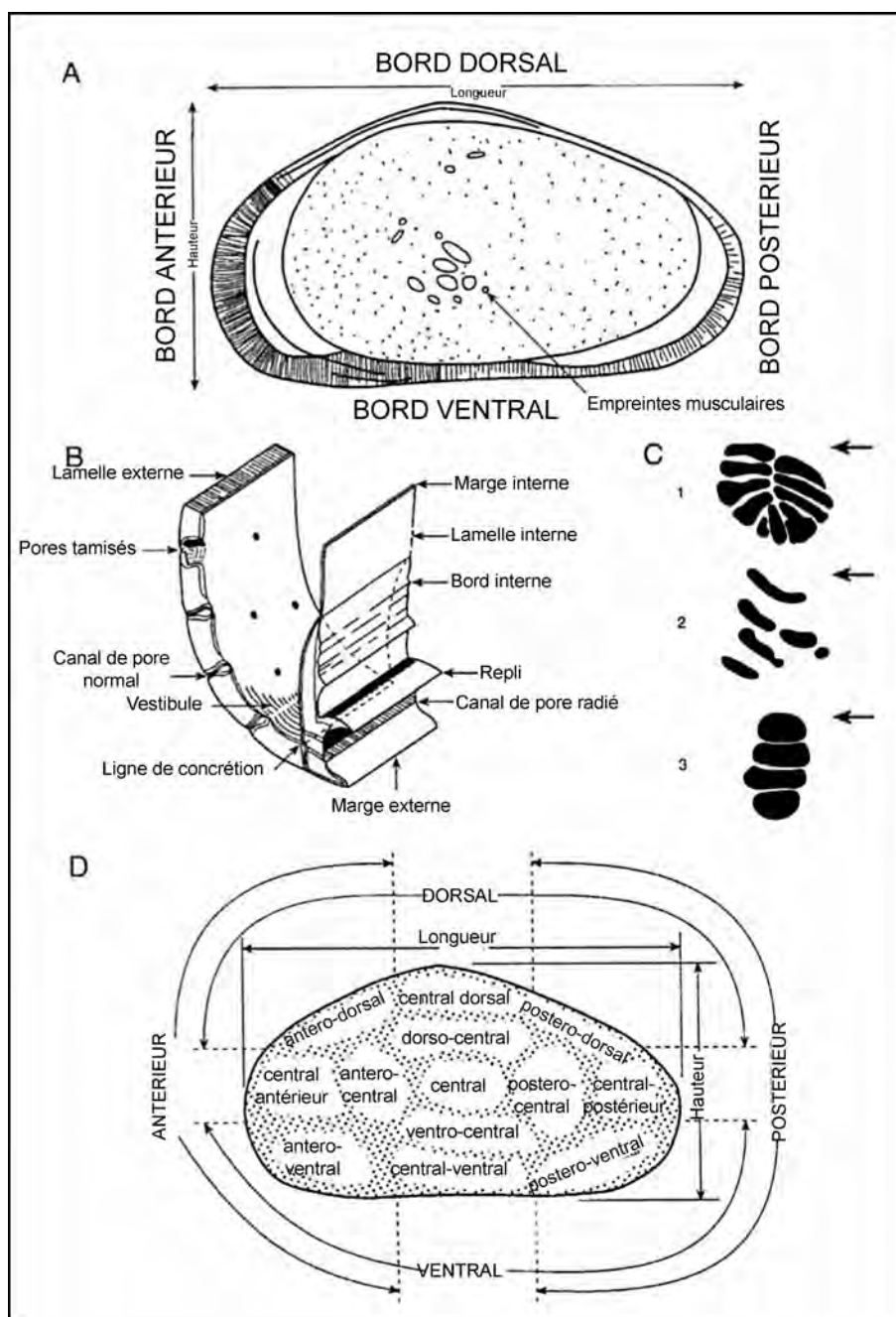


Fig. 8. 1. Structure de la carapace d'un ostracode et terminologie associée (in Holmes, 2001). A = Vue interne de la valve droite de *Eucypris heinrichi*. B = Section au travers de la partie marginale d'une valve d'ostracode. C = Agencement des empreintes de muscles adducteurs des trois super-familles d'ostracodes d'eaux douces : 1 – Darwinuloidae, 2 – Cypridoidae, 3 – Cytheroidae. Les flèches indiquent la partie postérieure. D = Terminologie d'une valve d'ostracode.

Les différents types d'ornementations consistent en des ponctuations, réticulations, costulations, tuberculations et spinosités (Bodergat, 1998). Les valves correspondent à une double excroissance de la paroi du corps de l'animal, ainsi sont observées une lamelle interne et une lamelle externe. La lamelle externe est calcifiée chez tous les *Podocopidae* contrairement à la lamelle interne dont la partie proximale est membraneuse, l'autre partie étant elle aussi calcifiée (Meisch, 2000). Ces lamelles sont disposées au niveau de la zone marginale des valves, dont l'agencement présente des caractères utilisés pour la détermination taxonomique (jusqu'à l'espèce).

L'orientation de la carapace peut se faire en suivant les observations décrites ci-dessous (Fig. 8. 1.):

- le bord dorsal est celui qui porte la charnière ;
- l'extrémité antérieure est généralement arrondie et l'extrémité postérieure est pointue ;
- les empreintes musculaires sont placées dans la moitié antérieure des valves et les empreintes mandibulaires en position antéroventrale ;
- les épines de taille importante et les expansions sont dirigées vers l'arrière de l'animal.

8.1.2 : Reproduction

Les ostracodes comprennent des individus aux sexes distincts même si chez certaines espèces, la reproduction semble être parthénogénétique⁴⁹ (mâles inconnus). La femelle pond des œufs dont les larves se développent par mues successives jusqu'à la maturité complète de l'animal (Chassaing, 2005). Au fur et à mesure que la croissance s'effectue (passage de stades juvéniles au stade adulte), le degré de calcification et de complexité de la carapace augmente. Le temps nécessaire pour atteindre la maturité n'est pas constant car il dépend des conditions environnementales. La distribution de la majorité des taxons est influencée par les saisons, particulièrement dans le cas des ostracodes qui résistent à la dessiccation pour lesquels le court cycle de vie est lié à l'assèchement saisonnier du milieu.

8.1.3 : Ecologie

Les ostracodes vivent dans tous les types de milieux aquatiques, de l'océan aux sols humides des forêts. La plupart sont libres, benthiques, nageurs (périphytes ou benthiques mais jamais planctoniques), marcheurs ou fouisseurs. Ils préfèrent les environnements peu agités, à fonds vaseux ou finement sableux riches en matière organique (Chassaing, 2005).

Les facteurs responsables du développement préférentiel d'une espèce sont principalement liés (1) à l'habitat et (2) à la nature des eaux. Plus précisément en ce qui concerne le cas (1), la taille, la dynamique et le degré de permanence du bassin en eau vont jouer un rôle commun avec la profondeur d'eau, la présence ou non et le type de macrophytes, la disponibilité de nourriture et le degré de prédation. Les caractéristiques des eaux (2) incluent la température, le pH, la teneur en oxygène dissous, la salinité et la composition ionique. De nombreuses espèces d'ostracodes supportent la dessiccation (certaines espèces produisent des œufs résistants à ce type de conditions).

La profondeur d'eau est un facteur majeur en conséquence de son lien étroit avec le degré de luminosité des eaux et à son effet sur la répartition des différentes espèces de macrophytes. Cette répartition est également influencée, selon Holmes (2001), par les flux entrants et sortants d'eaux de surface et/ou souterraine.

La salinité des eaux (en terme d'ions dissous totaux) influence la diversité spécifique et l'abondance des ostracodes. Les espèces d'ostracodes d'eau douce présentent différentes tolérances vis-à-vis de la salinité du milieu (Neale, 1988). A cet égard, les travaux de De Deckker & Forester (1988) ont permis de mettre en évidence l'évolution de la diversité spécifique et de l'abondance des ostracodes en fonction de la salinité des eaux (Fig. 8. 2.). Ainsi, la diversité spécifique apparaît maximale en milieu saturé vis-à-vis de la calcite (limite entre eaux douces et eaux salées). La composition chimique des eaux, étroitement liée à la salinité, est également un facteur primordial qui influence le développement spécifique et le cycle de vie des ostracodes (Delorme, 1969 ; De Deckker & Forester, 1988). Elle agit également sur le développement spécifique des macrophytes qui, réciproquement, conditionnent la chimie des eaux, laquelle est largement conditionnée par la lithologie du bassin versant, pourvoyeur de matière solide ou dissoute qui arrive au sein de la dépression lacustre par le biais de facteurs hydrologiques (eaux de ruissellement et eaux souterraines), mécaniques et biologiques.

Le climat - et plus particulièrement la saisonnalité - joue un rôle majeur sur les différents facteurs cités précédemment et influe sur le développement spécifique des espèces (Fig. 8. 3., Hoff, 1943 ; Carbonel *et al.*, 1988 ; Forester, 1991).

49- La parthénogenèse est la multiplication à partir d'un gamète femelle non fécondé (monoparentale)

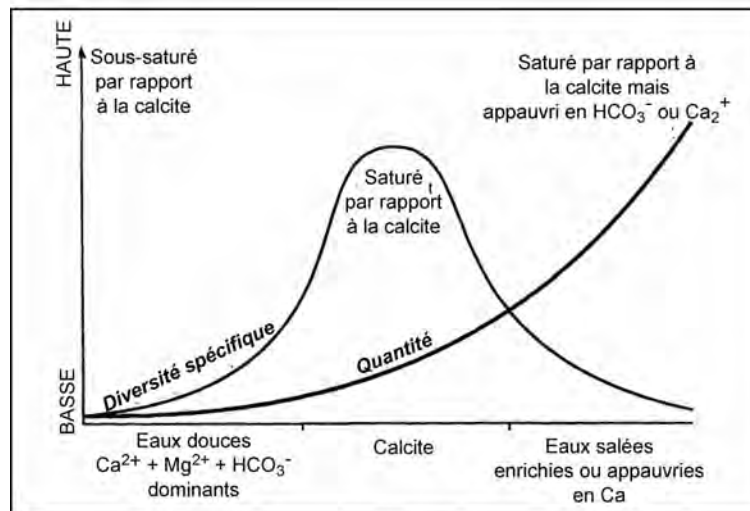


Fig. 8. 2. Relation entre diversité spécifique, abondance et salinité en contexte d'eaux douces (d'après De Deckker & Forester 1988).

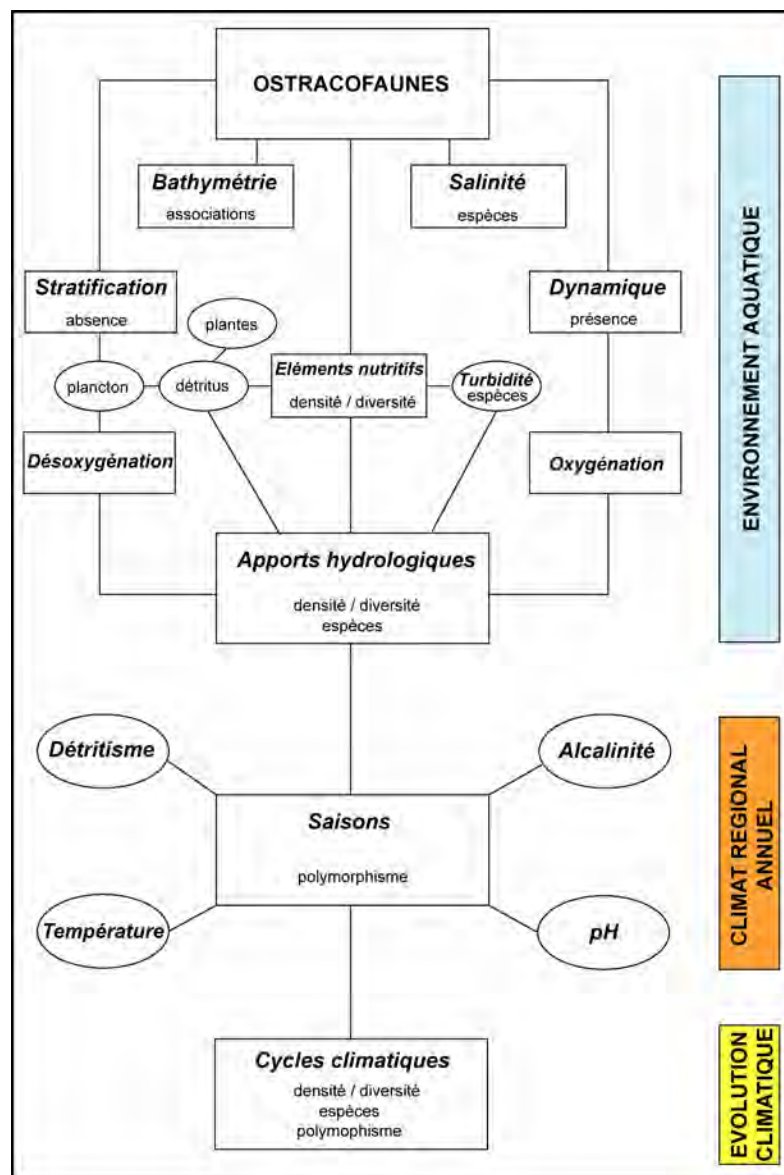


Fig. 8. 3. Influence de différents facteurs environnementaux et climatiques sur les ostracofaunes (d'après Mourguiart, 1987).

8.2 : Etude des ostracodes des dépôts de la dayet Afourgagh à l'échelle du transect W : méthodologie, résultats et interprétations

Les échantillons des fosses **W3**, **W6**, **W10**, **W14**, **W18** et **W20** ont fait l'objet d'une étude systématique concernant les valves d'ostracodes. Dans chaque cas, 5 grammes de sédiment sec ont été pesés puis tamisés à 125 μm . La reconnaissance des différentes espèces s'effectue à la loupe binoculaire. Cette détermination a été confirmée par observations de certains spécimens au MEB. Les valves ont été triées et comptées (une carapace = 2 valves). Les résultats sont ramenés aux teneurs dans 1 g de sédiment sec. L'échantillonnage recoupe plusieurs cm de sédiments (au niveau des tufs à charophytes) soit plusieurs années de dépôt (différents stades lacustres représentés). Ainsi, les ostracofaunes observées pourront présenter des espèces qui, à première vue, peuvent difficilement se développer ensemble.

Un total de 15 espèces majoritairement cosmopolites (Mezquita *et al.*, 1999), regroupées au sein de 13 genres, a été identifié par Chassaing (2005 ; Fig. 8. 4). La faune d'ostracode de la dayet Afourgagh est comparable à celles décrites en Espagne (Rieradevall & Roca, 1995 ; Roca *et al.*, 1997, 2000 ; Mezquita *et al.*, 1999a, 1999b, 2001 ; Martín-Rubio *et al.*, 2002), Italie (Ghetti, 1973 ; Rossi *et al.*, 2003 ; Rossetti *et al.*, 2005, 2006 ; Pietri *et al.*, 2007), France (Steger, 1972), Autriche (Löffler, 1990), Serbie (Karan-Žnidaršič & Petrov, 2007), Grèce (Frogley *et al.*, 2001), Turquie (Altınışli, 2001 ; Külköylüoğlu, 2004 ; Külköylüoğlu *et al.*, 2007), Arménie (Wilkinson *et al.*, 2005), Afrique du Nord (Gauthier, 1928; Malmqvist *et al.*, 1997 ; Lamb *et al.*, 1999) et Chine (Mischke *et al.*, 2005 ; Mischke & Wünnemann, 2006). Les assemblages sont dominés par *Cypridopsis vidua* (fortes teneurs observées au sein des tufs à charophytes) et *Candona neglecta* (dans tous les types de faciès). De plus, *Cyclocypris ovum* est bien représentée, particulièrement au sein des unités C et D. Quelques taxons comme *Eucypris virens*, *Ilyocypris monstifica*, *Heterocypris salina* et *Potamocypris villosa* sont occasionnellement présents en fortes quantités tandis que d'autres comme *Darwinula stevensoni*, *Cypris bispinosa* ou *Candona candida* sont généralement observées en faibles proportions. Les différentes espèces présentes dans les sédiments de la dayet Afourgagh ainsi que leurs principales caractéristiques écologiques sont présentées dans le tableau 8. 1.

La signification des différents termes écologiques est la suivante :

- **Vélocité des eaux**

- Rhéophobe = vit uniquement dans les eaux stagnantes
- Oligorhéophile = vit dans la zone littorale des lacs en eaux agitées et/ou dans les eaux à faible courant
- Mésorhéophile = vit fréquemment dans les eaux courantes (vitesses variables)
- Polyrrhéophile = vit principalement dans les eaux courantes
- Rhéoeuryplastique = vit dans les eaux courantes et stagnantes

- **Salinité**

- Eau douce = salinité < 0,5 ‰
- Oligohalin = 0,5 < salinité < 5 ‰
- Mésohalin = 5 < salinité < 18 ‰
- Polyhalin = 18 < salinité < 30 ‰
- Euryhalin = 30 < salinité < 40 ‰
- Hyperhalin = salinité > 40 ‰

- **Température**

- Sténotherme d'eaux froides = vit dans les eaux froides en permanence
- Oligothermophile = préfère les eaux froides
- Mésothermophile = s'adapte aux eaux chaudes et froides
- Polythermophile = préfère les eaux chaudes
- Sténotherme d'eaux chaudes = vit dans les eaux chaudes en permanence

- **Concentrations en ions Ca^{2+}**

- Oligotitanophile = 0-18 mg de Ca^{2+} /L
- Méso-titanophile = 18-72 mg de Ca^{2+} /L
- Polytitanophile = > 72 mg de Ca^{2+} /L
- Titano-euryplastique = vit indifféremment dans les trois classes définies ci-dessus.

Tab. 8. 1. Caractéristiques écologiques des espèces d'ostracodes retrouvées dans les sédiments de la dayet Afourgagh (d'après la littérature : 1-Meisch, 2000 ; 2-Ranta, 1979 ; 3-Griffiths, 1999 ; 4-Martin-Rubio *et al.*, 2002 ; 5-Lindroth, 1956 ; 6-Rieradevall & Roca, 1995 ; 7-Mezquita *et al.*, 1999a ; 8-Roca *et al.*, 2000 ; 9-Carbonel, 1983 ; 10-Mischke *et al.*, 2005 ; 11-Delorme, 1991 ; 12-Mischke & Wünnemann, 2006 ; 13-Anadón *et al.*, 1986 ; 14-Danielopol *et al.*, 1993 ; 15-Mezquita *et al.*, 1996 ; 16-Löffler, 1990 ; 17-Carbonel *et al.*, 1988 ; 18- Küllköylüoğlu, 2004 ; 19-Delorme, 1989 ; 20-Taylor, 1992 ; 21-Roca & Danielopol, 1991 ; 22-Mourguiart, 1987 ; 23-Altınsaçlı, 2001 ; 24-Rossetti *et al.*, 2006 ; 25-Malmqvist *et al.*, 1997 ; 26-Forester, 1991 ; 27- Griffiths & Holmes, 2000 ; 28-Mezquita *et al.*, 1999b ; 29-Mezquita *et al.*, 2001 ; 30-Rossetti *et al.*, 2005 ; 31-Rossi *et al.*, 2003 ; 32-Karan-žnidaršič & Petrov, 2007 ; 33-Jungwirth, 1979).

Espèces	Habitat	Stabilité du Milieu	Dynamique	Salinité	T°	Chimie des eaux	Profondeur	Autre
<i>Darwinula stevensoni</i> (Brady et Robertson, 1870)	Mares Lacs Eaux courantes ¹	Permanent ^{2,3,4}	Oligorhéophile ^{1,4,5}	Mesohaline ¹ < 15 ‰ ⁴	Mésothermophile ^{1,8} eaux froides ⁵ eaux chaudes ^{1,7}	Titanoeuryplastique ¹ Eaux riches en Ca ²⁺ et HCO ₃ ⁻ ⁸	Quelques cm à 85 m avec densité maximale vers 9 m ⁴ 6 m ⁹ 5 à 7 m ⁸	Peut vivre en présence de macrophytes ⁹ Apprécie les substrats riches en Matière Organique ^{4,8} Supporte l'eutrophisation ⁶ Observée en milieu oxydant ²⁸
<i>Candona candida</i> (O. F. Müller, 1776)	Tout type ¹ Lac : zone profonde ou littorale ^{1,10}	Permanent ^{1,10} ou temporaire ¹	Rhéoeuryplastique ¹	Oligohaline ^{1,9} 0,1-5,8 ‰ ¹⁰	Oligothermophile ^{1,4} T° : 11,4 à 30°C ¹¹ T° < 18°C ⁴	Titanoeuryplastique ¹ Large gamme de pH 5-13 ^{1,11}	Toutes profondeurs mais principalement en zone littorale ^{1,4}	Peut vivre en présence de macrophytes ⁹ Résistant à la dessiccation ^{1,4}
<i>Candona neglecta</i> (Sars, 1887)	Tout type ¹ Lac : zone profonde ou littorale ^{1,10,12}	Permanent ¹	Mésorhéophile ¹	Mesohaline ¹ < 16 ‰ ¹³ 0-20 ‰ ¹⁰ faible salinité ^{6,9}	Oligothermophile ¹ eaux froides ¹²	Titanoeuryplastique ¹ Large gamme de pH ¹	Toutes profondeurs ^{1,10,12}	Peut vivre en présence de macrophytes ⁹ Tolère une faible oxygénation en profondeur ¹⁴
<i>Cryptocandona reducta</i> (Alm, 1914)	Sources ¹ Lac : zone profonde ou sublittorale ¹	Permanent ¹	Mésorhéophile ¹	?	Sténotherme d'eaux froides ¹	Oligotitanophile ¹	Zone relativement profonde : 6-30 m ¹ (220 m max)	
<i>Crycylopsis ovum</i> (Jurine, 1820)	Tout type ¹ Lac : zone littorale ¹	Permanent ^{1,8,10} ou temporaire ¹	Rhéoeuryplastique ¹	Mesohaline ¹ 0-8,4 ‰ ¹	Mésothermophile ^{1,8} eaux froides ⁷ T° < 20°C ¹⁵	Titanoeuryplastique ¹ Eaux riches en Ca ²⁺ et HCO ₃ ⁻ ⁸ Eaux riches en Mg/Ca ⁸ Large gamme de pH ¹	Toutes profondeurs ^{1,10,12} 6 à 30 m ⁸ Maximum 70 m ⁴	Phytophile ^{4,16,17} Tolère une faible oxygénation en profondeur ¹⁴ Observée en milieu réducteur ²⁸
<i>Cypridopsis vidua</i> (O. F. Müller, 1776)	Tout type ¹ Lac : zone littorale ¹	Permanent ^{1,10} ou temporaire ¹	Mésorhéophile ¹	Oligohaline ¹ tolérance aux salinités variable ¹⁸ 0-10,5 ‰ ¹⁰	Polythermophile ¹ 5°C à 36°C ¹⁶	Titanoeuryplastique ¹ Eaux riches en Ca ²⁺ et HCO ₃ ⁻ ⁸ mais pas d'excès en HCO ₃ ⁻ ^{18,20} pH 5,2-12 ¹⁶	Toutes profondeurs mais principalement en zone littorale ^{1,10} Maximum 72 m ⁴	Phytophile ^{16,22} Bonne oxygénation des eaux ^{4,18} Bon développement au sein de prairies à Charophytes ^{21,22}
<i>Cypris bispinosa</i> (O. F. Müller, 1776)	Mares, étangs ¹ Lac (présent travail)	Temporaire ^{1,4}	?	< 3,6 ‰ ^{1,4} jusqu'à 6,5 ‰ ²³	Mésothermophile ²³	pH 6,8-8,3 ²³	Profondeur < 1m ⁴ Minimum 56 cm ²³	Phytophile ^{1,4}
<i>Potamocypis villosa</i> (Jurine, 1820)	Source ^{1,25} Mares, étangs ¹ Fontaines ^{1,24} Lac : zone littorale ¹ (rare)	Permanent ¹ ou temporaire (rare) ¹	Mésorhéophile ¹	Eaux douces ^{1,7}	Oligothermophile ¹ eaux froides ⁷	?	Faibles profondeurs ^{1,24}	Supporte l'eutrophisation ⁸ Eaux de faible conductivité ²⁵

Espèces	Habitat	Stabilité du Milieu	Dynamique	Salinité	T°	Chimie des eaux	Profondeur	Autre
<i>Heterocypris salina</i> (Brady, 1868)	Tout type mais à de faibles profondeurs ^{1,10}	Permanent ^{1,10} ou temporaire ¹⁰	Mésorhéophile à polyhéophile ^{1,10}	Mésosaline ¹ < 20 ‰ jusqu'à 74 ‰ ¹⁰	Mésothermophile ^{1,8} 11 à 30°C ²⁵	Mésotitanophilie ¹ à Titanoeuryplastique ¹	Faibles profondeurs ^{1,4}	Peut vivre en présence de macrophytes ¹⁶ Apprécie les substrats riches en Matière Organique ³ Supporte l'eutrophisation ^{7,8}
<i>Eucypris virens</i> (Jurine, 1820)	Tout type mais à de faibles profondeurs ^{1,10} Lac (présent travail)	Temporaire ^{1,4,8} ou semi-permanent ¹	Polyrhéophile ^{1,4}	Oligohaline ^{1,9} Max 5 ‰ ^{1,4}	Mésothermophile ¹ T° : 9 à 24°C ¹⁸ T° < 20°C ²⁷	Titanoeuryplastique ¹ Eaux riches en Ca ⁴⁺ et HCO ₃ ⁻ à 13 pH non acide mais 7,6 à 9,27 ¹¹	Faibles profondeurs ^{1,4,8}	Phytophile ⁴ Supporte l'eutrophisation ⁸ Bonne oxygénation des eaux ¹⁸
<i>Herpetocypris brevicaudata</i> (Kaufmann, 1900)	Sources ^{1,7,28} Fossés, canaux Lac : zone littorale ¹	Permanent ⁴	Mésorhéophile ⁴	Eaux douces ²⁶	Mésothermophile ^{7,28} 14 à 28°C ²⁶	Eaux riches en Ca ²⁺ (carbonatées) ^{20,28}	Faibles profondeurs ^{1,4}	Phytophile ⁴ Bonne oxygénation des eaux ^{4,29} Se développe dans des eaux claires (bonne luminosité) ⁴
<i>Herpetocypris helenae</i> (G. W. Müller, 1908)	Mares, étangs ¹ Lac : zone littorale ¹ Rivières et canaux ¹	Permanent ou temporaire ¹	Rhéoeuryplastique ¹	Oligohaline à mésosaline ¹	?	pH 6,9 à 8,8 ¹	Faibles profondeurs ¹	Observée en milieu oxydant ²⁸
<i>Ilyocypris monstifica</i> (Norman, 1862)	Mares, étangs ¹ Lac : littoral ^{1,30} Rivières, canaux ^{1,30} Rizières ³¹	Permanent ¹ ou temporaire ³¹	Rhéoeuryplastique ¹	Oligohaline à mésosaline 2,5 à 6,5 ‰ ²³	Mésothermophile ²³ Sténotherme d'eaux chaudes ^{1,32}	? pH 6,8 à 8,3 ²³	Profondeur < 12m ⁶ Minimum 56 cm ²³	Substrat vaseux (argileux) ^{1,32}
<i>Lymnocythere inopinata</i> (Baird, 1843)	Lacs : littoral ^{1,10} Canaux, rivières ¹⁰	?	Rhéoeuryplastique ⁴	Mésosaline ⁴ 0-27 ‰ ¹⁰	Polythermophile ⁴	Titanoeuryplastique ¹ Milieu alcalin ^{4,15}	Faibles profondeurs ^{1,10,33} Maximum 6 m ⁴	Phytophile ^{10,17,23} Supporte l'eutrophisation ²⁹ Préfère les substrats argileux ³³
<i>Pseudocandona sp.</i> (Kaufmann, 1900)								

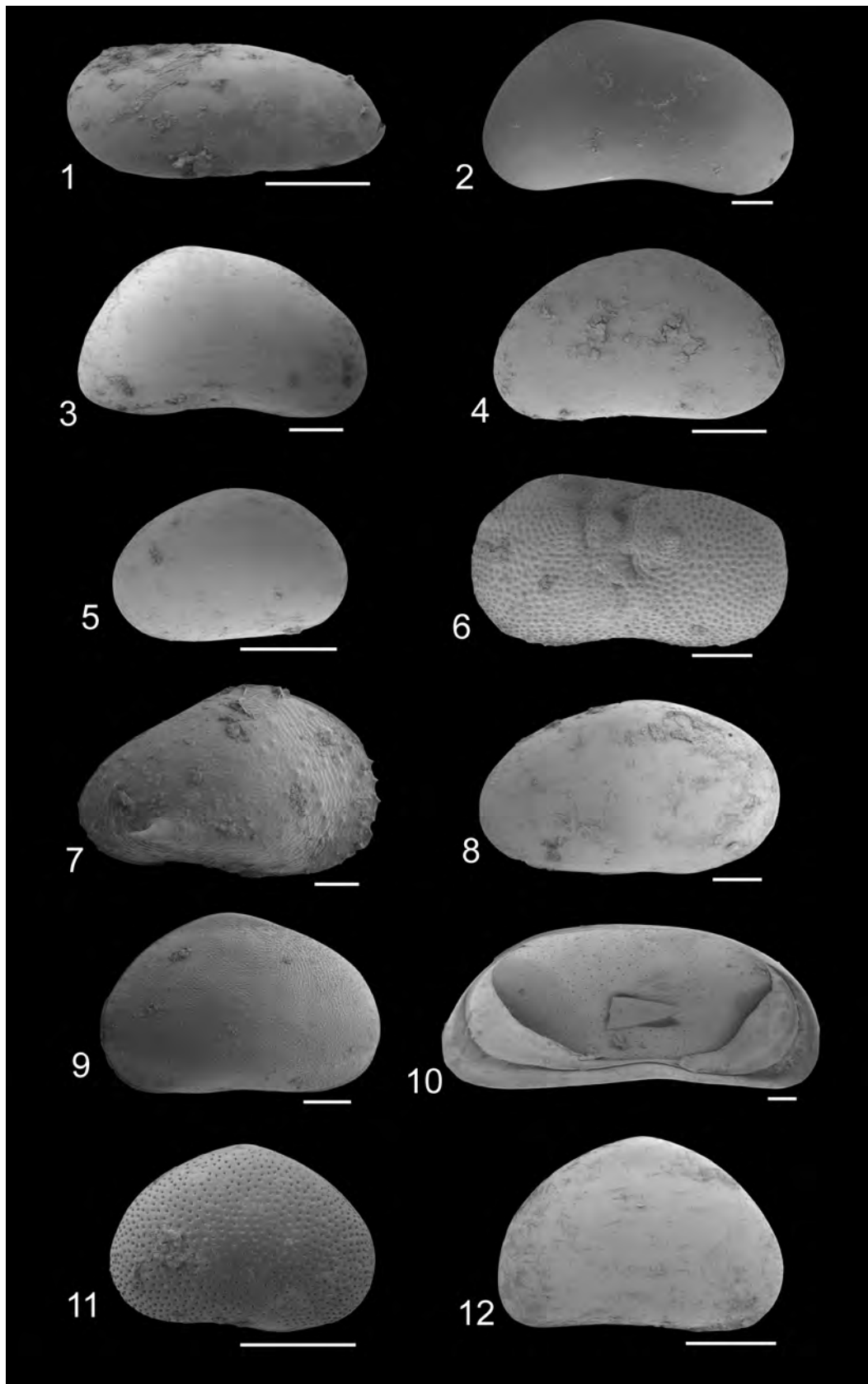


Fig. 8. 4. Principales espèces d'ostracodes présentes dans les dépôts de la dayet Afourgagh (clichés MEB). 1- *D. stevensoni*, valve droite, vue externe. 2 – *C. neglecta*, valve droite, vue externe. 3 – *C. candida*, valve droite, vue externe. 4 – *C. reducta*, valve gauche, vue externe. 5 – *C. ovum*, valve gauche, vue externe. 6 – *I. monstifica*, valve droite, vue externe. 7 – *C. bispinosa*, valve droite, vue externe. 8 – *E. virens*, valve gauche, vue externe. 9 – *H. salina*, valve gauche, vue externe. 10 – *H. helenae*, valve gauche, vue interne. 11 – *C. vidua*, valve droite, vue externe. 12 – *P. villosa*, valve gauche, vue externe. Barre d'échelle = 200 µm.

Les résultats détaillés des différents comptages sont présentés en Annexe 8. La répartition spécifique des ostracodes varie essentiellement selon les différents faciès. En conséquence, les variations seront traitées en fonction des unités et sous-unités sédimentaires définies dans la Partie II et non selon différentes écozones dont l'extension verticale serait comparable à celle des différentes unités sédimentaires. Dans chaque cas ne sont figurées que les espèces représentant plus de 1% des valves présentes (d'où décalages possibles entre diversité spécifique réelle et nombre d'espèces représentées sur les figures).

8.2.1 : Fosse W3 (résultats et interprétations)

Les résultats des comptages réalisés sur les échantillons de la fosse W3 sont présentés sur la figure 8. 5.

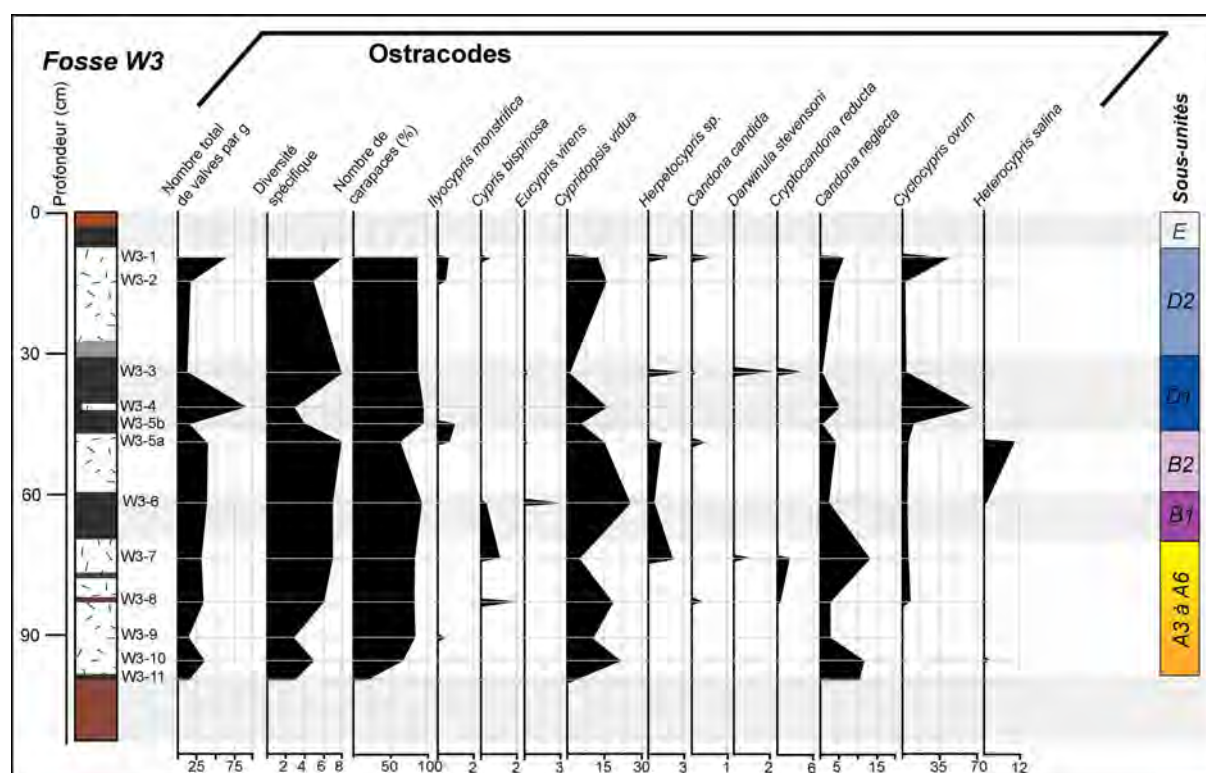


Fig. 8. 5. Quantité et répartition spécifique des valves d'ostracodes retrouvées dans chaque échantillon de la fosse W3 (teneurs exprimées pour 1 g de sédiment).

Le nombre total de valves par gramme de sédiment est relativement faible sur l'ensemble de la fosse. Il est relativement constant au niveau des unités A et B et fluctue de façon importante en D. La diversité spécifique présente des variations, particulièrement en A et en D. Le nombre important de carapaces complètes retrouvées atteste un faible transport de celles-ci et un dépôt globalement *in situ*, ce dont témoigne également l'absence de calibrage des faunes (Carbonel, 1983). Globalement, la faune est largement dominée par *C. vidua*, *C. neglecta* et *C. ovum*.

La base de l'unité A est caractérisée par la présence quasi exclusive de *C. neglecta* et *C. vidua*. Le lit silteux riche en restes de macrophytes (échantillon W3-8) est caractérisé par l'apparition de *C. bispinosa*, *E. virens* et *Herpetocypris sp.* Le sommet de l'unité A, au-dessous du paléosol correspondant à B, présente une faune d'ostracodes plus diversifiée avec la présence de *C. bispinosa*, *Herpetocypris sp.*, *D. stevensoni*, *C. reducta*, *C. ovum* et *E. virens* en plus de l'assemblage *C. vidua* + *C. neglecta*.

Le paléosol caractérisant la sous-unité B1 comprend également des valves et carapaces d'ostracodes, qui se sont probablement développés durant de courtes phases d'immersions ou d'un apport depuis la zone plus distale (faible transport tout de même car un total de 92 % de carapaces ont été retrouvées). L'assemblage est dominé par *C. vidua* et *C. ovum* avec présence de *C. neglecta*, *C. bispinosa*, *E. virens*, *Herpetocypris sp.* et *H. salina*. Seul le sommet de B2, directement en contact avec le paléosol

développé en D1, a fait l'objet d'un échantillonnage. La faune d'ostracode est dominée par *C. vidua* et *H. salina* mais est également composée de restes d'*I. monstifica*, *Herpetocypris* sp., *C. candida*, *C. neglecta*, et *C. ovum*.

D1 a fait l'objet d'un échantillonnage plus détaillé en raison de la présence en son sein d'un lit tuffacé qui témoigne d'une phase d'inondation. La base du paléosol possède une faible diversité spécifique avec présence de *I. monstifica*, *C. vidua*, *C. neglecta* et *C. ovum*. Le lit tuffacé contient uniquement des restes de *C. vidua*, *C. neglecta* et *C. ovum*. La diversité spécifique du sommet de D1 est plus importante et l'apparition d'espèces telles que *E. virens*, *C. reducta*, *D. stvensoni* et *Herpetocypris* sp. est notable. Le tuf à charophytes de la sous-unité D2 présente une faune typique à *C. vidua* et *C. neglecta*. Son sommet est caractérisé par l'apparition de *I. monstifica*, *C. bispinosa*, *Herpetocypris* sp. et *C. candida*.

Les caractéristiques environnementales déduites de l'étude des ostracodes sont présentées sur la figure 8. 6. Ces caractéristiques sont déduites des données écologiques présentées dans le tableau 8. 1. Ainsi, les espèces limitantes sont utilisées pour caractériser les conditions supposées du milieu.

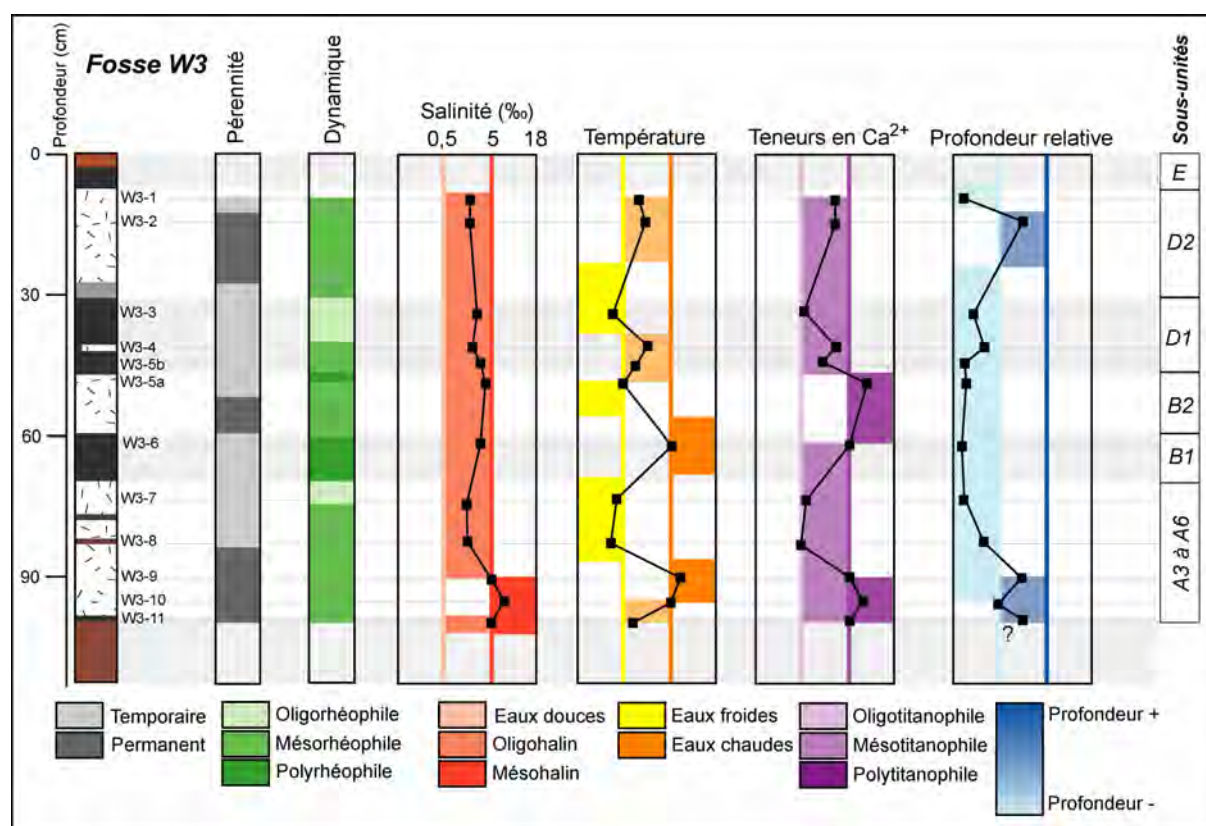


Fig. 8. 6. Principales caractéristiques de l'évolution de l'environnement de dépôt au niveau de la fosse W3 déduites de l'étude des assemblages d'ostracodes des échantillons W3-11 à W3-1.

Au niveau de la base de l'unité A (W3-11 à W3-9), les assemblages d'ostracodes témoignent d'un environnement permanent avec des eaux oligohalines à mésohalines, relativement chaudes et riches en ions Ca^{2+} et HCO_3^- . La profondeur relative des eaux est difficile à déterminer car chacune des espèces présentes peut vivre à des profondeurs variables (voir tableau 8. 1.). L'échantillon W3-8 suggère d'importantes variations du milieu avec l'apparition de *Cryptocandona reducta*, typique d'eaux froides (tout comme *C. candida*) et d'un milieu plus pauvre en ions Ca^{2+} . De même l'apparition de *Cypris bispinosa*, espèce phytophile, atteste une profondeur d'eau relativement faible (< 1 m, Martín-Rubio et al., 2002). Enfin, le sommet de l'unité A est caractérisé par un environnement peu profond (présence de *C. bispinosa* et *Herpetocypris* sp.), temporaire, aux eaux relativement froides et pauvres en ions Ca^{2+} .

La sous-unité B1 comprend un certain nombre de valves d'ostracodes caractéristiques de milieux temporaires de faibles profondeurs (assemblage à *C. bispinosa*, *E. virens* et *Herpetocypris* sp.) et agités. Le sommet du tuf à charophytes de la sous-unité B2 possède des caractéristiques comparables à

celles décrites pour l'échantillon **W3-7**, pourtant les assemblages d'ostracodes sont différents. La présence d'*H. salina*, d'*Herpetocypris* sp. et d'*I. monstifica* dénote un environnement peu profond avec un domaine de salinité contraint par l'espèce *C. candida*. En revanche, le milieu semble être enrichi en ions calcium comme en témoigne les teneurs importantes en valves d'*H. salina*.

Le paléosol développé en D1 atteste un environnement temporairement en eau, toujours peu profond et relativement calme (valves de *D. stvensoni*).

Les restes d'ostracodes retrouvés dans les sédiments tuffacés de la sous-unité D2 témoigneraient d'un plan d'eau plus profond, permanent et enrichi en ions calcium. L'apparition de *C. bispinosa*, *C. candida* et d'*Herpetocypris* sp. au sommet de D2 est la conséquence d'une diminution du plan d'eau ; le milieu devient alors temporaire et instable (forte présence de *C. ovum*).

L'ensemble de la fosse **W3** est caractérisé par d'importantes variations hydrochimiques, particulièrement en base de fosse et au niveau des paléosols (phénomène responsable de la faible diversité spécifique observée dans ces niveaux). Le faible nombre de valves récoltées dans ces sédiments peut être lié à un phénomène de destruction suite aux nombreuses diminutions de niveau lacustre mais également à des phénomènes de dissolution post-dépôt dans un milieu peu oxygéné et acide (accumulation de matière organique, Mischke *et al.*, 2005).

8.2.2 : Fosse W6 (résultats et interprétations)

Les résultats des comptages réalisés sur les échantillons de la fosse **W6** sont présentés sur la figure 8. 7.

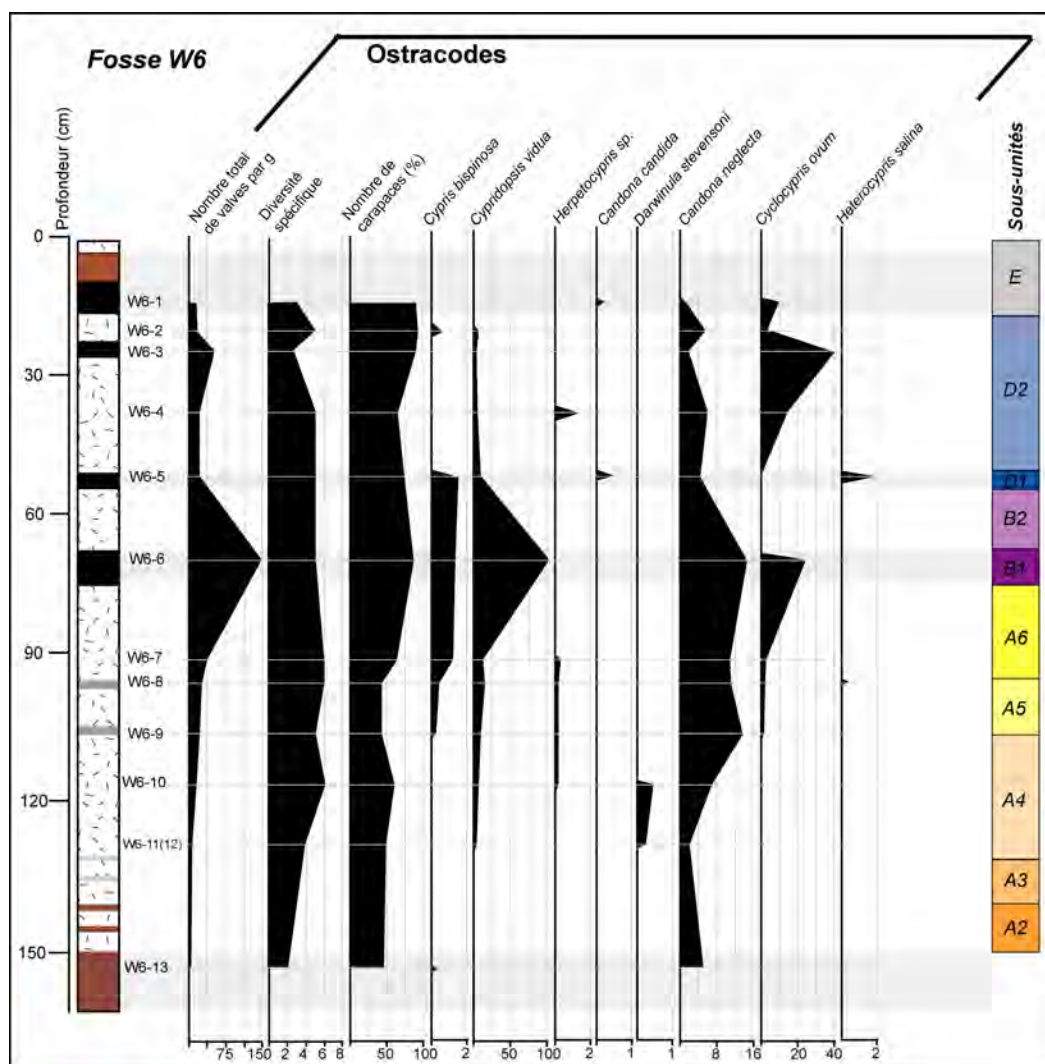


Fig. 8. 7. Quantité et répartition spécifique des valves d'ostracodes retrouvées dans chaque échantillon de la fosse W6 (teneurs exprimées pour 1 g de sédiment).

Le nombre total de valves par gramme de sédiment est comparable à celui de la fosse **W3** à l'exception de l'échantillon **W6-6** qui est très riche. La diversité spécifique est globalement constante sur l'ensemble de la fosse, seule la base présente une diversité moins importante (tout comme en **W3**). Le nombre important de carapaces complètes retrouvées atteste un faible transport de celles-ci et un dépôt globalement *in-situ*. Cependant, elles sont moins nombreuses que dans la fosse **W3**, particulièrement au sein de l'unité A.

La base de l'unité A (A2 à A4), tout comme en **W3**, est caractérisée par la présence quasi exclusive de *C. neglecta* et *C. vidua*. Les lits silteux (échantillons **W6-9** et **W6-8**) sont caractérisés par l'apparition de *C. ovum* et *Herpetocypris sp.*

Le paléosol caractérisant la sous-unité B1 comprend également des valves et carapaces d'ostracodes, en très grande quantité. Les ostracodes se sont probablement développés, tout comme en **W3**, durant de courtes phases d'émersions ou sont liés à un apport depuis la zone plus distale (transport modéré : 88 % de carapaces). L'assemblage est dominé par *C. vidua* et *C. ovum* avec présence de *C. neglecta* et *C. bispinosa*. B2 n'a pas fait l'objet d'un échantillonnage.

D1 est caractérisée par l'apparition de *C. candida* et *H. salina* au sein d'un assemblage dominé par *C. vidua* et *C. neglecta*. Le tuf à charophytes de la sous-unité D2 possède de nombreuses valves de *C. ovum* et de *C. neglecta* (seules 9 % des valves appartiennent à l'espèce *C. vidua*) avec présence de *Herpetocypris sp.* Le sommet de D2 contient une majorité de valves de *C. neglecta*, *C. vidua* et *C. ovum*.

Les caractéristiques environnementales déduites de l'étude des ostracodes sont présentées sur la figure 8. 8.

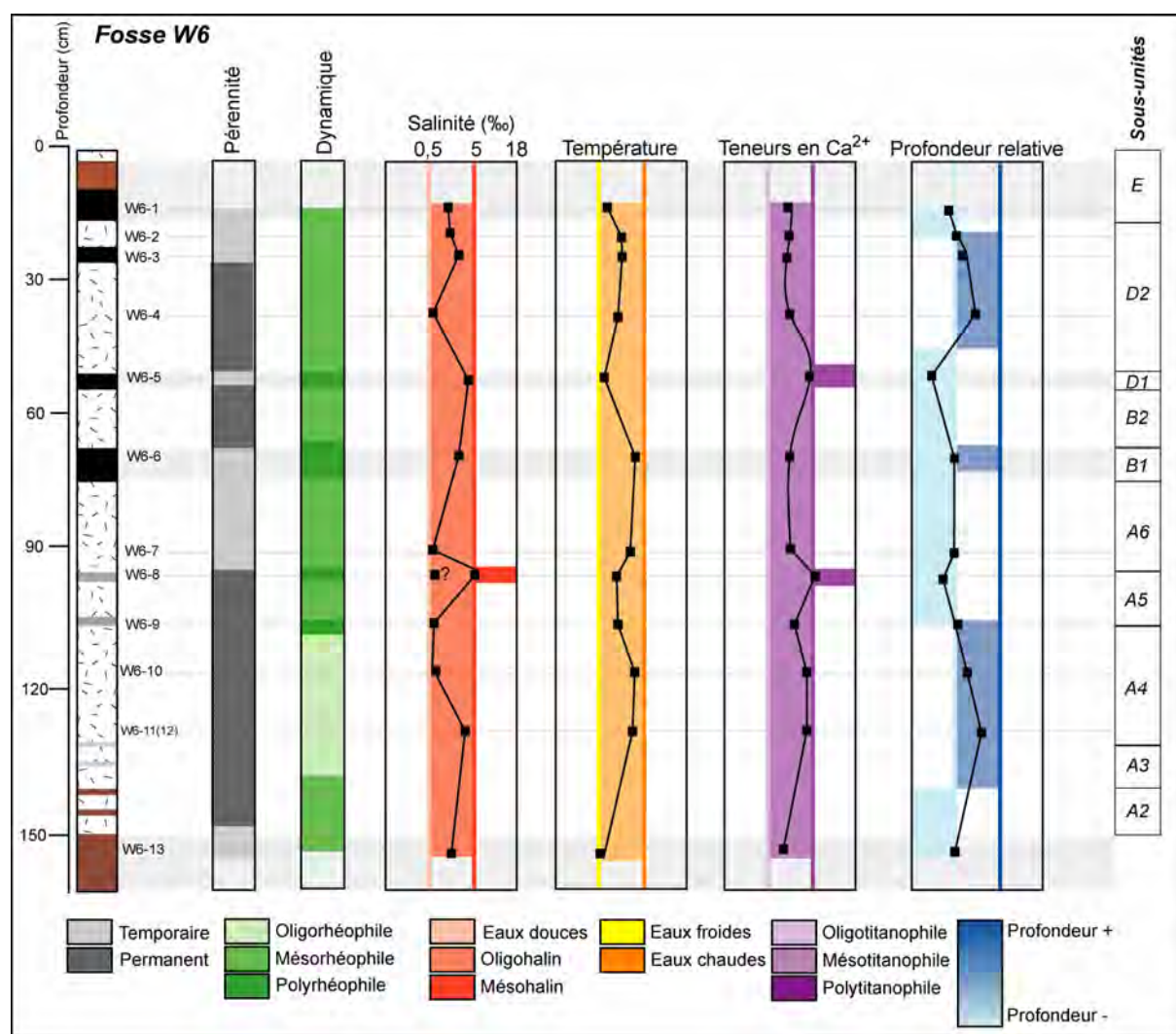


Fig. 8. 8. Principales caractéristiques de l'évolution de l'environnement de dépôt au niveau de la fosse W6 déduites de l'étude des assemblages d'ostracodes des échantillons W6-13 à W6-1.

Au niveau du substratum silteux (**W6-13**), les assemblages d'ostracodes témoignent d'un environnement temporaire (présence de *C. bispinosa*) avec des eaux oligohalines, relativement froides. La profondeur relative des eaux est faible comme le dénote la présence de *C. bispinosa*. La sous-unité A4 correspond à un tuf à charophytes déposé dans des eaux plus chaudes, plus profondes et plus riches en ions Ca^{2+} . L'apparition de *D. stevensoni* atteste un milieu plus calme. Les deux lits silteux correspondant aux échantillons **W6-9** et **W6-8** présentent des espèces caractéristiques de milieux moins profonds et de salinité plus élevée. En revanche, ces espèces sont typiques de milieux plus agités et le nombre de carapaces est plus faible que celui observé dans les autres échantillons de la fosse, ce qui pourrait résulter d'un éventuel remaniement d'espèces présentes en zone plus proximale (comme *H. salina* et *C. bispinosa* par exemple). En A6, l'assemblage est caractéristique d'un milieu temporaire (peu profond) comme le suggère la présence de restes de *C. bispinosa* et *Herpetocypris* sp. La sous-unité B1 comprend un certain nombre de valves d'ostracodes caractéristiques de milieux temporaires, instables (forte présence de *C. ovum*), de faibles profondeurs (assemblage à *C. bispinosa*) et agités.

Le paléosol développé en D1 suggère un environnement temporairement en eau, toujours peu profond. La forte teneur en valves d'*H. salina* témoignerait d'un environnement mésohalin relativement agité.

Les restes d'ostracodes retrouvés dans les sédiments tuffacés de la sous-unité D2 dénoteraient un plan d'eau plus profond et permanent. Le sommet de D2 est caractérisé par un milieu temporaire (présence de *C. bispinosa*), instable, avant la mise en place du paléosol de l'unité E.

L'ensemble de la fosse **W6**, tout comme en **W3**, montre d'importantes variations hydrochimiques, particulièrement en base de fosse (phénomène responsable de la faible diversité spécifique observée dans ces niveaux). Il est difficile d'apprécier les variations de teneurs en ions calcium (toujours relativement élevée) des différents échantillons en conséquence de la présence de nombreuses espèces titanoeuryplastiques.

8.2.3 : Fosse **W10** (résultats et interprétations)

Les résultats des comptages réalisés sur les échantillons de la fosse **W10** sont présentés sur la figure 8. 9. Le nombre total de valves par gramme de sédiment est comparable à celui des fosses **W3** et **W6** mais il varie fortement entre les différents échantillons avec des valeurs relativement faibles au niveau des paléosols. La diversité spécifique est également très variable d'un échantillon à l'autre avec des valeurs plus faibles au niveau des tufs enrichis en restes de charophytes. Le nombre de carapaces est globalement plus faible qu'au sein des deux fosses les plus proximales et varie également entre les différents échantillons (moins de carapaces au sein des paléosols). Tout comme en **W3** et **W6**, la faune est largement dominée par *C. vidua*, *C. neglecta* et *C. ovum*.

La base de l'unité A (A2) présente un assemblage à *C. bispinosa*, *E. virens*, *Herpetocypris* sp. et *H. salina*. A2 et A3 montrent une faune caractéristique à *C. vidua* et *C. neglecta*. A4 est marquée par la disparition de *C. vidua* et l'apparition d'*Herpetocypris* sp. et de *P. villosa*. L'échantillon **W10-13** correspond à un lit silteux à forte diversité spécifique (Fig. 8. 9.). Cependant, la présence d'espèces de milieux temporaires telles que *H. salina* ou *C. bispinosa* indiqueraient un potentiel remaniement et l'incorporation d'espèces observées en zone plus proximale. La sous-unité A6 est caractérisée par de fortes teneurs en *C. neglecta* mais également en *H. salina* et *E. virens*.

B1 présente également cet assemblage à *H. salina* et *E. virens*, en présence de *C. vidua* et *C. neglecta*. Les ostracodes se sont probablement développés, tout comme en **W3** et **W6**, au cours de phases d'émersions ou sont liés à un apport depuis la zone plus distale (55% de carapaces seulement). B2 est caractérisée par l'apparition de *C. ovum* qui domine les assemblages sur l'ensemble de la sous-unité avec *C. vidua* et *C. neglecta*. Les ostracodes du sommet de A6 sont plus diversifiés et marqués par l'apparition d'*H. salina*, *Herpetocypris* sp. et *C. bispinosa*.

D1 contient des valves d'ostracodes appartenant aux mêmes espèces que celles décrites en B2, la seule différence consiste en des teneurs plus faibles en *C. vidua* et *C. neglecta* et en l'apparition d'*E. virens*. Le tuf à charophytes de la sous-unité D2 livre de nombreuses valves de *C. vidua*, *C. ovum* et *C. neglecta* avec présence de *Herpetocypris* sp. Seuls les échantillons **W10-5** et **W10-4** (lit noir riche en débris organiques) sont plus riches spécifiquement avec l'apparition marquée de *C. bispinosa* et *P. villosa*. Le sol développé en E est caractérisé par un assemblage à *C. ovum* et *E. virens*.

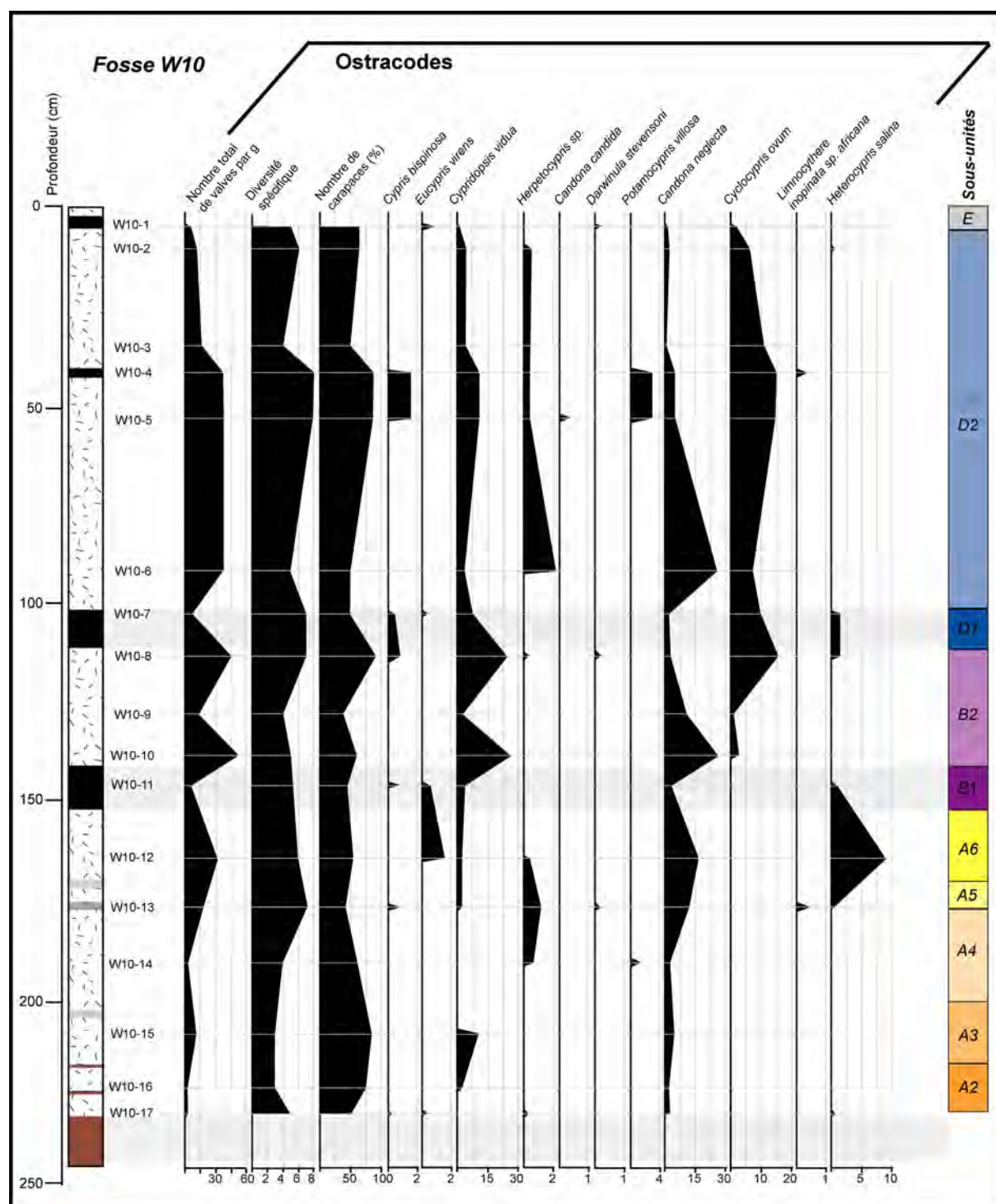


Fig. 8. 9. Quantité et répartition spécifique des valves d'ostracodes retrouvées dans chaque échantillon de la fosse W10 (teneurs exprimées pour 1 g de sédiment).

Les caractéristiques environnementales déduites de l'étude des ostracodes sont présentées sur la figure 8. 10. Juste au-dessus du substratum silteux (W10-17, base de A2), les assemblages d'ostracodes témoignent d'un environnement temporaire agité (présence de *C. bispinosa* et *E. virens*) avec des eaux oligohalines. La profondeur relative des eaux est faible comme en témoigne la présence de *C. bispinosa*, *E. virens*, *Herpetocypris* sp. et *H. salina*. A2 et A3 correspondent à des tufs à charophytes déposés dans des eaux plus profondes. Les assemblages de la sous-unité A4 attestent un milieu permanent et des eaux douces (présence de *P. villosa*). Le lit silteux échantillonné au sein de A5 montre un enrichissement en espèces caractéristiques de milieux moins profonds, plus chauds (présence de *L. inopinata*) et de salinité plus élevée. En revanche, ces espèces sont typiques de milieux

plus agités et le nombre de carapaces est plus faible que celui observé au niveau de l'ensemble de l'unité A, ce qui pourrait résulter d'un éventuel remaniement d'espèces présentes en zone plus proximale. En A6, l'assemblage est caractéristique d'un milieu temporaire (peu profond) comme le suggèrent les restes de *E. virens* et de salinité plus élevée comme en témoigne la forte proportion de *H. salina*.

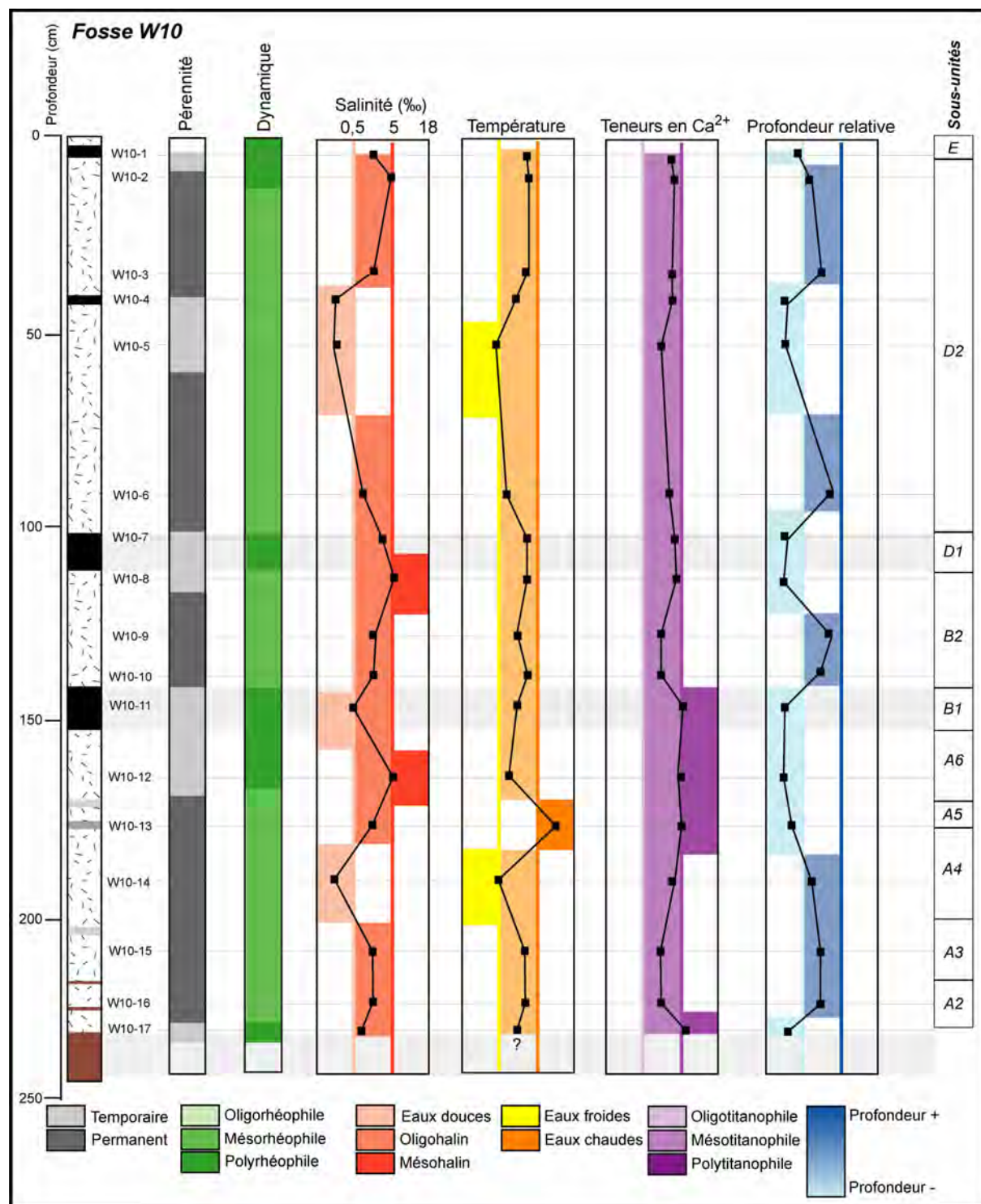


Fig. 8. 10. Principales caractéristiques de l'évolution de l'environnement de dépôt au niveau de la fosse W10 déduites de l'étude des assemblages d'ostracodes des échantillons W10-17 à W10-1.

La sous-unité B1 comprend un certain nombre de valves d'ostracodes caractéristiques d'un milieu temporaire, oligohalin, de faible profondeur (assemblage à *E. virens* et *H. salina*), et agité. Ces observations témoignent de périodes d'immersions probablement courtes pendant la formation du paléosol. B2 correspond à un environnement permanent, oligohalin à mésohalin, relativement profond avec le développement de *C. vidua*, *C. neglecta* et *C. ovum*. Le sommet de B2, tout comme celui de A6 présente un assemblage caractéristique d'un milieu temporaire peu profond (*C. bispinosa* et *H. salina*) relativement salé et chaud.

Le paléosol développé en D1 n'a subi que des inondations temporaires et limitées. Les restes d'ostracodes retrouvés dans les sédiments tuffacés de la sous-unité D2 témoigneraient d'un plan d'eau plus profond et permanent mais présentant une certaine instabilité (fortes teneurs en valves de *C. ovum*). L'environnement semble se modifier avant le dépôt du lit organique (échantillon **W10-4**) avec l'apparition d'espèces caractéristiques de bas niveau lacustre (*C. bispinosa*, *C. candida* et *P. villosa*). Les eaux seraient relativement douces (présence de *P. villosa*) et fraîches (présence de *C. neglecta* et *C. candida*).

L'ensemble de la fosse **W10** est caractérisé par d'importantes variations hydrochimiques. La présence de macrophytes est systématique (présence de nombreuses espèces phytophiles). Les teneurs en ions calcium sont difficiles à apprécier mais elles semblent présenter de faibles variations (tout comme en **W6**).

8.2.4 : Fosse **W14** (résultats et interprétations)

Les résultats des comptages réalisés sur les échantillons de la fosse **W14** sont présentés sur la figure 8. 11. Le nombre total de valves par gramme de sédiment est globalement plus faible que celui des fosses précédentes, plus particulièrement au niveau des unités A et B. La diversité spécifique est très variable d'un échantillon à l'autre. Le nombre de carapaces est également très variable avec des teneurs plus faibles dans les dépôts de l'unité B. Tout comme en **W3**, **W6** et **W10**, la faune est largement dominée par *C. vidua*, *C. neglecta* et *C. ovum*.

L'assemblage observé dans l'échantillon **W14-16** (substratum) est dominé par *C. neglecta* mais contient également quelques individus de *E. virens*, *I. monstifica* et *H. salina*. L'unité A2 contient uniquement des valves de *C. vidua* et *C. neglecta*. A3 est quasi monospécifique avec 98 % d'individus de *C. vidua*. Tout comme en A2, l'assemblage d'ostracodes observé en A4 est uniquement composé de valves et carapaces de *C. vidua* et *C. neglecta*. Le lit silteux correspondant à la base de la sous-unité A5 présente une diversité spécifique plus importante. Les espèces observées sont *E. virens*, *C. vidua*, *C. candida*, *P. villosa* et *H. salina*. Le sommet de A5 comprend les mêmes espèces complétées par des individus de *Herpetocypris* sp. et *C. bispinosa*. Les ostracodes de la sous-unité A6 sont dominés par *C. vidua* et *C. neglecta* avec présence de *E. virens*, *Herpetocypris* sp., *C. candida* et *P. villosa*. L'unité B marque l'apparition de *C. ovum* observée en B1' avec *C. vidua*, *C. neglecta* et *C. bispinosa*. B2 présente l'assemblage caractéristique à *C. vidua*, *C. neglecta* et *C. ovum*. La sous-unité C1 présente également cet assemblage caractéristique accompagné de valves d'*H. salina*. De très nombreuses valves et carapaces ont été observées dans les échantillons de la sous-unité C2. La diversité spécifique y est également forte avec la présence de *C. vidua*, *C. neglecta*, *C. ovum*, *I. monstifica*, *Herpetocypris* sp., *D. stvensoni*, *P. villosa* et *L. inopinata*. Le paléosol (mêlé à des dépôts de silts) développé en D1 est caractérisé par les teneurs importantes en valves de *H. salina* et *C. bispinosa*. Les dépôts de base de la sous-unité D2 présentent des teneurs largement dominées par *C. ovum*, *C. vidua* et *C. neglecta* avec quelques valves de *Herpetocypris* sp et *P. villosa*.

Les caractéristiques environnementales déduites de l'étude des ostracodes sont présentées sur la figure 8. 12. Le substratum silteux (échantillon **W14-16**) est caractérisé par un assemblage d'ostracodes témoignant d'un environnement temporaire agité (présence de *H. salina*, *E. virens* et *I. monstifica*) avec des eaux oligohalines. La profondeur relative est faible comme en témoignent les teneurs en *E. virens* et *H. salina*. A2 correspond à un tuf présentant l'assemblage caractéristique à *C. neglecta* et *C. vidua* (le milieu devient permanent). A3 est un tuf à charophytes déposé dans un milieu permanent, oligohalin et légèrement plus profond. L'assemblage de la sous-unité A4 est le même que celui de **W10**. Il indique une stabilisation des conditions environnementales.

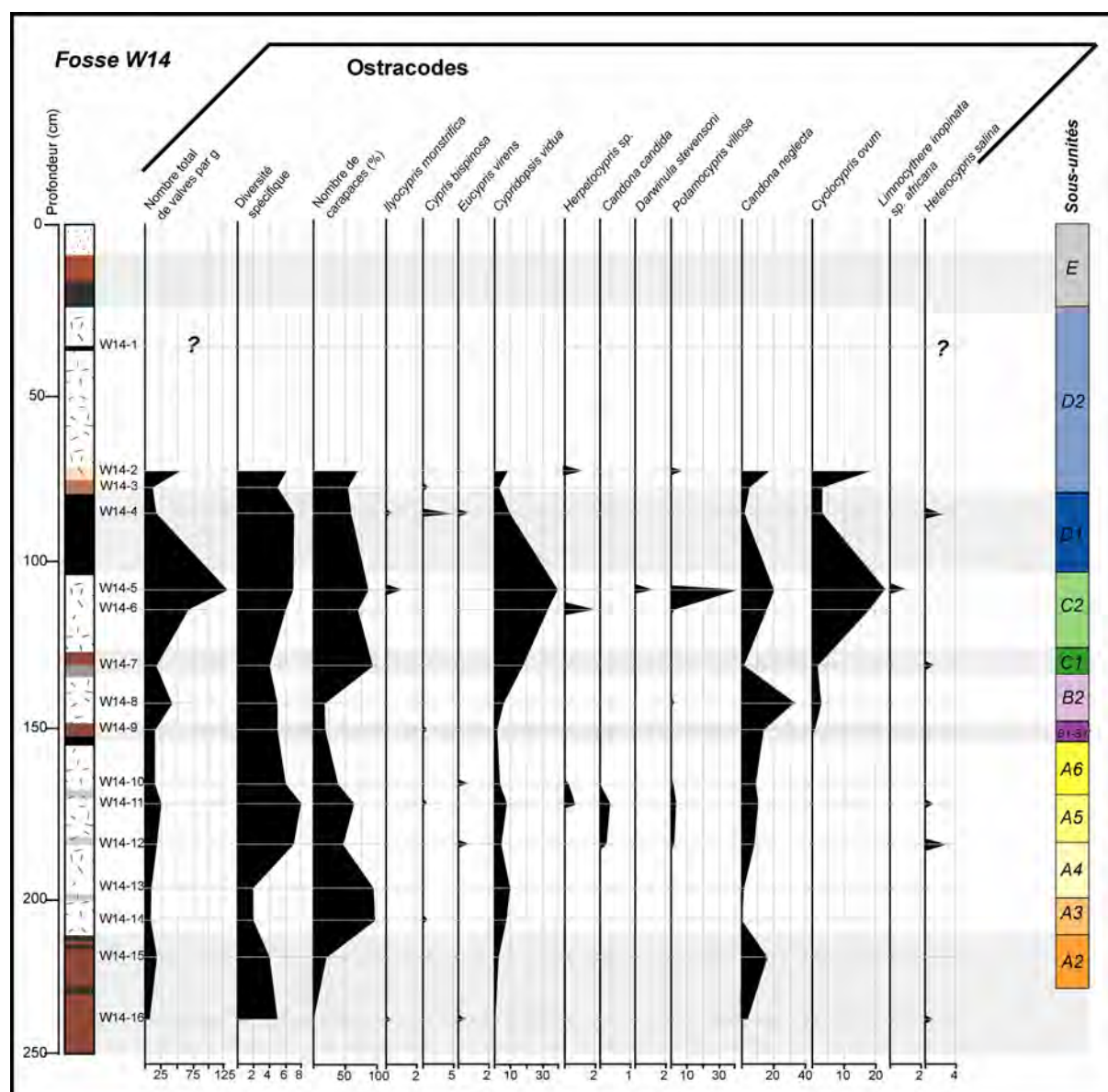


Fig. 8. 11. Quantité et répartition spécifique des valves d'ostracodes retrouvées chaque échantillon de la fosse W14 (teneurs exprimées pour 1 g de sédiment).

Le lit silteux échantillonné au sein de A5 montre un enrichissement en espèces caractéristiques de milieux moins profonds, plus frais (présence de *P. villosa*) et de salinité plus faible. De plus, les espèces rencontrées sont typiques de milieux plus agités et le nombre de carapace est plus faible que celui observé au niveau des unités sous-jacentes, ce qui pourrait résulter d'un éventuel remaniement d'espèces présentes en zone plus proximale, le ruissellement étant responsable d'un apport d'eau plus fraîches responsable d'un phénomène de dilution (diminution de salinité). Ces conditions sont observées sur l'ensemble de A5. En A6, l'assemblage est caractéristique d'un milieu semi-permanent ou temporaire (peu profond) et de salinité faible (présence de *P. villosa*).

Le niveau silteux organique caractérisant la sous-unité B1' s'est déposé en contexte relativement peu profond (présence de *C. bispinosa*) et oligohalin. Les seules autres espèces présentes, largement dominantes, sont *C. vidua*, *C. neglecta* et *C. ovum* qui caractérisent un milieu permanent et relativement agité. Ainsi, il n'est pas impossible d'émettre l'hypothèse que certaines valves observées dans ce niveau soient remaniées. Au moment du dépôt de B2, l'environnement lacustre est plus profond et les eaux sont plus douces (présence de *P. villosa*).

L'assemblage d'ostracodes observé au niveau de C1 témoignerait d'un environnement de dépôt comparable à celui évoqué pour la sous-unité B1' (les faciès des deux sous-unités sont également semblables). Les dépôts de l'unité C2 sont caractérisés par une forte diversité spécifique.

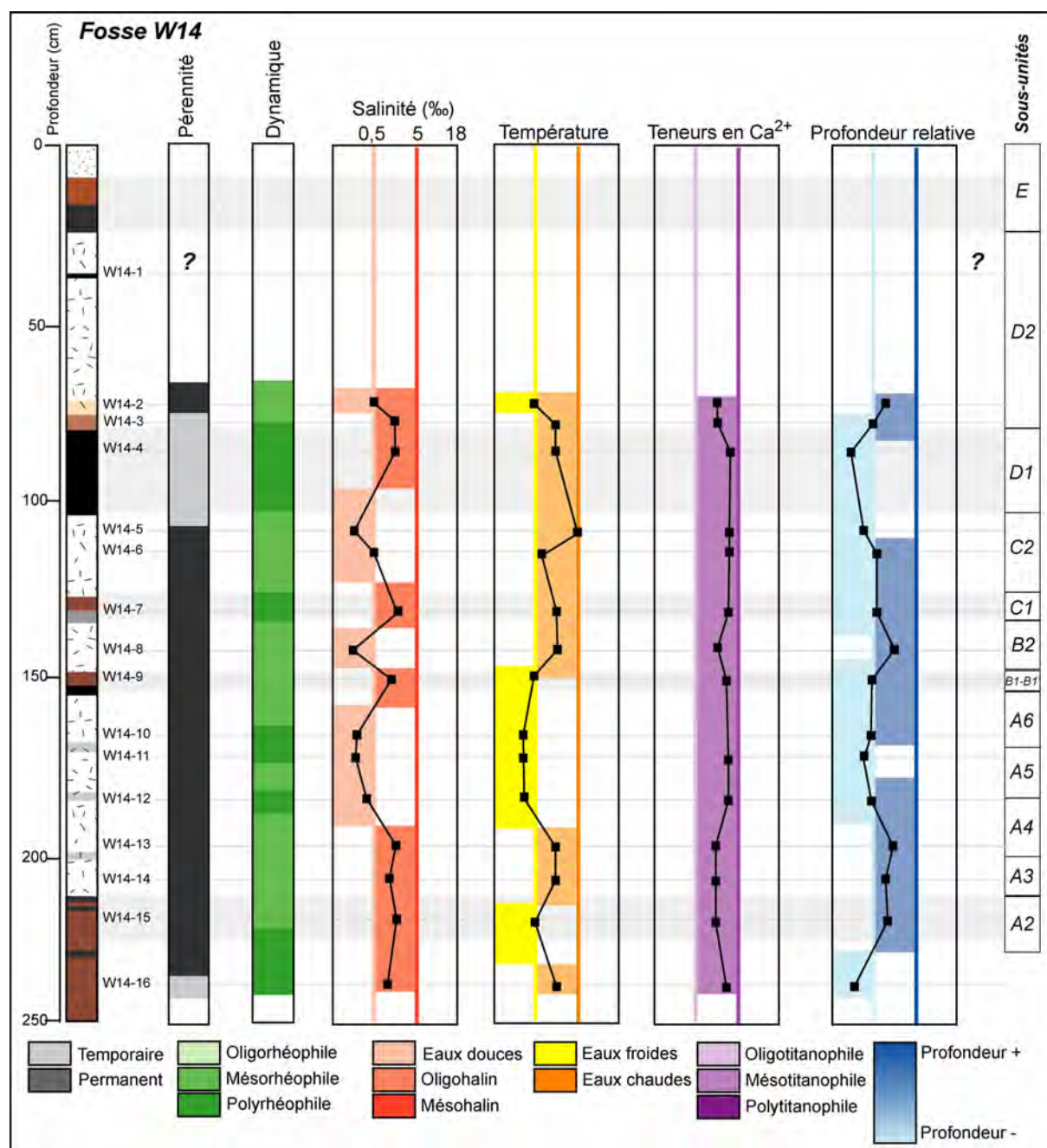


Fig. 8. 12. Principales caractéristiques de l'évolution de l'environnement de dépôt au niveau de la fosse W14 déduites de l'étude des assemblages d'ostracodes des échantillons W14-16 à W14-2.

Les formes *C. vidua*, *C. ovum* et *C. neglecta* sont dominantes, attestant un milieu permanent, mais les proportions de *C. ovum*, *P. villosa*, *L. inopinata* et *Herpetocypris* sp. dénotent cependant un environnement relativement peu profond et oligohalin.

D1 présente des teneurs importantes en espèces caractéristiques de milieux peu profonds, temporaires et agités (*C. bispinosa*, *H. salina* et *E. virens*). L'environnement se stabilise peu à peu et devient permanent à la base de D2 avec l'augmentation des proportions de *C. vidua* et *C. neglecta*.

L'ensemble de la fosse W14 est caractérisé par d'importantes variations hydrochimiques. Les teneurs en ions calcium sont difficiles à apprécier mais elles semblent présenter de faibles variations et être relativement importantes (de nombreuses espèces décrites dans les sédiments apprécient les milieux enrichis en ions calcium et hydrogénocarbonates, Tab. 8. 1).

8.2.5: Fosse W18 (résultats et interprétations)

Les résultats des comptages réalisés sur les échantillons de la fosse **W18** sont présentés sur la figure 8. 13.

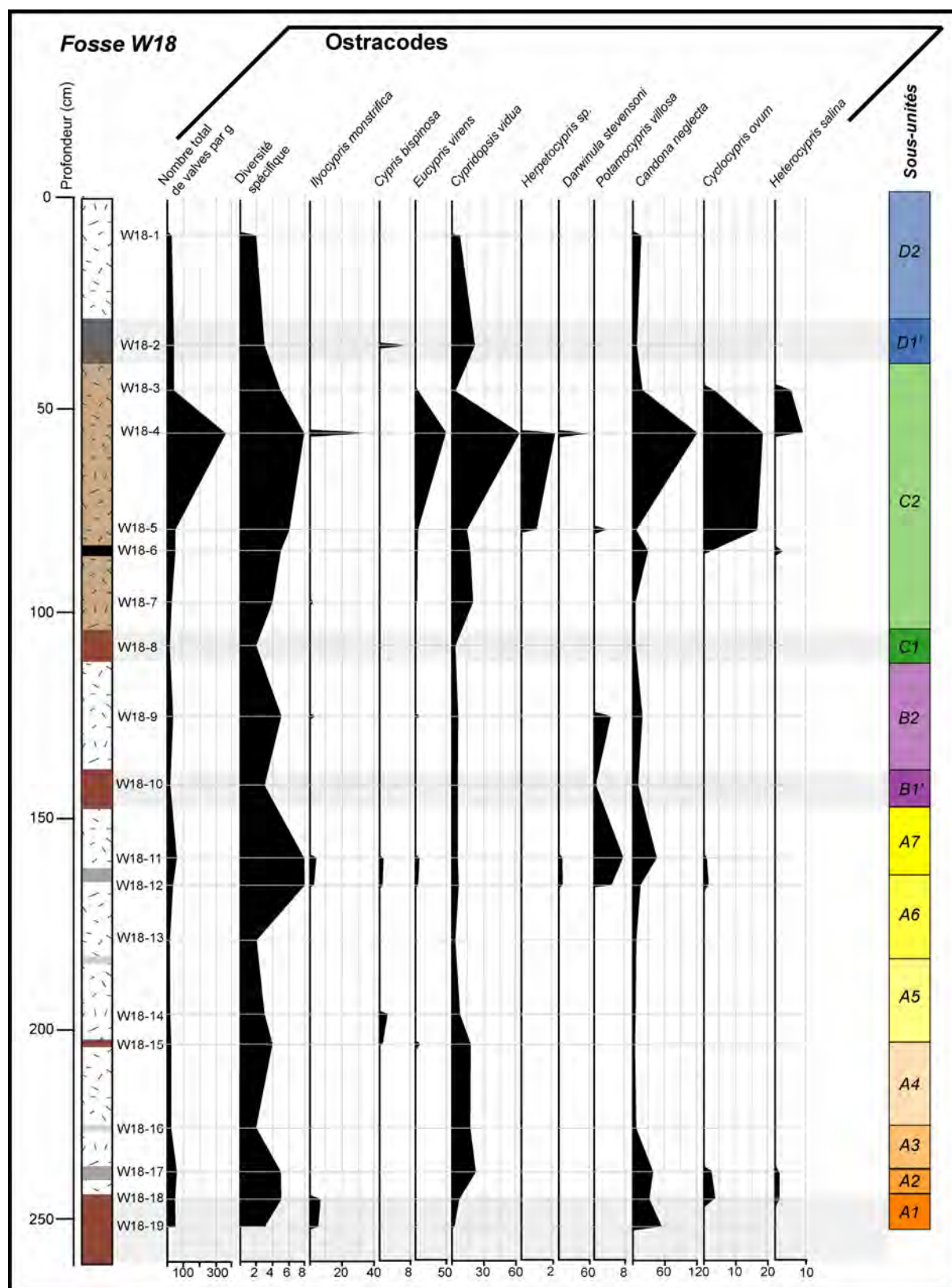


Fig. 8. 13. Quantité et répartition spécifique des valves d'ostracodes retrouvées dans chaque échantillon de la fosse **W18** (teneurs exprimées pour 1 g de sédiment).

Le nombre total de valves par gramme de sédiment est comparable à celui des fosses proximales et l'enrichissement observé au niveau de la sous-unité C2 en **W14** est également présent. La diversité spécifique est très variable d'un échantillon à l'autre. Le nombre de carapaces est également très variable avec des teneurs plus faibles au niveau des horizons silteux. Tout comme dans les autres fosses plus proximales, la faune est largement dominée par *C. vidua*, *C. neglecta* et *C. ovum* (présente à partir de C2).

L'assemblage observé dans l'échantillon **W18-19** (base de A1) est dominé par *C. neglecta* et *I. monstifica* mais contient également quelques individus de *C. vidua*. Au sommet de A1, l'assemblage est dominé par les mêmes espèces avec apparition de *C. ovum* et *H. salina*. Le niveau de silt caractérisant le sommet de A2 présente les mêmes espèces que l'échantillon précédent à l'exception d'*I. monstifica* (disparition). A3, en son sommet, est quasi monospécifique avec une grande majorité d'individus de *C. vidua*. Tout comme en A3, l'assemblage d'ostracodes observé au sommet de A4 (niveau silteux) est majoritairement composé de valves et carapaces de *C. vidua* et *C. neglecta* avec quelques restes de *C. bispinosa* et *E. virens*. Le lit silteux correspondant à la base de la sous-unité A5 présente une diversité spécifique plus importante. Les espèces relevées sont *E. virens*, *C. vidua*, *C. candida*, *P. villosa* et *H. salina*. A5 comprend les mêmes espèces à l'exception de *E. virens*. Les ostracodes des sous-unités A6 et A7 sont dominés par *C. vidua* et *C. neglecta* avec présence de *E. virens*, *C. bispinosa*, *C. ovum*, *D. stevensoni* et *P. villosa*. L'assemblage observé en B est essentiellement composé de restes de *C. vidua*, *C. neglecta* et *P. villosa*. La sous-unité C1 présente également cet assemblage caractéristique à *C. vidua* et *C. neglecta*. De très nombreuses valves et carapaces ont été observées dans les échantillons de la sous-unité C2. La diversité spécifique y est également forte avec la dominance de *C. vidua*, *C. neglecta* et *C. ovum*. *I. monstifica*, *Herpetocypris* sp., *D. stevensoni*, *P. villosa* et *L. inopinata* figurent également. Le paléosol (mêlé à des dépôts de silts) développé en D1 est caractérisé par des teneurs importantes en *C. vidua*, *C. neglecta* et *C. bispinosa*. Les dépôts de la sous-unité D2 montrent des teneurs en *C. vidua* et *C. neglecta*.

Les caractéristiques environnementales déduites de l'étude des ostracodes sont présentées sur la figure 8. 14. La sous-unité A1 présente un assemblage d'ostracodes dénotant un environnement permanent, agité (présence de *H. salina*) avec des eaux oligohalines à faiblement mésohalines. La profondeur relative est faible comme le suggère les teneurs en *I. monstifica* et *H. salina*. La présence de *C. ovum* témoignerait d'un environnement relativement instable (fortes variations saisonnières). L'ensemble des sous-unités A2 à A6 correspond à un environnement permanent relativement profond. Les seules exceptions sont observées au niveau des lits silteux avec une dynamique plus importante et la présence d'espèces de milieux moins profonds et temporaires, probablement apportées depuis la zone proximale (faibles teneurs). A partir du sommet de A6, la diversité spécifique augmente et les teneurs en valves d'espèces secondaires sont plus importantes. Ainsi, l'assemblage dominant est accompagné par des espèces typiques de milieux peu profonds (*C. bispinosa*, *E. virens* et *P. villosa*) et temporaires aux eaux douces à oligohalines.

Le niveau silteux organique caractérisant la sous-unité B1' semble s'être déposé en contexte relativement peu profond (présence de *P. villosa*) et oligohalin. Les seules autres espèces présentes, largement dominantes, sont *C. vidua* et *C. neglecta* qui caractérisent un milieu permanent. Au moment du dépôt de B2, l'environnement lacustre semble être plus profond et les eaux plus calmes (augmentation du nombre de carapaces).

Les dépôts de l'unité C2, tout comme en **W14**, sont caractérisés par une forte diversité spécifique. Les formes *C. vidua*, *C. ovum*, *C. neglecta* et *E. virens* sont dominantes attestant un milieu semi-permanent et les proportions de *E. virens*, *C. ovum*, *P. villosa*, *I. monstifica*, *H. salina* et *Herpetocypris* sp. témoignent d'un environnement peu profond, oligohalin et relativement instable.

D1 présente des teneurs importantes en *C. bispinosa* caractéristique de milieux peu profonds et temporaires. L'environnement se stabilise et devient permanent en D2 avec un assemblage caractéristique à *C. vidua* et *C. neglecta*.

L'ensemble de la fosse **W18** est caractérisé, comme pour chaque fosse du transect, par d'importantes variations hydrochimiques. Les teneurs en ions calcium sont difficiles à apprécier mais elles semblent présenter de plus fortes variations qu'en **W14** et être relativement importantes, particulièrement en C2 (de nombreuses espèces décrites dans les sédiments apprécient les milieux enrichis en ions calcium et hydrogénocarbonates, Tab. 8. 1).

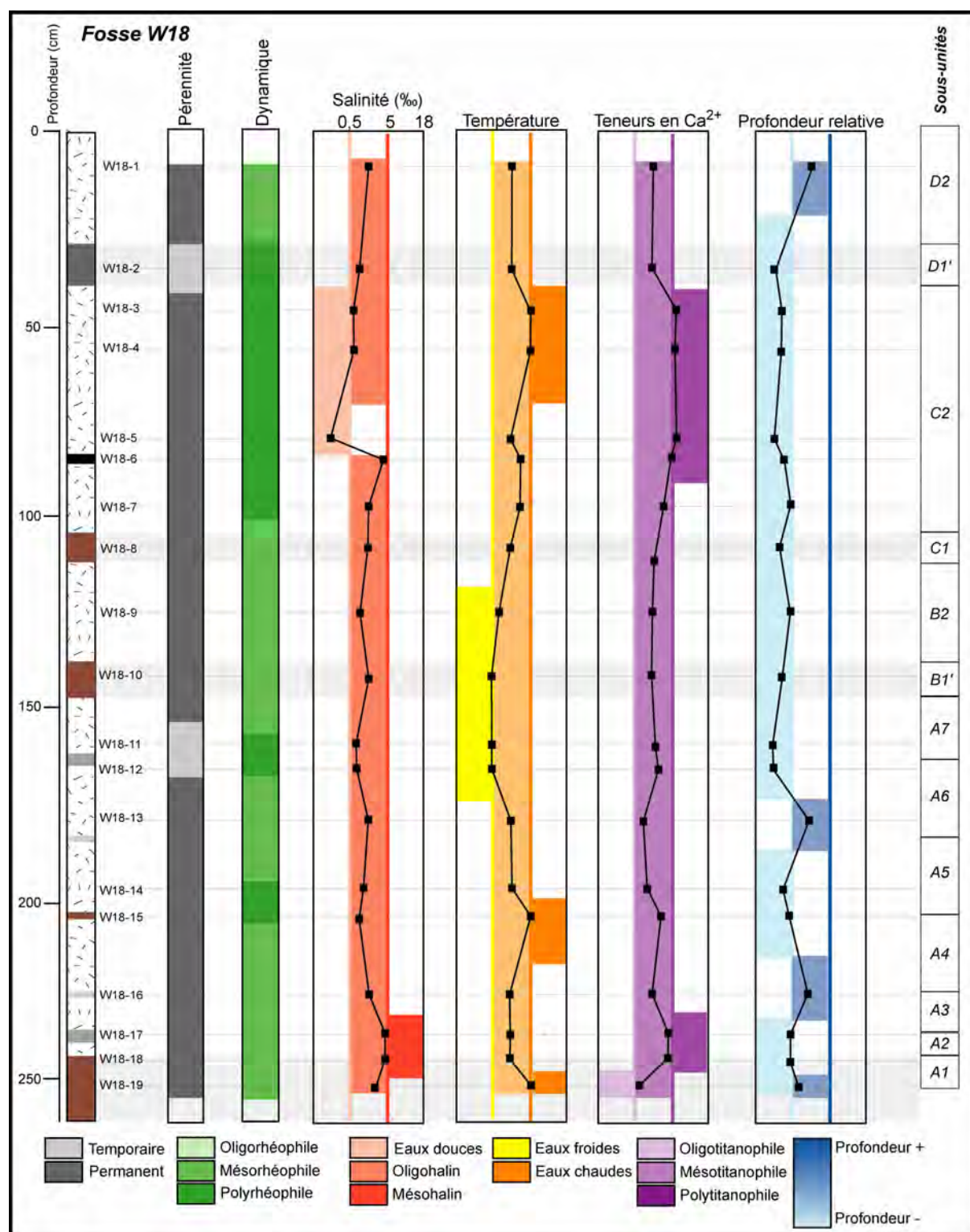


Fig. 8. 14. Principales caractéristiques de l'évolution de l'environnement de dépôt au niveau de la fosse W18 déduites de l'étude des assemblages d'ostracodes des échantillons W18-19 à W18-1.

8.2.6: Fosse W20 (résultats et interprétations)

Les résultats des comptages réalisés sur les échantillons de la fosse W20 sont présentés sur la figure 8. 15.

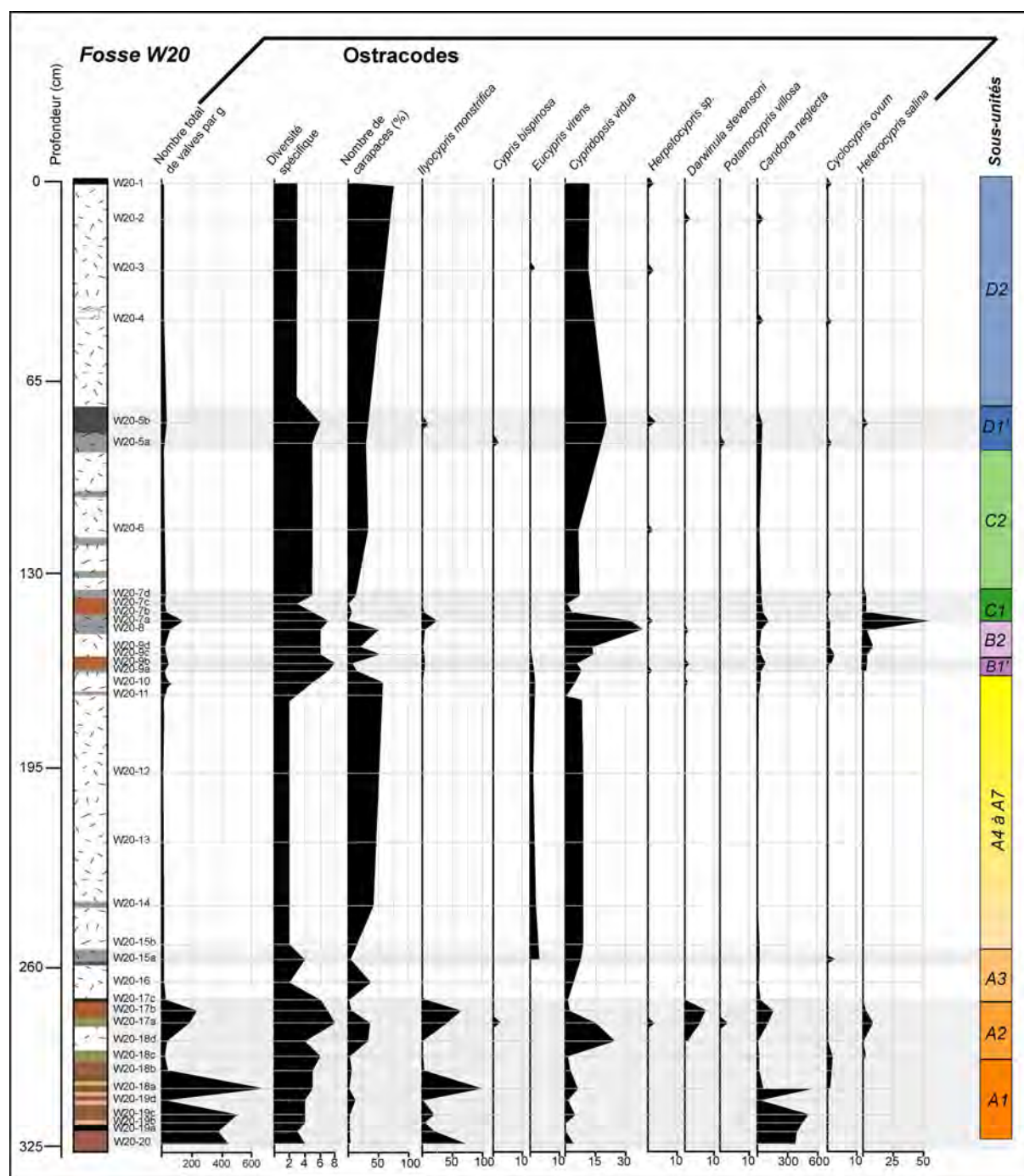


Fig. 8. 15. Quantité et répartition spécifique des valves d'ostracodes retrouvées dans chaque échantillon de la fosse W20 (teneurs exprimées pour 1 g de sédiment).

Le nombre total de valves par gramme de sédiment est comparable à celui des fosses plus proximales à l'exception des sous-unités A1 et A2 où les teneurs en valves sont très importantes (jusqu'à plus de 600 par gramme de sédiment sec). Le faciès au niveau de ces sous-unités est caractérisé par une multitude de valves d'ostracodes piégées dans une matrice silto-argileuse enrichie en macro-restes de végétaux très bien préservés. La diversité spécifique est très variable d'un échantillon à l'autre, faible dans les tufs à charophytes et importante au sein des niveaux silteux. Le nombre de carapaces est également très variable avec des teneurs très faibles au niveau des horizons silteux. La faune est largement dominée par *C. vidua*, *C. neglecta* et *I. monstrifica* (uniquement en A1 et A2).

L'assemblage observé en A1 est, comme en **W18**, dominé par *C. neglecta* et *I. monstrifica* mais contient également quelques individus de *C. vidua*. Au sommet de A1, l'assemblage est dominé par les

mêmes espèces avec apparition de *C. ovum*. Le tuf à charophyte caractérisant la base de A2 est enrichi en valves de *C. vidua*, *C. neglecta* avec présence de *C. ovum*. Le niveau de silt organique correspondant au sommet de A2 présente un fort enrichissement spécifique (*I. monstifica*, *C. bispinosa*, *C. vidua*, *Herpetocypris* sp., *D. stvensoni*, *P. villosa*, *C. neglecta*, *C. ovum* et *H. salina*). A3 est largement enrichi en valves de *C. vidua* avec présence de *C. neglecta* et *C. ovum*. De A4 à A7 l'assemblage est dominé par *C. vidua* (quelques valves de *E. virens* sont observées). La sous-unité B1' marque un retour à une plus grande diversité spécifique. L'assemblage est essentiellement composé de restes de *C. vidua*, *C. neglecta*, *C. ovum* et *H. salina*. Le tuf à charophytes développé en B2 présente le même type d'assemblage avec des teneurs plus importantes en *C. vidua*. La sous-unité C1 montre un assemblage d'ostracodes comparable à celui décrit en B1'. Le paléosol (mélangé à des dépôts de silts) développé en D1 est caractérisé par des teneurs importantes en *C. vidua*, *C. neglecta* et *C. bispinosa*. Les dépôts de la sous-unité D2 montrent des teneurs importantes en *C. vidua* et plus faibles *C. neglecta*.

Les caractéristiques environnementales déduites de l'étude des ostracodes sont présentées sur la figure 8. 16. La sous-unité A1 présente un assemblage d'ostracodes témoignant d'un environnement permanent avec des eaux oligohalines. La profondeur peut épisodiquement être relativement faible comme en témoignent les teneurs en *I. monstifica*. *C. neglecta* et *I. monstifica* possèdent des caractéristiques écologiques différentes. Cependant, ils sont retrouvés en très fortes proportions au sein des silts riches en restes de macrophytes, spicules d'éponges et valves de lamellibranches. L'opposition principale réside dans la température des eaux : *C. neglecta* préfère les eaux relativement fraîches tandis que *I. monstifica* se développe au sein d'eaux chaudes. Les fortes teneurs en valves dans un milieu végétalisé de faible profondeur ne sont pas sans rappeler les faunes monospécifiques à nombreuses *Candona* décrites par Carbonel et al. (1983) dans les dépôts du lac Bogoria (Kenya) et développées au sein de mares temporaires de très faible profondeur. La prolifération peut être liée à un environnement colonisé par des macrophytes, bien oxygéné, constituant un environnement riche en nutriments et une bonne protection contre les prédateurs. Les apports d'eaux fraîches (ruissellement pendant la saison froide ou apports souterrains) sont favorables à la prolifération de *C. neglecta*, avec de possibles remaniements comme en témoignerait le bon calibrage des valves (Carbonel, 1988). Ces remaniements sont d'autant plus probables que le nombre de carapaces retrouvé est faible (moins de 10 %). Pendant la saison chaude, le réchauffement des eaux permet le développement de nombreux individus d'*I. monstifica* (remaniement également probable). La base de A2, correspondant à un tuf à charophytes, atteste une remontée du niveau lacustre et le développement d'une prairie à charophytes propice à *C. vidua*. Le sommet de A2 est caractérisé par un retour à des conditions de moindre profondeur. La présence d'*H. salina* et *C. bispinosa* atteste un milieu semi-permanent, plus agité. De A3 à A7, la profondeur est plus importante, le milieu est permanent et la faune largement dominée par *C. vidua*, qui prolifère au sein des prairies à charophytes. La présence de *E. virens* tout au long de ces sous-unités est plus surprenante. En effet, cette espèce préfère les milieux semi-permanents à temporaires de faible profondeur (comme cela est le cas dans l'ensemble des dépôts décrits jusqu'à présent). Cependant, elle peut également se développer à des profondeurs plus importantes (plurimétrique selon Gauthier, 1928). Les fortes proportions de *C. vidua* témoignent d'eaux oligohalines, relativement chaudes et bien oxygénées.

Le niveau silteux organique caractérisant la sous-unité B1' semble s'être déposé en contexte permanent relativement peu profond (présence de *H. salina* et *I. monstifica*) et oligohalin. L'environnement est relativement agité (présence d'*H. salina* et *E. virens*, faible pourcentage de carapaces). Au moment du dépôt de B2, l'environnement lacustre semble être plus profond, permanent, et les eaux plus calmes (augmentation du nombre de carapaces). Les conditions de dépôt de l'unité C1 sont comparables à celles de B1'. L'assemblage observé en C2 est comparable à celui décrit au sein de nombreux tufs à charophytes ; dominé par *C. vidua* et *C. neglecta*.

D1 présente des teneurs en *H. bispinosa* et *Herpetocypris* sp. caractéristiques de milieux moins profonds. L'environnement se stabilise et devient permanent en D2 avec un assemblage monospécifique à *C. vidua*.

L'ensemble de la fosse W20 est caractérisé par un environnement présentant de fortes variations, mais majoritairement permanent. La présence de macrophytes est systématique (présence de nombreuses espèces phytophiles).

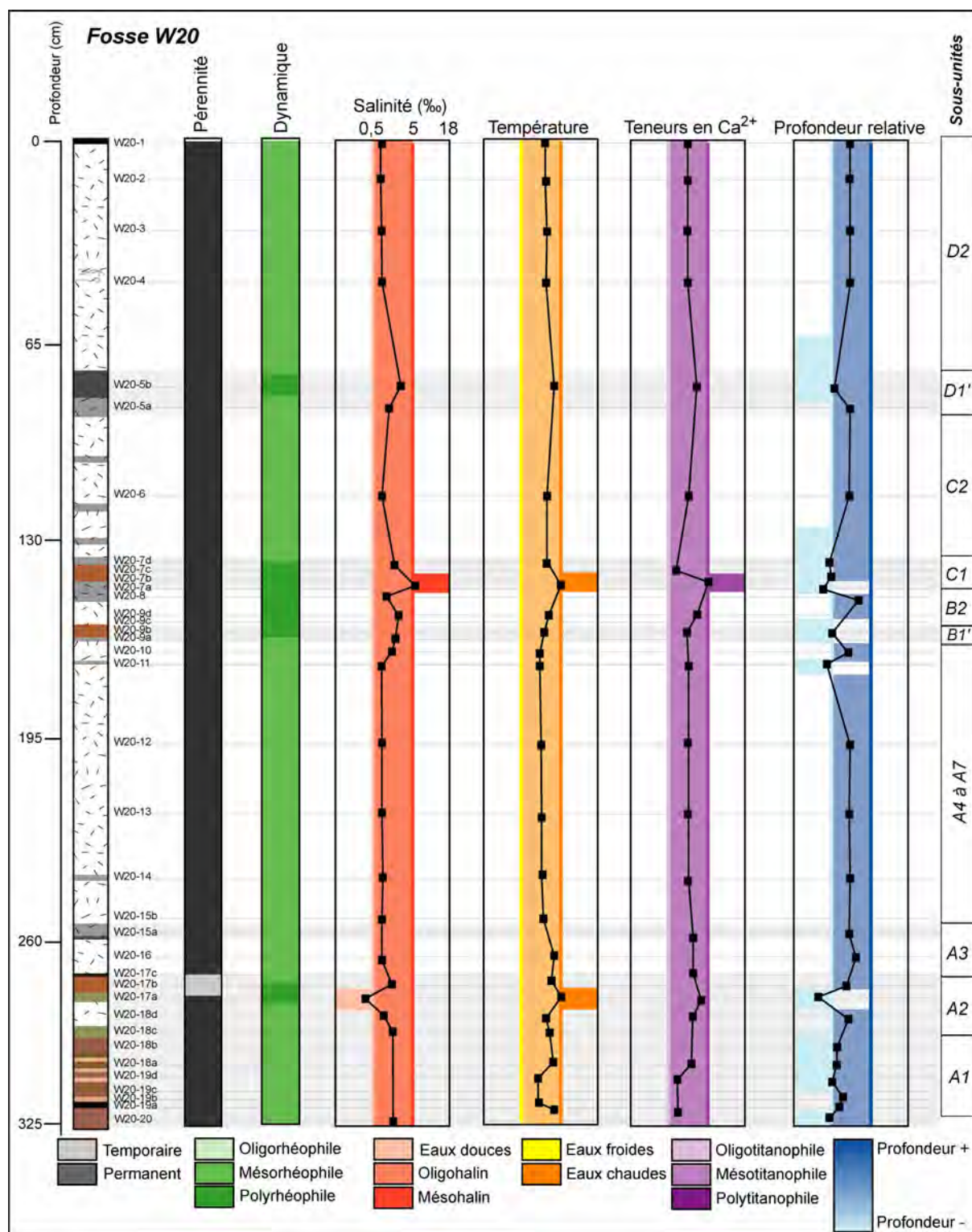


Fig. 8. 16. Principales caractéristiques de l'évolution de l'environnement de dépôt au niveau de la fosse W20 déduites de l'étude des assemblages d'ostracodes des échantillons W20-20 à W20-1.

8.3 : Reconstitution des environnements lacustres passés de la dayet Afourgagh à partir de l'étude des ostracodes

Après les enseignements tirés de la géométrie des dépôts puis des assemblages de charophytes les interprétations qui suivent s'appuient sur les données des vestiges d'ostracodes présentées dans le paragraphe 8.2.

Les différentes figures présentées dans ce paragraphe retracent les étapes de mise en place des sous-unités sédimentaires décrites dans la Partie II. Elles se basent sur les schémas réalisés dans le Chapitre 7 et ont pour vocation d'illustrer les différents assemblages d'ostracodes et leur évolution au sein d'une même unité de dépôt le long du transect W. L'influence des saisons sur l'épaisseur de la lame d'eau et sur la répartition spécifique des ostracodes ne peut être illustrée en raison d'un manque de précision au niveau de l'enregistrement sédimentaire en zones proximale et médiane mais également du pas d'échantillonnage, réalisé dans le but d'apprécier les évolutions latérales et verticales d'ensemble. De plus, les assemblages ont probablement été modifiés par des remaniements, au moins dans certains cas. Ces phénomènes peuvent être mis en évidence lorsque la diversité spécifique et le nombre de carapaces sont faibles mais également quand la faune apparaît bien calibrée (Carbonel *et al.*, 1988 ; Mischke *et al.*, 2005). La diversité spécifique est relativement élevée dans l'ensemble des dépôts riches en éléments organiques. Au sein des tufs à charophytes, la diversité spécifique est généralement plus faible, particulièrement en zone distale (zone de foisonnement des charophytes). Dans ce cas particulier, l'environnement ne serait pas favorable au développement de nombreux ostracodes et à la préservation des valves qui se dissolvent rapidement dans un contexte relativement acide (selon Mourguiart, 1987 ; Mourguiart *et al.*, 1997). Enfin, les variations de chimie des eaux ne sont pas détaillées en raison de la difficulté à décrire des évolutions fiables par l'étude des espèces présentes, qui sont généralement caractéristiques de milieux riches en Ca^{2+} et HCO_3^- . Le milieu semble être constamment colonisé par des macrophytes comme semble le dénoter les nombreuses espèces phytophiles d'ostracodes identifiées.

8.3.1 : Sous-unité A1 (après 2191 cal. BP)

Les nombreux restes de végétaux retrouvés dans le sédiment ont permis de mettre en évidence un milieu probablement colonisé par de nombreux macrophytes, véritables pièges à particules d'origine détritique (substrat vaseux). L'environnement apparaît marqué par de fortes fluctuations du niveau lacustre et peu propice au développement des charophytes qui sont tout de même présents comme en témoignent les lits tuffacés observés au sein de la sous-unité A1.

La faune décrite en **W14** est caractéristique d'un environnement de bordure, très peu profond, temporaire, aux eaux oligohalines à faiblement mésohalines (présence de *H. salina*, Fig. 8. 17.).

A partir de **W18**, le milieu devient permanent comme en témoigne la disparition de *E. virens* (*H. salina* est présente en très faibles proportions) et les fortes teneurs en *C. neglecta* et *C. vidua*. Les eaux sont oligohalines et de température variable (coexistence de *C. neglecta* et *I. monstifica*). Les valves de *C. ovum* attesteraient un environnement instable et des eaux riches en magnésium (Carbonel, 1983). En **W20**, la ceinture de macrophytes constituerait un milieu propice à la prolifération de *C. neglecta*. Le substrat de type silto-argileux est favorable au développement de *I. monstifica*. Le milieu semble recevoir des apports d'eaux fraîches par ruissellement ou par voie souterraine ; ces arrivées pourraient également être à l'origine de remaniements avec déplacement de valves déposées en zone proximales vers le distal où celles-ci apparaissent très bien calibrées. Cette hypothèse est appuyée par le faible nombre de carapaces observées. Le milieu se stabilise épisodiquement avec le développement de prairies à charophytes où se développent des individus de *C. vidua*.

Au moment du dépôt de A1, l'environnement est relativement instable. Il consiste en la succession d'épisodes de colonisations alternées du milieu entre charophytes et autres macrophytes. La colonisation par les charophytes, courte, correspond à un environnement relativement stable (permanent) où se développe *C. vidua* au sein d'eaux bien oxygénées, oligohalines et enrichies en calcium et hydrogénocarbonates. Les périodes de colonisation par les autres macrophytes permettent la prolifération de *C. neglecta* et de *I. monstifica* sur substrat vaseux, en milieu permanent. La zone de bordure, plus agitée, témoigne de l'arrivée d'eaux par ruissellement et de courants parfois

importants (*H. salina* + *E. virens*) responsables du remaniement de nombreuses valves qui se déposent en zone plus distale (cf. W20). Elle subit également des épisodes d'émersion, le milieu étant temporaire.

Sous-unité A1 (après 2191 cal. BP)

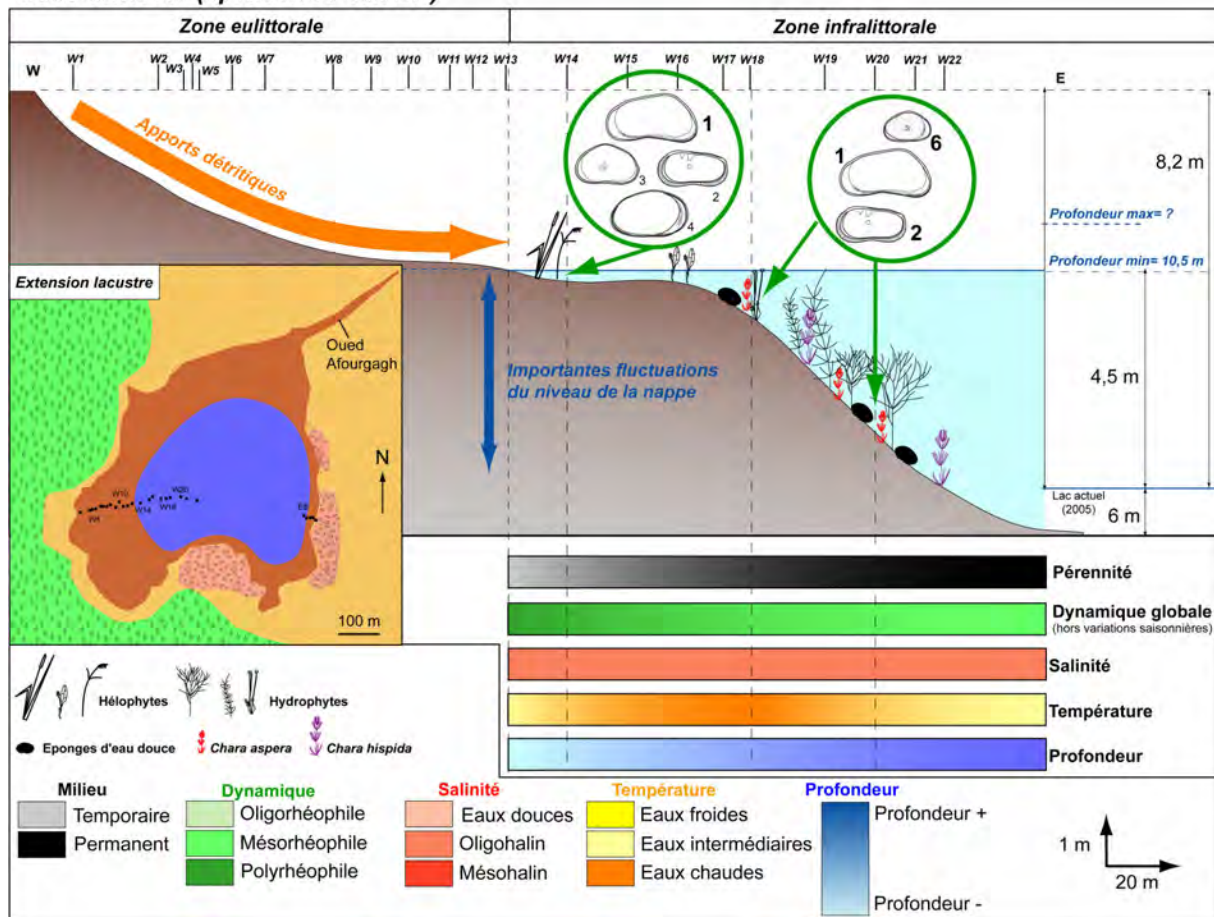


Fig. 8. 17. Schéma interprétatif simplifié du fonctionnement lacustre au moment du dépôt de la sous-unité A1. Légende de référence : 1-*Candona neglecta*, 2-*Ilyocypris monstrifica*, 3-*Heterocypris salina*, 4-*Eucypris virens*, 5-*Cypris bispinosa*, 6-*Cypridopsis vidua*, 7-*Cyclocypris ovum*, 8-*Darwinula stevensoni*, 9-*Cryptocandona reducta*, 10-*Candona candida*, 11-*Herpetocypris* sp., 12-*Potmocypris villosa*. La police utilisée pour les numéros indiquent les espèces dominantes (grande police = fortes teneurs).

8.3.2 : Sous-unité A2 (2191 - 1861 cal. BP)

Comme nous l'avons montré dans le chapitre précédent, l'environnement est colonisé par les charophytes dans un premier temps puis un retour à des conditions comparables à celles du dépôt de la sous-unité A1 s'opère.

Les ostracodes témoignent d'une zone proximale caractérisée par une faune typique de milieu temporaire à semi-permanent avec des eaux oligohalines à mésohalines relativement agitées (zone de bordure). A partir de **W14**, le milieu est colonisé par des espèces traduisant un milieu permanent, oligohalin. Les eaux sont bien oxygénées et relativement calmes. La profondeur du lac est plus importante (Fig. 8. 18).

Le sommet de la sous-unité A2 (dépôts de silts organiques) témoignerait d'un retour à des conditions comparables à celles décrites en A1. Le niveau lacustre est probablement fluctuant et moins élevé qu'à la base de A2 (lit tout de même observé jusqu'en zone proximale) et le milieu majoritairement colonisé par les autres macrophytes. Les faunes d'ostracodes sont dominées par *C. neglecta* et *C. vidua* mais des espèces caractéristiques de milieux peu profonds (*H. salina*, *I. monstifica*) sont observées en **W20**.

La sous-unité A2 correspond à un environnement encore relativement instable. Cependant, la montée du niveau lacustre et le développement subséquent d'une prairie à charophytes avec des ostracodes typiques de milieu permanent et calme suggèrent des phases de stabilisation de l'environnement. Les faunes proximales, riches en espèces différentes, attestent des eaux relativement peu salées.

Sous-unité A2 (2191 - 1861 cal. BP)

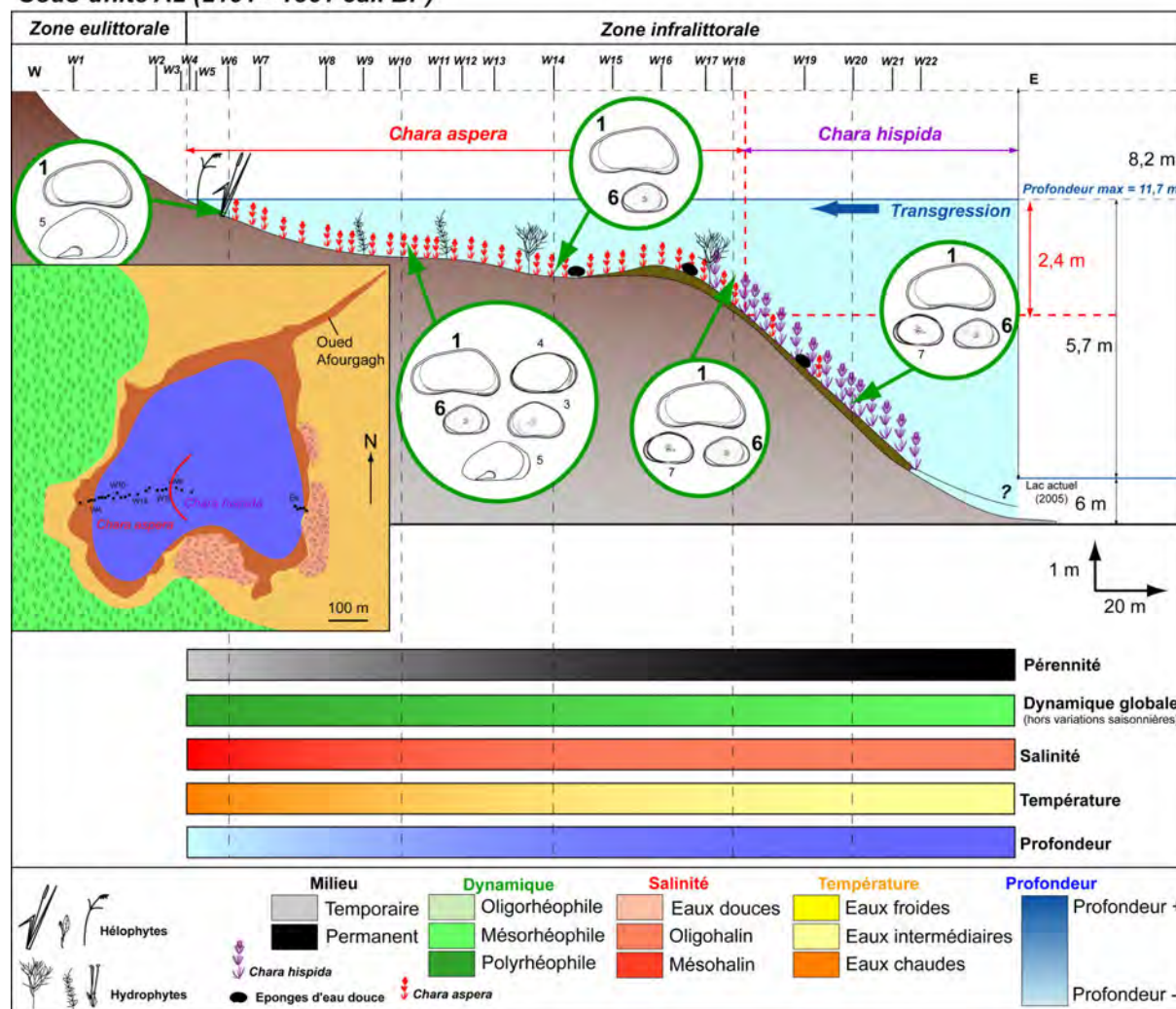


Fig. 8. 18. Schéma interprétatif simplifié du fonctionnement lacustre au moment du dépôt de la base de la sous-unité A2.

8.3.3 : Sous-unité A3 (~1861 cal. BP)

Les particularités géométriques et les restes de charophytes retrouvés au sein des tufs caractérisant cette sous-unité permettent d'envisager un environnement plus profond qu'en A2 (Fig. 8. 19).

Les assemblages d'ostracodes sont enrichis en *C. neglecta* et *C. vidua* sur l'ensemble du transect. La présence d'*H. salina* en bordure atteste un milieu temporaire, faiblement mésohalin et relativement agité. En zone distale, et plus particulièrement en W20, la présence d'*E. virens* pourrait témoigner de phases de perturbations du milieu, probablement saisonnières. Néanmoins *E. virens* peut se développer à ces profondeurs (Gauthier, 1928).

Les faunes d'ostracodes de A3 indiquent que le niveau lacustre augmente. Le milieu est colonisé par une prairie à charophytes où se développent *C. vidua* et *C. neglecta*. Les eaux, oligohalines et de température modérée, seraient peu agitées et bien oxygénées.

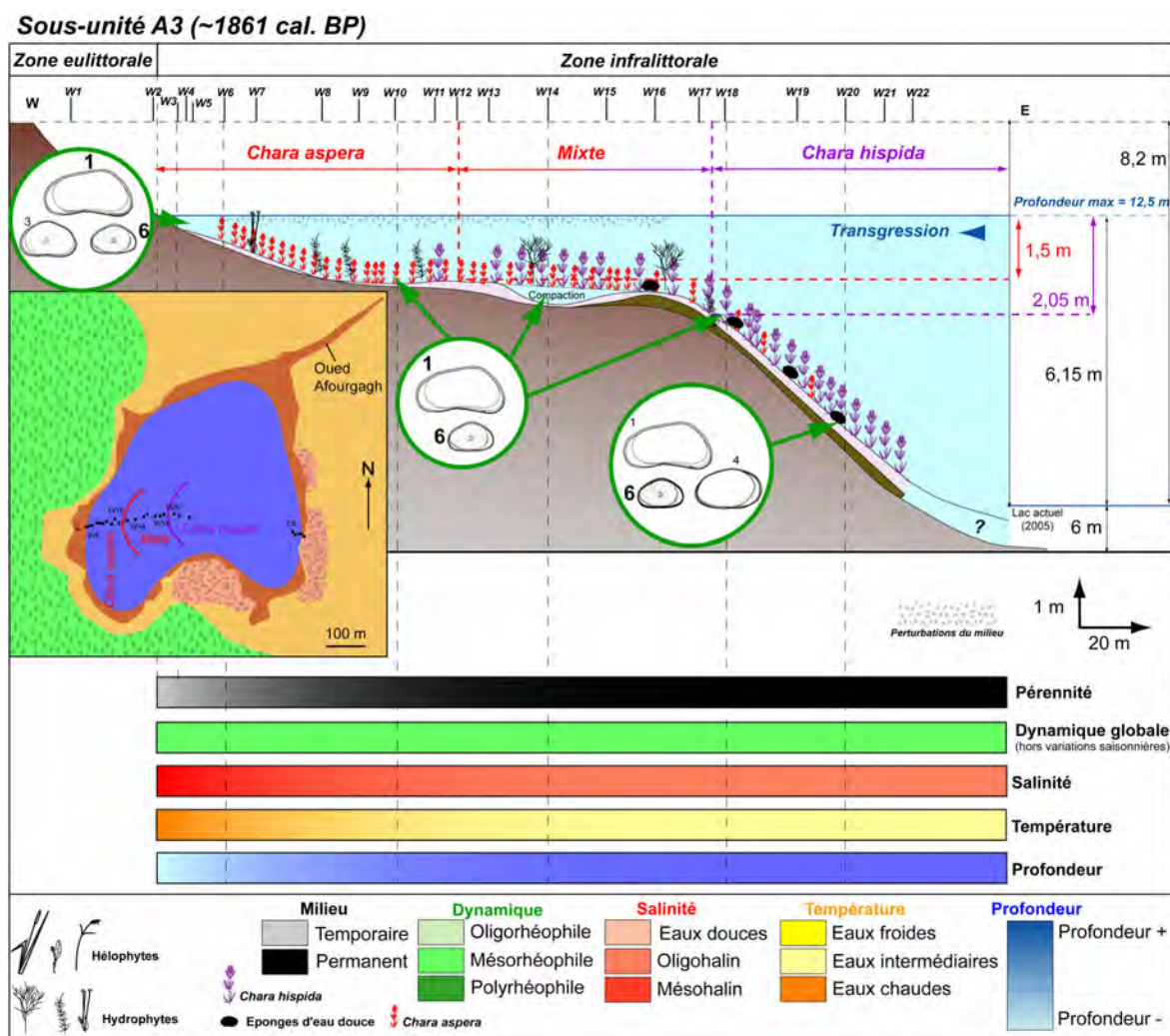


Fig. 8. 19. Schéma interprétatif simplifié du fonctionnement lacustre au moment du dépôt de la sous-unité A3.

8.3.4 : Sous-unité A4 (~1861 cal. BP)

Les particularités géométriques et les restes de charophytes retrouvés au sein des tufs caractérisant cette sous-unité attestent un haut niveau lacustre (niveau de l'exutoire).

Les assemblages d'ostracodes sont enrichis en *C. neglecta* et *C. vidua* sur l'ensemble du transect. La présence d'*H. salina*, *C. bispinosa*, *C. reducta* et *C. candida* en bordure atteste un milieu permanent à semi-permanent, relativement stable (forte diversité spécifique), avec des eaux douces à oligohalines. Les espèces *D. stevensoni*, *P. villosa* et *Herpetocypris* sp. apparaissent en W6 et W10. *D. stevensoni* se développe préférentiellement dans des eaux claires et peu agitées. *P. villosa* préfère les eaux douces. En zones médiane et distale, les faunes sont uniquement constituées de valves de *C. neglecta* et *C. vidua*, espèces caractéristiques d'environnements plus profonds. La présence d'*E. virens* (très faibles teneurs) en W20 pourrait témoigner de phases de perturbations du milieu mais la nette stabilisation décrite précédemment soulève l'hypothèse d'un développement *in situ*, au sein de la prairie à charophytes dans un environnement calme et relativement profond.

Les assemblages observés au moment du dépôt de A4 caractériseraient une stabilisation de l'environnement après augmentation du niveau lacustre. Les eaux sont douces à oligohalines. Le milieu est colonisé par des macrophytes (essentiellement charophytes). La fréquence de *Candona* sp. témoignerait d'eaux relativement fraîches (Fig. 8. 20).

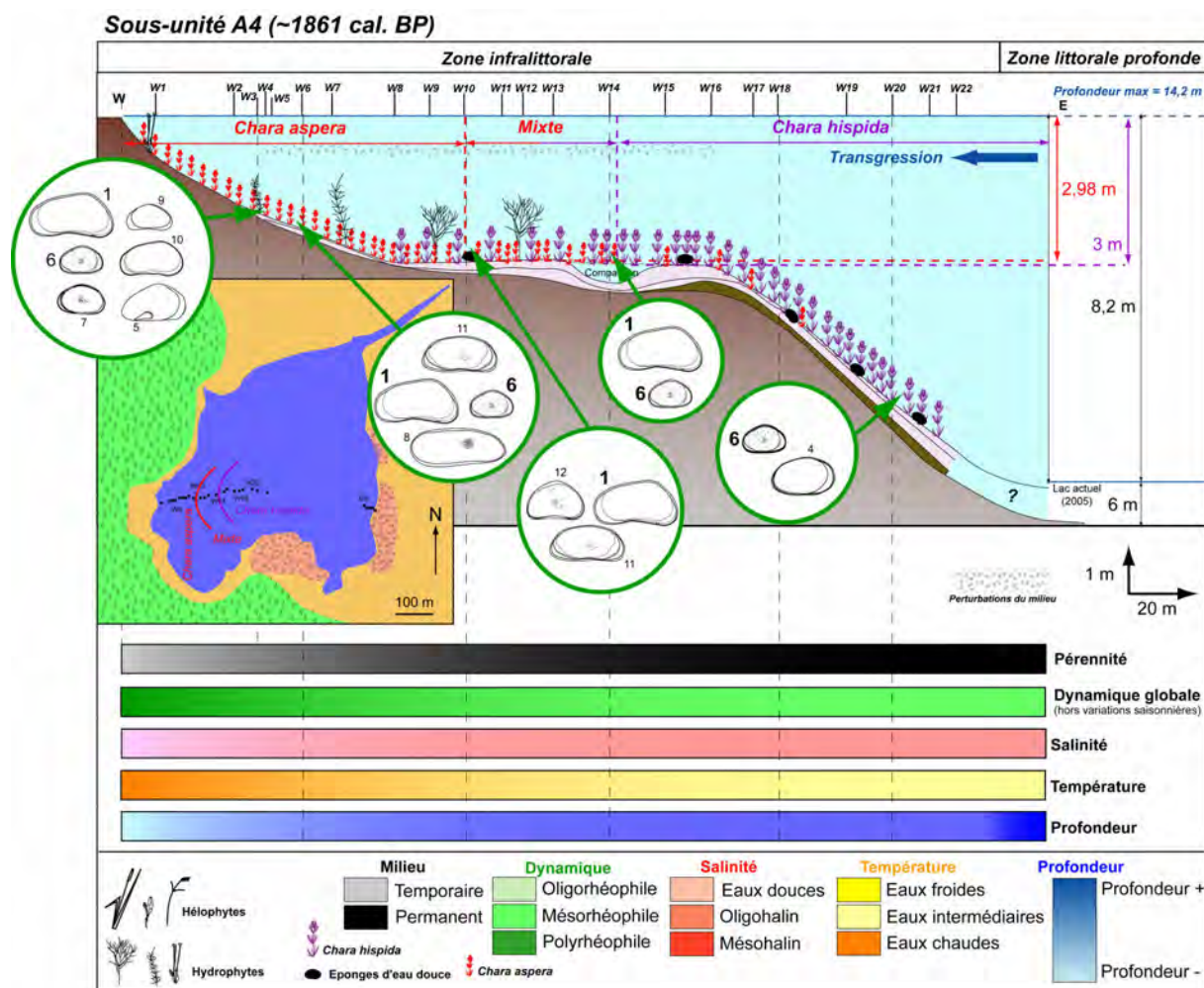


Fig. 8. 20. Schéma interprétatif simplifié du fonctionnement lacustre au moment du dépôt de la sous-unité A4.

8.3.5 : Sous-unité A5 (~1861 cal. BP)

L'étude des charophytes a permis de mettre en évidence une probable stabilisation du niveau lacustre mais un environnement relativement instable, particulièrement en zone proximale (nombreuses gyrogonites retrouvées).

Les observations faites au niveau des ostracodes montrent des diversités spécifiques importantes en zones proximales et médianes. Les assemblages contiennent des espèces caractéristiques d'environnement de bordure telles que *H. salina* et *C. bispinosa*. Ces résultats témoignent d'une diminution probable du niveau lacustre, avec fortes variations saisonnières. L'environnement est permanent à semi-permanent et semble présenter de fortes fluctuations (niveau lacustre et dynamique). Les eaux sont froides et douces à faiblement oligohalines. La zone distale présente l'assemblage caractéristique à *C. neglecta* et *C. vidua* (Fig. 8. 21), au sein de la zone de foisonnement des charophytes.

Les assemblages d'ostracodes de la sous-unité A5 remettent en question les interprétations proposées sur les charophytes. L'extension de la sous-unité suggère une extension lacustre atteignant au minimum le niveau de la fosse W4. La migration de la ceinture à *Ch. hispida* vers le proximal a été considérée comme consécutive à la stabilisation des conditions de haut niveau décrites en A4. Cependant, les assemblages d'ostracodes semblent indiquer la migration des espèces de bordure jusqu'en zone médiane. D'éventuels remaniements sont envisageables mais la forte diversité spécifique observée en W14 ne permet pas d'émettre l'hypothèse que ce phénomène soit majeur. Ainsi, la phase régressive amorçant le début de la séquence S2 serait enregistrée dès la mise en place de la sous-unité A5. Les eaux sont fraîches et douces à oligohalines ; elles sont perturbées, probablement par des eaux de ruissellement ou d'éventuels apports catastrophiques.

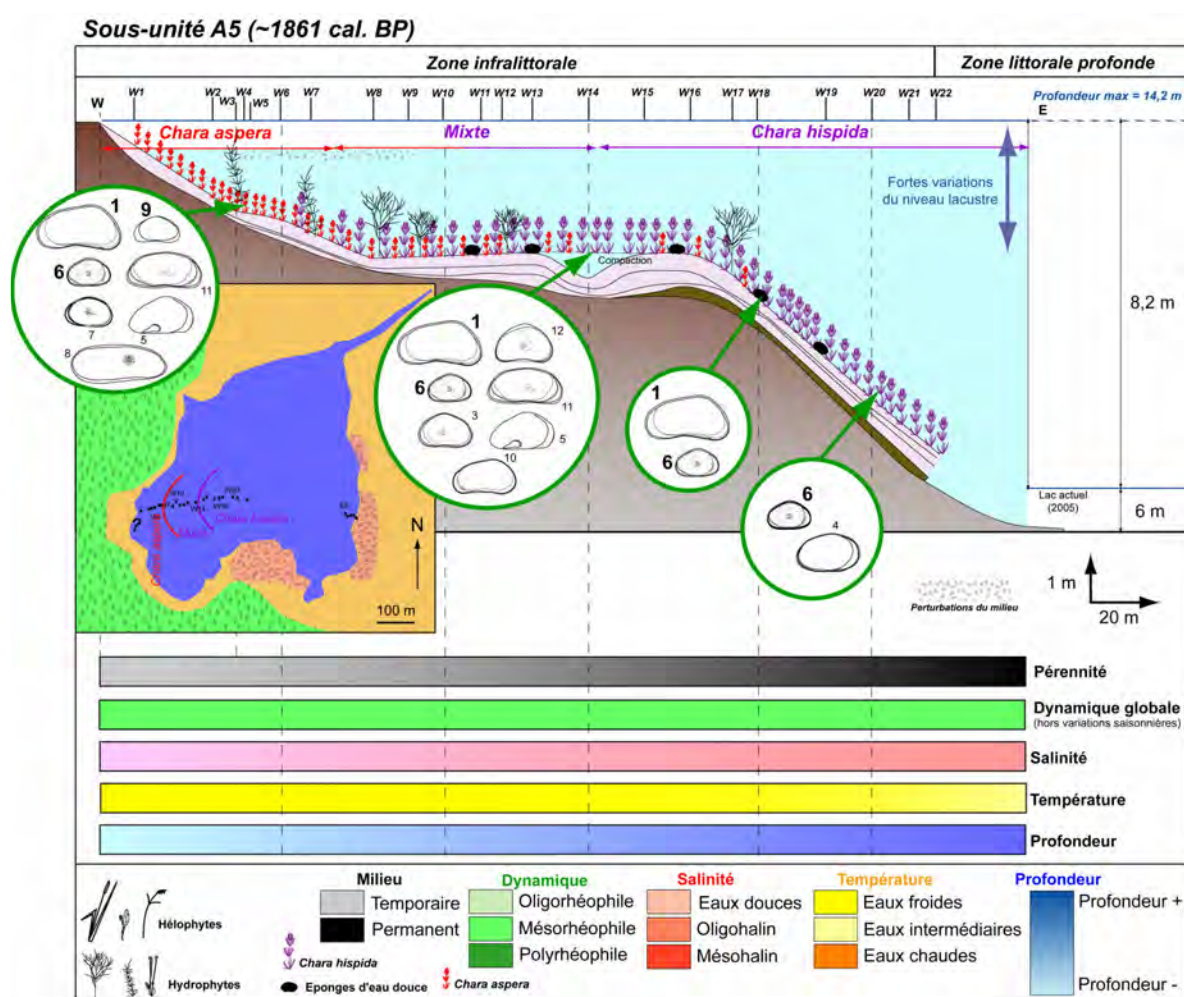


Fig. 8. 21. Schéma interprétatif simplifié du fonctionnement lacustre au moment du dépôt de la sous-unité A5.

8.3.6 : Sous-unité A6 (~1861 cal. BP)

Les particularités géométriques et les restes de charophytes retrouvés au sein des tufs caractérisant cette sous-unité attestent une diminution du niveau lacustre (migration de la prairie à *Ch. aspera* vers la zone distale).

Les observations faites sur les ostracodes sont comparables à celles faites en A5. Les assemblages de faibles profondeurs sont décrits en **W6**, **W10** et **W14** avec des enrichissements en *H. salina* et *P. villosa*. Les eaux les plus proximales semblent donc être faiblement mésohalines et évoluent vers une tendance oligohaline en zones médiane et distale. Ces répartitions spécifiques confirment le caractère régressif décrit en A5 qui se poursuit en A6. La dynamique du milieu est relativement importante et les eaux, moins profondes, sont plus chaudes (Fig. 8. 22.).

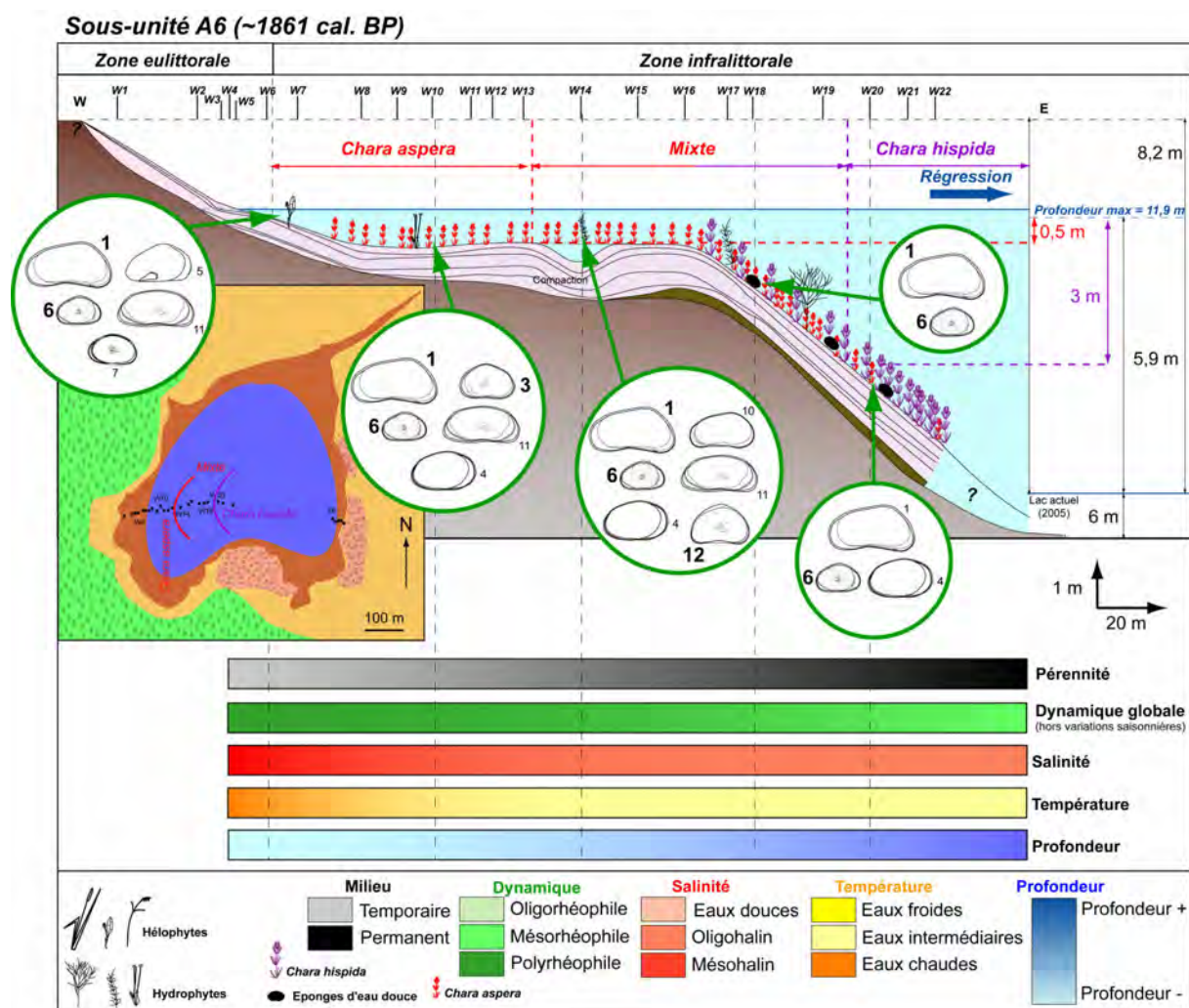


Fig. 8. 22. Schéma interprétatif simplifié du fonctionnement lacustre au moment du dépôt de la sous-unité A6.

8.3.7 : Sous-unité A7 (~1861 cal. BP)

Les particularités géométriques et les restes de charophytes retrouvés au sein des tufs caractérisant cette sous-unité attestent la continuité de la tendance régressive observée en A6.

Les assemblages d'ostracodes observés en **W18** montrent des espèces caractéristiques de milieux peu profonds, temporaires à semi-permanents. Ainsi, les espèces caractéristiques d'environnements de bordures migrent vers le distal au fur et à mesure que le niveau lacustre diminue. En **W20**, l'environnement est plus profond, plus calme et colonisé par un herbier à charophytes (présence de *D. stvensoni*, Fig. 8. 23).

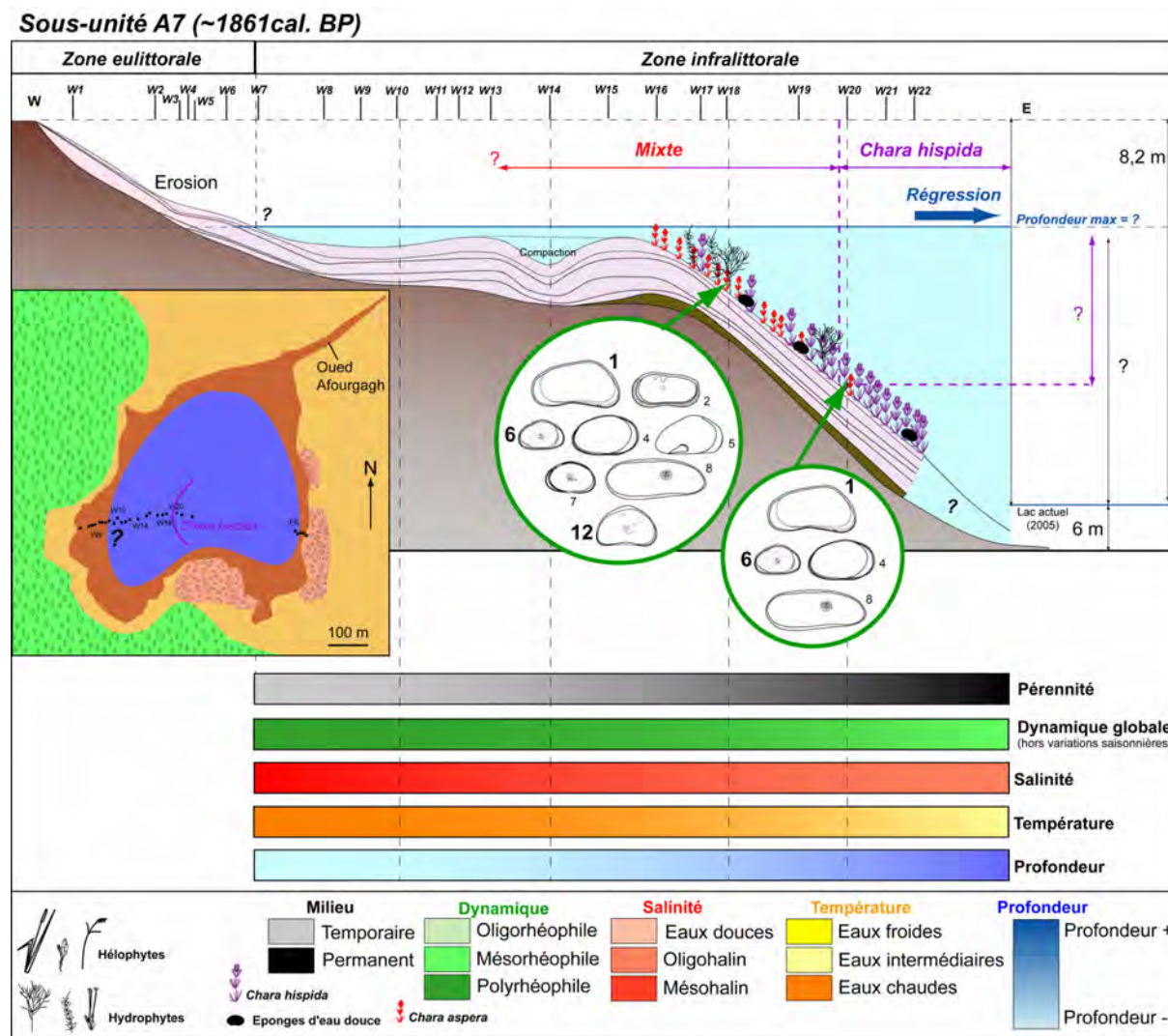


Fig. 8. 23. Schéma interprétatif simplifié du fonctionnement lacustre au moment du dépôt de la sous-unité A7.

8.3.8 : Sous-unités B1-B1' (1769 BP estimé)

Le développement d'un paléosol (B1) implique une forte diminution du niveau lacustre. En zone distale, dans le prolongement du paléosol, l'unité B1' se dépose ; elle est composée de nombreux fragments de macrophytes hors charophytes qui ont profité de l'instabilité du milieu (régression importante du niveau lacustre) pour se développer au détriment des charophytes. De plus, ces macrophytes, constituant un véritable piège à sédiment, ont permis l'accumulation de particules silteuses détritiques.

De nombreuses valves d'ostracodes sont observées sur l'ensemble du transect, aussi bien au sein des paléosols proximaux que des silts organiques distaux (Fig. 8. 24). Les ostracodes se développent uniquement au sein d'environnements en eau au moins temporaire (milieu de type plalustre). Ainsi, il n'est pas impossible que quelques flaques ou mares plus ou moins temporaires se soient développées en zone proximale. Ce phénomène est attesté par la présence d'un lit tuffacé proximal au sein du paléosol de la sous-unité D1. Ces valves peuvent également provenir du sédiment sous-jacent altéré dans le cadre de la formation du sol ; elles ont donc pu être « incorporées » au cours de la pédogenèse. Ceci est confirmé par les fortes teneurs en *C. neglecta* qui est caractéristique de milieux permanents et donc incompatible avec la présence de milieux temporaires.

En zone distale, où le milieu est permanent, la diversité spécifique est importante avec présence d'espèces caractéristiques d'environnements temporaires peu profonds (*H. salina* et *E. virens*). Il semble difficile d'émettre l'hypothèse que l'environnement de W20 ait pu être temporaire au moment de la formation de B1. Il est cependant plus plausible que le processus de remontée du niveau lacustre entamé avec le développement de B1' ait pu mobiliser des valves contenues dans les paléosols proximaux par ruissellement. L'environnement distal, peu profond, est caractérisé par des eaux oligohalines, relativement agitées et de température modérée.

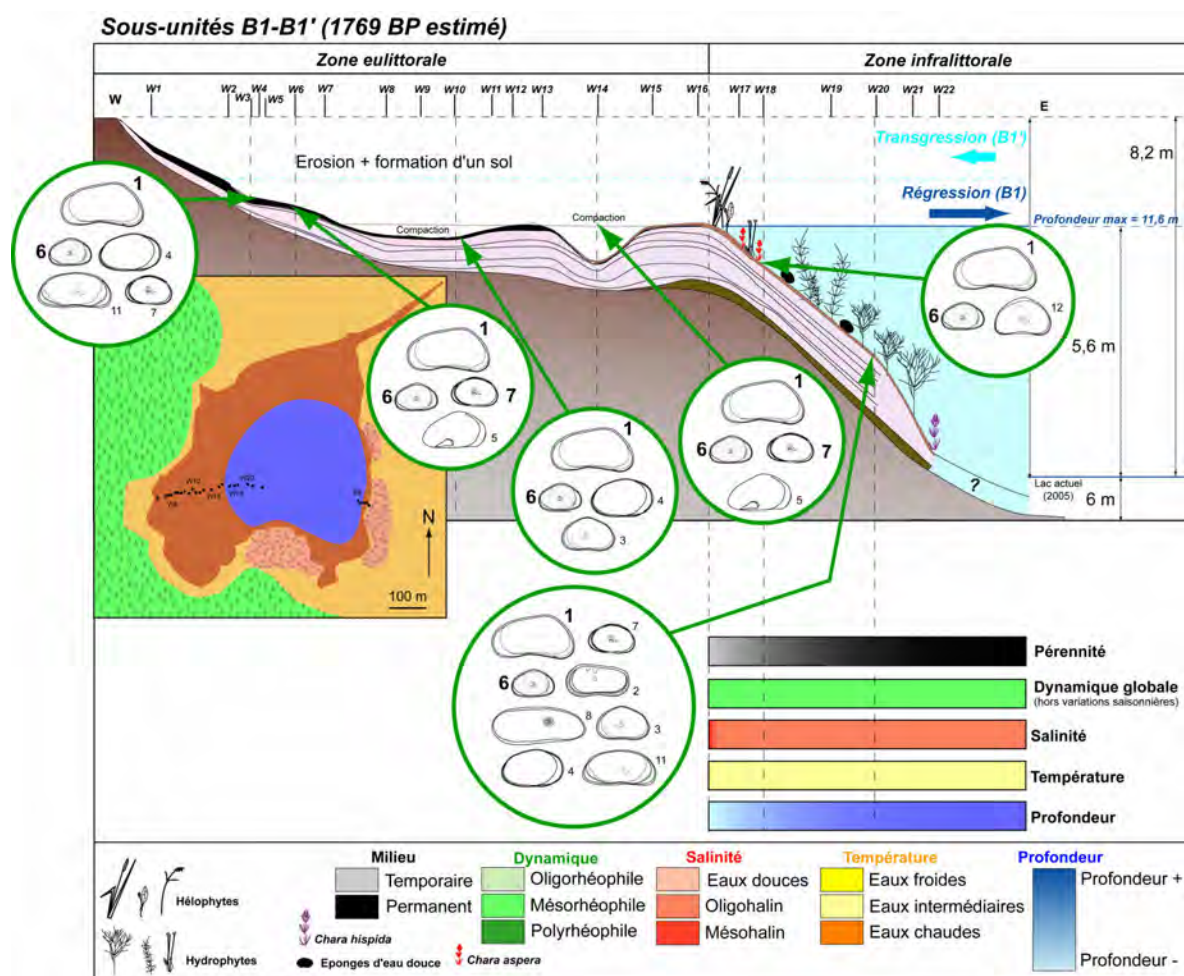


Fig. 8. 24. Schéma interprétatif simplifié du fonctionnement lacustre au moment du dépôt des sous-unités B1-B1'.

8.3.9 : Sous-unité B2 (1769 BP estimé - 1515 cal. BP)

L'étude des charophytes a permis de mettre en évidence une remontée du niveau lacustre d'amplitude probablement inférieure à celle décrite en A4.

Les assemblages d'ostracodes présentent des diversités spécifiques élevées sur l'ensemble du transect. La profondeur d'eau estimée est proche de 1 m à 1,5 m en zones proximale et médiane. Ainsi, de nombreux ostracodes caractéristiques de milieux peu profonds et semi-permanents à permanents sont observés sur l'ensemble de ces zones (*P. villosa*, *E. virens* et *I. monstifica*). L'environnement distal présente également des espèces caractéristiques d'environnements peu profonds mais les assemblages sont dominés, comme sur l'ensemble du transect, par *C. vidua* et *C. neglecta* (caractéristiques des environnements à charophytes dominantes, Fig. 8. 25).

La zone proximale est caractérisée par des eaux semi-permanentes calmes et oligohalines. Les zones médiane et distale correspondent à un environnement d'eau douce, permanent et de profondeur modérée (un peu plus de 3 m en W20).

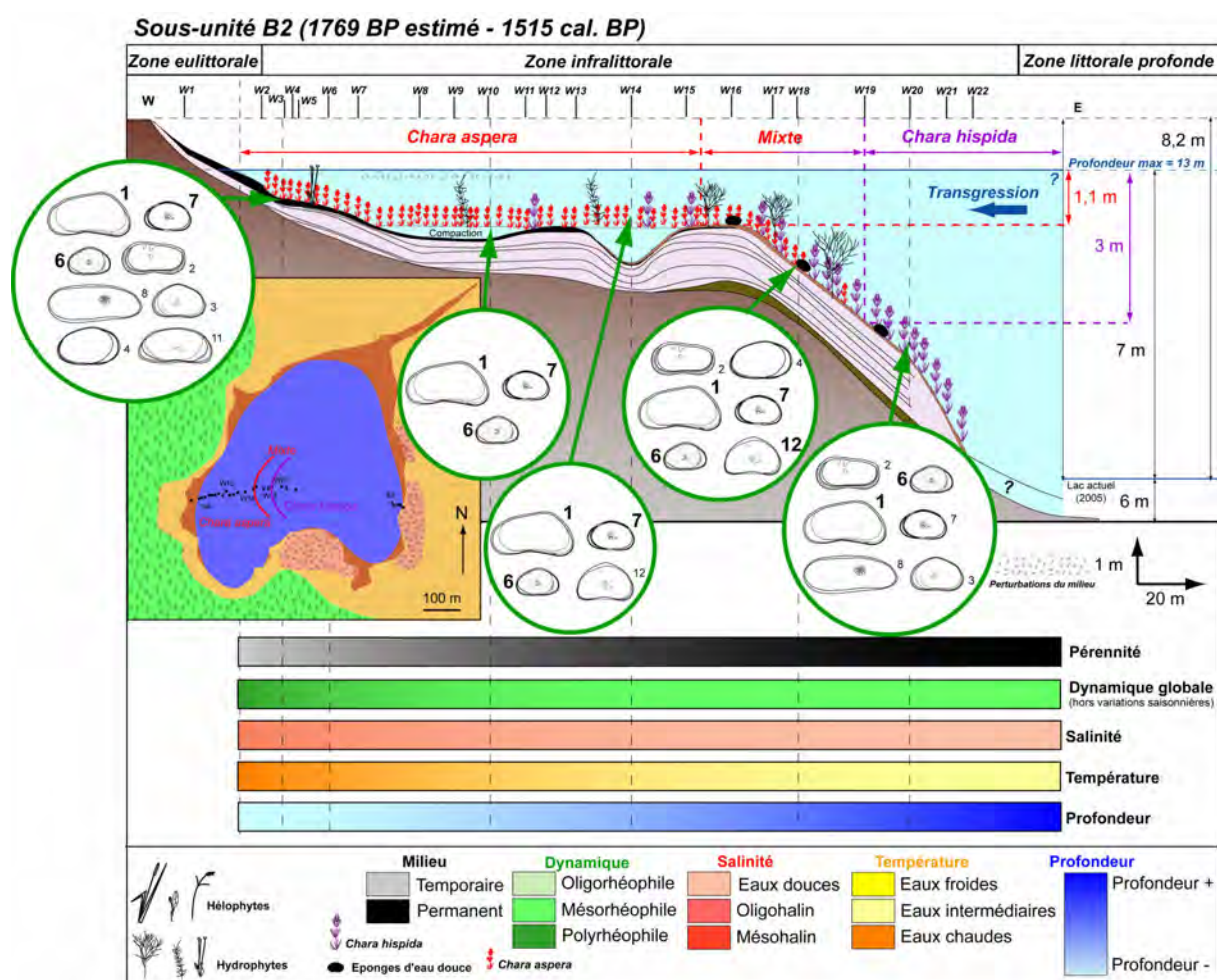


Fig. 8. 25. Schéma interprétatif simplifié du fonctionnement lacustre au moment du dépôt de la sous-unité B2.

8.3.10 : Sous-unité C1 (1515 cal. BP)

Les dépôts silteux organiques de C1 sont comparables à ceux décrits en B1'. Ils attestent une diminution du niveau lacustre et le retour à des conditions comparables à celles décrites en B1-B1'. Cependant les assemblages d'ostracodes sont différents, plus particulièrement en ce qui concerne la diversité spécifique qui est beaucoup plus faible. Ce facteur, cumulé aux fortes teneurs en valves de *C. ovum*, en zone médiane, dénote un environnement instable. La zone médiane est caractérisée par un milieu temporaire faiblement mésohalin enrichi en valves d'*H. salina*. La zone distale est peu profonde, enrichie en valves de *C. vidua* et *C. neglecta* avec présence d'*H. salina* (probablement remaniées). Ainsi, l'environnement distal peut également être oligohalin à faiblement mésohalin. Comme cela a pu être observé au niveau de B1', il est fort probable qu'un paléosol se soit développé en zone proximale (Fig. 8. 26) suite à l'importante diminution du niveau lacustre.

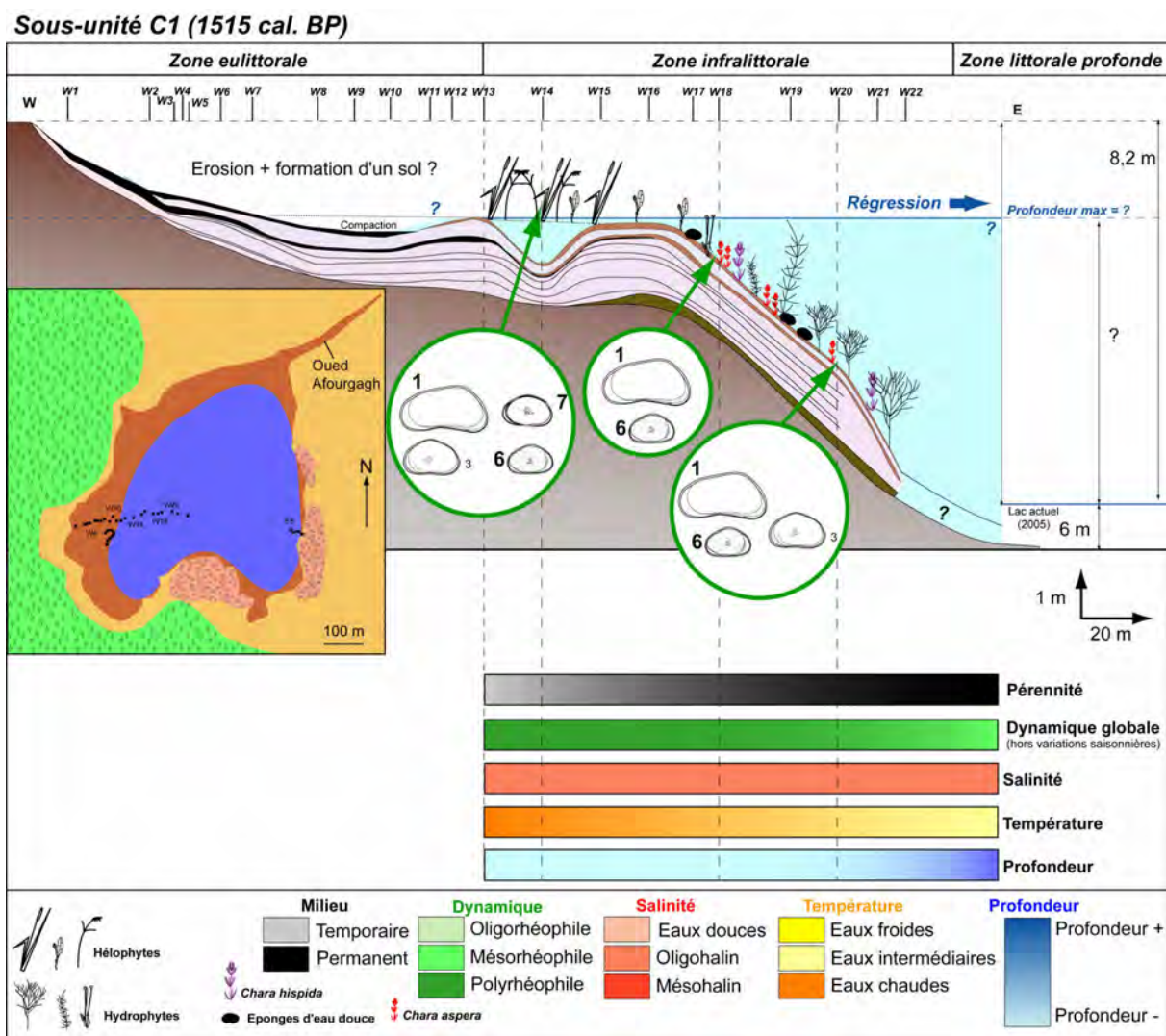


Fig. 8. 26. Schéma interprétatif simplifié du fonctionnement lacustre au moment du dépôt de la sous-unité C1.

8.3.11 : Sous-unité C2 (1515 – 1062 cal. BP)

La géométrie des dépôts et les enseignements tirés des charophytes témoignent d'un environnement de dépôt instable au moment de la mise en place de C2. Les assemblages d'ostracodes des fosses **W14** et **W18** présentent des fortes diversités spécifiques et des teneurs importantes en valves de *D. stvensoni* attestant un environnement relativement calme. Dans chacune de ces fosses, des espèces caractéristiques de milieux temporaires ou semi-permanents sont observées en fortes proportions. Il semble donc que le dépôt de C2 se soit effectué dans un environnement ayant subi des phases d'émersions, en condition de très bas niveau, alternant avec des phases où le milieu est permanent et plus profond, avec développement de prairies à charophytes (alternances probablement saisonnières). En **W20**, l'environnement est stable mais la profondeur lacustre est modérée (< 3,5 m, Fig. 8. 27).

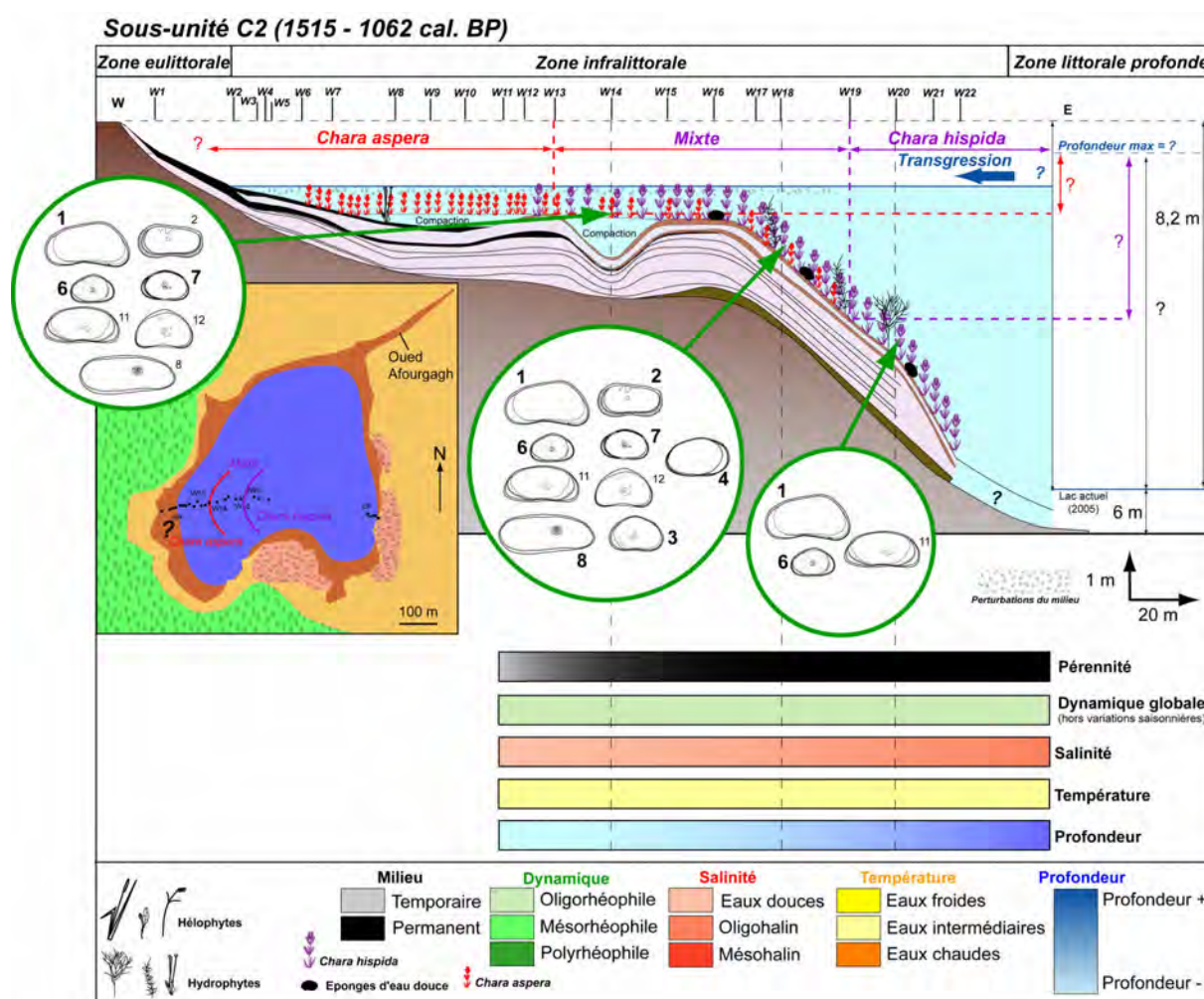


Fig. 8. 27. Schéma interprétatif simplifié du fonctionnement lacustre au moment du dépôt de la sous-unité C2.

8.3.12 : Sous-unités D1 et D1' (1062 – 739 cal. BP)

Tout comme en B1-B1', de nombreuses valves d'ostracodes sont observées sur l'ensemble du transect, aussi bien au sein des paléosols proximaux que des silts organiques distaux. Les ostracodes se développent uniquement au sein d'environnements en eau au moins temporairement. Ainsi, il n'est pas impossible que quelques flaques ou mares plus ou moins temporaires se soient développées en zone proximale. Ce phénomène est attesté par la présence d'un lit de tuf proximal enrichi en valves de *C. vidua* au sein du paléosol de la sous-unité.

En zone distale, où le milieu est permanent, la diversité spécifique est plus faible, ce qui peut suggérer un milieu relativement instable avec présence d'espèces caractéristiques d'environnements temporaires peu profonds (*H. salina* et *C. bispinosa*). Il semble toutefois difficile d'émettre l'hypothèse que l'environnement de W20 ait pu être temporaire au moment de la formation de D1. Des remaniements de valves déposées en zone plus proximale pourraient être à l'origine de ces observations. L'environnement distal, peu profond, est caractérisé par des eaux oligohalines à faiblement mésohalines, relativement agitées et de température modérée (Fig. 8. 28).

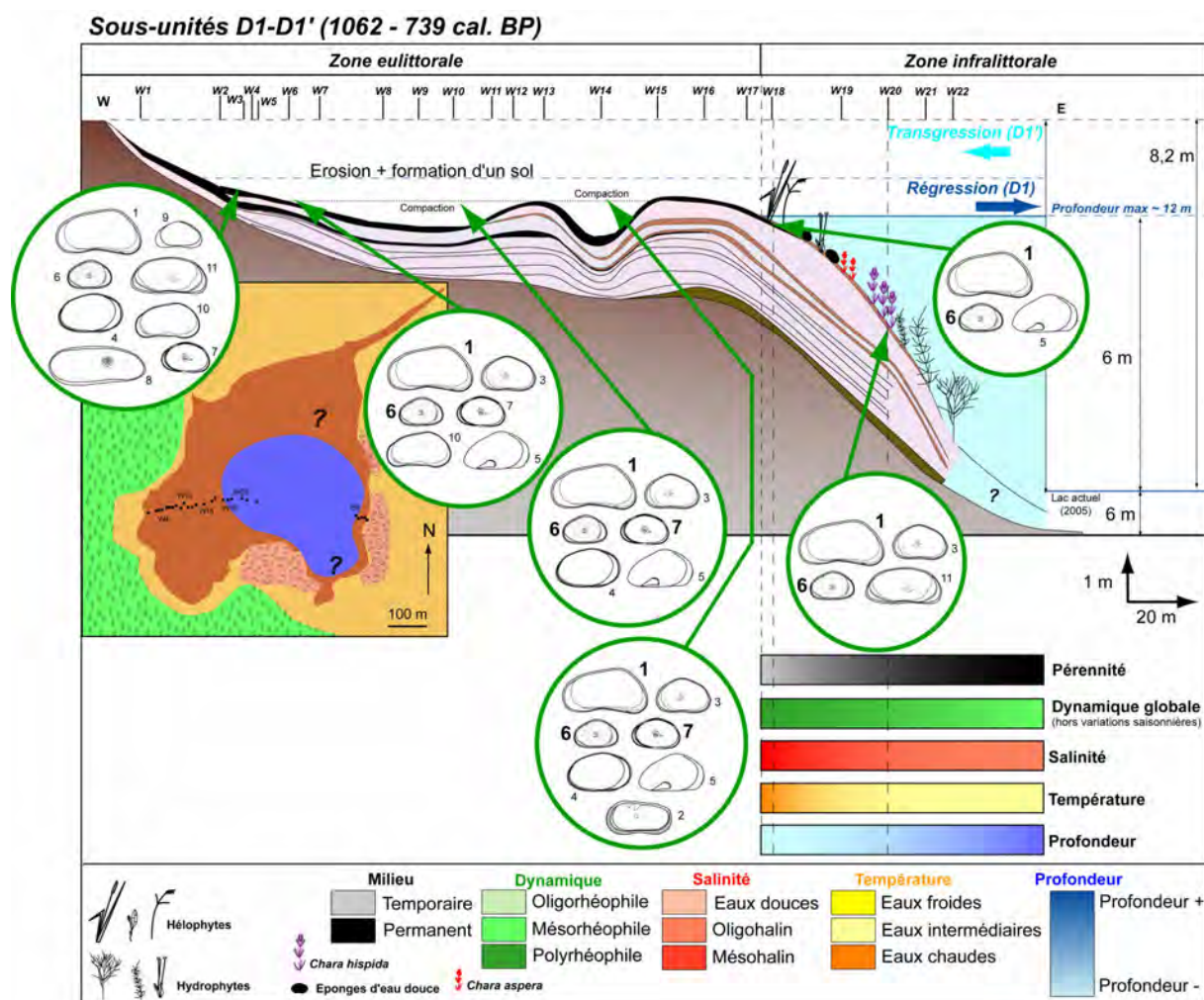


Fig. 8. 28. Schéma interprétatif simplifié du fonctionnement lacustre au moment du dépôt des sous-unités D1-D1'.

8.3.13 : Sous-unités D2 et E (après 739 cal. BP)

L'extension de cette sous-unité, jusqu'au paléorivage, illustre une forte remontée du niveau lacustre jusqu'au niveau du seuil topographique ; le lac atteint donc sa profondeur maximale. Les assemblages d'ostracodes sont dominés sur l'ensemble du transect par *C. vidua*, *C. neglecta* et *C. ovum* (Fig. 8. 29). Le milieu est relativement peu profond comme en témoigne la présence d'*Herpetocypris* sp. mais il est permanent sur l'ensemble du transect. Les eaux sont oligohalines et de température modérée. *C. vidua* est l'unique espèce observée dans les dépôts de la fosse **W20**, ce qui témoignerait du développement d'une prairie à charophytes dense où seule cette espèce peut vivre.

Au niveau de **W5-W10**, une couche organique noire est observée. Ses caractéristiques enregistrent un changement d'environnement (petite phase régressive) vers 525 cal. BP avec l'apparition d'espèces typiques de milieux temporaires telles que *C. bispinosa* ou *P. villosa*. Cet événement semble donc bien marqué en zone proximale.

L'unité E, déposée dans les conditions subactuelles, n'a pas fait l'objet d'un échantillonnage précis.

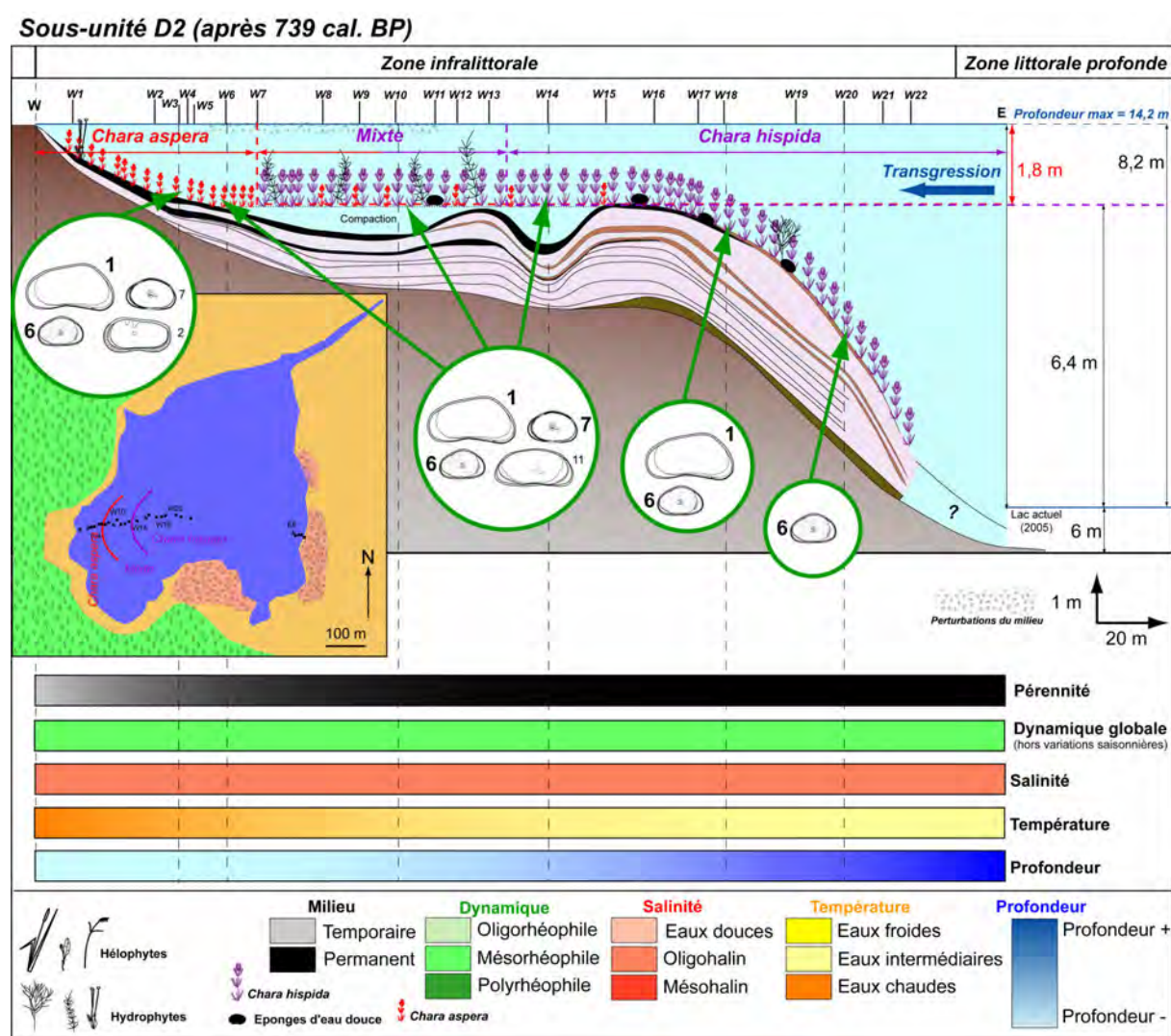


Fig. 8. 29. Schéma interprétatif simplifié du fonctionnement lacustre au moment du dépôt de la sous-unité D2.

Résumé du Chapitre 8

Les valves d'ostracodes sont présentes dans tous les types de faciès. Elles sont cependant majoritairement observées dans les dépôts de silts de la sous-unité A1 et en moindre mesure dans ceux situés dans le prolongement distal des paléosols. Quinze espèces sont identifiées ; les assemblages d'ostracodes caractérisent un environnement lacustre globalement oligohalin à faiblement mésohalin (*H. salina* étant toujours observée avec des espèces strictement oligohalines telle que *E. virens*), permanent à semi-permanent (assemblage caractéristique à *C. neglecta*, *C. vidua* et *C. ovum*) en zone distale, et semi-permanent à temporaire en zone proximale (assemblages à *E. virens*, *H. salina*, *P. villosa* et *C. bispinosa*). Le milieu est lentique dans le cadre du dépôt des tufs enrichis en restes de charophytes (milieu idéal pour le développement de *C. vidua*, espèce majoritaire) et lotique au moment du dépôt des silts plus ou moins organiques, sous de faibles tranches d'eau (avec d'importants remaniements).

Pendant les phases de diminution du niveau lacustre, les assemblages d'environnements de bordure (*E. virens*, *H. salina*, *P. villosa* et *C. bispinosa*) « migrent » vers le domaine distal ; le comportement inverse est décrit en cas de remontée du niveau lacustre.

La caractérisation des différents environnements de dépôts à l'aide des charophytes peut ainsi être précisée. De plus, certains phénomènes ont pu être mis en évidence :

- il semble que la régression caractérisant le début de la seconde séquence de dépôt s'amorce dès le dépôt de la sous-unité A5 ;
- C2 est caractérisée par un environnement très peu profond soumis à des émergences en zone proximale ;
- une phase de diminution du niveau lacustre est clairement distinguée en D2 avec l'apparition d'ostracodes typiques de milieux temporaires et le dépôt d'une couche organique noire datée à 525 cal. BP.

Ces observations sont complétées par l'étude des diatomées et des mollusques qui fait l'objet du chapitre suivant.

Chapitre 9

Autres indicateurs biogènes

Chapitre 9 : Autres indicateurs biogènes

Outre les charophytes et les ostracodes, les biofaciès des sédiments de la dayet Afourgagh contiennent de nombreux frustules et fantômes de diatomées, mais également quantités de coquilles de gastéropodes et valves de lamellibranches. Ces vestiges de mollusques ont été comptés et déterminés sur l'ensemble des échantillons des fosses **W3**, **W6**, **W10**, **W14**, **W18** et **W20**. En ce qui concerne les diatomées, seul l'ensemble des échantillons de la fosse **W20** a fait l'objet d'un travail (Lavrieux, 2006) ; il apporte toutefois de nombreuses informations permettant de contraindre plus précisément les environnements de dépôt.

9.1 : Les diatomées

Les diatomées, petites algues microscopiques à squelette minéralisé (opale A), sont fréquemment utilisées en tant qu'indicateurs des environnements passés dans des études paléolimnologiques (Gasse, 1975 ; Servant-Vildary, 1978a, 1978b ; Battarbee, 1991 ; Stoermer & Smol, 1999 ; Battarbee *et al.*, 2001). En effet, elles permettent d'obtenir une approche précise de variations de température, profondeur, chimie des eaux, niveau trophique... du milieu (Battarbee *et al.*, 2001). Ces variations peuvent ensuite être corrélées, entre autres, à celles du climat. Ainsi, de nombreuses études paléoclimatiques sont basées, entre autre, sur l'étude des diatomées (Gasse, 1987 ; Cumming *et al.*, 1995 ; Mergeai, 1995 ; Rioual, 1995 ; Reed, 1996 ; Smol & Cumming, 2000 ; Nguetsop *et al.*, 2004). Les diatomées des sédiments récents (siècle dernier) de la dayet Afourgagh ont fait l'objet d'une étude (Flower *et al.*, 1989) ainsi que celles des sédiments des lacs Azigza, El Roumi (Flower *et al.*, 1989), Tigalmamine (El Hamouti, 1989 ; El Hamouti *et al.*, 1991) et Sidi-Ali (Barker *et al.*, 1994) dans le contexte du Moyen-Atlas marocain.

9.1.1 : Généralités

Les diatomées sont des algues unicellulaires (10 à 500 µm en moyenne jusqu'au millimètre, Pailles, 1989 *in* Fleury, 2001) appartenant à la classe des Diatomophycées (ou Bacillariophycées), phylum des Chromophytes (Bourelly, 1981 *in* Fleury, 2001). Elles vivent seules ou en colonies (Battarbee *et al.*, 2001). La distribution des espèces se fait selon deux sous-classes : les Centrophycidées (ou Centriques) et les Pennatophycidées (ou Pennales). Environ 12000 espèces sont réparties, selon la morphologie de leur test siliceux (frustule), au sein de ces deux sous-classes (Fleury, 2001).

Le frustule est composé de deux valves (épivalve et hypovalve) assemblées par des ceintures connectives (Fig. 9. 1). La forme des valves et l'ornementation du frustule (forme, densité et répartition des pores) permettent de distinguer les deux sous-classes.

Les Centrophycidées sont caractérisées par des espèces à valves circulaires, polygonales ou plus ou moins elliptiques dont la symétrie est radiale. Elles portent des stries rayonnantes (depuis un point ou une aréole qui n'est pas obligatoirement situé au centre de la valve) ou une réticulation. Les cellules peuvent avoir la forme d'une boîte de Petri ou d'un tambour. Les Pennatophycidées présentent des valves allongées avec des stries disposées de part et d'autre d'un plan de symétrie bilatérale. Sur ce plan de symétrie, de nombreuses algues présentent une fente simple ou multiple (raphé) interrompue par un nodule de silice central. Quand le raphé est difficilement distingué (fente peu marquée ou atrophiée), l'area longitudinale est qualifiée de « pseudo-raphé ».

Les valves peuvent présenter des caractéristiques variées telles que, entre autres, des pores alignés formant des stries ou des aréoles formant des ponctuations qui correspondent à des amincissements de la paroi permettant un contact et des échanges avec le milieu extérieur.

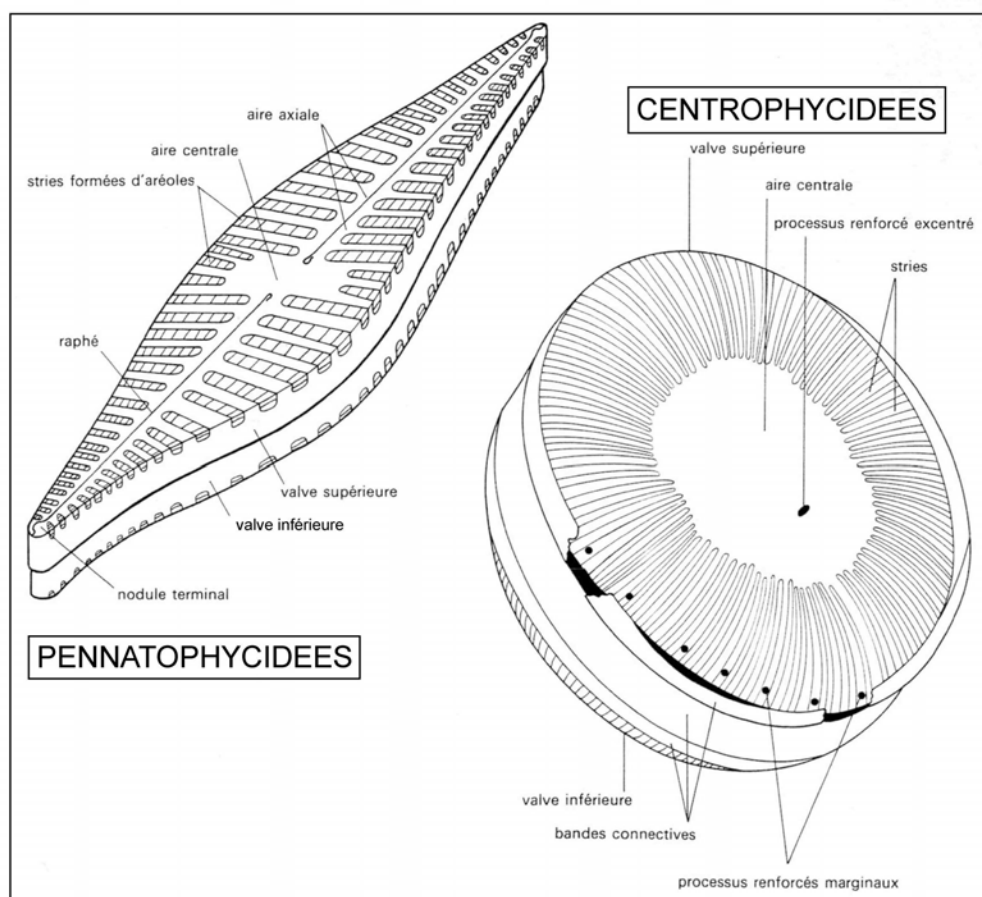


Fig. 9. 1. Détail de la structure des frustules des diatomées.

Les diatomées sont largement réparties sur la surface terrestre et se développent dans de nombreux environnements aquatiques permanents ou temporaires, lentiques et lotiques, au sein de la zone photique. En contexte lacustre, elles se répartissent entre (1) la zone pélagique et (2) la zone littorale.

Dans le cas (1), les espèces planctoniques sont subdivisées en trois groupes (Miskane, 1997). Les espèces euplanctoniques vivent en suspension dans l'eau ; leur répartition est donc influencée par les courants. Les tychoplanctoniques vivent en pleine eau ou à proximité des macrophytes et les méroplanctoniques qui possèdent un stade végétatif planctonique et un stade benthique sous forme enkystée.

Les espèces littorales (2) peuvent être libres ou fixées ; elles nécessitent parfois un substratum particulier pour pouvoir se développer. Les espèces épilithiques se développent sur substrat dur (rocheux), les épipéliciques vivent dans ou sur le sédiment (vase), les épiphytiques sont fixées sur les macrophytes et les épidendriques sur le bois (Round, 1965).

Certaines espèces supportent des phases d'assèchement temporaire du milieu ; elles sont qualifiées d'aérophiles. D'autres, aériennes et terrestres, survivent grâce à la rosée ou à l'humidité de l'air.

9.1.2 : Méthodologie et résultats

Les diatomées ont été étudiées sur 34 échantillons de la fosse **W20** (Fig. 9. 3.). Les observations ont été faites au microscope optique (objectifs 10x et 100x à immersion) après montage entre lame et lamelle des échantillons préalablement traités. La masse initiale d'échantillon est de un gramme et le montage se fait après élimination de la matière organique (attaque avec de l'eau oxygénée à 30 %) et des carbonates (attaque avec de l'acide chlorhydrique à 23 %). Certains échantillons ont également fait l'objet d'observations au MEB. Les déterminations spécifiques et les conditions écologiques correspondantes sont respectivement réalisées et obtenues à partir de données

de la littérature (Descourtieux-Coquegniot, 1979 ; Germain, 1981 ; Noël, 1984 ; Krammmer & Lange-Bertalot, 1986, 1991a, 1991b ; Loir, 2004). Ainsi, 35 espèces ont été précisément identifiées (Fig. 9. 2. et 9. 4.). En revanche, certains spécimens n'ont pu être déterminés au niveau spécifique; seul le genre est, dans ce cas, indiqué en nomenclature ouverte (Lavrieux, 2006). Les diatomées n'ont pas fait l'objet de comptages précis ; seule une estimation fine des teneurs spécifiques est donnée. Ainsi, les quantités de chaque espèce présente sont exprimées selon une échelle croissante allant de 1 à 5 (Fig. 9. 3.).

L'observation des différents échantillons permet, dans un premier temps, d'observer des variations de teneurs en fonction des faciès. En effet, les horizons silteux plus ou moins organiques contiennent de très nombreux frustules généralement bien préservés. Au contraire, les tufs enrichis en restes de charophytes ne comprennent que très peu de frustules. Deux explications peuvent être avancées : (1) une dilution par la production carbonatée ; (2) une dissolution des frustules. Des observations menées au MEB permettent d'établir effectivement les phénomènes de dissolution puisque de nombreux microfossiles en portent les marques. De plus, de nombreux moules internes de frustules caractérisent ces faciès (Fig. 9. 6B et D). Ces différentes observations permettent d'évoquer, particulièrement au niveau des faciès de tufs, de probables biais au niveau de l'expression des flores. Ce phénomène est appuyé par l'observation au MEB d'espèces non décrites au microscope optique. Pour ces raisons, les interprétations faites à partir de l'étude des diatomées, en ce qui concerne les faciès pauvres en frustules (plus particulièrement au niveau des tufs à charophytes), sont à considérer avec précaution.

Les résultats des observations faites au microscope optique et au MEB sont présentés sur la figure 9. 3. Les observations et les appréciations de quantités correspondantes permettent uniquement d'obtenir des informations sur les environnements de dépôt. Elles ne permettent en aucun cas de calculer précisément des indices ou valeurs de qualité des eaux, de pH...

Les échantillons observés au sein de la sous-unité A1 montrent de très nombreux frustules dans des états de préservation variables. La diversité spécifique est forte dans chaque échantillon. Les assemblages diatomiques sont dominés par *A. sphaerophora*, *C. noricus*, *C. placentula*, *E. adnata*, *G. angustum*, *M. smithii*, *N. oblonga*, *N. placentula*, *P. viridis*, *S. biseriata* et *S. capitata*. Le tuf à charophyte caractérisant la base de A2 contient beaucoup moins de frustules (avec faible diversité spécifique) mais ceux-ci redeviennent nombreux au niveau des couches silteuses en sommet de sous-unité (ainsi que la diversité spécifique). Dans ces lits silteux, les espèces dominantes sont les mêmes que celles évoquées dans le cas de A1. A partir de A3, avec la mise en place des tufs à charophytes, le nombre de frustules et la diversité spécifique diminuent fortement et ce pour l'ensemble du sommet de l'unité A.

En B1', l'échantillon **W20-9** s'est révélé stérile en microscopie optique mais l'observation au MEB de ce même échantillon prouve que le contenu diatomique est riche. Ceci témoigne d'un problème de préparation de l'échantillon. Le tuf silteux à charophytes de la sous-unité B2, au contact de la sous-unité C1, comprend de nombreux frustules de nombreuses espèces. Les espèces majoritaires sont les mêmes que celles décrites en A1 et A2.

De façon similaire, la sous-unité C1 comprend de nombreux frustules et une diversité spécifique importante. Le tuf à charophytes développé en C2 est comparable, au niveau des assemblages diatomiques, à celui développé en sommet d'unité A.

Au niveau de la sous-unité D1', la diversité spécifique et le nombre de frustules augmentent de façon comparable à ce qui a pu être observé en C1. Les assemblages diatomiques de D2 sont semblables à ceux du sommet de A et de C2.

CLASSIFICATION DES DIATOMÉES selon Krammer & Lange-Bertalot, 1991	
Ordre des Centrales	
Sous-ordre des Coscinodiscinae	
Famille des Thalassiosiraceae Lebour 1930, emend. Hasle 1973	
Genre <i>Cyclotella</i> (Kützinger), Brébisson 1838	Genre <i>Gomphonema</i> Ehrenberg 1832
<i>Cyclotella meneghiniana</i> Kützinger 1844 (Littorale planctonique)	<i>Gomphonema angustum</i> Agardh 1831 (Epiphyte)
<i>Cyclotella ocellata</i> Pantocsek 1901 (Littorale planctonique)	Genre <i>Gyrosigma</i> Hassal 1843
	<i>Gyrosigma acuminatum</i> (Kützinger) Rabenhorst 1853 (Littorale)
	Genre <i>Mastogloia</i> Twaites in Smith 1856
	<i>Mastogloia recta</i> Hustedt
Ordre des Pennales	<i>Mastogloia smithii</i> Twaites 1856 (Littorale)
Sous-ordre des Araphidineae	
Famille des Fragilariaceae Hustedt, 1930	Genre <i>Navicula</i> Bory 1822
Genre <i>Fragilaria</i> Lyngbye 1819	<i>Navicula cuspidata</i> (Kützinger) Kützinger 1844 (Benthique)
Genre <i>Fragilaria brevistriata</i> Grunow in van Heurck 1880 (Littorale planctonique)	<i>Navicula laevissima</i> Kützinger 1844
Genre <i>Synedra</i> Ehrenberg (1830) 1832	<i>Navicula placentula</i> (Ehrenberg) Kützinger 1844
<i>Synedra capitata</i> Ehrenberg 1836 (Epiphyte)	<i>Navicula pupula</i> Kützinger 1844 (Benthique)
Sous-ordre des Raphidineae	<i>Navicula radiosa</i> Kützinger 1844 (Littorale)
Famille des Eunotiaceae Kützinger 1844	<i>Navicula oblonga</i> (Kützinger) Kützinger 1844 (Littorale planctonique)
Genre <i>Eunotia</i> Ehrenberg 1837	Genre <i>Neidium</i> Pfister 1871
<i>Eunotia arcus</i> Ehrenberg 1837 (Littorale)	<i>Neidium ampliatum</i> (Ehrenberg) Krammer 1985 (Littorale)
Famille des Achnantheae Kützinger 1844	Genre <i>Pinnularia</i> Ehrenberg 1843
Genre <i>Achnanthes</i> Bory	<i>Pinnularia viridis</i> (Kützinger) Rabenhorst 1853 (Cosmopolite)
<i>Achnanthes lanceolata</i> (Brébisson) Grunow (Littorale aérophile, MEB)	Genre <i>Stauroneis</i> Ehrenberg 1843
<i>Achnanthes minutissima</i> Kützinger (Littorale)	<i>Stauroneis phoenicenteron</i> (Nitzsch) Ehrenberg 1843
Genre <i>Cocconeis</i> Ehrenberg	Famille Epithemiaceae Grunow 1860
<i>Cocconeis placentula</i> Ehrenberg 1838 (Epiphyte)	Genre <i>Epithemia</i> Brébisson
Famille des Naviculaceae Kützinger 1844	<i>Epithemia adnata</i> (Kützinger) Brébisson 1838 (Epiphyte)
Genre <i>Amphora</i> Ehrenberg 1844	<i>Epithemia muellerii</i> Fricke 1904 (Littorale)
<i>Amphora lybica</i> Ehrenberg 1840 (Littorale)	<i>Epithemia sores</i> Kützinger 1844 (Epiphyte)
Genre <i>Anomoeoneis</i> Pfister 1971	Famille des Bacillariaceae Ehrenberg 1840
<i>Anomoeoneis sphaerophora</i> (Ehrenberg) Pfister 1871 (Littorale planctonique)	Genre <i>Hantzschia</i> Grunow
Genre <i>Caloneis</i> Cleve 1894	<i>Hantzschia amphioxys</i> (Ehrenberg) Grunow (Littorale aérophile)
<i>Caloneis silicula</i> (Ehrenberg) Cleve 1894 (Littorale)	Famille des Surirellaceae Kützinger 1844
Genre <i>Cymbella</i> sp. Agardh 1830	Genre <i>Campylodiscus</i> Ehrenberg
Genre <i>Diploneis</i> Ehrenberg 1844	<i>Campylodiscus noricus</i> (Ehrenberg) ex Kützinger 1844
<i>Diploneis ovalis</i> (Hilse) Cleve 1891 (Littorale aérophile)	Genre <i>Cymatopleura</i> Smith
	<i>Cymatopleura elliptica</i> (De Brébisson) W. Smith (Littorale)
	<i>Cymatopleura solea</i> (De Brébisson) W. Smith (Littorale planctonique)
	Genre <i>Surirella</i> Turpin
	<i>Surirella hiseritata</i> De Brébisson (Littorale planctonique)

Fig. 9. 2. Inventaire systématique des diatomées observées dans les sédiments de la fosse W20 de la dayet Afourgagh et modes de vie des différentes espèces.

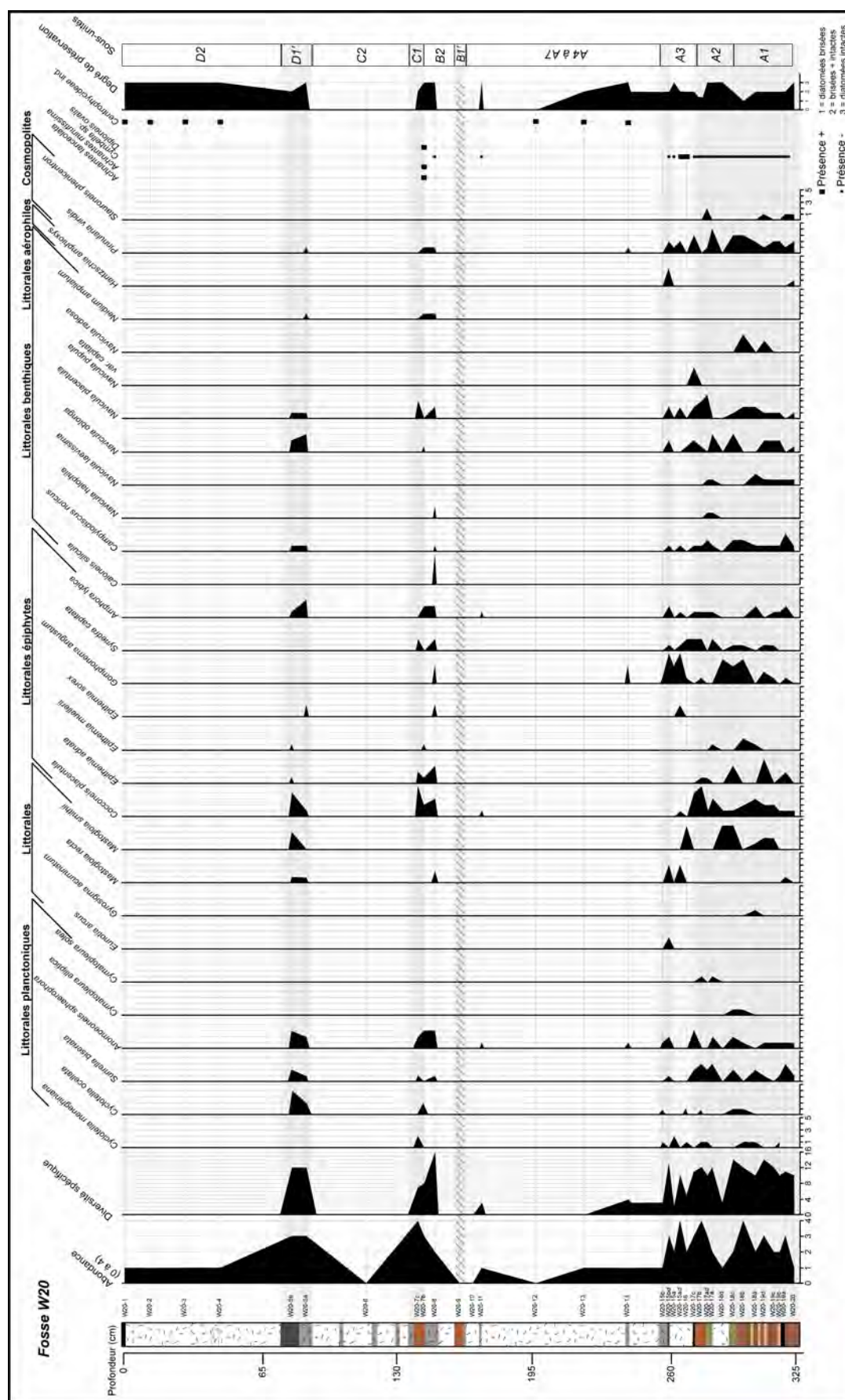


Fig. 9. 3. Résultats des assemblages diatomiques déterminés par observations au microscope optique et au MEB pour l'ensemble des échantillons de la fosse W20.

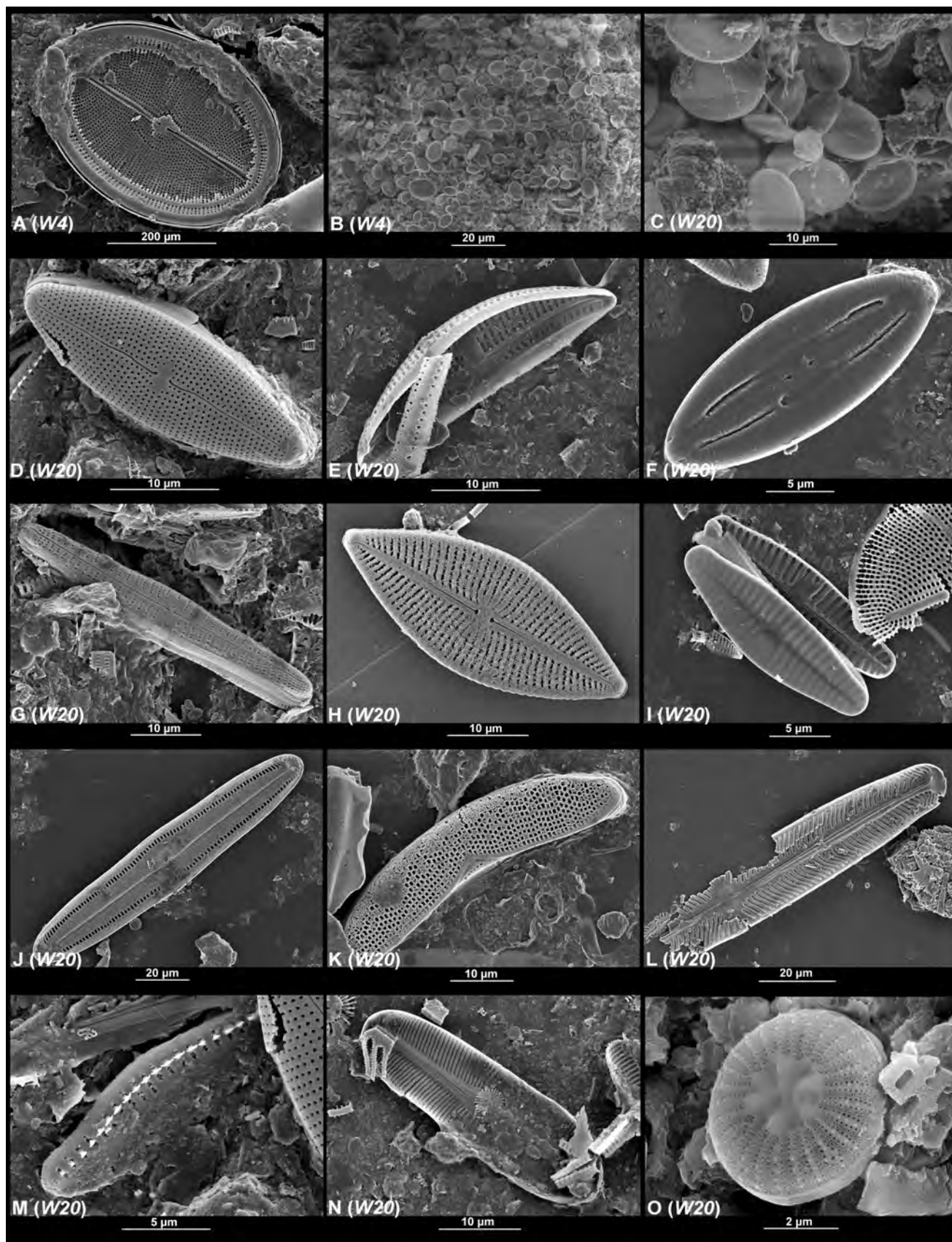


Fig. 9. 4. Principales espèces de diatomées observées au MEB. A – *Cocconeis placentula*, B et C – Accumulations de *C. placentula* observées sur des macrorestes de végétaux D – *Mastogloia smithii*, E – *Amphora lybica*, F – *Diploneis ovalis*, G – *Gomphonema angustum*, H – *Navicula placentula*, I – *Achnantes lanceolata*, J – *Pinnularia viridis*, K – *Epithemia adnata*, L – *Navicula oblonga*, M – *Fragilaria brevistriata*, N – *Navicula laevis*, O – *Cyclotella ocellata*.

9.1.3 : Interprétations

L'étude des diatomées de la fosse **W20** permet de préciser les observations faites à partir de l'étude des charophytes et des ostracodes. La première information essentielle correspond à la présence d'espèces épiphytes avec une large majorité de frustules de *C. placentula*, *G. angustum* et les fortes teneurs en frustules d'*E. adnata* et *S. capitata*. Les principales données fournies par l'étude des diatomées, dans le présent contexte, sont celles des facteurs salinité, pH et degré trophique du lac. En terme de profondeur lacustre, les espèces identifiées correspondent pour une large majorité à des environnements peu profonds comme l'attestent les faibles proportions de diatomées planctoniques observées (le transect étudié recouvre une profondeur lacustre inférieure à 10 m).

La figure 9. 5. présente les variations d'environnement de dépôt déduites de l'étude des diatomées. Dans un premier temps, les résultats témoignent d'un environnement peu salé, oligohalin à faiblement mésohalin (salinités < 5 ‰) et ce sur l'ensemble de la fosse. En revanche, le degré trophique et le pH des eaux (facteurs liés) présentent de fortes variations. Le lac est permanent au niveau de **W20**.

L'échantillon correspondant au sommet du substratum présente un assemblage caractérisant un milieu permanent, mésotrophe à eutrophe et à pH élevé. Ces conditions environnementales sont établies grâce à la présence de *A. sphaerophora*, *H. amphioxys*, *N. oblonga*, *P. viridis* et *S. phoenicenteron*.

La sous-unité A1 a été étudiée en détail. La succession de lits silteux plus ou moins enrichis en matière organique présente des assemblages diatomiques variés témoignant d'importants changements d'environnements lacustres au moment du dépôt. A sa base (échantillons **W20-19a** et **W20-19b**), la sous-unité contient de nombreux frustules d'espèces alcalibiontes, oligohalobes à mésohalobes caractérisant un environnement oligotrophe (*A. sphaerophora*, *E. adnata*, *N. laevis*, *P. viridis*, *C. noricus* et *S. biserialis* dominant). L'assemblage semble alors marquer un retour vers des conditions mésotrophes à eutrophes dans des eaux à pH élevé. Les épiphytes (*C. placentula*, *E. adnata* et *G. angustum*) sont nombreuses et la présence de *M. smithii* témoignerait d'une augmentation de la salinité (El Hamouti, 1989). Au niveau du sommet de A1 (échantillons **W20-18a** à **W20-18c**), les échantillons sont riches en frustules et la diversité spécifique est importante. L'environnement semble marquer un retour vers un caractère oligotrophe et l'apparition de diatomées Centrales traduirait un lac plus profond. Le milieu serait oligohalin avec des eaux à pH plus faible et colonisé par les macrophytes. Le tuf à charophytes caractérisant la base de A2 présente une faible diversité spécifique et un assemblage dominé par *G. angustum* et *M. smithii* qui traduisent des conditions oligotrophiques à mésotrophiques dans des eaux oligohalines à pH < 8. Les niveaux de silts du sommet de A2 sont riches en frustules d'espèces différentes. Les assemblages sont comparables à ceux décrits en A1 avec des teneurs très fortes en restes de *C. placentula* ce qui atteste l'omniprésence de macrophytes. Le milieu, malgré quelques variations, semble globalement mésotrophe avec des eaux oligohalines à faiblement mésohalines et à pH proche de 8. Au sein des dépôts de la sous-unité A3, de nombreux frustules ont été observés malgré le fait que le faciès corresponde à un tuf à charophytes (à nombreuses passées silteuses). Les assemblages sont particulièrement riches en *G. angustum* et *P. viridis* (en moindre mesure). L'environnement ainsi caractérisé est colonisé par des macrophytes (charophytes et autres) ; il est oligohalin et oligotrophe. De A4 à A6, les échantillons prélevés dans les tufs à charophytes semblent ne contenir aucun frustule de diatomées. Pourtant, les observations faites au MEB font état de la présence de Centrales indéterminées (Fig. 9. 3) et de nombreux fantômes de diatomées. Il semble donc que la dissolution ait affecté les frustules au sein de ce type de faciès (Fig. 9. 6.). Néanmoins, la présence de diatomées Centrales dénote un environnement lacustre plus profond que celui existant au moment du dépôt des sous-unités précédentes.

L'échantillon **W20-9**, prélevé au sein de B1' n'a pu faire l'objet d'une analyse fiable mais les observations réalisées au MEB mettent en évidence la présence de nombreux frustules bien préservés (ex : Fig. 9. 4.O). Le sommet de B2, au contact de C1, correspond à un mélange de tuf à charophytes et de silts. Les frustules sont présents en quantité moyenne mais la diversité spécifique est importante. La forte proportion de *C. silicula* dénote une modification d'environnement (passage de B2 à C1). L'assemblage diatomique témoigne de conditions mésotrophiques avec des eaux oligohalines à pH élevé (> 8).

Les conditions environnementales de dépôt décrites en B2 se poursuivent en C1. La diversité spécifique est cependant moins importante (malgré un nombre de frustules plus élevé) et le milieu apparaît être colonisé par des macrophytes hors charophytes comme en témoignent les fortes teneurs en

C. placentula. Le pH des eaux, oligohalines, reste élevé mais le milieu deviendrait oligotrophe (donnée à nuancer compte tenu de la forte proportion de matière organique présente dans les silts).

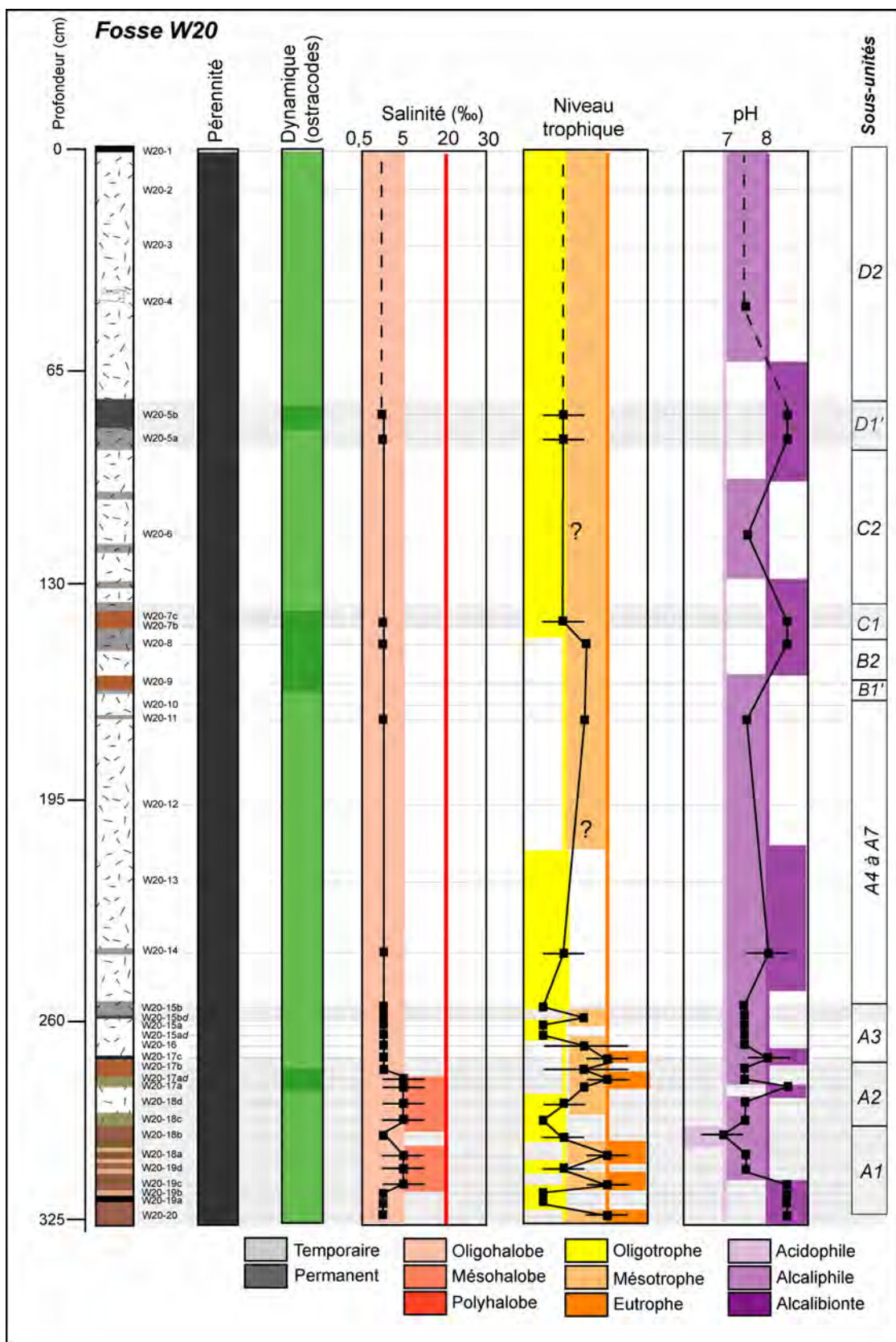


Fig. 9. 5. Evolution de quelques caractéristiques des environnements de dépôt au niveau de la fosse W20 à partir de l'étude des diatomées.

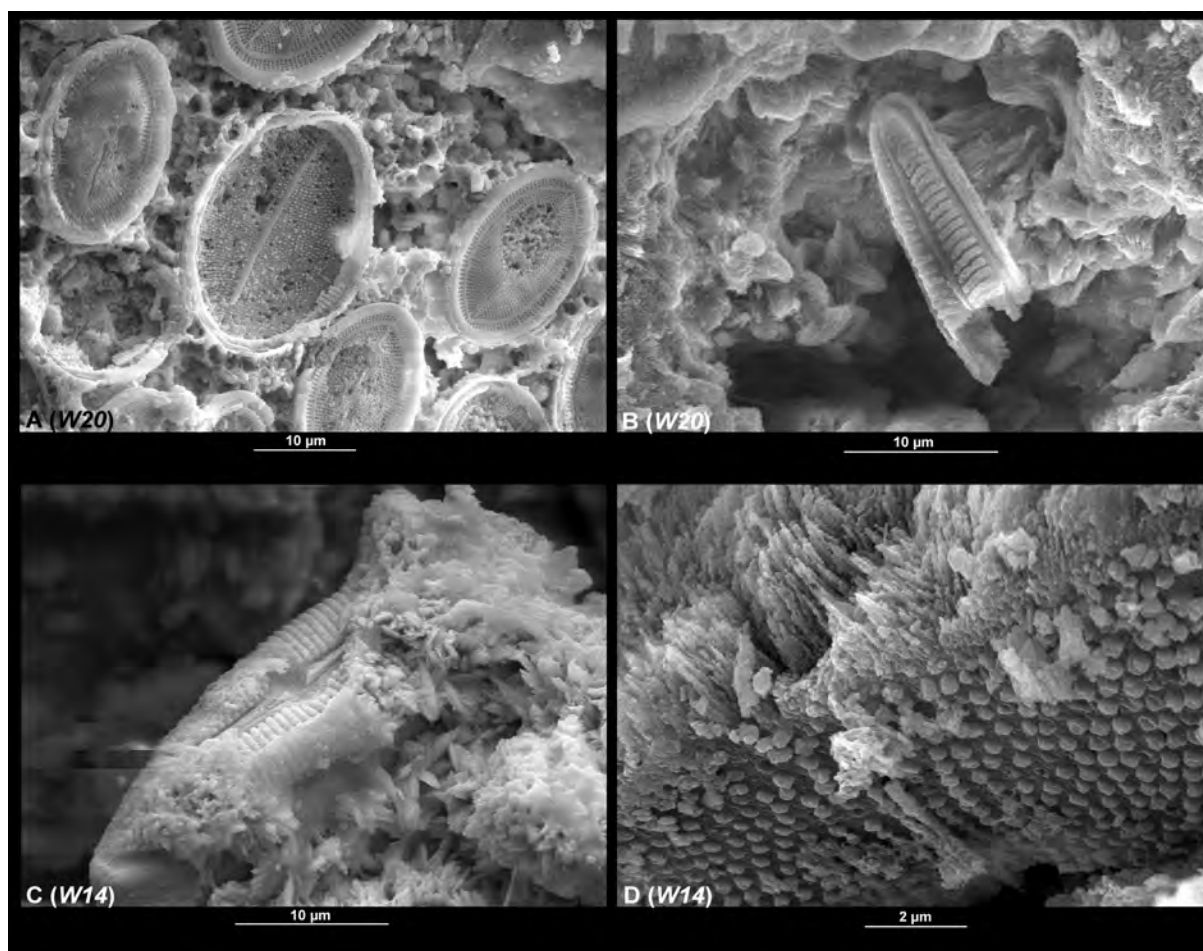


Fig. 9. 6. Phénomènes d'altération des frustules de diatomées. A - Frustules de *Cocconeis placentula* présentant des marques de dissolution. B et C - Moulages internes de frustules de *Pennatophycidae*. D - Moulage externe d'un frustule de *Pennatophycidae*. Les moulages sont essentiellement constitués d'aragonite, bien visible en C.

Le tuf à charophyte caractérisant la sous-unité C2 ne présente que de rares fantômes de diatomées. L'assemblage est ici inexploitable car il ne reflète en aucun cas les diatomées présentes au sein de l'herbier à charophytes (dissolution).

En D1, les frustules sont de nouveaux nombreux et la diversité spécifique importante. L'assemblage diatomique caractérise un environnement oligotrophe à mésotrophe, oligohalin avec des eaux à pH > 8. Tout comme au niveau des tufs à charophytes de l'unité A et de C2, les faciès de D2 sont pauvres en frustules de diatomées. Seuls quelques fantômes sont observés au MEB ainsi que quelques rares frustules de Centrales attestant un niveau lacustre plus important.

La précipitation d'aragonite puis la dissolution des frustules, responsables de la formation de nombreuses empreintes, sont des phénomènes fréquemment observés au niveau des tufs enrichis en restes de charophytes. Elle semble être intervenue à l'intérieur du sédiment après dépôt sous l'action des eaux interstitielles et des eaux de la nappe (sédiment très poreux). Les phénomènes de dissolution sont d'autant plus aisés que les diatomées présentent une importante surface spécifique et que leur frustule est très soluble (opale A, Noël & Busson, 1986). De plus, des valeurs élevées de pH, d'alcalinité et de température sont autant de facteurs facilitant le processus (conditions parfois réunies dans le cas de la dayet Afourgagh) selon Lewin, 1961 ; Kastner *et al.*, 1977 in Noël & Busson, 1986.

9.2 : Les mollusques

Les sédiments de la dayet Afourgagh contiennent toujours, dans de variables proportions, des coquilles ou fragments de coquilles de gastéropodes et/ou valves de lamellibranches. Les coquilles ont été extraites du sédiment et ont ensuite été comptées pour chaque échantillon des fosses **W3**, **W6**, **W10**, **W14**, **W18** et **W20**. La détermination a été réalisée par N. Limondin-Lozouet (UMR CNRS 8591, Meudon). L'échantillonnage réalisé sur le terrain ne permet pas de réaliser une véritable étude malacologique en raison des faibles quantités d'échantillons prélevées (plusieurs centaines de grammes à plusieurs kilogrammes sont nécessaires, Limondin-Lozouet, 2002 ; Rousseau *et al.*, 1993 ou un minimum de 200 coquilles, Puisségur, 1976). Pour cette raison, l'observation des faunes malacologiques des sédiments de la dayet Afourgagh présente uniquement une valeur indicative.

9.2.1 : Généralités

Les conditions de vie des mollusques terrestres sont fortement influencées par les facteurs humidité et température. Certains autres, comme la nature du sol et du sous-sol mais également le couvert végétal jouent des rôles primordiaux. Le premier a une forte influence sur le développement et la conservation de la coquille à la mort de l'animal et le second agit directement ou indirectement sur l'alimentation et la protection contre la chaleur et le froid (Puisségur, 1976 ; Miller & Tevesz, 2001). Plusieurs types de mollusques sont distingués en fonction de leur environnement de développement en contexte lacustre (ou autre milieu aquatique) :

- les espèces aquatiques, majoritairement des Bivalves, Planorbes et Limnées qui se répartissent entre domaines lenticques et lotiques ;
- les espèces palustres qui nécessitent un milieu toujours humide mais qui ne peuvent séjourner constamment dans l'eau ;
- les espèces hygrophiles qui nécessitent une humidité constante sans être pour autant liées au milieu aquatique. Dans ce cas, l'humidité est maintenue par une végétation ou grâce à un faible ensoleillement ;
- les espèces terrestres qui peuvent s'exposer au soleil en attendant les précipitations ou qui s'abritent entre deux averses (Puisségur, 1976).

9.2.2 : Résultats

Les mollusques ont été observés sur chaque échantillon des fosses de référence. Les observations sont faites à la loupe binoculaire et les tris réalisés après tamisage à 125 µm de 5 g d'échantillon sec (résultats présentés en Annexe 9). Seules cinq espèces aquatiques ont pu être mises en évidence au sein des différents faciès (*Lymnaea stagnalis*, *Lymnaea peregra*, *Gyraulus crista*, *Ancylus fluviatilis* et *Pisidium sp.*). Quelques individus correspondant à des espèces terrestres indéterminées ont été observés au niveau des paléosols proximaux. Les références taxonomiques des espèces rencontrées sont présentées dans la figure 9. 7. et leur teneur au sein des différents échantillons (exprimée pour 1 g d'échantillon sec) sur la figure 9. 8. Les différentes espèces retrouvées dans les sédiments de la dayet Afourgagh sont communes dans les environnements lacustres du Moyen-Atlas mais également en Afrique du Nord (Ramdani *et al.*, 1987 ; Van damme, 1994 ; Goumghar *et al.*, 1997 ; Maqboui *et al.*, 2001).

Concernant la dayet Afourgagh, des coquilles de *Lymnaea stagnalis* sont observées en nombre au niveau de la surface topographique. En revanche, seuls quelques vestiges ont été retrouvés au sein des faciès de tufs à charophytes, la plupart du temps fragmentés. Les coquilles de cette espèce de taille importante sont soumises à la compaction et seules les individus morts récemment laissent des coquilles bien préservées. Pour cette raison, seuls des morceaux de cette espèce (ou d'autres) sont retrouvés dans le sédiment et n'ont pu faire l'objet d'une quantification. *L. stagnalis*, au sein du Moyen-Atlas, préfère les eaux douces stagnantes et les oueds de faible courant (Ramdani *et al.*, 1987). Elle se développe dans des environnements colonisés par des macrophytes (Van damme, 1994 ; Kerney, 1999). Elle serait caractéristique d'environnements mésotrophes à eutrophes (Costil & Clément, 1996).

Les coquilles de *Lymnaea peregra* sont nombreuses dans les dépôts de la dayet Afourgagh, plus particulièrement au sein des tufs à charophytes en comparaison avec les teneurs en restes de *Gyraulus crista*. *L. peregra* fréquente, dans le contexte du Moyen-Atlas, les eaux stagnantes permanentes riches en végétation mais également les eaux à faibles courants (Ramdani *et al.*, 1987 ; Costil & Clément, 1996). Elle est cosmopolite et, à une échelle plus globale (Europe et Asie), est retrouvée dans tous les types d'habitats aquatiques (Van damme, 1994 ; Kerney, 1999). L'espèce s'adapte à différents niveaux trophiques (Costil & Clément, 1996).

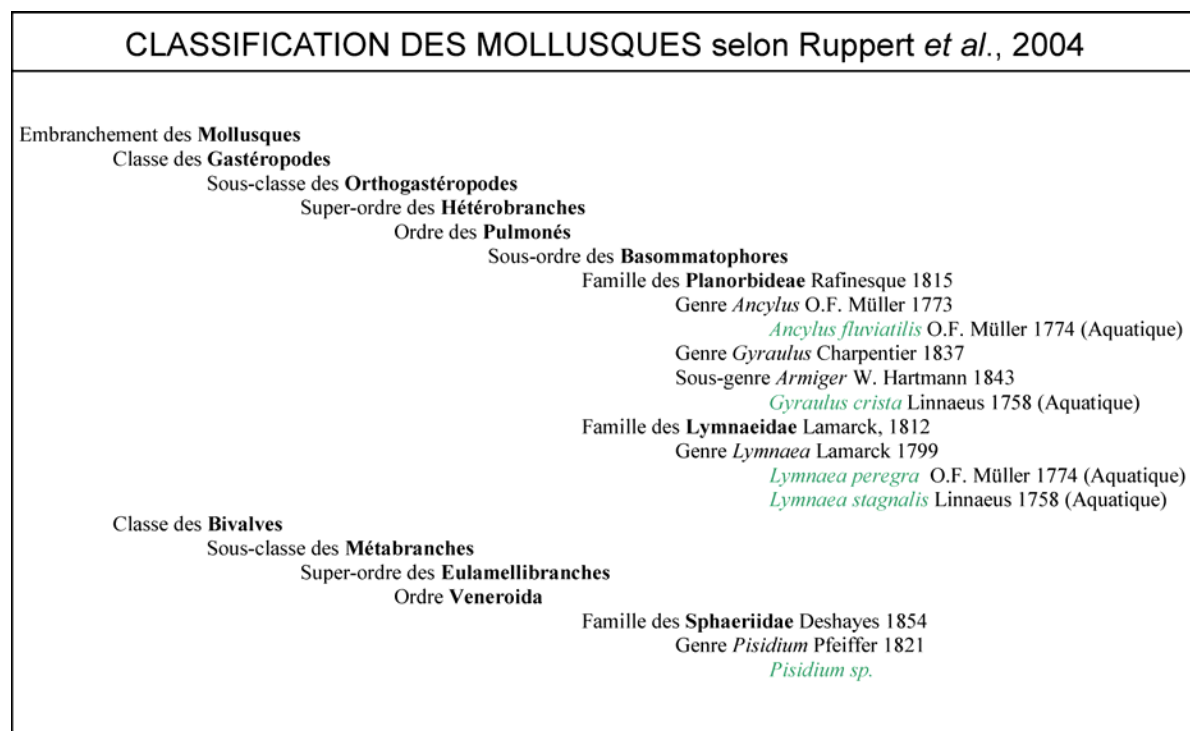


Fig. 9. 7. Inventaire systématique des mollusques observés dans les sédiments de la dayet Afourgagh et modes de vie des différentes espèces.

La seconde espèce la plus représentée au sein des dépôts de la dayet Afourgagh est *G. crista*. Elle est observée dans tous les types de faciès mais est plus abondante (en comparaison avec *L. peregra*) dans les niveaux silteux et dans les paléosols. Dans le Moyen-Atlas, cette espèce, est caractéristique d'eaux douces à légèrement saumâtres et vit sur les macrophytes ou sur des corps flottants (Miller & Thompson, 1987 ; Ramdani *et al.*, 1987 ; Zettler & Daunys, 2007). Elle se développe dans tous les types d'environnements aquatiques mais uniquement permanents (Kerney, 1999).

Ancylus fluviatilis est beaucoup moins fréquente mais est caractéristique de milieux à forts courants. Elle n'aime pas les substrats vaseux et les eaux stagnantes mais préfère s'accrocher aux pierres qui, sur les bordures, sont soumises aux courants et à l'action des vagues (Ramdani *et al.*, 1987 ; Kerney, 1999). Dans les dépôts de la dayet Afourgagh, cette espèce est retrouvée uniquement au sein des paléosols et silts organiques ou au niveau des tufs à charophytes immédiatement sous-jacents et sus-jacents à ces horizons. Elle constitue donc un remarquable indicateur de bas niveau lacustre et d'environnements lotiques.

Des valves de *Pisidium sp.* ont également été retrouvées, rarement au sein des tufs à charophytes mais préférentiellement dans les horizons silteux organiques et paléosols. De très nombreuses valves sont présentes dans les silts de la sous-unité A1 en W20. De nombreuses espèces de *Pisidium* peuvent résister à des assèchements temporaires grâce à leur capacité à s'enfouir dans la vase qui leur assure ainsi une protection (Puisségur, 1976). Certaines autres espèces, au contraire, se développent uniquement en milieu permanent. En tout état de cause, les teneurs en *Pisidium sp.* dans les sédiments de la dayet Afourgagh semblent être liées aux environnements proximaux.

La sous-unité A1, en zone distale, est caractérisée par de fortes teneurs en valves de *Pisidium sp.* et coquilles de *G. Crista*. Ces présences dénotent un environnement permanent (*G. crista*) à substrat vaseux qui serait propice au développement des *Pisidium sp.* A partir de A2, les restes de *L. peregra* apparaissent alors que le nombre de valves de *Pisidium sp.* subit une nette diminution au sein du dépôt du premier tuf à charophytes. Sur l'ensemble des unités A3 à A7, les espèces dominantes sont *L. peregra* et *G. crista* avec apparition d'*A. fluviatilis* en zone proximale (W6 et W3) ou au niveau des passées silteuses (remaniements probables). Des valves de *Pisidium sp.* sont de nouveau observées en sommet d'unité, au contact de B1-B1'.

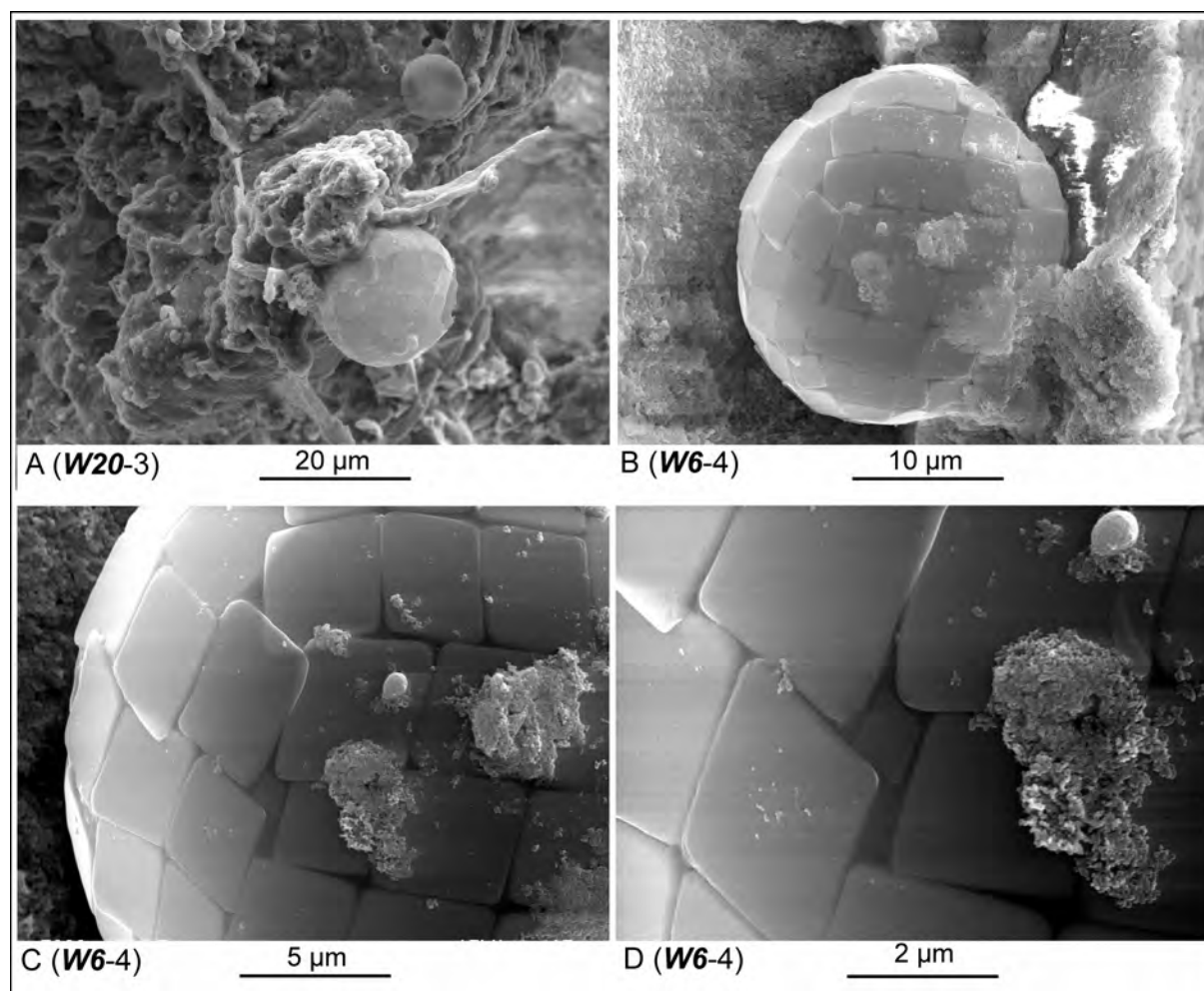
Le paléosol développé en B1 contient des coquilles d'*A. fluviatilis*, de *G. crista* et des valves de *Pisidium sp.* En revanche, les vestiges de *L. peregra* sont plus rares. L'environnement, agité, est moins profond que celui décrit précédemment (présence d'*A. fluviatilis*) mais la faible présence de coquilles de gastéropodes aquatiques au sein des paléosols atteste des remaniements importants ou leur incorporation pendant la phase de pédogenèse (altération du tuf à charophytes). Le tuf à charophytes de B2 présente des caractéristiques malacologiques comparables à celles décrites en A3-A7 avec fortes teneurs en *L. peregra* et *G. crista*. Les teneurs en *G. crista* et *Pisidium sp.* (en zone distale) sont importantes au contact de C1 ce qui confirmerait leur affinité pour des environnements moins profonds en comparaison à *L. peregra*.

C1 est dominée par *G. crista* où coexistent également *A. fluviatilis* et *Pisidium sp.*, ce qui suggère un environnement peu profond, agité, avec remaniements probables. La sous-unité C2 présente la particularité d'être enrichie en coquilles de *G. crista*, *L. peregra*, *A. fluviatilis* et *Pisidium sp.* en zones médiane et distale (surtout en W18) dénotant ainsi un environnement lacustre peu profond et colonisé par des macrophytes.

Le paléosol développé en B1 contient des coquilles d'*A. fluviatilis*, de *L. peregra*, de *G. crista* et des valves de *Pisidium sp.* L'environnement, agité, est très peu profond mais la présence de coquilles de gastéropodes aquatiques au sein des paléosols suggère des remaniements importants ou une potentielle incorporation pendant la phase de pédogenèse. Le tuf à charophytes de D2 présente des caractéristiques malacologiques comparables à celles décrites en B2 et A3-A7 avec de fortes teneurs en *L. peregra* et en moindre mesure *G. crista*.

9.2 : Les thécamoebiens

Les observations faites au microscope optique et au MEB (qui font l'objet du Chapitre 13) ont permis de mettre en évidence la présence de thécamoebiens (amibes à thèques). Ils utilisent des ressources trophiques variées telles que les bactéries, champignons, microalgues, protozoaires, petits métazoaires, cellules végétales, matière organique particulaire et substances solubles (Gilbert *et al.*, 2000). Dans les milieux lacustres, les différentes espèces peuvent être utilisées comme indicateurs d'environnement car elles peuvent se répartir depuis la zone littorale aux domaines profonds (Chardez, 1985). Les sujets identifiés dans les dépôts de la dayet Afourgagh appartiennent au genre *Paraquadrula* (identification D. Gilbert) ; ils ont la capacité de synthétiser une thèque constituée de plaquettes carbonatées (Decloître, 1961). Quelques exemples de clichés réalisés au MEB sont présentés sur la figure 9. 9. ; ces vestiges n'ont pas fait l'objet, dans le présent travail, d'une étude approfondie.

Fig. 9. 9. Exemple de thécamoebiens (*Paraquadrula*) observés au MEB.

Résumé du Chapitre 9

L'étude des diatomées, en complément de celle des charophytes et ostracodes, permet de caractériser plus précisément l'environnement de dépôt, particulièrement en terme de pérennité, salinité, pH et niveau trophique. Le lac semble présenter des variations de niveau trophique importantes entre 2191 et 1861 cal. BP qui se sont atténuées et orientées vers un caractère mésotrophe à oligotrophe jusqu'à l'actuel (caractère eutrophe à dystrophe). Les enseignements sur la salinité et de pérennité de la tranche d'eau corroborent ceux obtenus à partir du travail effectué sur les vestiges d'ostracodes, à savoir que l'environnement est oligohalin à faiblement mésohalin et que les faciès de silts sont caractéristiques d'environnements palustres (faible profondeur). Le pH des eaux, alcalin, est toujours supérieur à 7 ou même à 8. Les populations de diatomées sont très largement dominées, au sein des faciès silteux, par les épiphytes dont l'omniprésence atteste un milieu colonisé par les macrophytes (espèces : *C. placentula*, *E. adnata* et *G. angustum*).

Les données relatives aux mollusques montrent la colonisation du milieu par les macrophytes (nombreuses coquilles de *G. crista* et *L. peregra*). La présence d'*A. fluviatilis*, caractéristique d'environnements lotiques très peu profonds, est notable au niveau des paléosols et silts. La présence de cette espèce dans ces faciès corrobore les données de la géométrie des dépôts mais également des ostracodes sur le fait que ces dépôts caractérisent des environnements de bas niveau lacustre (dépôts d'environnement palustre).

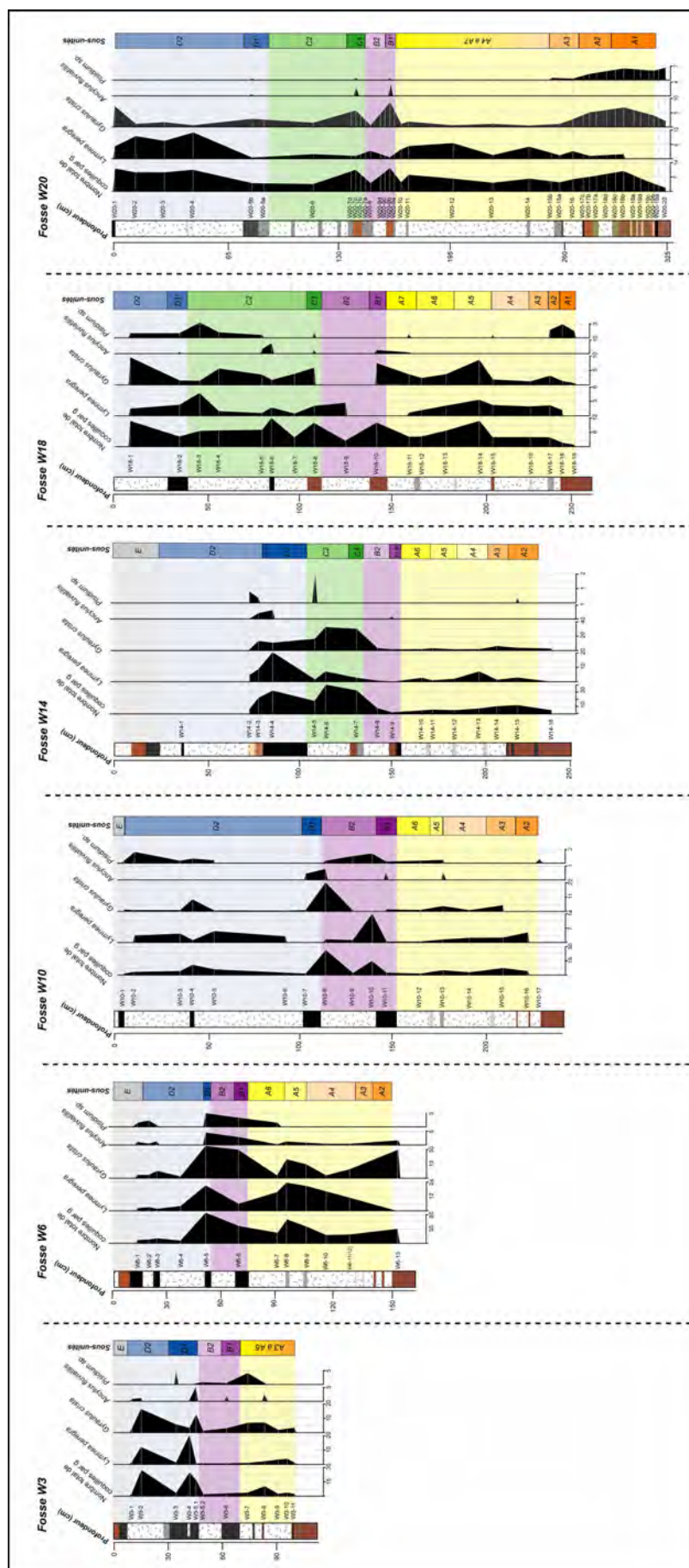


Fig. 9. 8. Evolutions des teneurs spécifiques en mollusques au sein des fosses de référence du transect W.

Chapitre 10

**Apports des bioindicateurs dans la
reconstitution des environnements lacustres
de la dayet Afourgagh**

Chapitre 10 : Apports des bioindicateurs dans la reconstitution des environnements lacustres de la dayet Afourgagh

La phase biogène des sédiments de la dayet Afourgagh se caractérisent par une grande richesse en restes de charophytes mais elle contient également des vestiges d'ostracodes, diatomées et mollusques. Cette richesse rend possible l'établissement d'un scénario d'évolution du système lacustre au cours des 2500 dernières années (Fig. 10. 1).

Il convient cependant d'évoquer les limites de cette reconstitution qui résultent de **l'échantillonnage, des conditions taphonomiques (remaniements, compaction) mais également dans les incertitudes concernant les caractérisations écologiques des différentes espèces**. Les échantillons pesés et comptés correspondent le plus souvent à des épaisseurs de plusieurs centimètres de dépôt qui reflètent l'enregistrement sédimentaire probable de plusieurs années et ainsi la succession de saisons correspondant à différentes modalités de production. De ce fait, le pas d'échantillonnage ne permet pas de mettre en évidence les variations floristiques et faunistiques saisonnières. Ainsi, un assemblage de différentes espèces d'ostracodes ou de mollusques caractérise parfois des environnements différents qui correspondent aux fluctuations spécifiques saisonnières. De plus, dans le cas des horizons de paléosols et de silts plus ou moins organiques, des remaniements sont mis en évidence avec la présence d'espèces typiques d'environnements proximaux dans les dépôts les plus distaux. Ces remaniements ne sont pas caractérisés au niveau des faciès de tufs enrichis en restes de charophytes qui présentent des encroûtements de tiges clairement déposés *in situ* comme le montre leur bon état de préservation. La compaction peut également être à l'origine de la destruction de nombreux vestiges et ainsi altérer le spectre faunistique.

Enfin, les facteurs environnementaux spécifiques sont parfois incertains, particulièrement dans le cas de l'écologie d'espèces peu communes ou découvertes récemment. Dans le même ordre d'idées, certaines espèces ont été considérées comme « limitantes » afin de pouvoir contraindre les environnements de dépôt ; cette approche nécessite d'utiliser des valeurs (salinité, pH...) limites évoquées dans la littérature qui apparaissent parfois très différentes pour une même espèce. Toutes ces limites suggèrent que les interprétations présentées dans cette partie sont à considérer avec prudence. Il n'en demeure pas moins que leur articulation se fait de manière logique et qu'elles convergent avec de nombreuses observations évoquées dans la littérature concernant d'autres types d'environnements.

L'étude des restes de charophytes et en particulier des gyrogonites a permis de compléter les données acquises par l'observation de la géométrie des dépôts. L'extension des herbiers à charophytes semble présenter de fortes variations sur l'ensemble de la période étudiée, ceci en fonction de l'espèce considérée mais également selon les fluctuations du niveau lacustre. De plus, l'épaisseur des tufs enrichis en restes de charophytes est particulièrement importante à la limite entre la zone médiane et la zone proximale, témoignant du probable développement d'une ceinture de foisonnement des charophytes. Au cours des différentes séquences de dépôt, **les phases transgressives sont caractérisées par l'extension de la prairie à *Ch. hispida* de la zone distale à la zone proximale et les phases régressives par l'extension de la prairie à *Ch. aspera* de la zone proximale à la zone distale**. Dans un second temps, les charophytes permettent de corroborer et d'estimer les variations de profondeur lacustre auparavant obtenues à partir de l'étude de la géométrie des dépôts. Ainsi il apparaît que, **au cours des quatre séquences de dépôt, les fluctuations du niveau de la nappe n'excèdent pas les 5 mètres et sont même la plupart du temps inférieures à 2,5 mètres (au cours des épisodes régressifs)**. Les tufs enrichis en restes de charophytes enregistrent les phases transgressives, les phases de stabilisation en haut niveau lacustre mais également le début des phases régressives.

Les ostracodes apportent également des informations en terme de profondeur lacustre mais plus particulièrement sur la pérennité du milieu, sa dynamique et sur la température, la salinité et l'alcalinité des eaux. Le facteur température est difficile à exprimer en raison des espèces présentes dans les dépôts de la dayet Afourgagh, plutôt eurythermes, ou en raison de la cohabitation d'espèces préférant des eaux de températures différentes (exemple de l'assemblage typique à *C. neglecta* qui est

oligothermophile et *C. vidua* qui est polythermophile). De nombreuses espèces sont titanoeuryplastiques, et s'adaptent à de fortes variations d'alcalinité des eaux ; ainsi il est également délicat d'exprimer ce type de variations.

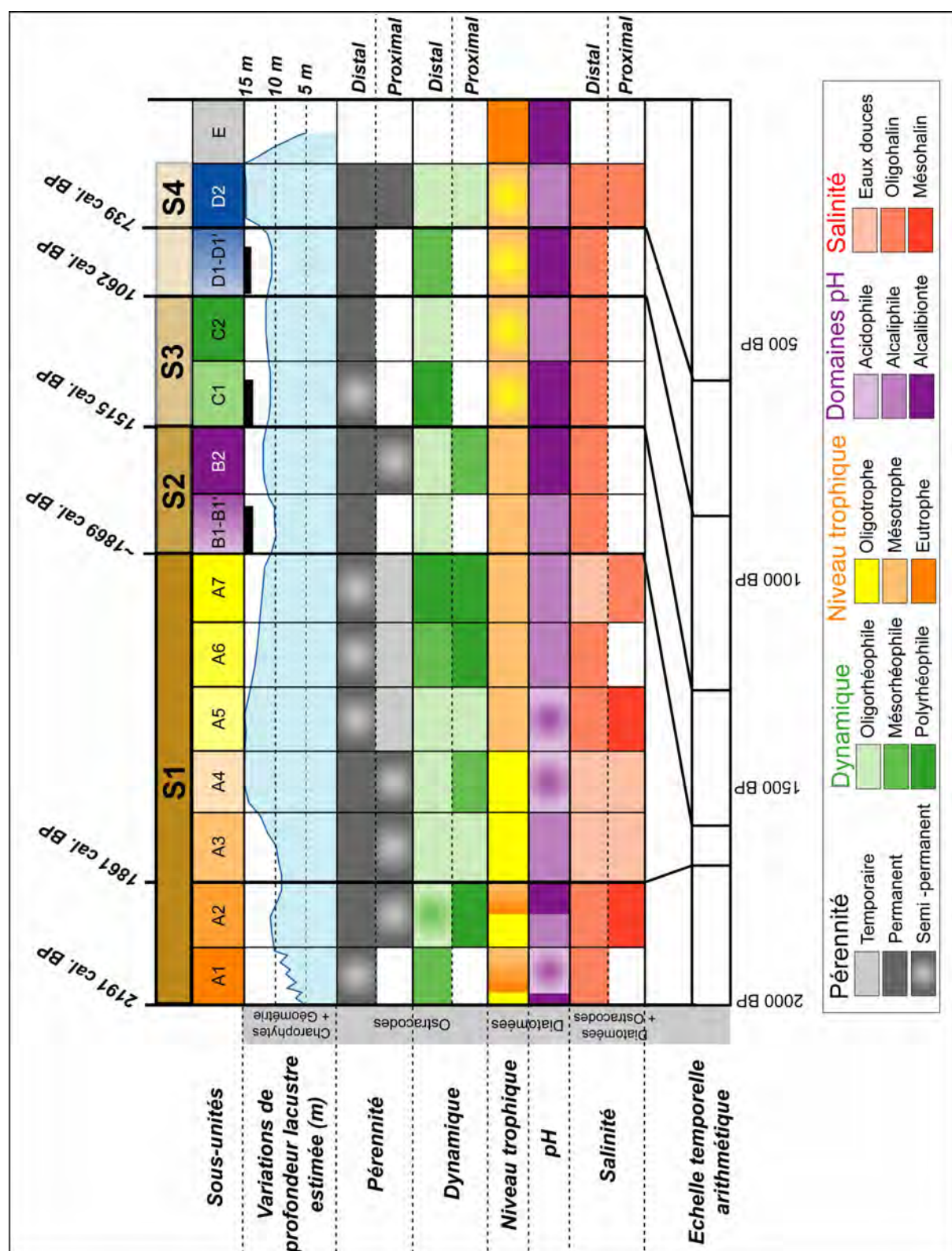


Fig. 10. 1. : Schéma synoptique présentant les variations d'environnements de dépôts de la dayet Afourgagh pendant la période historique

Toutefois, de manière générale, il faut préciser que **les assemblages d'ostracodes caractérisent un environnement lacustre globalement oligohalin à faiblement mésohalin** (*H. salina* étant toujours observée avec des espèces strictement oligohalines telle que *E. virens*), **permanent à semi-permanent** (assemblage caractéristique à *C. neglecta*, *C. vidua* et *C. ovum*) **en zone distale et semi-permanent à temporaire en zone proximale** (assemblages à *E. virens*, *H. salina*, *P. villosa* et *C. bispinosa*). **Le milieu est lentique dans le cadre du dépôt des tufs enrichis en restes de charophytes** (milieu idéal pour le développement de *C. vidua*, espèce majoritaire) **et lotique au moment du dépôt des silts plus ou moins organiques**, sous de faibles tranches d'eau (avec d'importants remaniements).

En contexte proximal, les phases de pédogenèses semblent caractérisées par la formation de flaques plus ou moins temporaires où s'installent les ostracodes et éventuellement les charophytes.

L'étude des diatomées permet de caractériser l'environnement de dépôt distal, plus particulièrement en terme de pérennité, salinité, pH et niveau trophique. Le lac semble présenter des **variations de niveau trophique importantes entre 2191 et 1861 cal. BP qui se sont atténuées et orientées vers un caractère mésotrophe à oligotrophe jusqu'à l'actuel** (eutrophe à dystrophe). Les données de salinité et de pérennité corroborent celles obtenues à partir du travail effectué sur les vestiges d'ostracodes. Ainsi, **dans sa partie distale, le lac correspond à un environnement oligohalin à faiblement mésohalin. Le pH des eaux, alcalin, est toujours supérieur à 7 ou même à 8.** Au sein des faciès silteux, les populations de diatomées sont très largement dominées par les épiphytes dont l'omniprésence atteste **un milieu colonisé par les macrophytes** (espèces : *C. placentula*, *E. adnata* et *G. angustum*)

Les assemblages diatomiques observés au niveau des tufs enrichis en restes de charophytes sont à considérer avec précaution en raison d'un net appauvrissement consécutif à la **dissolution des frustules**. Les assemblages sont tronqués et les observations au MEB montrent de nombreux moulages de frustules d'où un **biais dans l'appréciation des populations « réelles »**.

Les données relatives aux mollusques montrent la colonisation du milieu par les macrophytes (nombreuses coquilles de *G. crista* et *L. peregra*). La présence d'*A. fluviatilis* est caractéristique d'environnements lotiques très peu profonds. Elle permet de mettre en évidence ce type de milieu, au niveau des paléosols et silts organiques, et d'affirmer les remaniements importants au niveau de ces faciès.

En définitive, l'apport de l'étude de la phase biogène permet de caractériser les fluctuations environnementales et hydrologiques du système lacustre au cours des quatre importantes séquences de dépôts définies dans la Partie II. Les phases régressives sont tout d'abord marquées par l'extension de la ceinture à *Ch. aspera* vers la zone distale. L'émersion de la zone proximale permet le développement d'un sol dans le prolongement duquel se déposent des silts organiques enrichis en valves d'ostracodes caractéristiques d'environnements de bordure (*E. virens*, *H. salina*, *P. villosa* et *C. bispinosa*). Les nombreux restes de végétaux retrouvés au sein de ces horizons et le nombre important de diatomées épiphytiques attestent la colonisation du milieu par des macrophytes. Les phases transgressives sont caractérisées par la mise en place des tufs enrichis en restes de charophytes dont les vestiges montrent une extension de la ceinture à *Ch. hispida* vers la zone proximale. En parallèle, les assemblages d'ostracodes typiques d'environnements peu profonds « migrent » vers cette même zone alors que les diatomées planctoniques se développent en zone distale (*C. meneghiniana*, *C. ocellata* et autres *Cyclotella* sp.). Dans son ensemble, le transect étudié s'étend au maximum jusqu'à la limite supérieure de la zone littorale profonde ; il n'est donc pas surprenant d'observer des vestiges d'espèces préférant les environnements peu profonds ainsi que des restes de macrophytes dans les sédiments distaux.

L'apport important de l'étude de la phase biogène permet de caractériser les fluctuations du niveau lacustre et la succession des environnements de dépôt à grande échelle. Qu'en est-il à plus petite échelle ? L'étude de la nature minéralogique des dépôts constitue la prochaine étape nécessaire afin de compléter les données acquises à l'aide de la phase biogène.

PARTIE IV

***Composition minérale des dépôts
lacustres***

**Chapitre 11 : Caractérisation géochimique des
sédiments de la dayet Afourgagh**

**Chapitre 12 : Caractérisation du contenu
minéralogique**

**Chapitre 13 : Caractérisation microscopique des
faciès et implications quant à l'origine des phases
minérales**

Chapitre 11

Caractérisation géochimique des sédiments de la dayet Afourgagh

PARTIE IV

Composition minérale des dépôts lacustres

Les observations macroscopiques effectuées sur le terrain et en laboratoire nous ont permis de mettre en évidence des faciès variés. Nous caractériserons dans cette partie ces différents faciès au niveau du transect W en termes de minéralogie et de composition organique. A cet égard, les différentes phases minérales rencontrées sont ici décrites et illustrées et leur origine est évoquée. Nous essaierons d'apprécier la part de la sédimentation biogène en regard avec les apports détritiques mais également de proposer des hypothèses quant au fonctionnement du système lacustre au moment et après dépôt des différentes sous-unités sédimentaires.

La composition de l'ensemble des échantillons des fosses **W1, W2, W3, W10, W14** et **W20** ainsi que de la croûte littorale a été analysée par Spectrométrie d'Energie dispersive (EDS) couplée au Microscope Electronique à Balayage (MEB). Grâce à ces données, nous chercherons à caractériser d'éventuelles évolutions, du domaine proximal au domaine distal, mais également des variations verticales au sein des profils étudiés. De plus, des données de Carbone Organique Total (COT) ont été obtenues sur l'ensemble des échantillons des fosses **W3, W14** et **W20** par Pyrolyse Rock-Eval (RE 6) à l'ISTO (Institut des Sciences de la Terre d'Orléans ; mesures réalisées par D. Kéravis).

La minéralogie des dépôts avait antérieurement été étudiée par Blanchard (2002) et El Ouadeihe (2003) au niveau de la fosse **S1**. En ce qui concerne le transect W, l'ensemble des échantillons des fosses **W3, W6, W10, W14** et **W20** ont fait l'objet d'une analyse minéralogique (diffraction des rayons X = DRX complétées par des calcimétries). De plus, certains échantillons ont fait l'objet d'observations au Microscope Electronique à Balayage (MEB) afin de pouvoir caractériser les habitus des différentes phases minérales rencontrées.

Chapitre 11 : Caractérisation géochimique des sédiments de la dayet Afourgagh

La composition géochimique en éléments majeurs des échantillons des fosses **W1, W2, W3, W10, W14, W20** et de la croûte littorale observée en bordure a été obtenue à partir d'analyses EDS (Noran, Idfix software, couplée à un Microscope Electronique à Balayage LEO, Gemini, Zeiss DSM 982) réalisées sur poudres de roche totale (tension d'accélération de 15 KeV, distance de travail de 16 mm) au Laboratoire de Microscopie Electronique de l'Université de Tours (CHU Bretonneau). Les fosses ont été choisies en fonction de leur répartition le long du transect W afin de couvrir les zones proximale, médiane et distale. Enfin, la composition particulière des dépôts de croûte a suscité une étude détaillée du domaine proximal (étude des fosses **W1, W2** et **W3**). Ces analyses permettent d'obtenir la composition du sédiment en majeurs (oxydes) : SiO_2 , CaO , MgO , Na_2O , K_2O , Fe_2O_3 , Al_2O_3 , S et Sr. Les résultats sont exprimés en pourcentages pondéraux d'oxydes (Annexe 10) avec une marge d'erreur de 0,5 %. Ainsi, les proportions de K_2O , Fe_2O_3 (fer total), S et plus particulièrement Na_2O et Sr (particulièrement difficiles à estimer avec cette méthode) doivent être considérés avec prudence.

11.1 : Composition moyenne des sédiments analysés

La composition géochimique de l'ensemble des échantillons analysés est reportée sur des diagrammes ternaires présentés sur la figure 11. 1. De façon à établir une répartition entre silicates et carbonates, les échantillons ont été placés dans des diagrammes [$\text{SiO}_2 - \text{CaO} + \text{MgO} + \text{Sr} - \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{S} - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$]. De même, la répartition des échantillons au sein d'un diagramme [$\text{SiO}_2 - \text{CaO} + \text{MgO} + \text{Sr} - \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{S}$] est observée selon les faciès décrits dans la Partie III.

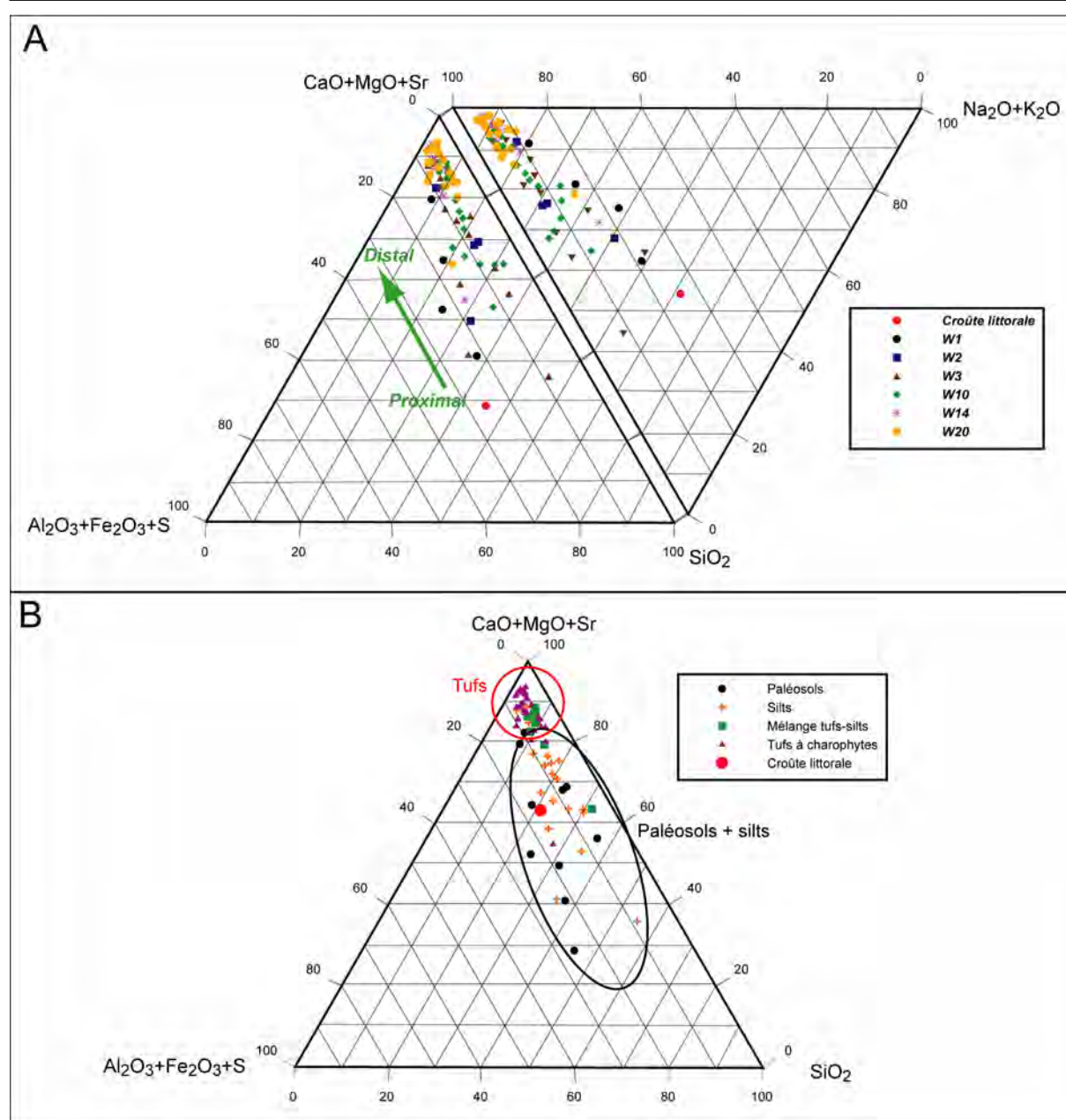


Fig. 11. 1. : Composition chimique des dépôts lacustres de la dayet Afourgagh représentée au sein de diagrammes ternaires. A – Représentation en fonction des fosses étudiées dans un double diagramme ternaire [SiO₂ – CaO + MgO + Sr - Al₂O₃ + Fe₂O₃ + S- Na₂O + K₂O]. B - Représentation en fonction des faciès dans un diagramme ternaire [SiO₂ – CaO + MgO + Sr - Al₂O₃ + Fe₂O₃ + S].

Les compositions chimiques exprimées sur la figure 11. 1. sont globalement alignées selon une droite orientée entre les pôles SiO₂ et CaO + MgO + Sr avec une grande majorité des points supérieurs à 80 % de CaO + MgO + Sr. La plupart des échantillons, avec de fortes teneurs en CaO, reflètent la nature fortement carbonatée des dépôts lacustres. Les échantillons comprenant les plus fortes teneurs en silice appartiennent aux fosses proximales : croûte littorale, **W1** à **W3**. Inversement, les fosses **W14** et **W20** sont constituées de dépôts plus riches en carbonates. Ces observations corroborent les données faciologiques. En effet les tufs à tiges encroûtées de charophytes (t.e.c.) apparaissent très riches en carbonates (Fig. 11. 1B). Les paléosols et les silts montrent des teneurs moindres en cet oxyde. Comme nous l'avons évoqué dans la partie précédente, les dépôts médians et distaux présentent les plus fortes épaisseurs de tufs alors que les paléosols sont essentiellement observés en domaine proximal. Ainsi s'explique la distribution graduelle des fosses entre les pôles SiO₂ et CaO + MgO + Sr sur la figure 11. 1A.

Nous examinerons ci-dessous l'évolution de la chimie des dépôts selon les différentes zones : proximale, médiane et distale. Dans chaque cas, et pour toutes les fosses étudiées, les variations des teneurs en oxydes sont exprimées ainsi que quelques indices. Le premier indice calculé ($\text{MgO} / \text{MgO} + \text{CaO}$) a pour vocation d'exprimer la part de magnésium intégrée au sein des carbonates (dolomite ou calcite). Il permet d'apprécier l'importance du détritisme, la majorité du magnésium étant, dans notre contexte, comprise dans la dolomite ou les silicates détritiques. Le second indice ($\text{MgO} + \text{CaO} / \text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3$) témoigne de la part respective des carbonates et silicates dans la composition des sédiments. Enfin, le dernier indice ($\text{SiO}_2 / \text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3$) a été calculé afin d'apprécier la part de silice caractérisant le quartz et/ou la silice biogénique de celle correspondant aux silicates (feldspaths et minéraux argileux). Précisons que les observations macroscopiques et microscopiques des sédiments permettent de mettre en évidence des quantités parfois importantes de silice biogénique sous la forme de spicules d'éponges et/ou de frustules de diatomées. Enfin, des corrélations binaires entre éléments ont été réalisées afin de mettre en exergue d'éventuelles relations particulières et leur répartition au sein des différents faciès et/ou sous-unités sédimentaires.

11.2 : Evolution de la chimie des dépôts proximaux

La caractérisation géochimique des dépôts proximaux est réalisée par l'étude de la croûte littorale et des fosses **W1**, **W2**, **W3** et **W10**. La figure 11. 2. présente les variations des compositions des fosses **W1**, **W2** et de la croûte littorale.

La première observation notable concernant la croûte est le très fort pourcentage en MgO (> 50%), la faible teneur relative en CaO et la quantité moyenne en SiO_2 et Al_2O_3 . Il en résulte un fort rapport $\text{MgO} / \text{MgO} + \text{CaO}$ caractérisant soit un enrichissement en dolomite (ce qui est impossible compte tenu de la faible teneur en CaO) ou la formation d'un minéral hautement magnésien en contexte carbonaté de type huntite ou magnésite. Il est fort probable qu'une proportion non négligeable de dolomite soit toutefois présente ainsi que des silicates tels le quartz (présent dans le bassin versant) et/ou des argiles (développés dans les sols au niveau des versants) ce qui expliquerait le rapport $\text{MgO} + \text{CaO} / \text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3$ relativement moyen.

La fosse **W1** présente un enrichissement bien moins important en MgO (moins de 8 %) mais néanmoins supérieur à celui relevé en **W2** ($\leq 4\%$). **W1** est dominée par SiO_2 , CaO et Al_2O_3 avec des proportions non négligeables de Fe_2O_3 (jusqu'à plus de 5 % en **W1-1**). Le changement de faciès depuis la croûte à **W1** s'accompagne d'une nette diminution des teneurs en MgO probablement liée à un changement drastique de la nature minéralogique des dépôts. **W1** marque l'apparition des faciès de tufs (très compactés) et des horizons de sol-paléosols. L'individualisation faciologique mais également chimique et donc minéralogique est plus accentuée en **W2** avec une nette distinction entre tufs riches en CaO et sols-paléosols-silts à teneurs plus importantes en SiO_2 , Al_2O_3 et Fe_2O_3 . Ces faciès apparaissent donc plus riches en silicates. L'échantillon **W2-2** apparaît enrichi en S et la présence de CaO n'est pas négligeable ; ces teneurs pourraient être liées à la présence de gypse, hypothèse renforcée par les conditions proximales (faible épaisseur de la lame d'eau, conditions préévaporitiques à évaporitiques possibles), mais les teneurs en K_2O , Na_2O et Sr sont faibles (< 2 %).

Pour **W3** (Fig. 11. 3) et **W10** (Fig. 11. 4.), les compositions sont comparables. Globalement, les proportions de MgO sont similaires à celles évoquées en **W2**. Les teneurs en CaO sont plus importantes que celles observées dans les fosses précédentes, cette évolution s'accompagne d'une diminution des teneurs en SiO_2 et Al_2O_3 . Ce phénomène est illustré par les variations importantes du rapport $\text{MgO} + \text{CaO} / \text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3$ entre les différents faciès. Les valeurs du rapport $\text{MgO} / \text{MgO} + \text{CaO}$ sont plus fortes au niveau des faciès de paléosols et de silts, témoignant d'un détritisme logiquement plus important.

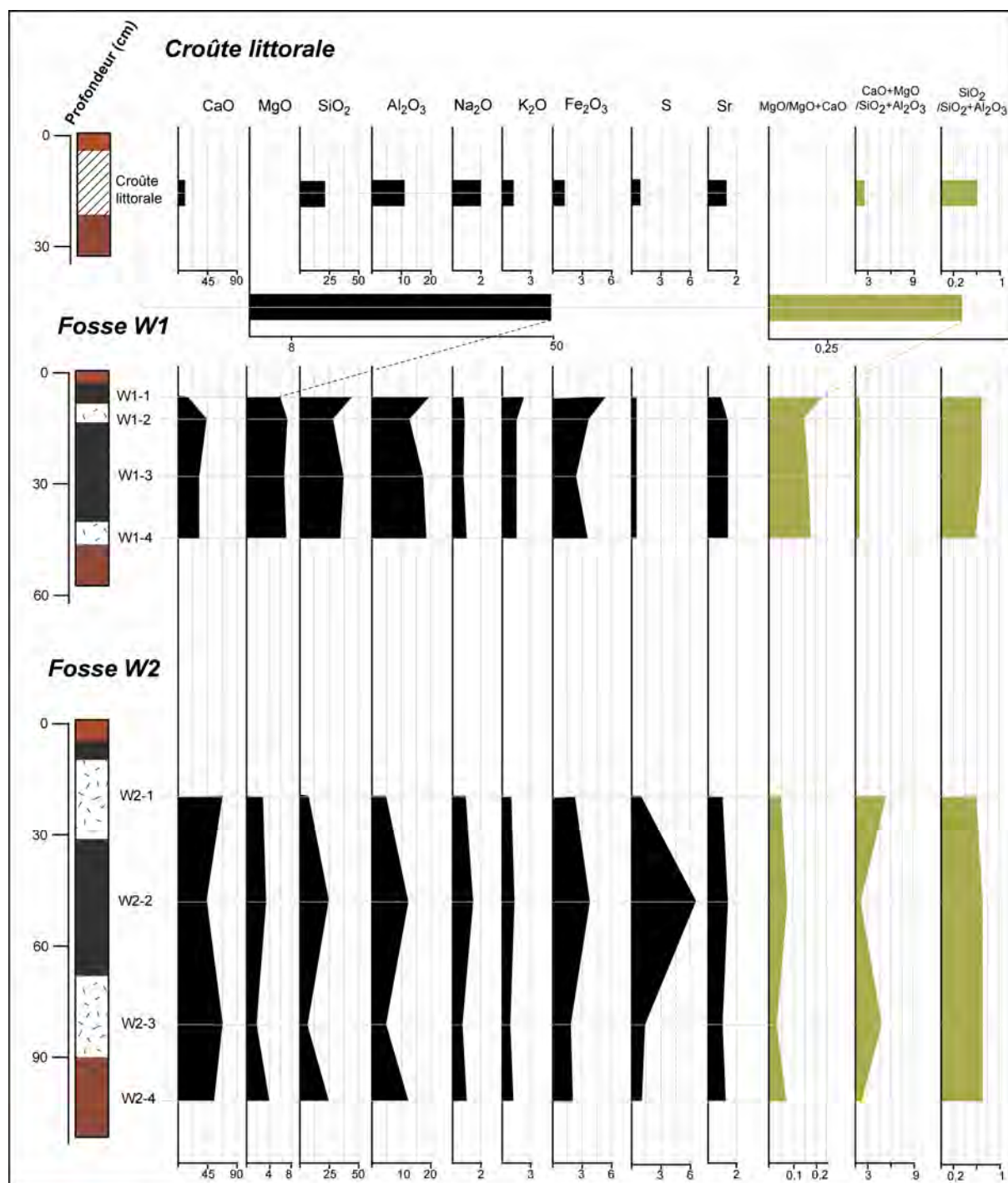


Fig. 11. 2. Composition en pourcentages d'oxydes des dépôts de la Croûte Mg et des fosses W1 et W2 et indices associés.

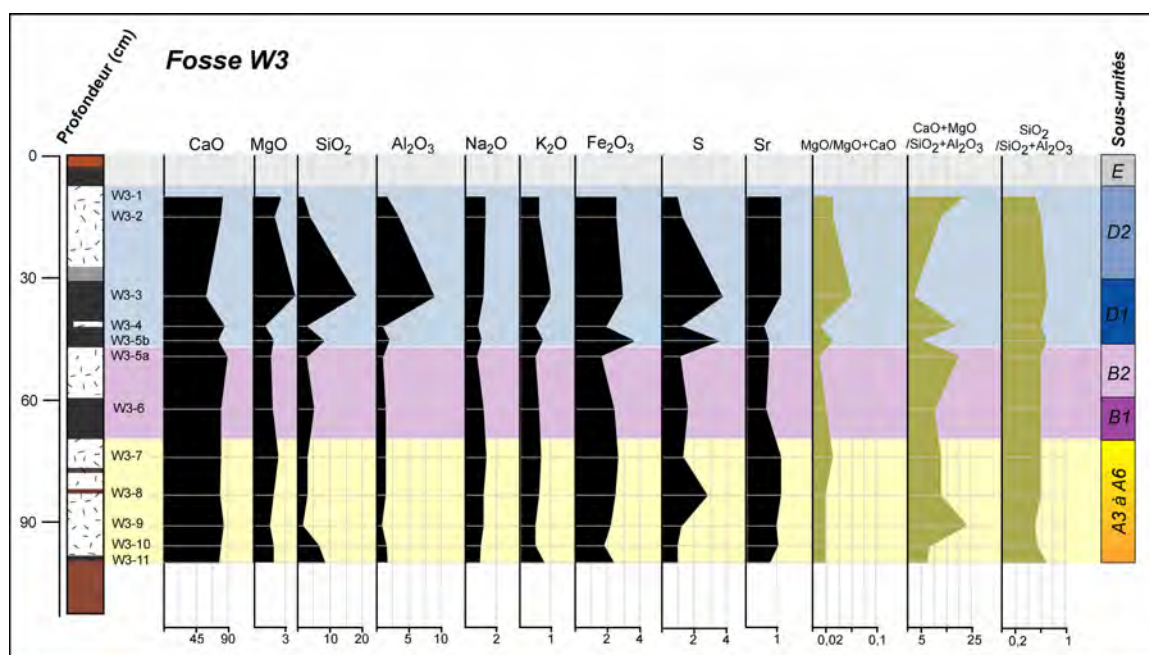


Fig. 11. 3. Composition en pourcentages d'oxydes des dépôts de la fosse W3 et indices associés.

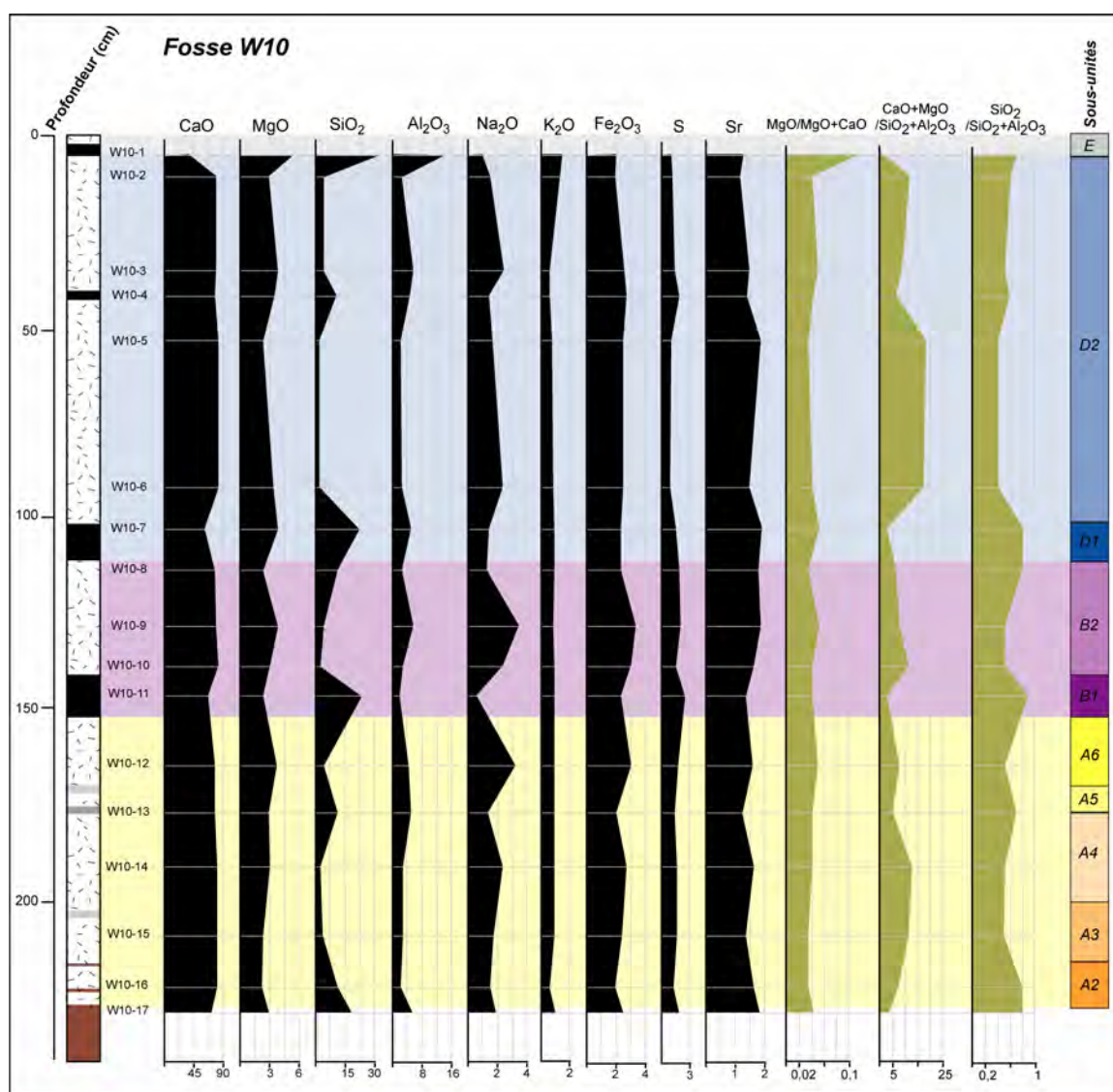


Fig. 11. 4. Composition en pourcentages d'oxydes des dépôts de la fosse W10 et indices associés.

11.3: Evolution de la chimie des dépôts médians (fosse W14) et distaux (fosse W20)

La caractérisation géochimique du domaine médian est uniquement effectuée sur la fosse **W14** et pour la zone distale sur **W20**. Les variations de teneurs en oxydes dans les échantillons prélevés dans cette fosse sont représentées sur les figures 11. 5. et 11. 6.

Les ordres de grandeur des teneurs en oxydes observées dans les échantillons des deux fosses sont comparables à ceux évoqués en zone proximale de **W3** à **W10**. L'anti-corrélation SiO_2 -CaO est perceptible par les teneurs en chacun des oxydes mais également par les variations du rapport $\text{MgO} + \text{CaO} / \text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3$. La répartition entre faciès de tufs à t.e.c. (vers les fortes teneurs en CaO) et faciès de silts-paléosols (vers les fortes teneurs en SiO_2) est clairement illustrée sur les figures 11. 5. et 11. 6. Un certain parallélisme apparaît entre l'évolution des teneurs en SiO_2 , MgO, Al_2O_3 , Fe_2O_3 et Sr au sein des horizons de paléosols. Ceci pourrait indiquer la présence de silicates (quartz et argiles) et de dolomite détritique ; hypothèse d'autant plus plausible que le rapport $\text{MgO} / \text{MgO} + \text{CaO}$ est plus élevé dans ces horizons.

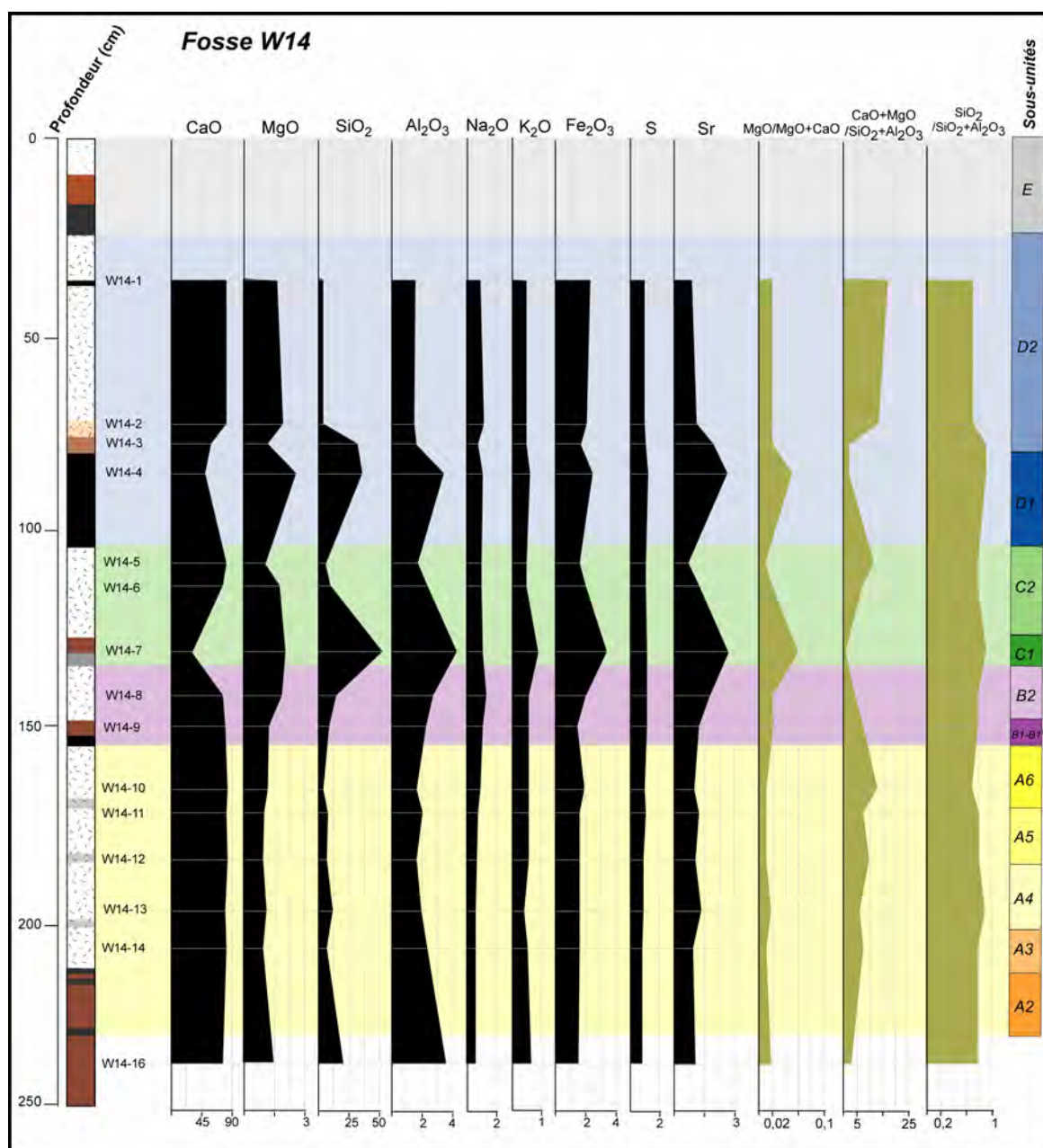


Fig. 11. 5. Composition en pourcentages d'oxydes des dépôts de la fosse W14 et indices associés.

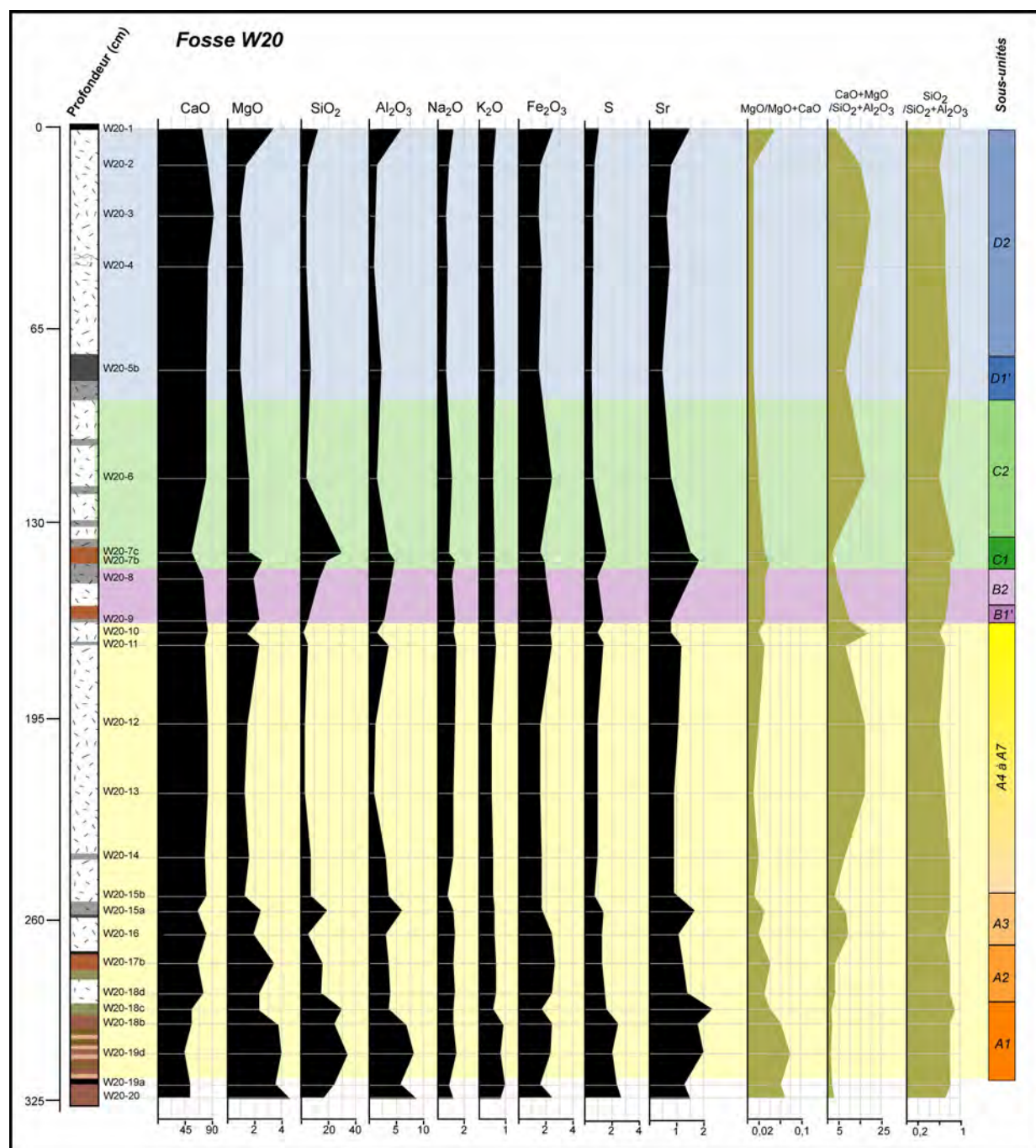


Fig. 11. 6. Composition en pourcentages d'oxydes des dépôts de la fosse W20 et indices associés.

11.4: Evolution latérale et horizontale de la composition chimique des dépôts

L'observation des comportements des majeurs (oxydes) pour l'ensemble des échantillons de chaque fosse permet, à l'aide de corrélations inter-éléments, d'émettre certaines hypothèses sur le cortège minéralogique global. La figure 11. 8. illustre les différentes corrélations exprimées selon les types de faciès macroscopiques. De façon complémentaire, la figure 11. 7. exprime les variations de teneurs en MgO, CaO et SiO₂ par fosses en fonction de la distance au paléorivage mais également selon les sous-unités (couleurs différentes) et faciès (symboles différents).

Les données corrélées confirment la nature fortement carbonatée des dépôts, et ce quel que soit le type de faciès, ainsi que le montre la figure 11. 8A. SiO_2 et CaO apparaissent nettement anti-corrélés, avec des fortes teneurs en silice au niveau des paléosols et silts, et faibles dans les tufs à charophytes (comportement inverse pour CaO). La figure 11. 7. nous montre que, de façon générale, les tufs – et tufs mélangés à des silts - sont enrichis en CaO ce qui dénote la présence de carbonates tels que la calcite, l'aragonite (teneurs en strontium de l'ordre du %) et la dolomite probablement détritique (forts rapports $\text{MgO}/(\text{CaO}+\text{MgO})$). Les faciès de silts et de paléosols se distinguent par de fortes proportions de SiO_2 et des teneurs importantes en K_2O , Al_2O_3 , Fe_2O_3 et S en comparaison aux faciès de tufs. Les faciès silteux apparaissent enrichis en potassium, suggérant la présence de feldspaths ou argiles micacées détritiques. En revanche, à l'exception de quelques échantillons de silts et paléosols proximaux (Fig. 11. 7.), les teneurs en MgO sont comparables entre les différents faciès attestant son appartenance à la fraction carbonatée (dolomite, calcite magnésienne) et silicatée (minéraux argileux, Fig. 11. 8F).

En comparant les données de géochimie à la composition des roches et sols du bassin versant, analysée par Baali (1998) et illustrée sur la figure 2. 4., il est possible d'apprécier la nature minéralogique de la fraction détritique des dépôts lacustres. Ainsi, le bassin versant est potentiellement pourvoyeur de dolomite, quartz, feldspaths et minéraux argileux (illite, smectite, kaolinite, chlorite). Les minéraux allochtones sont logiquement présents dans les horizons de paléosols et de silts (forts rapports $\text{MgO}/(\text{CaO}+\text{MgO})$). Les teneurs en SiO_2 , K_2O et Al_2O_3 et une petite partie du magnésium semblent liées au quartz, feldspaths et argiles détritiques.

Le fer est probablement présent au sein d'oxyhydroxydes hérités des sols rougeâtres du bassin versant. Cependant, des évolutions de teneurs comparables sont apparentes entre le soufre et Fe_2O_3 (bien visible en W3, Fig. 11. 3.) dénotant la présence possible de pyrite dans les sédiments. De plus, il est fort probable que les proportions de soufre soient également liées, plus particulièrement en domaine proximal, à la précipitation de gypse.

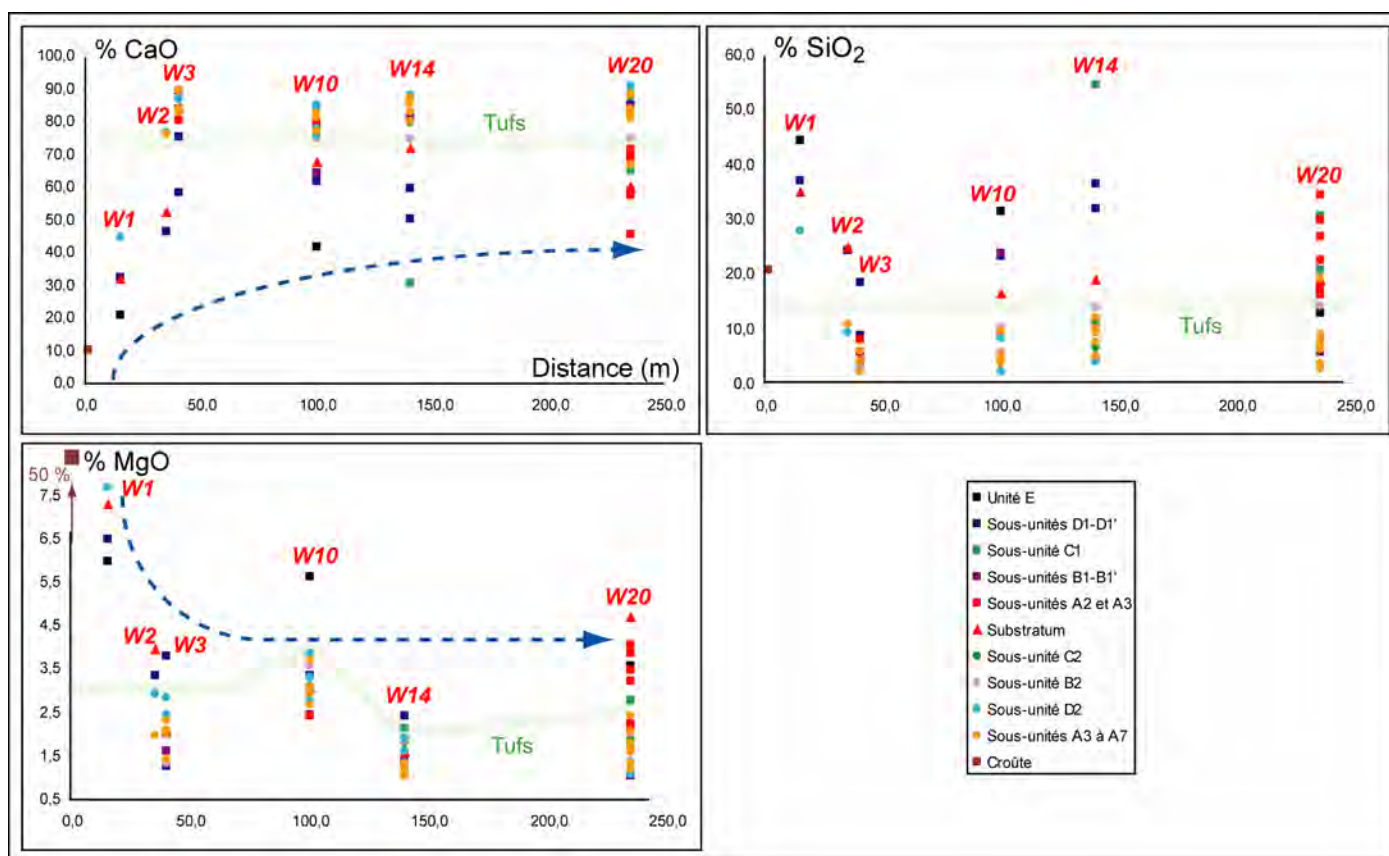


Fig. 11. 7. Evolution des pourcentages pondéraux en CaO , SiO_2 et MgO en fonction de la distance au paléorivage. Les carrés correspondent aux faciès de paléosols, de silts et à la croûte littorale ; les ronds représentent les tufs à charophytes.

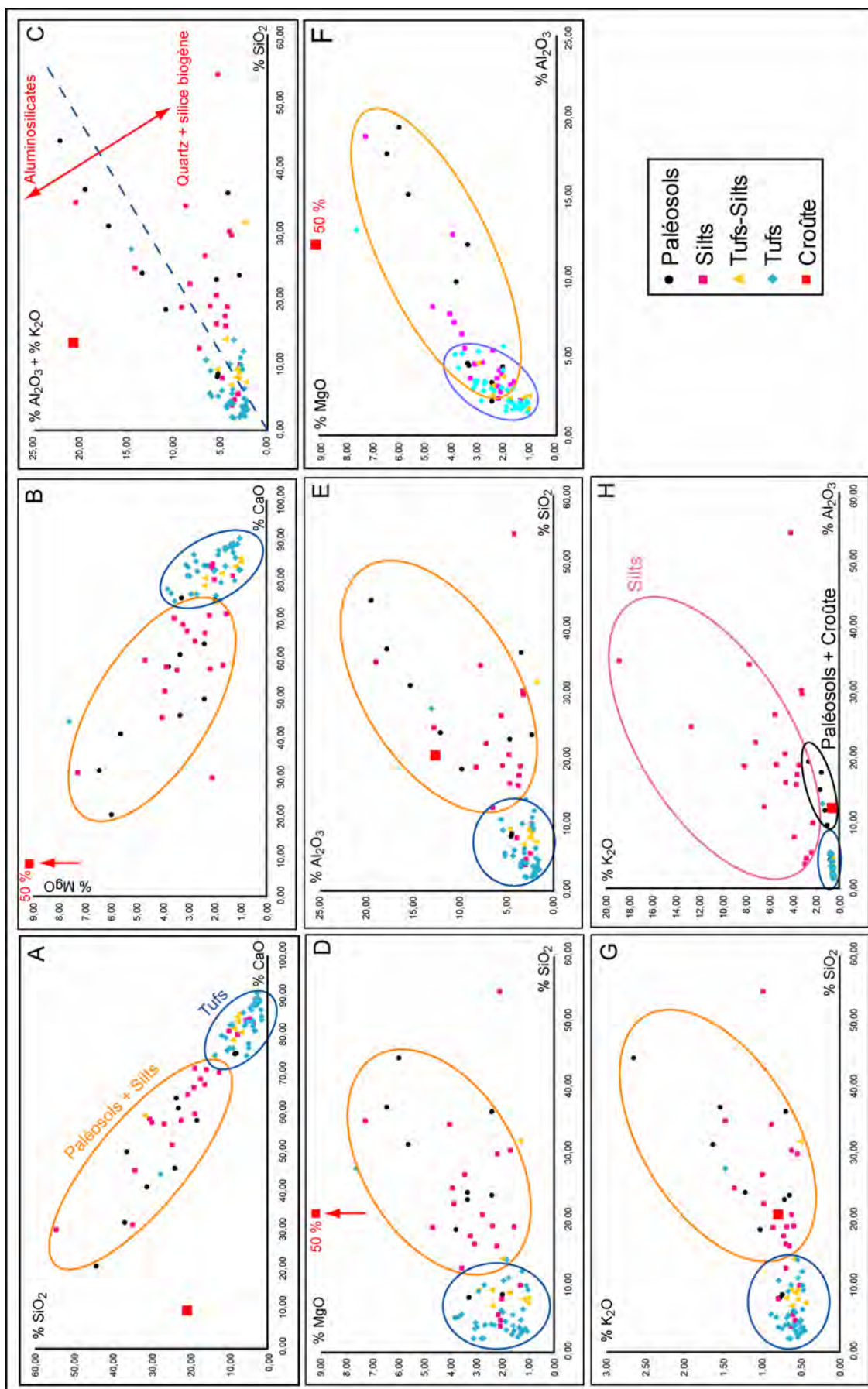


Fig. 11.8. Corrélation entre différents oxydes exprimées en fonction des différents faciès macroscopiques.

Une répartition préférentielle est distinguée sur la figure 11. 8., avec des sédiments proximaux modérément enrichies en SiO_2 et des sédiments distaux présentant de plus fortes teneurs en CaO au niveau des horizons de silts et de paléosols. Cette observation n'est pas surprenante si l'on tient compte des fortes épaisseurs de paléosols en domaine proximal et des importantes accumulations de tufs en domaine distal (voir Partie II). Par ailleurs, les proportions en MgO diminuent fortement depuis la croûte littorale à la fosse W3 exprimant ainsi un gradient de teneurs et une modification importante de spectre minéralogique du magnésium (Fig. 11. 8.). La croûte littorale est caractérisée par la présence probable d'un minéral fortement magnésien de type huntite ou magnésite. Cette représentation met aussi en évidence l'enrichissement des paléosols et silts en SiO_2 (carrés sur la figure 11. 8.) et celui des tufs en CaO (ronds).

Résumé du Chapitre 11

La composition géochimique (analyses EDS) **des sédiments lacustres**, exprimée en pourcentages pondéraux d'oxydes, témoigne de leur **nature majoritairement carbonatée**. Des **variations notables de composition** sont observées en fonction des **faciès macroscopiques** mais également de la distance au paléorivage.

La croûte littorale présente un enrichissement en MgO (plus de 50 % du spectre géochimique total). Cette observation **dénote la présence d'un minéral hautement magnésien**. Ces **teneurs diminuent de façon continue** depuis la croûte jusqu'en W3 ; elles se stabilisent ensuite vers le distal.

Les tufs à charophytes contiennent une large proportion de CaO , et corrélativement de plus faibles proportions de MgO . Ces **faciès sont potentiellement caractérisés par la présence de calcite, aragonite et dolomite**.

Les paléosols et silts sont enrichis en SiO_2 , CaO , K_2O , Al_2O_3 et MgO . Ces teneurs sont manifestement liées à la **présence de silicates (quartz, argiles et feldspaths) et de dolomite**. Cette hypothèse peut être déduite de la composition des roches du bassin versant établie par Baali (1998).

*

Les données de géochimie constituent une première approche sur la nature des dépôts ; le chapitre suivant nous permettra de préciser leur composition minéralogique grâce à la diffraction des rayons X.

Chapitre 12

Caractérisation du contenu minéralogique

Chapitre 12 : Caractérisation du contenu minéralogique

Les grands traits de la composition élémentaire des sédiments lacustres étant connus, il convenait d'en préciser la nature minéralogique. Pour cela, différents types d'analyses et observations ont été menées sur l'ensemble des échantillons des fosses **W3**, **W6**, **W10**, **W14**, **W20** ainsi que sur la croûte littorale.

La proportion totale de carbonates (calcite, aragonite et dolomite) a été quantifiée par calcimétrie Bernard. Cette méthode consiste à mesurer le volume de CO₂ libéré par 1 gramme d'échantillon sec finement broyé lors d'une attaque à l'HCl (N/2). Par comparaison avec le volume de gaz dégagé par un standard de calcite pure, il est possible d'estimer la proportion de carbonates présente dans l'échantillon. La manipulation est répétée trois fois et seul le résultat moyen est pris en considération (Annexe 11). L'analyse du contenu minéralogique total a été réalisée par DRX (diffractomètre Rigaku à anticathode Cu ; tension de 35 kV et intensité de 15 A) sur des échantillons totaux finement broyés. Un étalon interne de silicium a été ajouté à hauteur de 10 % de la masse d'échantillon pesée et déposée sur lame afin de pouvoir ajuster les pics des différentes espèces minérales sur les spectres de diffraction à l'aide de la raie d'intensité maximale du silicium d₍₁₁₁₎ définie à 3,134 Å (2θ = 28,445°) selon la méthode utilisée, entre autres, par Rosen *et al.*, 1988. De plus, cette méthode permet de calculer le pourcentage molaire de MgCO₃ contenu dans la calcite à l'aide de l'équation de Goldsmith (Goldsmith *et al.*, 1958, 1961) :

$$\% \text{MgCO}_3 \text{ molaire} = 33.784 \times (2\theta \text{ Calcite}_{(104)} - 2\theta \text{ Silicium}_{(111)}) - 32.486$$

Ce calcul a permis de mettre en évidence que la calcite identifiée dans tous les échantillons est en moyenne légèrement magnésienne (pourcentage moyen de MgCO₃ molaire de l'ordre de 5 %).

Par soucis de simplification, nous emploierons le terme « calcite » dans la suite de l'étude.

Les travaux de Blanchard (2002) et El Ouadeihe (2003) sur la fosse **S1** (sud du lac) ont mis en avant de faibles teneurs en minéraux argileux mais également leur faible degré de cristallinité comme le montrent les réflexions mal caractérisées, parfois difficiles à distinguer du bruit de fond et dont la semi-quantification se révèle souvent hasardeuse. Il n'a pas été procédé à une analyse détaillée de ces minéraux et nous évoquerons seulement les quelques résultats acquis par Blanchard (2002) et El Ouadeihe (2003) en plus de quelques analyses effectuées sur des échantillons de **W20**. Cette fraction ne représente qu'une très faible proportion du cortège minéral global. L'interprétation des diffractogrammes a été effectuée en se basant sur les données de Brown (1961), Holtzappel (1985) et Barthelmy (2000-2005). Les proportions des différentes espèces minérales ont été évaluées de façon semi-quantitative (exprimées en %, Annexe 12) en tenant compte de l'aire des pics d'intensité maximale de chaque minéral. Ces valeurs ont été rapportées à la somme des surfaces des pics d'intensité maximale.

12.1 : Minéralogie des dépôts proximaux

Les analyses de calcimétrie et par DRX ont été effectuées sur l'ensemble des échantillons des fosses **W3**, **W6**, **W10** et sur la croûte littorale afin de caractériser le spectre minéralogique des dépôts proximaux. Des analyses de COT ont été obtenues sur l'ensemble des échantillons de la fosse **W3**.

12.1.1 : Croûte littorale

Comme nous l'avons évoqué dans le chapitre précédent, les données de géochimie indiquent une proportion élevée de magnésium dans la croûte développée au contact du paléorivage. Le diffractogramme (Fig. 12. 1.) témoigne de la présence de magnésite en forte proportion (plus de 55 %). Le spectre minéralogique contient également de la dolomite (16 %), du quartz (15 %), de la calcite (~ 9 %) ainsi que de faibles proportions de muscovite (plus de 2 %) et de gypse (2 %). Ces résultats corroborent les données de la géochimie à l'exception des teneurs en aluminium, probablement présent au sein de minéraux argileux (dont l'analyse par DRX n'a pas été effectuée dans la présente étude).

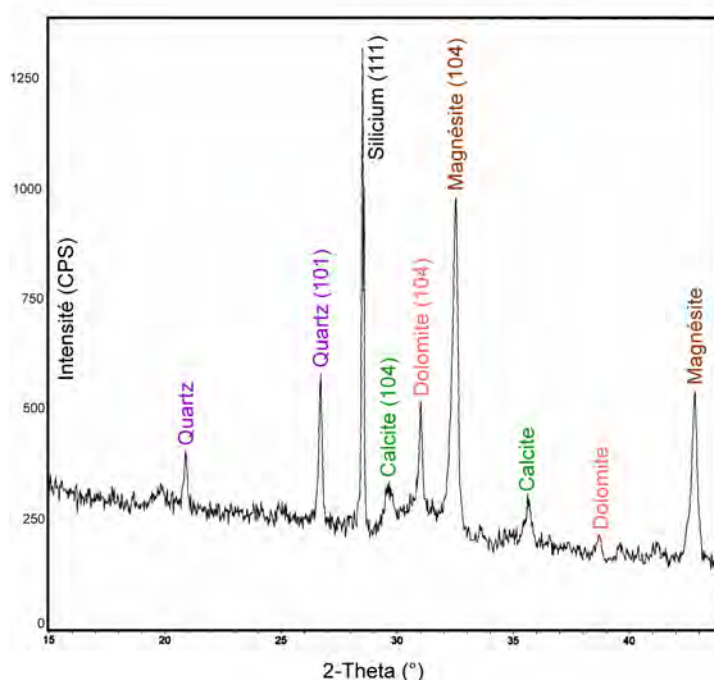


Fig. 12. 1. Diffractogramme de la croûte littorale.

12.1.2 : Les stromatolites développés sur les dolomies liasiques, un cas particulier

Les formations microbiennes évoquées dans le paragraphe 4.4.1. (Partie II) ont également fait l'objet d'analyses par DRX. Les échantillons finement broyés regroupent évidemment des éléments minéraux bioinduits par le développement microbien mais également des éléments de l'encaissant dolomitique. Ainsi, la calcite et la dolomite dominent largement le spectre minéralogique total en compagnie de l'aragonite présente en faible proportion. Le diffractogramme obtenu est présenté sur la figure 12.2. La dolomite provient probablement du substratum liasique et les formations microbiennes sont composées de calcite.

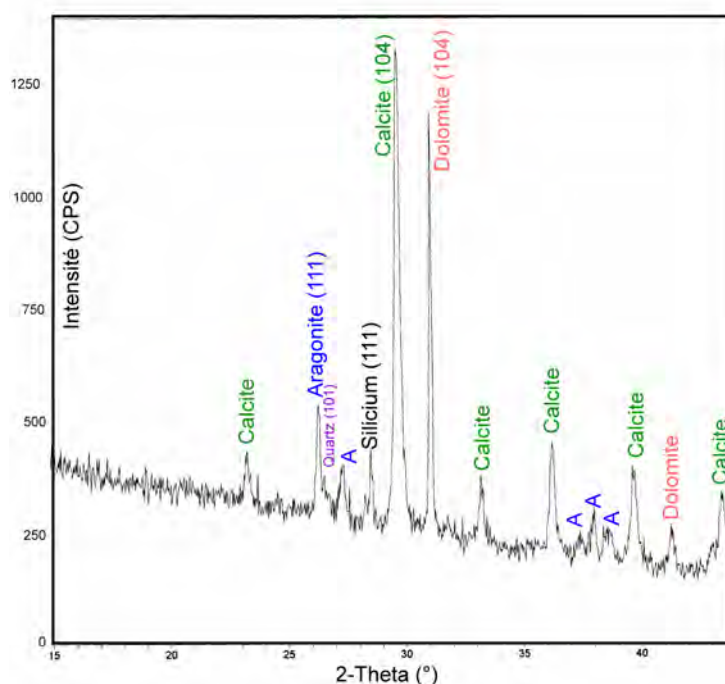


Fig. 12. 2. Diffractogramme d'un échantillon de stromatolite prélevé sur les abrupts constitués de dolomies liasiques et localisées à l'est du lac actuel.

12.1.3 : Fosse W3

Les données de calcimétrie et les résultats obtenus par DRX au niveau des échantillons de la fosse W3 sont présentés sur la figure 12. 3. Les proportions des différents minéraux carbonatés sont également exprimées selon les pourcentages de carbonates obtenus par calcimétrie. Le pourcentage molaire de MgCO_3 contenu dans la calcite est indiqué tout comme les valeurs de COT.

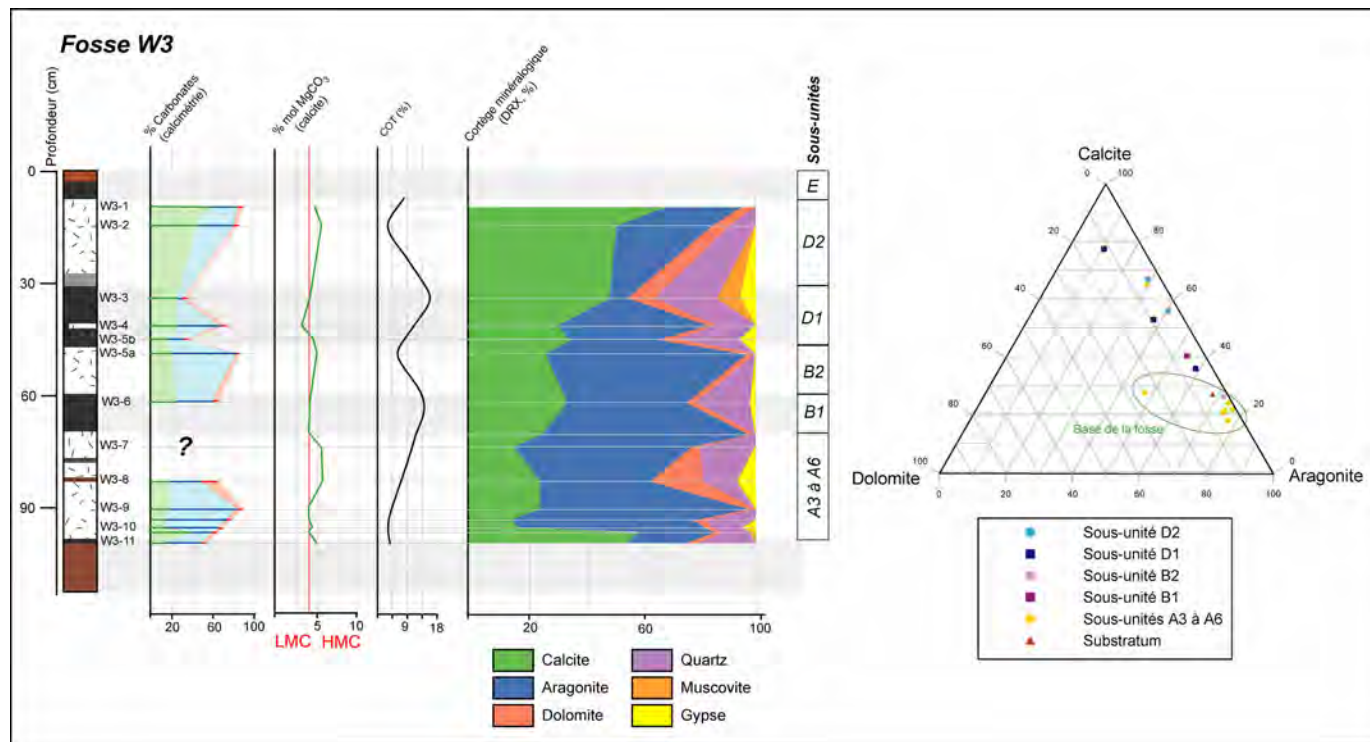


Fig. 12. 3. Pourcentages de carbonates (calcimétrie), cortège minéralogique reconstitué à partir des analyses DRX et répartition des échantillons de la fosse W3 par sous-unités sédimentaires dans un diagramme ternaire [calcite-aragonite-dolomite]. Carrés = faciès de silts et paléosols ; ronds = faciès de tufs.

Les résultats obtenus par calcimétrie montrent que la proportion de carbonates au sein des tufs enrichis en tiges encroûtées de charophytes (t.e.c.) est importante (jusqu'à plus de 89 % en W3-1) mais également qu'elle n'est pas négligeable dans les faciès de silts-paléosols avec un minimum de 34 % dans le paléosol de la sous-unité D1. La composition minéralogique déduite des analyses par DRX (Fig. 12. 4.) témoigne d'un assemblage de minéraux carbonatés avec calcite (en moyenne faiblement magnésienne), dolomite mais surtout aragonite en forte proportion (jusqu'à 77 % de la composition totale en W3-9). La calcite représente au maximum 67 % du cortège global contre 20 % pour la dolomite. Le quartz est présent dans une grande majorité des échantillons dans des proportions fluctuant entre 10 et 25 % du matériel d'ensemble. La muscovite est peu représentée (maximum 10 % quand elle est présente) contrairement au gypse, observé dans les paléosols et silts. Les teneurs en COT sont fortes (près de 16 %) au sein des horizons de paléosol. Ces données sont en adéquation avec les analyses EDS mentionnées au paragraphe précédent où nous avons mis en évidence que le CaO domine sur l'ensemble du profil alors que les silts et paléosols sont enrichis en SiO_2 .

Sur le diagramme ternaire [calcite-aragonite-dolomite] (Fig. 12. 3.), de façon générale, les proportions de calcite augmentent progressivement de la base au sommet de la fosse et ce quel que soit le type de faciès considéré. A l'opposé, les teneurs en aragonite diminuent, ce phénomène étant plus marqué au niveau des faciès de tufs à t.e.c.

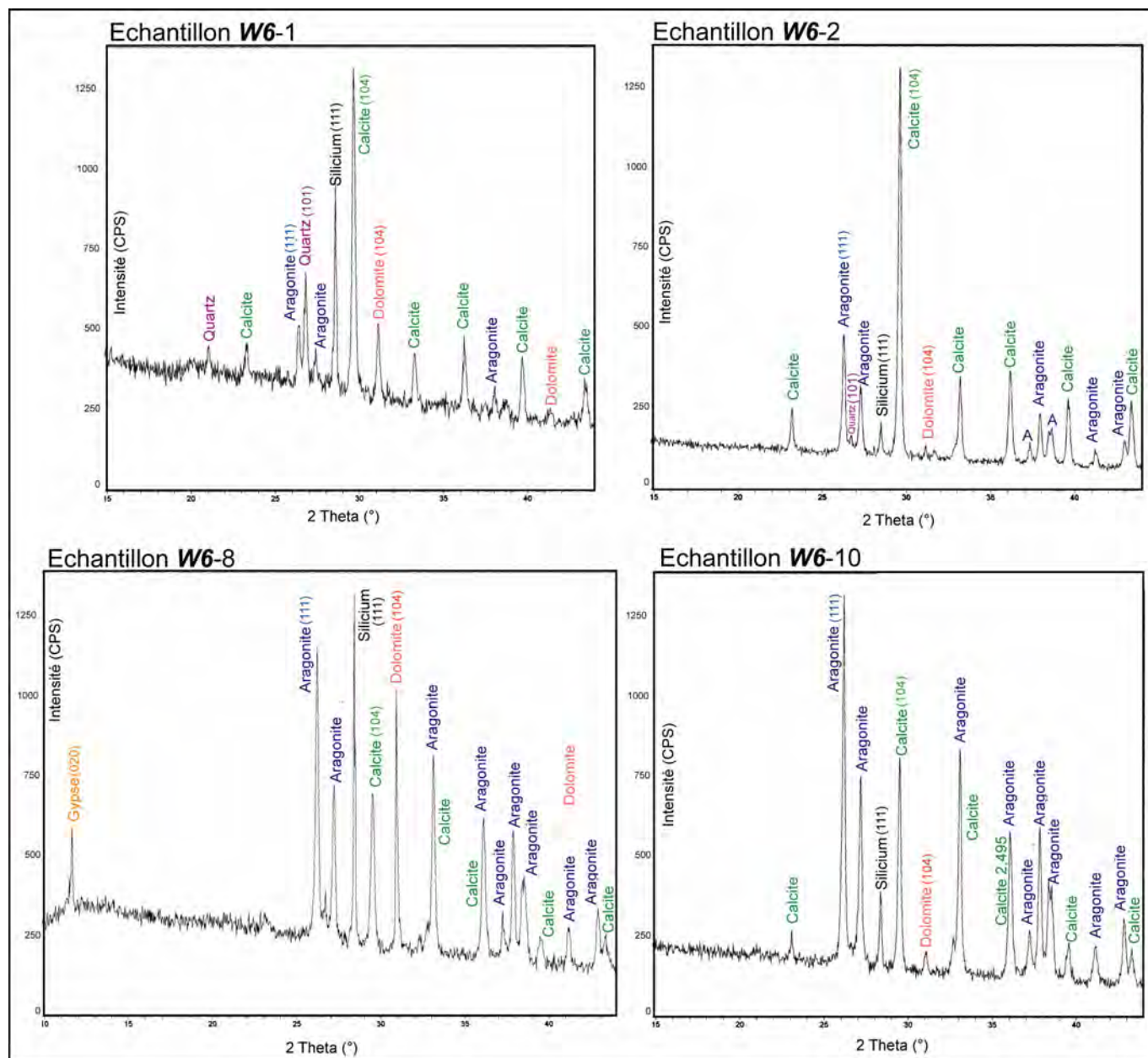


Fig. 12. 4. Exemples de diffractogrammes témoignant de la richesse en quartz (échantillon W6-1), en calcite (échantillons W6-1 et W6-2), en gypse et dolomite (échantillon W6-8) et en aragonite (échantillon W6-8 et W6-10) dans les dépôts de la fosse W6.

12.1.4 : Fosses W6 et W10

Les pourcentages de carbonates obtenus par calcimétrie sont dans le même ordre de grandeur que ceux relevés en **W3** à l'exception des sous-unités B1 et D1 (paléosols) où ils sont plus élevés (proche de 70 %) et E où ils sont plus faibles (proche de 10 %). Les carbonates sont toujours dominés par l'aragonite et la calcite (Fig. 12. 5. et 12. 6.). Cette dernière est encore majoritairement observée au sein des unités B et D alors que l'aragonite prédomine en A. Ce phénomène est bien visible sur le diagramme ternaire [calcite-aragonite-dolomite] avec une polarité de répartition des échantillons de l'unité A près du pôle aragonite. Cependant, les niveaux de silts-paléosols présentent un enrichissement en calcite par rapport à l'aragonite (phénomène bien visible en **W10-8**, Fig. 12. 6.). La dolomite apparaît dans tous les échantillons mais en faible quantité (toujours inférieure à 12 % et généralement proche des 5 %). Le quartz est toujours présent à l'exception des tufs enrichis en t.e.c. (seuls les lits silteux observés au sein des tufs en contiennent). Le gypse est uniquement observé en **W6**.

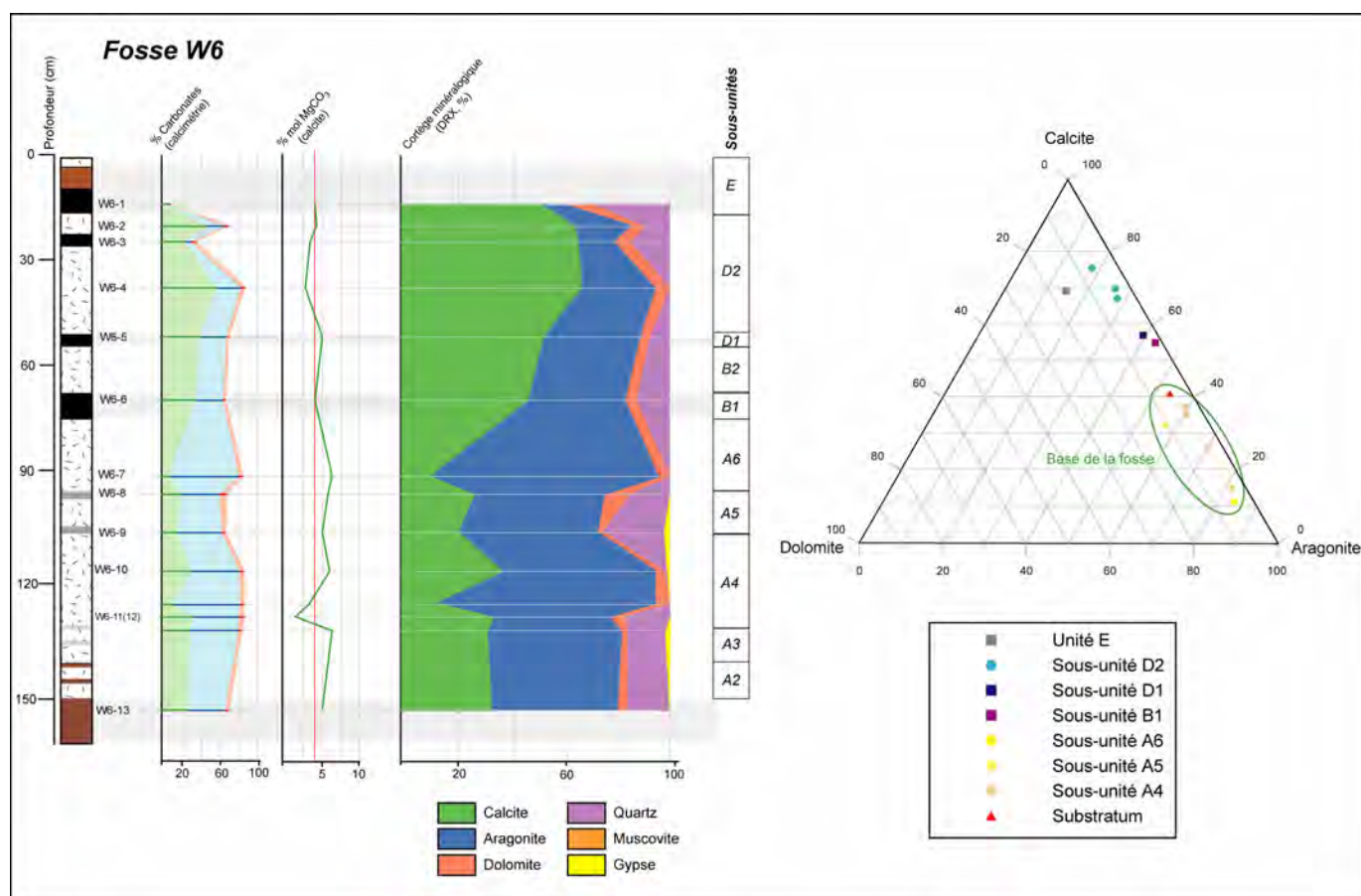


Fig. 12. 5. Pourcentages de carbonates (calcimétrie), cortège minéralogique reconstitué à partir des analyses DRX et répartition des échantillons de la fosse W6 par sous-unités sédimentaires dans un diagramme ternaire [calcite-aragonite-dolomite].

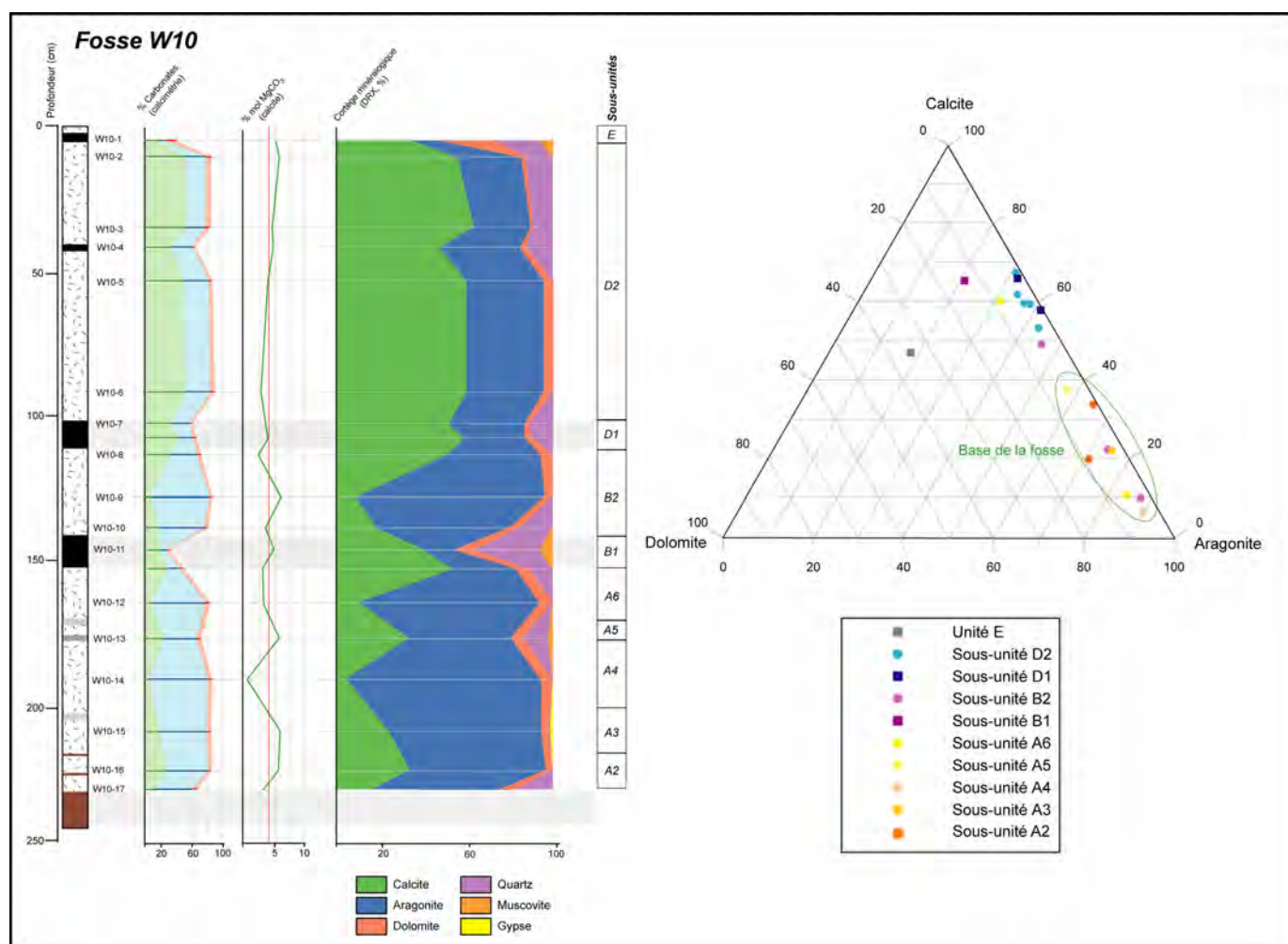


Fig. 12. 6. Pourcentages de carbonates (calcimétrie), cortège minéralogique reconstitué à partir des analyses DRX et répartition des échantillons de la fosse W10 par sous-unités sédimentaires dans un diagramme ternaire [calcite-aragonite-dolomite].

12.2 : Minéralogie des dépôts médians (fosse W14) et distaux (fosse W20)

Les fosses **W14** et **W20** ont été choisies pour caractériser respectivement les dépôts médians et distaux du transect W. Les analyses EDS (montrent un contraste très important entre niveaux de silts enrichis en SiO_2 (35 à 40 % du spectre géochimique total) et les tufs à t.e.c. largement dominés par CaO (souvent plus de 85 %).

En **W14** (Fig. 12. 7.), les niveaux de silts et paléosols sont pauvres en carbonates avec des teneurs atteignant difficilement les 30 % (§ 12.3.) l'échantillon **W14-9**, situé au niveau de la transition B1'- B2 comprend une forte proportion de carbonates attribués à une contamination par des particules de tufs). Les carbonates sont toujours dominés par l'aragonite (jusqu'à 83 % en **W14-11**) et la calcite (avec un maximum de 65 % en **W14-4**). La calcite est encore majoritairement observée au sein de l'unité D et en C1 alors que l'aragonite prédomine dans les unités A, B et C2. Ce phénomène est bien visible sur le diagramme ternaire [calcite-aragonite-dolomite] avec une ségrégation des points correspondant à C1, D1 et D2 à proximité du pôle calcite. La dolomite apparaît dans tous les échantillons mais en faible quantité ; elle présente ses plus fortes teneurs dans les niveaux silteux ou de paléosols. Le quartz est présent dans tous les échantillons à l'exception de certains tufs enrichis en t.e.c. Le gypse et la muscovite sont quasi absents du spectre minéralogique total. Les teneurs en COT sont en moyenne plus faibles que celles observées en **W3** à l'exception des niveaux de silts et paléosols

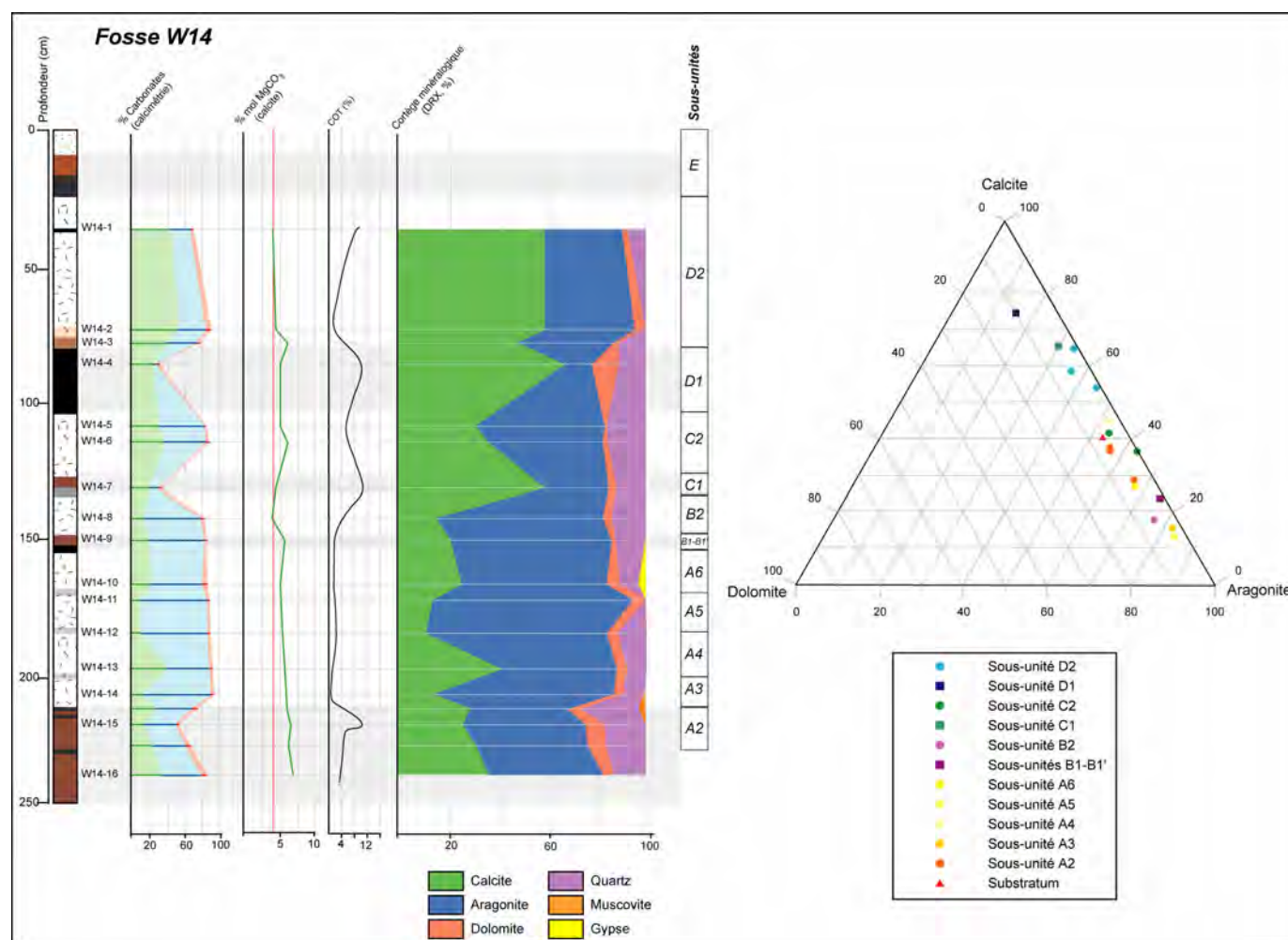


Fig. 12. 7. Pourcentages de carbonates (calcimétrie), cortège minéralogique reconstitué à partir des analyses DRX et répartition des échantillons de la fosse W14 par sous-unités sédimentaires dans un diagramme ternaire [calcite-aragonite-dolomite].

En W20 (Fig. 12. 8.), à l'instar des autres profils, la proportion de carbonates est importante sur l'ensemble de la fosse et ce quel que soit le type de faciès analysé ; seuls les lits silteux des sous-unités A1 et A2 présentent des teneurs moindres (de 36 à 60 % du cortège total). La composition minéralogique témoigne de variations de proportions entre calcite, aragonite et dolomite toujours liées au type de faciès : les tufs enrichis en t.e.c. sont majoritairement composés d'aragonite (jusqu'à 85 %) avec des teneurs en calcite n'excédant pas les 43 %. La calcite, dominante dans les faciès de silts et paléosols, représente au maximum 73 % du cortège global (valeurs proches de 40 % en général) contre 14 % pour la dolomite au niveau de la sous-unité A2. Le quartz est présent dans une grande majorité des échantillons dans des proportions fluctuant entre 7 et 22 % de l'ensemble. La muscovite est absente et le gypse seulement noté dans les dépôts de la sous-unité A1 tout comme en W18 où des rosettes ont été observées à la loupe binoculaire (voir Fig. 4. 9.).

La représentation des différents échantillons dans un diagramme ternaire [calcite-aragonite-dolomite] ne permet pas d'observer quelque ségrégation entre les points mais plutôt une répartition continue entre les pôles calcite et aragonite seulement selon les faciès.

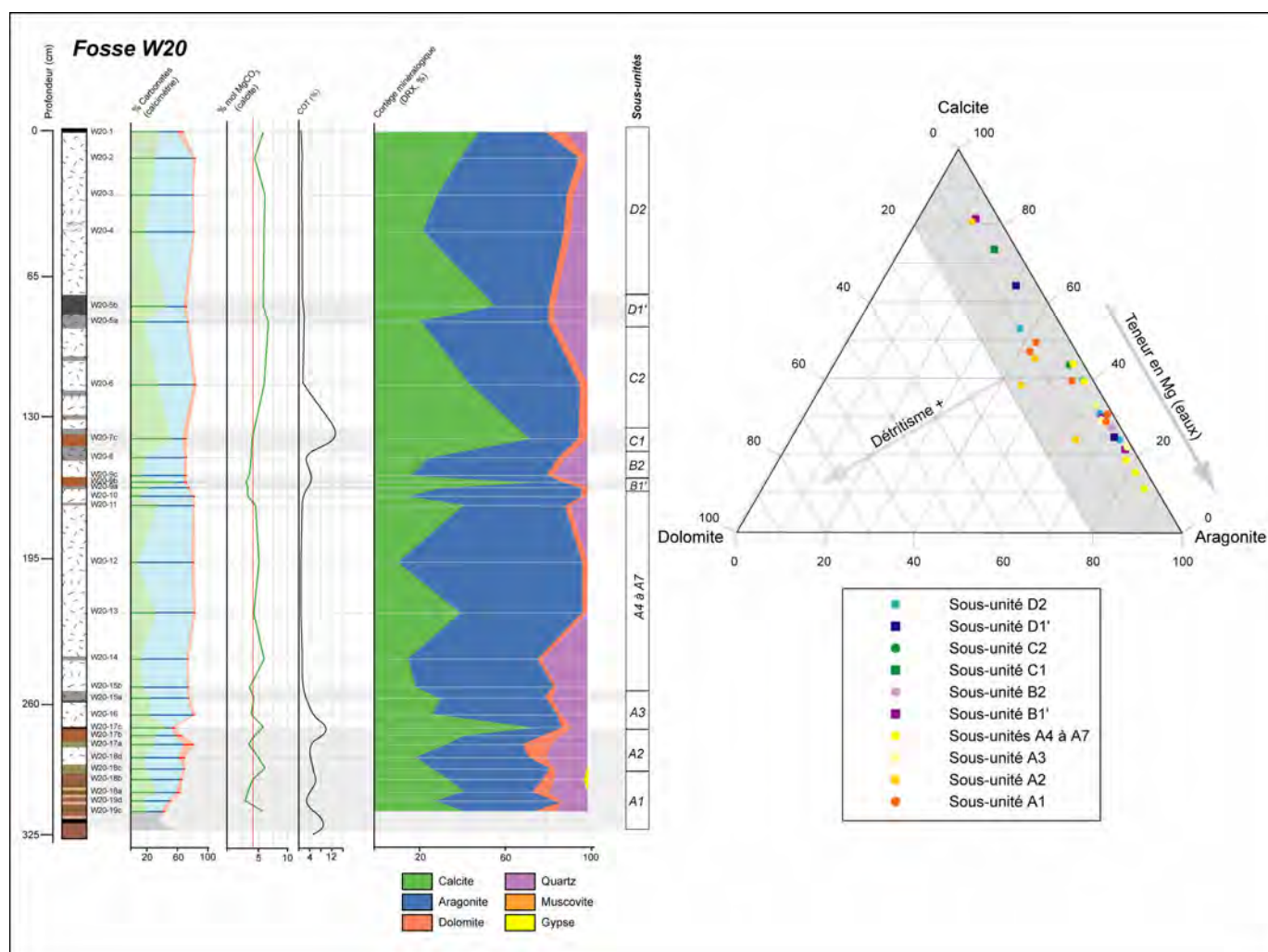


Fig. 12. 8. Pourcentages de carbonates (calcimétrie), cortège minéralogique reconstitué à partir des analyses DRX et répartition des échantillons de la fosse W20 par sous-unités sédimentaires dans un diagramme ternaire [calcite-aragonite-dolomite].

12.3 : Evolution spatiale du cortège minéralogique

Les données recueillies grâce aux analyses de calcimétrie et par DRX témoignent de la nature fortement carbonatée du cortège minéralogique des sédiments lacustres de la dayet Afourgagh. Les teneurs en dolomite sont faibles et représentent un fond continu dans toutes les fosses étudiées. Les carbonates sont majoritairement composés de calcite et d'aragonite dont la répartition évolue, au sein d'une même fosse, en fonction des faciès mais également selon les sous-unités sédimentaires. Par exemple, en **W10**, les faciès de tufs enrichis en vestiges de charophytes sont majoritairement composés d'aragonite au sein des unités A, B et C alors que l'unité D présente des teneurs plus importantes (Fig. 12. 6.). Ces observations soulèvent la question de savoir si ce phénomène est observé localement ou sur l'ensemble du transect. Pour apporter quelques éléments de réponse, les teneurs en calcite et aragonite des tufs enrichis en t.e.c. ont été représentés sur un schéma global du transect W par extrapolation des données recueillies au niveau des différentes fosses (Fig. 12. 9. et 12. 10.). En raison de l'enrichissement et des variations notables de teneurs en carbonates au sein des tufs à charophytes, seules les proportions observées dans ces faciès sont représentés sur les figures 12. 9. et 12. 10. En moyenne, la teneur en calcite est de 47 % dans les paléosols contre 23 % d'aragonite. Dans les silts, la moyenne de teneur en aragonite est de 40 % ; la calcite est présente à hauteur moyenne de 37 %.

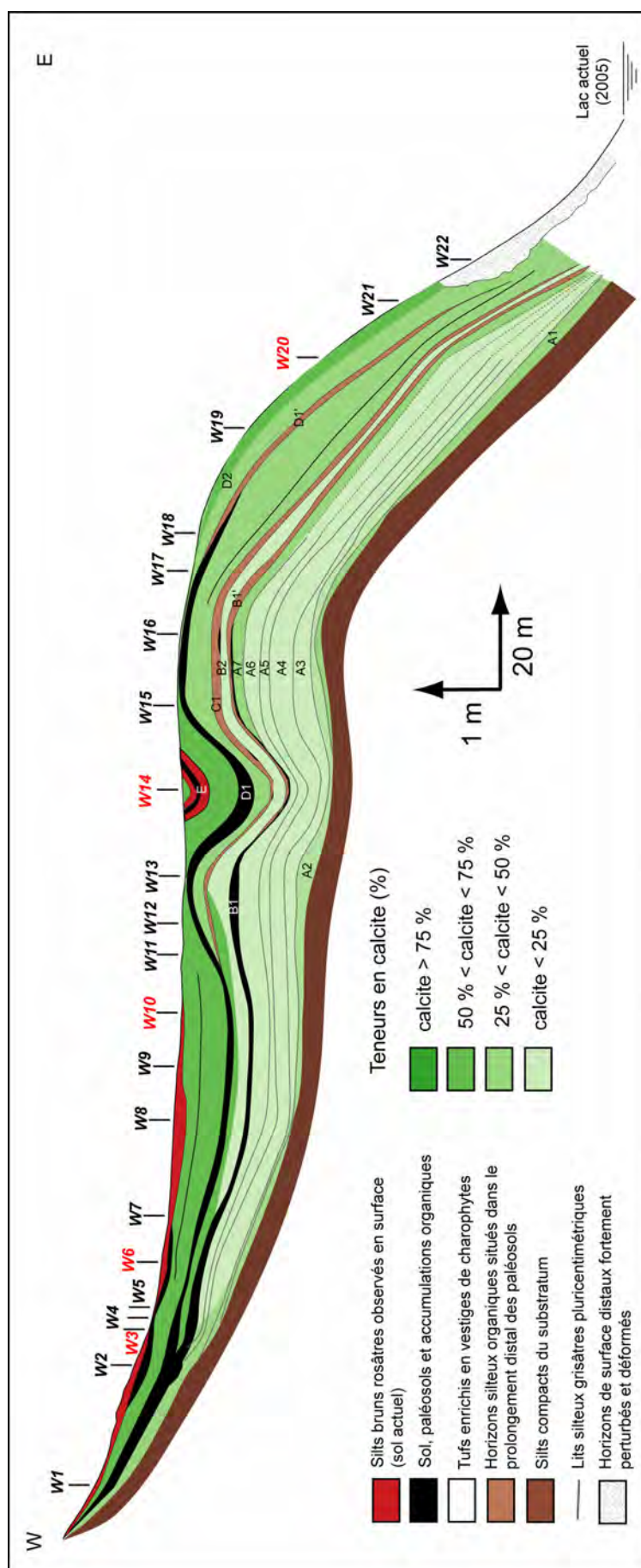


Fig. 12. 9. Répartition des teneurs en calcite extrapolées sur l'ensemble du transect W (résultats obtenus par DRX).

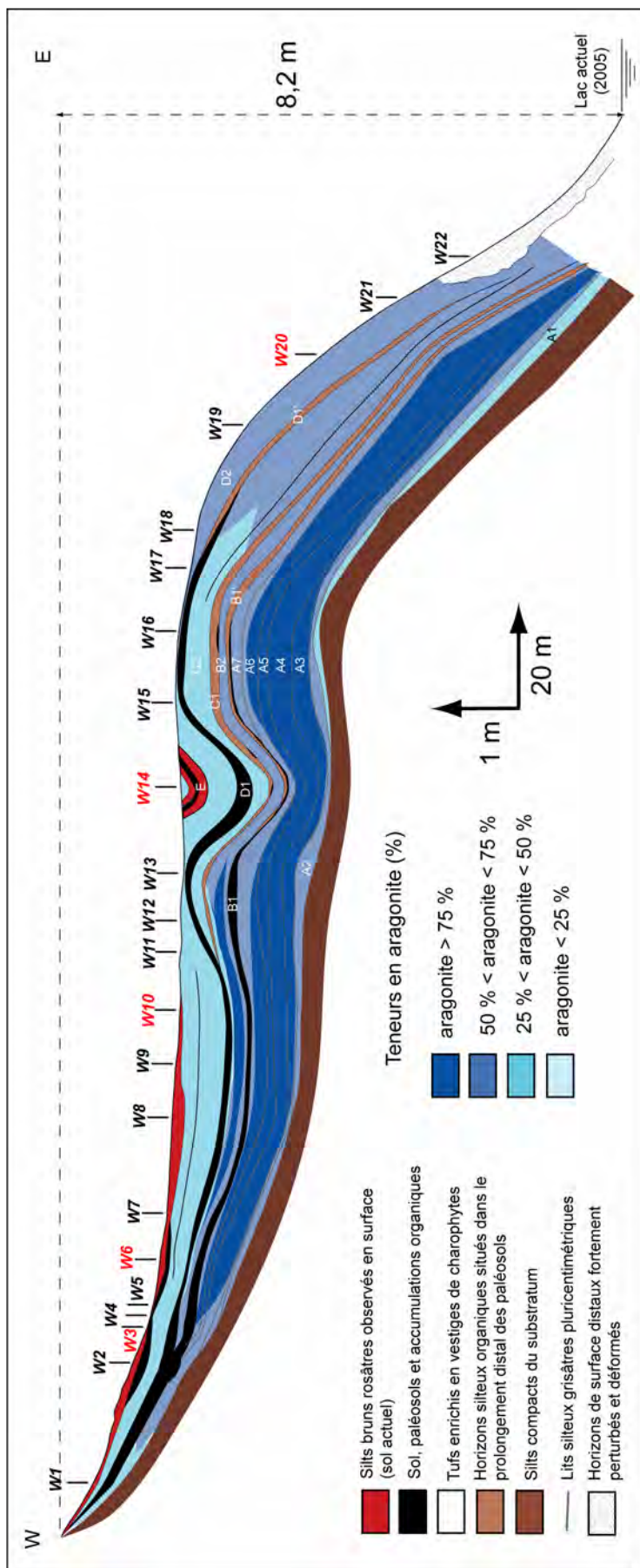


Fig. 12. 10. Répartition des teneurs en aragonite extrapolées sur l'ensemble du transect W (résultats obtenus par DRX).

La répartition de la calcite et de l'aragonite sur l'ensemble du transect W apparaît différenciée en fonction des sous-unités de dépôt. Ainsi A1 est majoritairement composée de calcite par rapport à l'aragonite. En revanche, l'ensemble des dépôts de tufs à t.e.c. de A2 à A5 est largement dominé par l'aragonite et ce sur l'ensemble du transect (à l'exception du domaine le plus proximal où la calcite domine). En A6 et A7, au-dessous des sous-unités de paléosols et de silts B1-B1', les teneurs en calcite augmentent. En B2, la répartition des deux espèces minérales est comparable à celle observée en A2-A5. En C2, mais également en D2, les tufs sont majoritairement composés de calcite sur la totalité du transect ; l'aragonite n'est pas négligeable et devient majoritaire en zone distale dans chacune de ces deux sous-unités.

Ces données témoignent de modifications importantes du système lacustre. En tout état de cause la calcite est majoritaire à proximité du paléorivage, dans les niveaux de silts et de paléosols ainsi que dans les tufs à t.e.c. immédiatement sous-jacent et dans les sous-unités C2 et D2. La présence d'aragonite est étroitement liée aux dépôts de tufs à t.e.c. caractérisant des épisodes de haut niveau lacustre comme l'étude de la géométrie des dépôts ainsi que de la phase biogène nous l'a démontrée. Globalement, au cours du temps, les conditions qui ont prévalu à la précipitation de l'aragonite ont fait place à des conditions plus propices à la formation de calcite.

La précipitation d'aragonite et de calcite faiblement magnésienne témoigne d'un enrichissement des eaux en magnésium. Ce phénomène, observé dans le lac actuel (§ 2.3.2.2.), est lié à la dissolution des dolomies dans lesquelles la nappe circule.

12.4 : Les minéraux argileux

Les travaux de Blanchard (2002) et El Ouadeihe (2003) sur la fosse **S1** mettent en évidence la présence de minéraux argileux (particulièrement au sein des faciès de type paléosols ou silts). Les sédiments contiennent des proportions variables d'illite, kaolinite, smectite et chlorite (Fig. 12. 11.). Illite et kaolinite dominent largement le cortège argileux. Smectite et illite sont présentes dans de moindres proportions et les chlorites sont rares. Le cortège de minéraux argileux est variable selon les faciès. Les horizons de paléosols ou de silts (riches en macro-restes de végétaux) sont riches en minéraux argileux à l'inverse des tufs à t.e.c. qui sont la plupart du temps pauvres voire totalement dépourvus de ce type de minéral. Cependant une tendance apparaît : les niveaux de paléosols et de silts sont plutôt riches en illite et kaolinite ; les smectites sont également présentes dans ces faciès mais plus particulièrement au sein des lits centimétriques grisâtres observés dans les tufs. Les roches du bassin versant, selon Baali (1998), présentent des teneurs notables en illite dans les dolomies et calcaires lacustres qui affleurent autour du lac actuel (Figures 2. 3. et 2. 4. Partie I). La kaolinite est principalement observée dans les dépôts de cônes alluviaux et cônes de déjection, nettement plus riches en minéraux argileux. Les smectites et chlorites, moins abondantes, sont également essentiellement décrites au sein des cônes. Selon Baali (1998) et El Ouadeihe (2003), l'illite serait héritée des formations liasiques carbonatées et des sols du bassin versant. Ces sols peuvent présenter des teneurs importantes en ce type de minéral, phénomène commun en contexte méditerranéen (Millot, 1964 ; Paquet, 1969 ; Chamley, 1971 ; El Amrani, 2007). La kaolinite provient majoritairement des sols développés sous ce type de climat (Damnati *et al.*, 2005) et de l'altération des dolomies liasiques (Baali, 1998 ; El Ouadeihe, 2003). Selon Blanchard (2002) et d'après Chamley (1971), une partie des smectites pourrait être authigène ; phénomène d'autant plus plausible que le milieu est enrichi en magnésium (précipitation de magnésite et d'aragonite) et sous un climat chaud avec alternances de phases humides et sèches. Les smectites peuvent également provenir de l'altération des roches du bassin versant (Figures 2. 3. et 2. 4. Partie I) tout comme la chlorite.

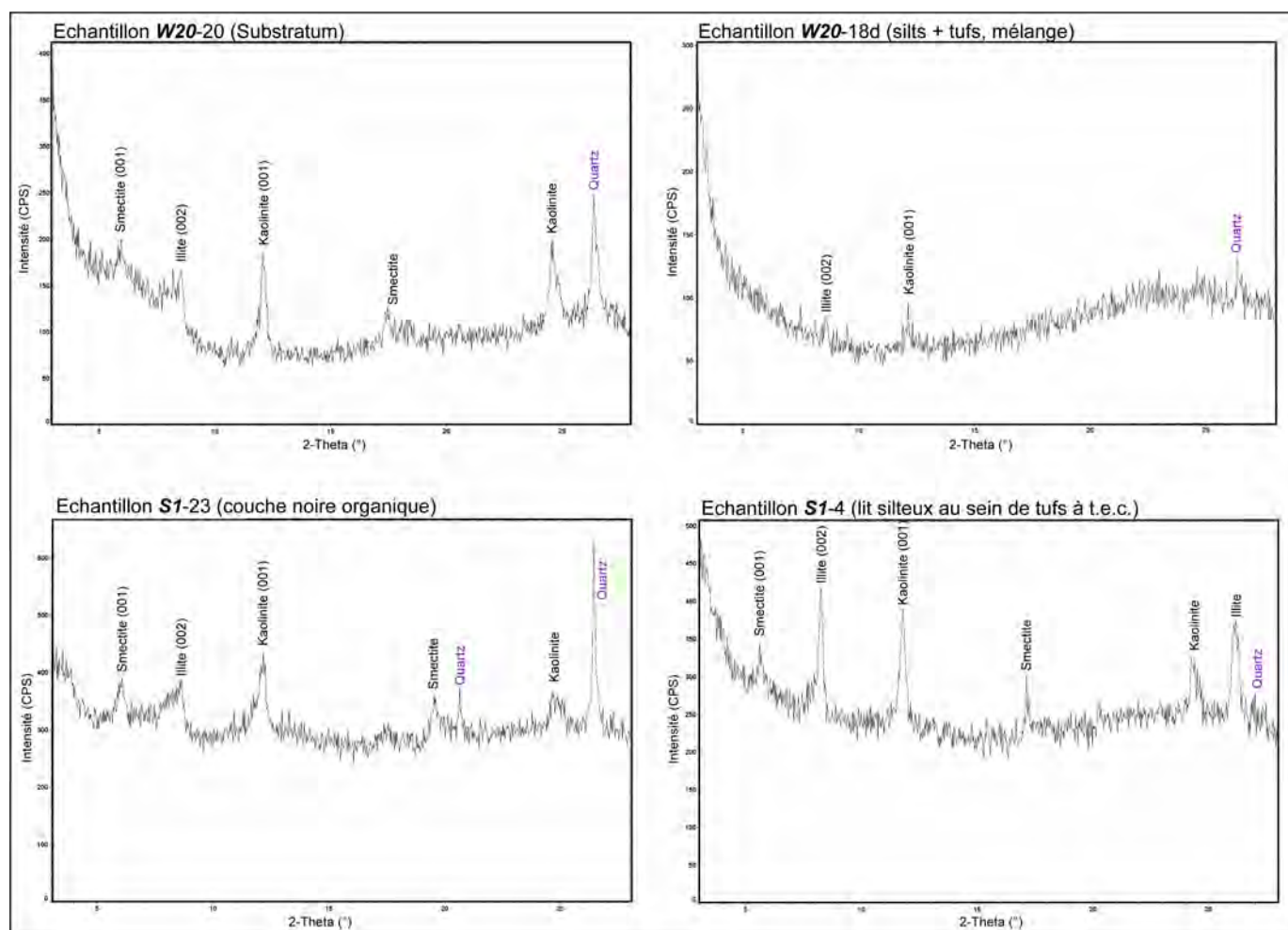


Fig. 12. 11. Exemples de diffractogrammes obtenus par analyse DRX de la fraction argileuse (essai normal) d'échantillons les principaux types de faciès des dépôts de la dayet Afourgagh.

Résumé du Chapitre 12

Le cortège minéralogique déterminé par DRX est en accord avec les analyses EDS. Les résultats de calcimétrie confirment la nature fortement carbonatée des sédiments lacustres.

Le minéral hautement magnésien constituant la croûte littorale est la magnésite. Elle entre dans la composition des carbonates avec l'aragonite, la calcite faiblement magnésienne (« calcite ») et la dolomite. L'aragonite et la calcite dominent largement le cortège carbonaté. Ce spectre minéralogique témoigne de la nature magnésienne des eaux au moment du dépôt des sédiments de la dayet Afourgagh. Les silicates sont présents sous forme de quartz et de minéraux argileux (muscovite, illite, smectite, kaolinite et chlorite). Le gypse figure également mais dans de moindres proportions.

L'aragonite et/ou la calcite constituent la majeure partie des tufs à charophytes. La composition des silts et des paléosols est dominée par ces mêmes carbonates avec des proportions parfois importantes de quartz, dolomite et minéraux argileux. Les teneurs en dolomite sont les plus élevées dans ce type de faciès ce qui atteste son origine détritique, tout comme le quartz et les minéraux argileux. Le cortège minéralogique de ce type de faciès est relativement similaire entre les différentes sous-unités, quelle que soit la zone de dépôt.

La répartition de l'aragonite et de la calcite, au sein des dépôts de tufs du transect W, est caractérisée par des variations latérales et verticales notables. Les dépôts proximaux sont globalement plus riches en calcite à l'inverse des dépôts distaux où l'aragonite domine. Par ailleurs, si les unités A et B sont riches en aragonite, les unités C et D sont plutôt riches en calcite.

Ces variations dénotent des modifications importantes d'environnement au cours des épisodes de haut et de bas niveau lacustre.

Les analyses de COT attestent l'enrichissement des paléosols et silts en éléments organiques.

*

Afin de mieux appréhender ces variations, il convient de s'interroger sur l'origine des différentes phases minérales, ce que nous tenterons dans le prochain chapitre au travers d'une étude pétrographique des sédiments en essayant de faire la part entre composante allochtone et autochtone (plus particulièrement au niveau des carbonates).

Chapitre 13

**Caractérisation microscopique des faciès et
implications quant à l'origine des phases
minérales**

Chapitre 13 : Caractérisation microscopique des faciès et implications quant à l'origine des phases minérales

Les données fournies par la géochimie et par la diffraction des rayons X ont permis de caractériser le cortège minéralogique global des sédiments de la dayet Afouragh. Certaines tendances d'évolution de composition ont été mises en évidence au sein de plusieurs fosses mais également sur l'ensemble du transect W. De plus, certaines particularités ont pu être déterminées comme la présence d'une croûte de magnésite au niveau du paléorivage (observée sur le pourtour du lac, Fig. 4. 1.).

La description des différents types de macrofaciès, sur le terrain (Partie II), nous a permis d'apprécier la variabilité macroscopique des tufs à charophytes et dans une moindre mesure des silts et paléosols. Dans ce chapitre, l'observation au microscope optique d'échantillons prélevés dans ces différents faciès nous permettra de les caractériser plus précisément. D'autres observations complémentaires, à une échelle plus réduite (MEB), sont effectuées afin de déterminer l'origine (détritique, endogène ou authigène) des différentes phases minérales à partir de leurs habitus. La plupart des minéraux rencontrés dans les sédiments sont également présents dans les roches et/ou sols du bassin versant à l'exception de la magnésite et de l'aragonite (selon les données de Baali, 1998). Il est cependant nécessaire de pratiquer ce type d'observations afin de discerner l'origine des minéraux considérés ; par exemple il est difficile de savoir si la dolomite ou la calcite sont remaniées et/ou formées *in situ*.

L'ensemble des échantillons de la fosse **W20** ainsi que d'autres caractéristiques des différents faciès macroscopiques ont fait l'objet d'observations au microscope optique. Pour caractériser les différents types de microfaciès nous utiliserons la classification de Dunham (1962) (*in* Flügel, 2004) mais avec certaines modifications. En effet, la plupart des microfaciès observés dans le présent travail ne contiennent ni matrice, ni ciment mais correspondent plutôt à des accumulations d'éléments non liés. De ce fait, les termes suivants sont utilisés selon les acceptions mentionnées ci-dessous :

- wackestone : éléments non jointifs compris dans une matrice micritique (Fig. 13. 1C);
- grainstone : éléments jointifs mais sans présence de ciment (Fig. 13. 3D);
- boundstone : éléments liés par un ciment biologique (édifices microstromatolithiques ou micrite bioinduite, Fig. 13. 11G).

Quelques échantillons ont ensuite été sélectionnés pour faire l'objet de caractérisations au MEB, rendues nécessaires par la petitesse des composantes du sédiment.

13.1 : La croûte littorale

La croûte littorale présente la particularité d'être majoritairement constituée de magnésite comme nous l'avons vu dans le paragraphe 12.1.1. La dolomite et le quartz sont également présents mais dans de plus faibles proportions.

13.1.1 : Faciès microscopique

Sur lame mince, la croûte présente des faciès différents selon l'enrichissement en matière organique (Fig. 13. 1C et D). Le premier type de faciès correspond à un wackestone à matrice micritique carbonatée englobant des grains de dolomite usés et des bioclastes (Fig. 13. 1B et C.). Le second contient une forte proportion de matière organique. Notons que de nombreuses coquilles de gastéropodes sont présentes (Fig. 13. 1B) ; elles pourraient expliquer les teneurs en aragonite mises en évidence par DRX.

Au MEB, la croûte apparaît constituée de rhomboèdres dont la plupart sont idiomorphes. Or, comme la magnésite et la dolomite cristallisent dans le système rhomboédrique, le problème se pose de connaître leur nature. De plus, la magnésite est nettement plus rare que la dolomite dans les environnements lacustres où elle est réputée se former en contexte évaporitique. Seules les analyses EDS ponctuelles permettent de discriminer ces deux minéraux. Les rhomboèdres de taille importante (> 10 µm), plus ou moins usés et cassés, se révèlent être de la dolomite détritique alors que les rhomboèdres de petite taille (quelques dizaines de nanomètres à plus de 500 nm), clairement formés *in situ*, sont de la magnésite (Fig. 13. 1E et F).

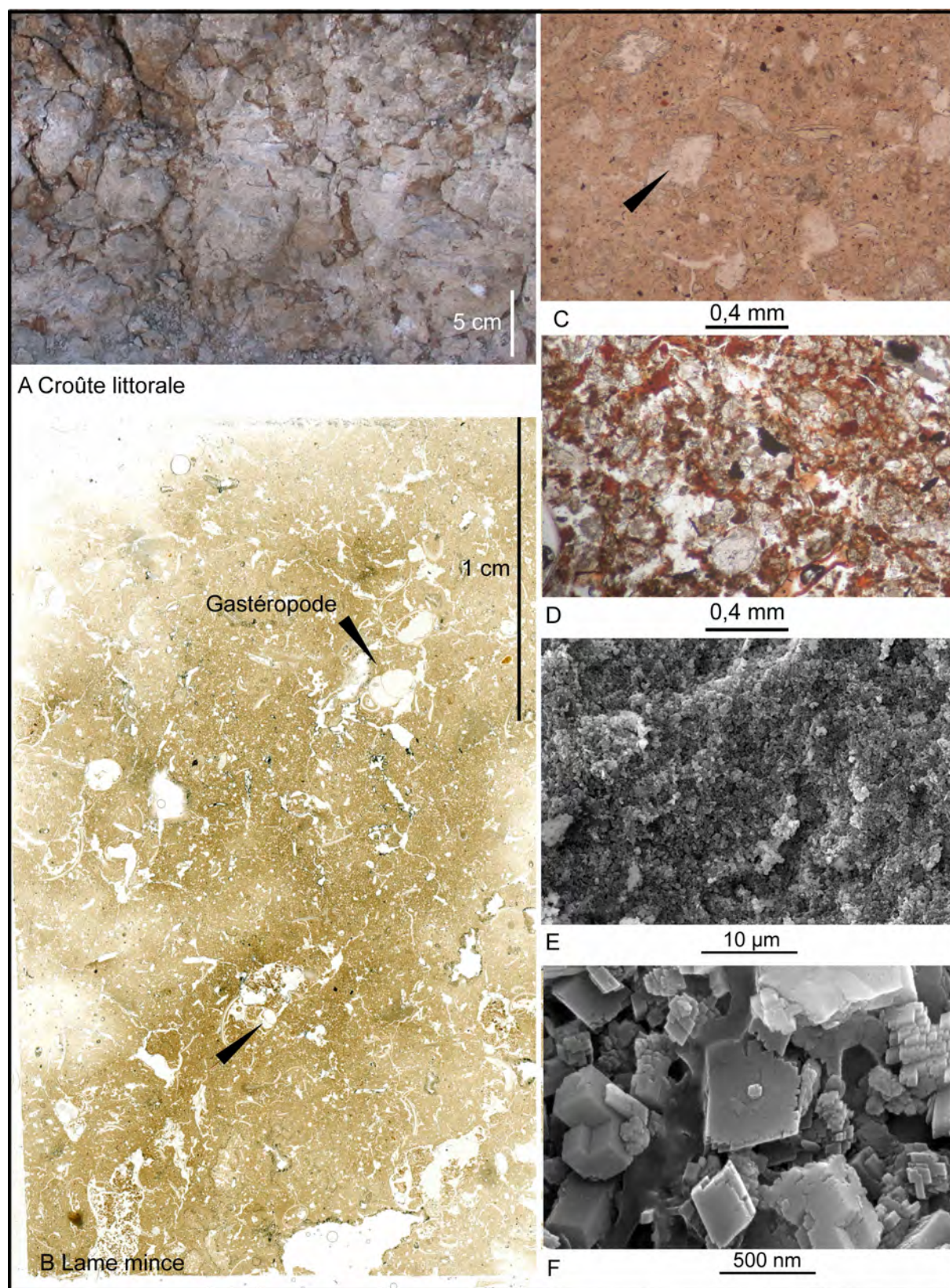


Fig. 13. 1. Caractéristiques des faciès de la croûte littorale. A – Faciès macroscopique. B - Lame mince, premier type de microfaciès, wackestone. C – Microfaciès : wackestone à dolomite détritique (flèche), microscope optique. D – Microfaciès riche en matière organique, microscope optique. E – Matrice micritique entièrement composé de rhomboèdres, MEB. F - rhomboèdres de magnésite idiomorphe de plusieurs dizaines à plusieurs centaines de nanomètres.

13.1.2 : Origine de la magnésite

La magnésite est un minéral parfois observé dans les environnements marins côtiers ou évaporitiques continentaux (Müller *et al.*, 1972 ; Pueyo & Inglès, 1987 ; Last, 1992 ; Camur & Mutlu, 1996). Elle peut être endogène ou authigène (Irion & Müller, 1966 ; Cañaveras *et al.*, 1998) et caractérise, dans tous les cas, des environnements de salinité élevée, alcalins (pH élevé qui peut être lié à une végétation dense), pauvre en sulfates et enrichis en magnésium avec un rapport Mg/Ca > 12 (et même souvent bien supérieur) selon les observations de Müller *et al.* (1972) et de Last (1992). Dans le cas du Tuz Gölu évoqué par Müller *et al.* (1972) et Camur & Mutlu (1996), la magnésite est considérée comme authigène, résultant de la recristallisation secondaire de dolomite endogène. Selon Müller & Wagner (1978), la précipitation de magnésite n'a lieu que dans des environnements où le rapport Mg/Ca est élevé et suite à la précipitation primaire de calcite magnésienne (cas du lac Balaton, Hongrie). En revanche, au niveau du « East Basin Lake » en Australie, Last (1992) définit la formation de croûtes indurées formées par assèchements épisodiques suivant des phases d'évaporation intense et de dessiccation de boues carbonatées. La magnésite est présente mais impossible à distinguer de la dolomite et aucune preuve d'une quelconque existence de minéral précurseur ou de recristallisation n'est décelée. La magnésite est dans ce cas clairement endogène. De façon comparable, Renaut & Long (1989) et Renaut & Stead (1990) décrivent la formation de magnésite et d'hydromagnésite dans les petits lacs (alimentés par une nappe) plus ou moins salés et peu profonds du plateau Cariboo (Canada). Dans un contexte semi-aride à sub-humide, ces phases minérales sont précipitées au sein ou en bordure des lacs aux eaux fortement magnésiennes, par des processus d'évaporation ou biologiques. En bordure, les croûtes (formées par dessiccation successives des vases plus ou moins carbonatées) sont humectées périodiquement par les eaux de la nappe soit directement ou par capillarité. Les eaux interstitielles, saturées en ions magnésium et carbonates, permettent la précipitation d'un minéral hautement magnésien de type dolomite, hydromagnésite ou magnésite. Ce phénomène est étroitement lié aux fortes chaleurs saisonnières (évaporation) et à la salinité du milieu. Cette précipitation peut également être bioinduite par des cyanobactéries en environnement salé et alcalin (pH de 8,5 à 10).

*

La croûte développée en bordure du lac Afourgagh est constituée massivement de cristaux de magnésite automorphes, attestant sa formation *in situ* par des processus de précipitation et non de pédogenèse (le terme de croûte est donc adapté conformément à la nomenclature de Vogt, 1984). L'aspect et la taille des cristaux sont identiques à ceux observés par Cañaveras *et al.* (1998, p. 189 Fig. 5A) dans les dépôts lacustres Miocènes du bassin Catalayud en Espagne. L'induration de la croûte et son aspect macroscopique rappellent les « *pavement hardgrounds* » décrits par Last (1992) ou celles évoquées par Renaut & Stead (1990). De plus, l'habitus parfait des cristaux de magnésite dénote une formation *in situ*, la dolomite trouvée dans la croûte étant majoritairement détritique comme l'atteste l'usure des cristaux. La présence de dolomite authigène ne peut cependant pas être exclue.

La magnésite peut donc être considérée comme authigène et sa formation reflète des conditions environnementales extrêmes avec un milieu temporaire soumis à des assèchements épisodiques (probablement saisonniers) et des eaux très salées, fortement alcalines et très riches en magnésium. Ces observations sont tout à fait compatibles avec la chimie des eaux actuelles du lac qui révèlent des rapports Mg/Ca largement supérieurs à 12 (voir Fig. 2. 17., Partie II). Cette croûte formée sur le pourtour du lac constitue en outre un véritable piège à magnésium. L'enrichissement des eaux en cet élément est probablement lié à la circulation des eaux de la nappe dans les dolomies liasiques.

13.2 : Les microbialites développées sur les dolomies liasiques

Les faciès macroscopiques des microbialites présentent une lamination perceptible (Fig. 4. 14.). Au microscope optique, celles-ci sont clairement visibles (Fig. 13. 2A, B et C). Dans le détail, que ce soit au microscope optique ou au MEB, sont distingués les fantômes des gaines des cyanobactéries (diamètre de quelques micromètres et longueur de plusieurs dizaines de micromètres) autour desquels le carbonate a précipité (calcite, voir § 12.1.2.). Il semble que les lamines s'organisent selon deux séquences liées à des épisodes majeurs de la vie du lac (Fig. 13. 2A). Il conviendrait de les

replacer du point de vue chronologique afin d'établir d'éventuelles corrélations avec les séquences de dépôts présentées dans le chapitre 5. Les lamines complexes (Fig. 13. 2C) sont peut-être à mettre en relation avec les fluctuations saisonnières.

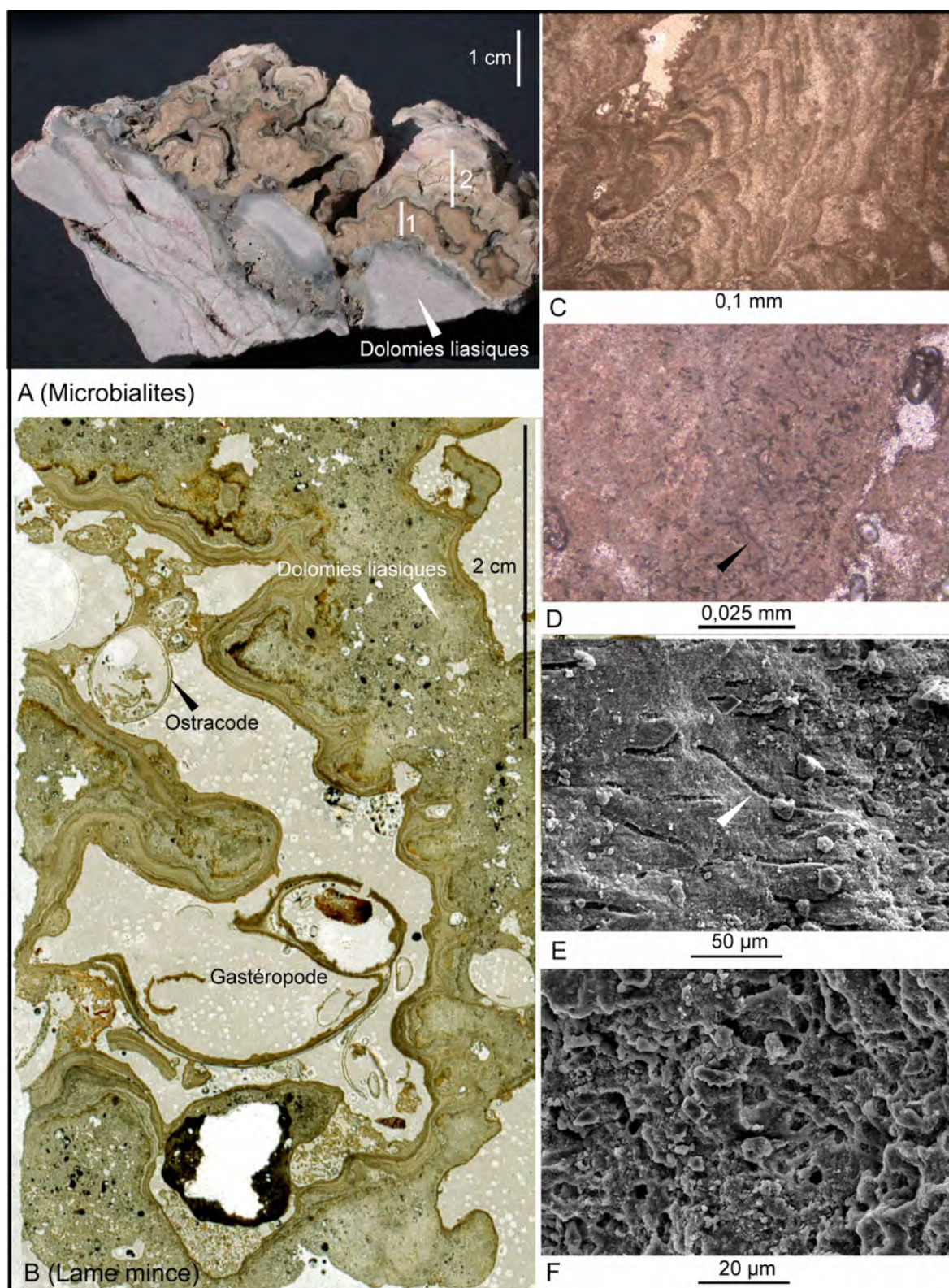


Fig. 13. 2. Caractéristiques des microbialites développées sur les dolomies liasiques. A – Faciès macroscopique. B – Lame mince. C – Lamines, microscope optique. D – Fantômes de gaines de cyanobactéries, microscope optique. E – Fantômes de gaines de cyanobactéries de plusieurs dizaines de micromètres de long, MEB. F – Nombreuses lumières micrométriques correspondant aux moules des gaines de cyanobactéries, MEB.

13.3 : Les tufs à charophytes

Différents faciès macroscopiques de tufs à charophytes sont distingués selon le degré de préservation des encroûtements de tiges de charophytes (dépendant de l'agitation du milieu et de la compaction) et leur coloration. Ils présentent, la plupart du temps, des lits ou lamines grisâtres à noirâtres dont la composition est évoquée dans le paragraphe 13.3.3. La composition minéralogique des tufs est variable, soit dominée par la calcite, soit par l'aragonite. La dolomite, détritique, est présente dans de moindres proportions.

13.3.1 : Les tufs à charophytes très bien préservés

Macroscopiquement, le faciès est extrêmement poreux et présente de nombreux encroûtements de tiges de charophytes de longueur millimétrique à centimétrique (Fig. 13. 3B et C). Ces tiges peuvent présenter, en lame mince (coupe transversale), des fantômes de cellules corticales leur procurant un aspect de cadran de téléphone selon les termes de P. Anadón (« très bonne préservation » ; Fig. 13. 3D). Le plus souvent, ces fantômes sont absents ; l'encroûtement présente dans ce cas un aspect en étoile (« bonne préservation » ; Fig. 13. 2E et F). Ces encroûtements sont également observés au MEB (Fig. 13. 3G.), ils sont majoritairement composés de cristaux idiomorphes d'aragonite (la calcite est plus rare). En lame mince, le microfaciès peut varier depuis un grainstone (Fig. 13. 3D) à un boundstone (Fig. 13. 3F) ; il est dans chaque cas composé d'encroûtements de tiges de charophytes. Dans le second cas, les tiges sont liées par un « ciment » dont l'origine biologique bien visible au MEB (Fig. 13. 3H), est discutée dans le paragraphe 13.3.4.

Ce type de faciès témoigne d'environnements calmes, où les encroûtements de tiges de charophytes se déposent tranquillement à la mort du végétal. Les dépôts ne semblent pas avoir subi de compaction secondaire. Ce faciès caractérise la majorité des tufs à charophytes distaux.

13.3.2 : Les tufs à charophytes bien préservés

Dans ce cas, le faciès macroscopique est relativement compact (Fig. 13. 4A et B). En lame mince, quelques formes en étoile sont visibles mais les faciès sont majoritairement composés de l'accumulation de débris d'encroûtements de tiges de charophytes (Fig. 13. 4C et D) parfois en présence d'éléments organiques ou détritiques. Le microfaciès de type grainstone est caractérisé par les nombreux fragments d'encroûtements de tiges de charophytes. Au MEB, il présente de nombreux cristaux d'aragonite et/ou de calcite automorphes qui forment la matrice minérale (Fig. 13. 4E et F) attestant une formation *in situ*.

Ces observations nous informent sur la nature de l'environnement de dépôts, relativement agité au moins sporadiquement, responsable du démantèlement des encroûtements de charophytes et de l'apport d'éléments détritiques. La compaction secondaire est également à l'origine du bris des encroûtements de charophytes, tout comme la pénétration des racines et les phénomènes de pédogenèse en domaine proximal. Ainsi, ce type de faciès est essentiellement observé dans les tufs de l'unité A et dans les niveaux immédiatement sous-jacents et sus-jacents des paléosols et silts

Ces deux premiers types de faciès de tufs à charophytes, présentent des alternances de lamines plus ou moins sombres (Fig. 13. 3C et Fig. 13. 4B). Si une teneur en matière organique et en minéraux argileux n'est pas exclue pour les lamines sombres, cela n'est pas toujours le cas comme nous allons l'évoquer dans le paragraphe suivant.

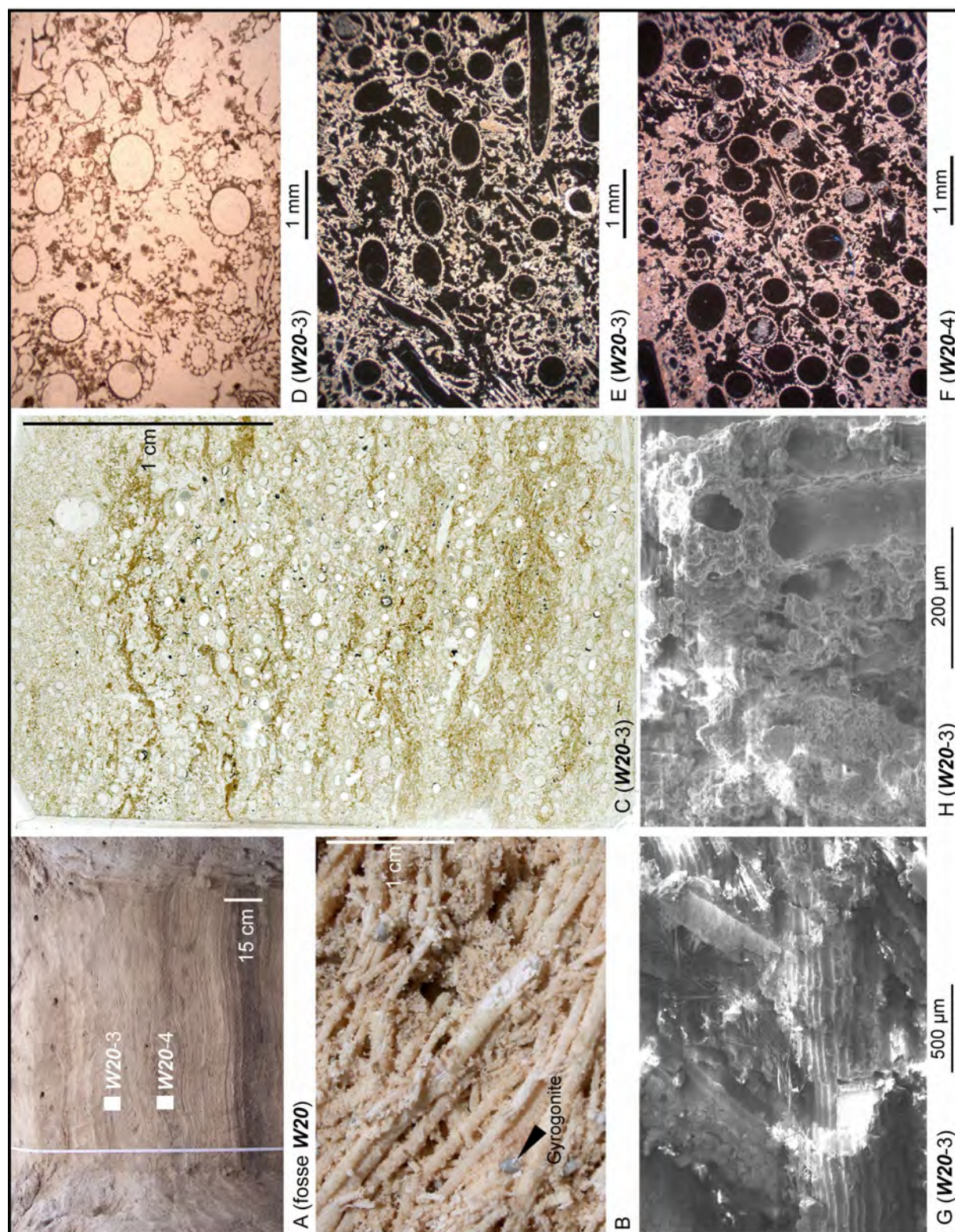


Fig. 13.3. Caractéristiques du faciès de tuf à charophytes très bien préservé. A – Localisation des échantillons observés. B – Faciès macroscopique. C - Lame mince où l'on distingue les lumières des tiges encroûtées. D – Grainstone à nombreuses tiges en « cadran de téléphone », microscope optique. E – Grainstone composé de nombreuses coupes de tiges en « étoiles », microscope optique en lumière polarisée analysée (LPA). F – Boundstone à encroûtements de tiges de charophytes liées par un « ciment » d'origine microbienne, microscope optique (LPA). G – Encroûtement d'une tige de *Chara hispida* (diplostique), MEB. H – Encroûtement d'une tige de *Chara* recouvert par un « ciment » microbien, MEB.

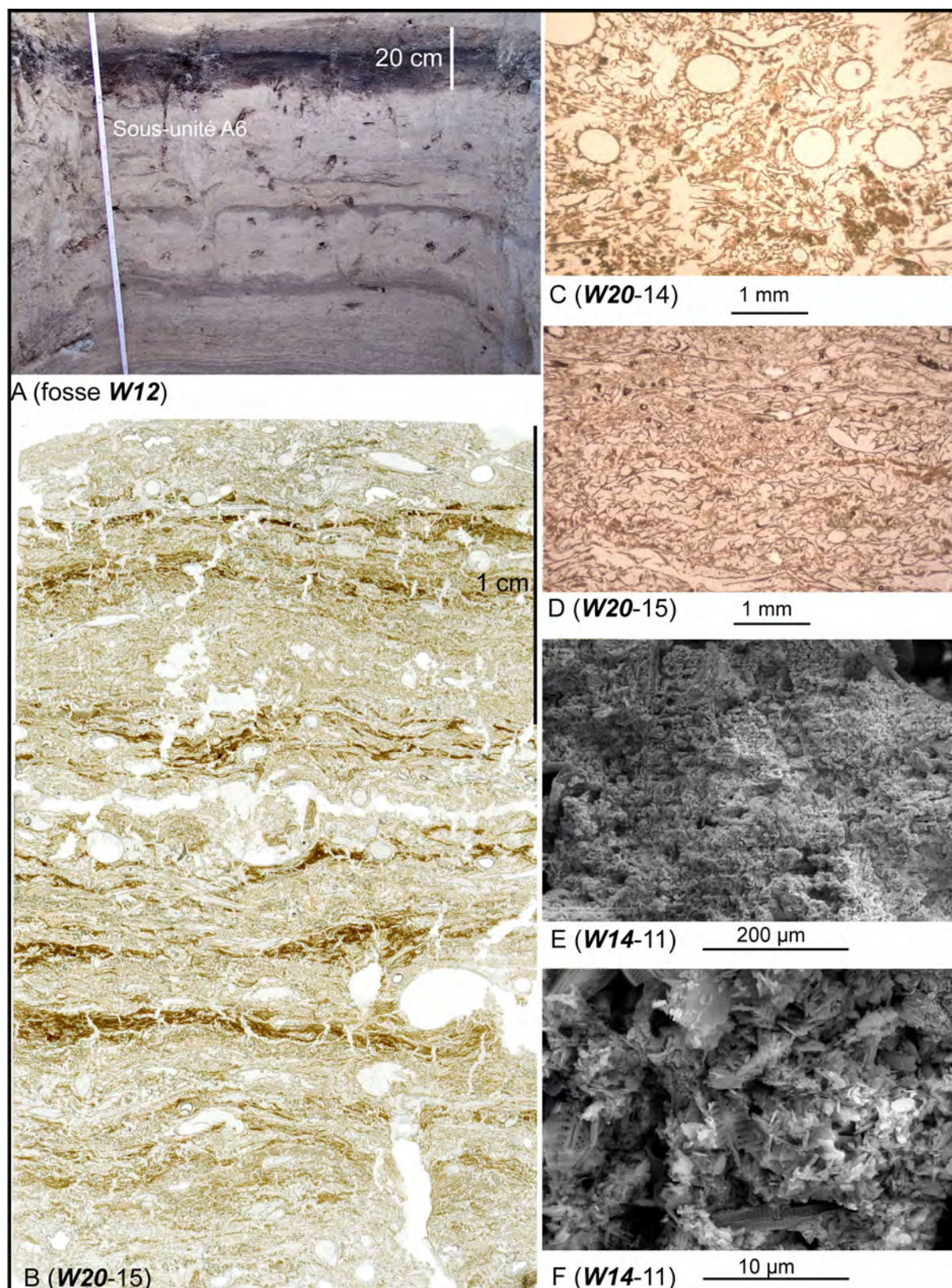


Fig. 13. 4. Caractéristiques du faciès de tuf à charophytes bien préservé. A – Exemple de faciès macroscopique compacté au niveau de A6. B – Lamme mince où seules quelques rares sections de tiges de charophytes encroûtées sont visibles. C - Grainstone à encroûtements en étoile et nombreux débris, microscope optique. D – Grainstone composé de débris d'encroûtements de tiges de charophytes, microscope optique. E – Micrite minérale d'un tuf à charophytes compacté, MEB. F – Détail de la micrite composée de cristaux micrométriques automorphes d'aragonite (aiguilles) et de calcite, noter la présence de fragments de frustules de diatomées.

13.3.3 : Nature des lits et lamines dilués au sein des tufs à charophytes

L'observation microscopique des lamines présentes dans les tufs à charophytes de la fosse **W20** nous permet de distinguer deux types de composition. Celles décrites à la base de la fosse (unité A, sous-unités A2 et A3 ; Fig. 13. 5A), de couleur grisâtre à noirâtre, sont enrichies en éléments organiques et détritiques (Fig. 13. 5F et G). Elles s'observent généralement au sein de faciès de tufs à charophytes bien préservés comme ceux décrits dans le paragraphe précédent mais également dans des faciès de tufs très bien préservés en zone distale (**W20**). Ces lamines sont en général plus épaisses que celles observées en D2.

Le second type de lamine se distingue clairement du faciès type de tuf à charophytes comme cela peut être observé en microscopie optique (Fig. 13. 5B, C, D et E). Elles sont composées d'un assemblage d'une multitude d'édifices microstromatolithiques aux formes variées. Les principales sont des sphérulites à structure interne radiaire ou micritique et assemblages de sphérulites parfois coalescentes (radiaires ou micritiques) comparables à celles décrites par Verecchia *et al.* (1991, 1995), Freytet & Verecchia (1998, 2002), Freytet (2000), Braissant *et al.* (2003). Ces observations conduisent à s'interroger quant à l'origine et la composition de ces édifices qui semblent caractériser des épisodes particuliers dont nous envisagerons la signification dans le paragraphe 13.3.4. Manifestement, au sein des faciès de tufs à charophytes, s'observe une gradation depuis les grainstones à encroûtements non jointifs (Fig. 13. 3D) jusqu'aux boundstones des lamines stromatolithiques (Fig. 13. 3F et Fig. 13. 5E). En conclusion, il est possible d'affirmer que certains lits sont formés par accumulations (saisonnnières ?) d'éléments détritiques et organiques alors qu'à une échelle plus réduite des précipitations bioinduites par les organismes microbiens sont à l'origine de la formation de lamines au sein des tufs à charophytes très bien et bien préservés.

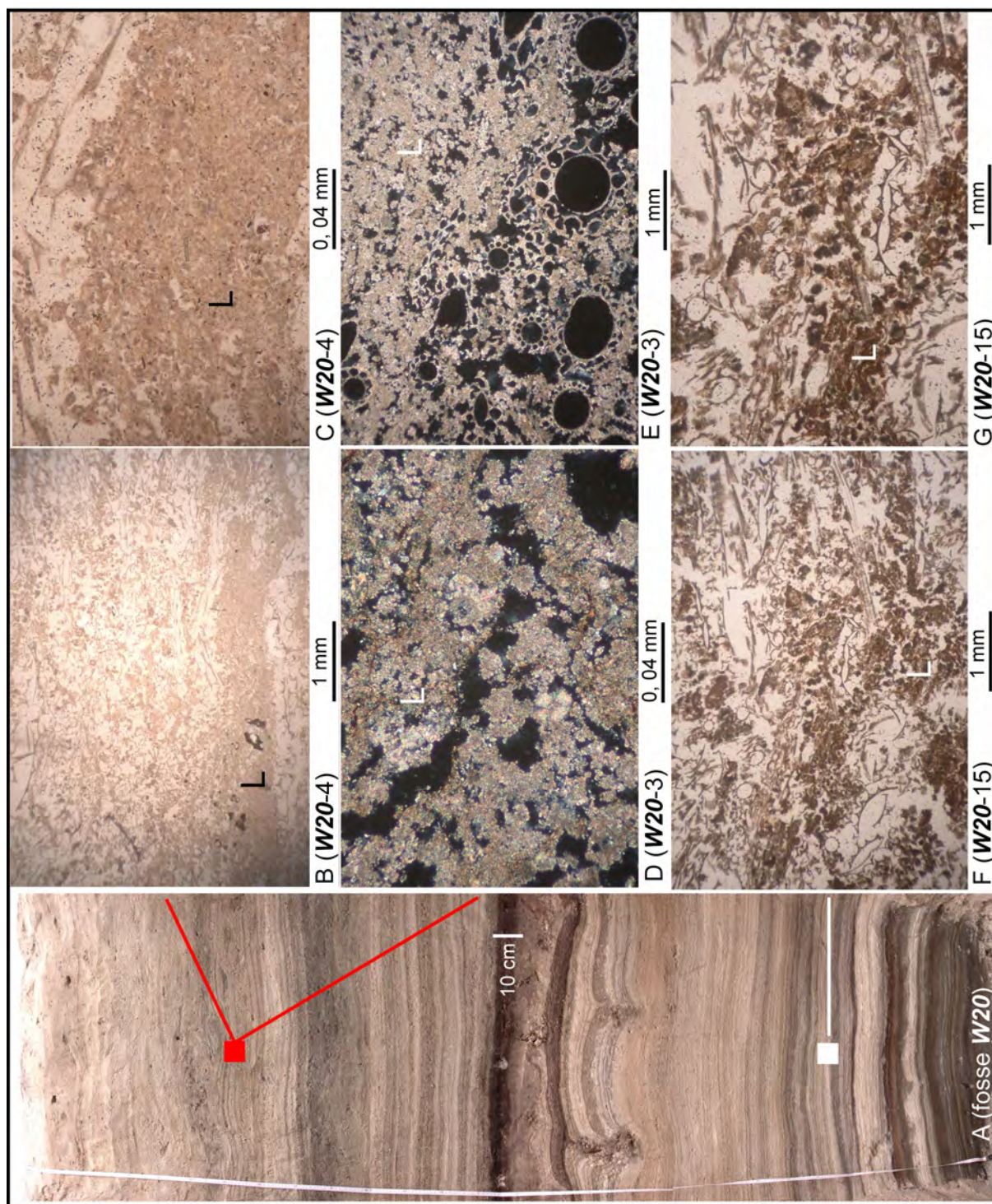


Fig. 13. 5. Caractéristiques du litage observé au sein des tufs à charophytes (microscope optique). A – Fosse W20, exemples de litages et laminations, localisation des observations faites au microscope optique. B et C – Lamines observées au sein d'un tuf à charophyte. D – Vue en LPA des sphérulites et amas de sphérulites majoritairement micritiques et parfois radiaires. E – Passage du faciès de type boundstone (ciment microstromatolithique) à la lamine micritique, LPA. F et G – lit détrito-organique observé au sein d'un faciès de tuf à débris d'encroûtements de charophytes.

13.3.4 : Les microstromatolithes

Les microstromatolithes sont présents dans tous les types de faciès. Ils peuvent constituer une part importante des dépôts comme nous l'avons vu précédemment. Afin d'éviter une description exhaustive mais fastidieuse des différentes formes nous nous appuierons sur quelques exemples caractéristiques (Fig. 13. 6. et 13. 7.).

Au microscope optique, ces formations d'origines bactériennes peuvent avoir la forme de sphérulites à structures concentriques à « polygonales » (nomenclature de Braissant, 2003), de plusieurs microns à plusieurs dizaines de microns, parfois coalescentes et organisées en couches ou amas de plusieurs dizaines à centaines de micromètres (Fig. 13. 6A, B, C et D). Elles ont également des formes en éventail (Fig. 13. 6F) avec stries de croissance plus ou moins visibles. Elles peuvent aussi s'organiser de façon palissadique (Fig. 13. 7G et H) ou constituer un ciment liant des encroûtements de charophytes (Fig. 13. 6E). Ces sphérulites sont comparables à celles décrites par Verecchia *et al.* (1995) dans des croûtes laminaires Pléistocènes et par Lalou (1957), Verecchia *et al.* (1995) et Braissant *et al.* (2003) après synthèse en laboratoire. Leur structure interne peut être radiaire (Fig. 13. 6A et B), micritique (Fig. 13. 5D ; Fig. 13. 6F) ou microsparitique (Fig. 13. 6F et G). Ces formations bactériennes sont fréquemment observées sur les tiges et feuilles de phanérogames selon Freytet (2000) et Freytet & Verecchia (2002). Dans les dépôts lacustres d'Afourgagh, les édifices microstromatolithiques sont souvent visibles sur les encroûtements de tiges de charophytes (Fig. 13 7A, B, C et D). De même ces formations sont développées sur des frustules de diatomées, des spicules d'éponges ou des éléments organiques comme des tiges de macrophytes qu'elles peuvent complètement encroûter (Fig. 13. 7E et F).

En terme de minéralogie, ces microbialites sont composés soit d'aragonite (Fig.13. 6H) soit de calcite bioinduites. L'observation au MEB des édifices témoigne de la présence de gerbes formées de files de petits cristaux de plusieurs dizaines de nanomètres dont la nature minéralogique reste non déterminée ; l'aragonite, tout comme la calcite, est susceptible de former des nanocristaux sub-sphériques comme ceux observés sur la figure 13. 6J (Folk, 1993).

Selon Verecchia *et al.* (1995), la formation de ces sphérulites est liée à l'activité photosynthétique des cyanobactéries qui, en puisant du dioxyde de carbone ou des hydrogénocarbonates et en rejetant des ions OH⁻ dans la gaine, provoquent la précipitation de carbonates. Ce carbonate peut très bien être de la calcite, de l'aragonite ou même de la vaterite (Verecchia *et al.*, 1995 ; Braissant *et al.*, 2003). Selon ces mêmes auteurs, la formation de sphérulites a lieu en conditions subaériennes où le milieu est soumis à des successions d'immersions-émersions répétées. Si une telle interprétation paraît difficilement applicable dans le cas des fosses distales, des abaissments assez marqués du niveau lacustre (saisonniers) pourraient favoriser la croissance de cyanobactéries (le milieu devenant favorable à leur prolifération). Cependant, l'état des connaissances ne permet pas d'affirmer que la présence de ces microstromatolithes constitue un critère absolu de bas niveau lacustre, leur origine étant très variée (« gaines de certaines cyanobactéries, colonies bactériennes libres ou épiphytes sur les algues submergées, sur substrats variés soumis à des émersion-immersion périodiques... », Freytet, com. pers.). On observera néanmoins que l'évolution de la quantité de bioconstructions sur l'ensemble de la fosse **W20** (Fig. 13. 8) montre un enrichissement au niveau et dans les dépôts immédiatement sous et sus-jacents des horizons de silts (déposés suite à une phase de bas niveau lacustre comme le montre la géométrie des dépôts et l'étude de la phase biogène) et un relatif parallélisme entre teneurs en calcite et proportion de microstromatolithes au sein des dépôts de silts. Ces formations microbiennes paraissent bien constituer un témoin de phases de bas niveau lacustre. Ainsi, les lamines micritiques décrites au sein des tufs à charophytes (paragraphe précédent) pourraient correspondre à des petites phases d'abaissement (saisonniers ?) du niveau lacustre à l'origine d'émersion en contexte proximal.

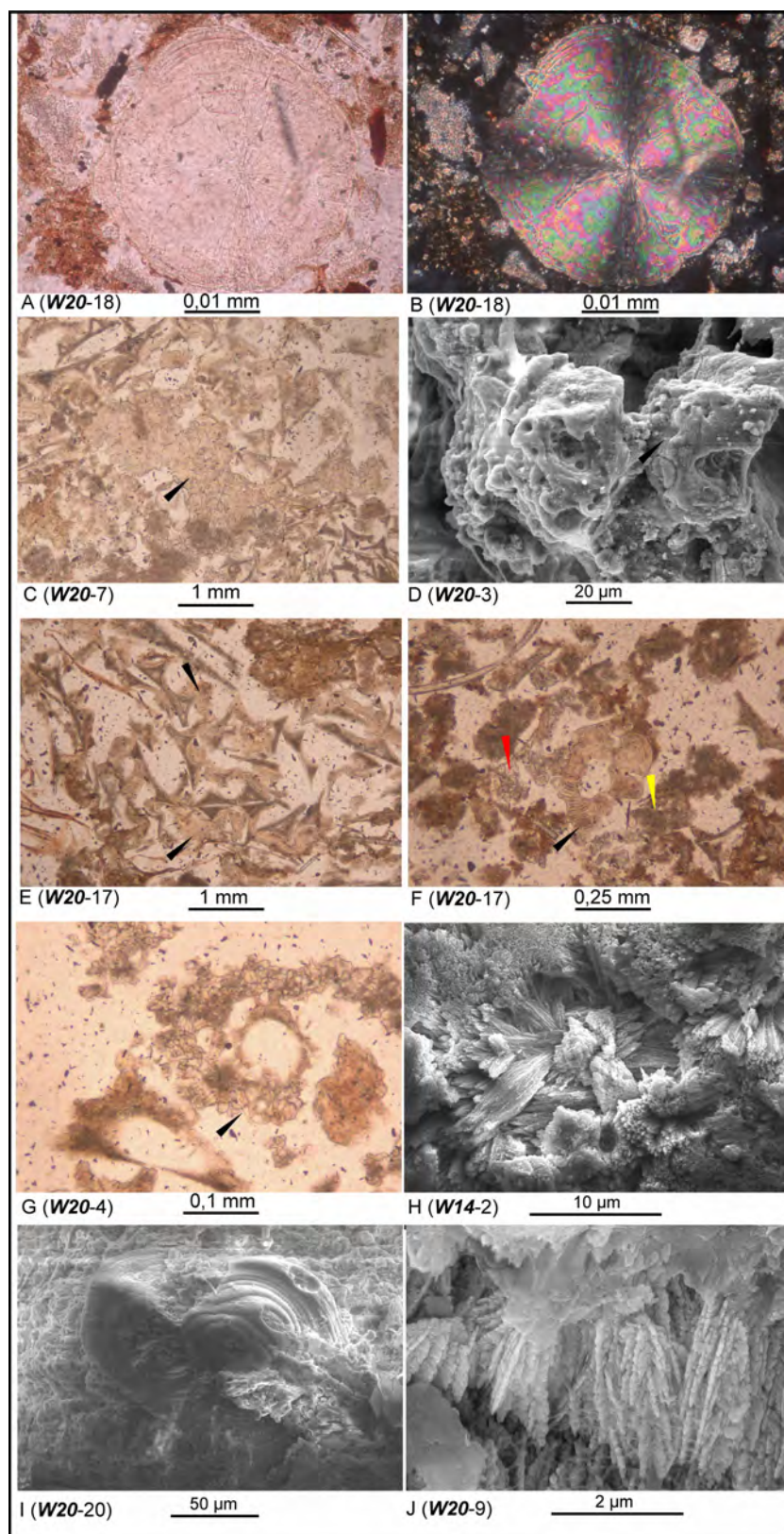


Fig. 13. 6. Exemples de microstromatolithes. A – Sphérulite à structure radiaire, microscope optique (LP). B – Idem en LPA. C – Amas microstromatolithique à structure radiaire (flèche), microscope optique. D – Même type d’amas, de plusieurs dizaines de microns, observé au MEB. E – Fragments d’encroûtements de charophytes liés par un ciment d’origine microbienne, microscope optique. F - Exemple de sphérulite en éventail avec stries de croissance observée au microscope optique, flèche noire ; sphérulite micritique, flèche jaune ; sphérulite microsparitique, flèche rouge. G – Amas d’origine microbienne microsparitique (flèche), microscope optique. H – Cristaux automorphes d’aragonite précipités par bioinduction au niveau d’édifices microbiens ; MEB. I – Exemple de sphérulites coalescentes de plusieurs dizaines de microns observées au MEB. J – Exemples de gerbes de nanocristaux carbonatés précipités par l’action microbienne (disposition fibroradiée).

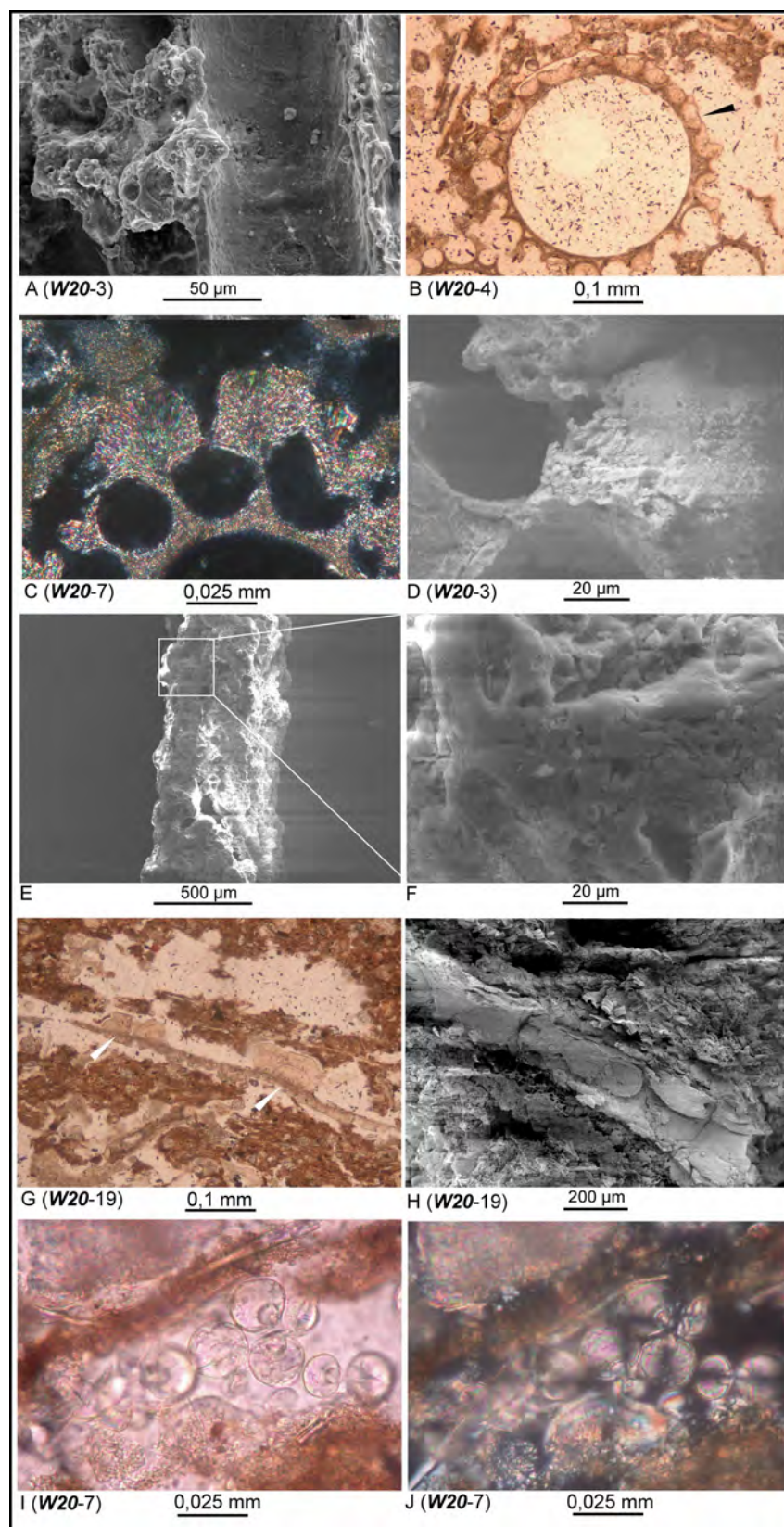


Fig. 13. 7. Exemples de microstromatolithes et liens avec les charophytes. A – Edifices microstromatolithiques développés sur un encroûtement de tige de charophyte observé au MEB. B – Développement de sphérulites à l'intérieur des fantômes de cellules corticales (flèche), microscope optique. C – Croissance d'édifices microbiens en éventail dans le prolongement des sutures inter-cellules corticales (flèche), microscope optique (LPA). D – Observation du même type d'objet au MEB. E – Moulage de tige de macrophyte complètement encroûté par des formations microbiennes, MEB. F – Agrandissement du cliché précédent. G – Edifices microbiens palissadiques (flèches), microscope optique. H – Edifices palissadiques, MEB. I et J – Exemples de sphérulites lipidiques peu développées, microscope optique (LPNA et LPA).

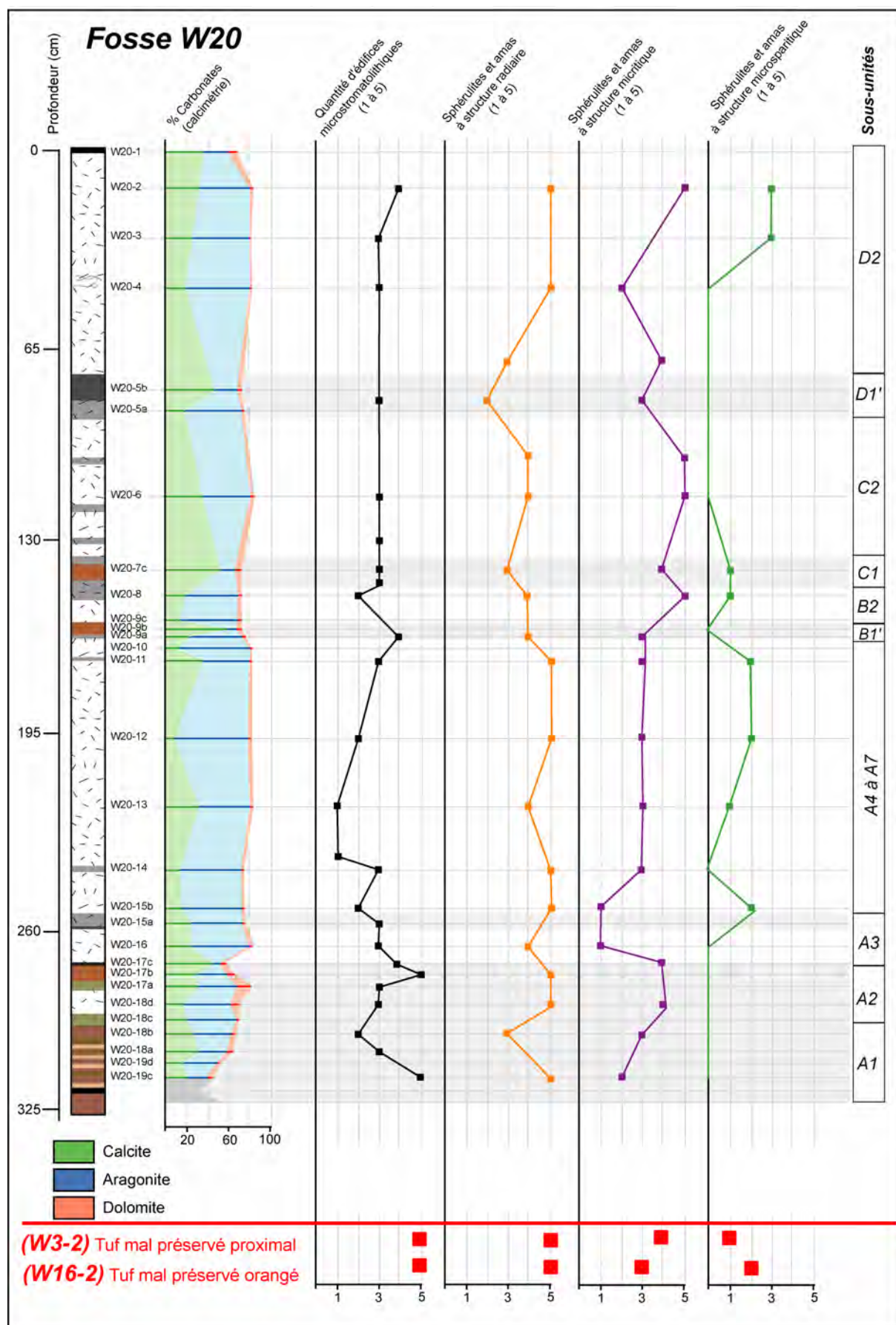


Fig. 13. 8. Appréciation de l'évolution des teneurs en microstromatolithes au sein de la fosse W20. Echelle croissante de présence depuis 1 jusqu'à 5.

13.3.5 : Les tufs (à charophytes) mal préservés

Les tufs à charophytes mal préservés sont dépourvus de litage ou de lamination. Deux types de faciès macroscopiques se distinguent :

- les faciès blanchâtres proximaux, compactés, à l'aspect « poussiéreux » (1, Fig. 13. 9.);
- les dépôts orangés, caractéristiques de la sous-unité C2 jusqu'en W18 (Fig. 5. 1., Partie II), à l'aspect pulvérulent (2, Fig. 13. 10.).

Les faciès macroscopiques proximaux contiennent quelques fragments d'encroûtements de tiges de charophytes. L'observation des lames minces met en évidence une quantité importante de matière organique au sein d'un microfaciès où sont observés des fragments d'encroûtements de tiges de charophytes, de nombreux petits édifices microstromatolithiques (structures radiaires et parfois micritiques) et des coquilles de gastéropodes (Fig. 13. 9B et C). Au MEB, la matrice carbonatée est composée de calcite automorphe (cristaux micrométriques, Fig. 13. 9E, F et G) et de cristaux d'aragonite idiomorphes, mélangés à des particules microscopiques d'argiles. De la calcite détritique est également observée (cristaux usés et/ou cassés). Quelques encroûtements de tiges de charophytes mal préservés sont également présents.

Le second type de faciès est, macroscopiquement, caractérisé par une teinte orangée caractéristique (Fig. 13. 10A). Au microscope optique, les observations montrent un faciès de type grainstone avec une grande majorité d'édifices microstromatolithiques à structure radiaire ou micritique (Fig. 13. 10B et C). Dans le détail, les observations faites au MEB démontrent que la matrice de ce type de faciès est parfois quasi exclusivement composée de ce type de formations (Fig. 13. 10D, E et F) avec de nombreux spicules d'éponges (Fig. 13. 10D). Seuls quelques restes d'encroûtements de charophytes mal préservés figurent. Ce faciès est uniquement observé en C2 de **W11** à **W18** (voir Fig. 5. 1.).

Les édifices microstromatolithiques représentent une part importante des faciès décrits précédemment. Il ne fait aucun doute que leur présence influe sur le spectre minéralogique global et qu'ils caractérisent des environnements de dépôt particuliers. En outre, la fraction carbonatée, largement majoritaire dans les faciès de tufs à charophytes, paraît étroitement liée au métabolisme des différents organismes.

13.4 : Les faciès de silts

Les horizons silteux sont observés en base de fosses distales (sous-unités A1 et A2, Fig. 13. 11.) et dans le prolongement des paléosols sur lesquels ils sont transgressifs (sous-unités B1', C1 et D1', Fig. 13. 12.). Plus ou moins argileux, ils contiennent de nombreux restes de végétaux souvent très bien préservés (Fig. 13. 12F).

Le faciès macroscopique est clairement lité (litage versicolore) et l'observation en lame mince montre une lamination entre encroûtements de tiges de charophytes et silts-argiles détritiques (Fig. 13. 11A, B, C et D). Les observations en microscopie optique mettent en évidence un faciès de type grainstone-packstone (Fig. 13. 12B) à boundstone, très riche en formations microbiennes qui cimentent les vestiges de charophytes ou les éléments organiques (Fig. 13. 11E et G) au sein d'une matrice organo-minérale. La fraction détritique est importante et englobe parfois des sphérulites et amas d'origine microbienne à structure radiaire (Fig. 13. 11E et F). Les édifices micritiques sont fréquents ; les formations microsparitiques sont absentes. Les microstromatolithes sont très nombreux et représentent une part importante de la composition du sédiment. De nombreux spicules d'éponges sont présents, ils sont généralement regroupés en amas.

Les observations en microscopie à balayage mettent en évidence une matrice silto-argilo-carbonatée à nombreux édifices microstromatolithiques. Un ciment calcitique est parfois observé (Fig. 13. 12G et H). La dolomite mais également le quartz et quelques feldspaths sont présents sous forme de cristaux usés témoignant de leur origine allochtone. De nombreux framboïdes de pyrite sont également présents, particulièrement en A1 et A2. Comme nous l'avons observé dans la partie III, ces faciès sont riches en valves d'ostracodes, en frustules de diatomées et vestiges de lamellibranches.

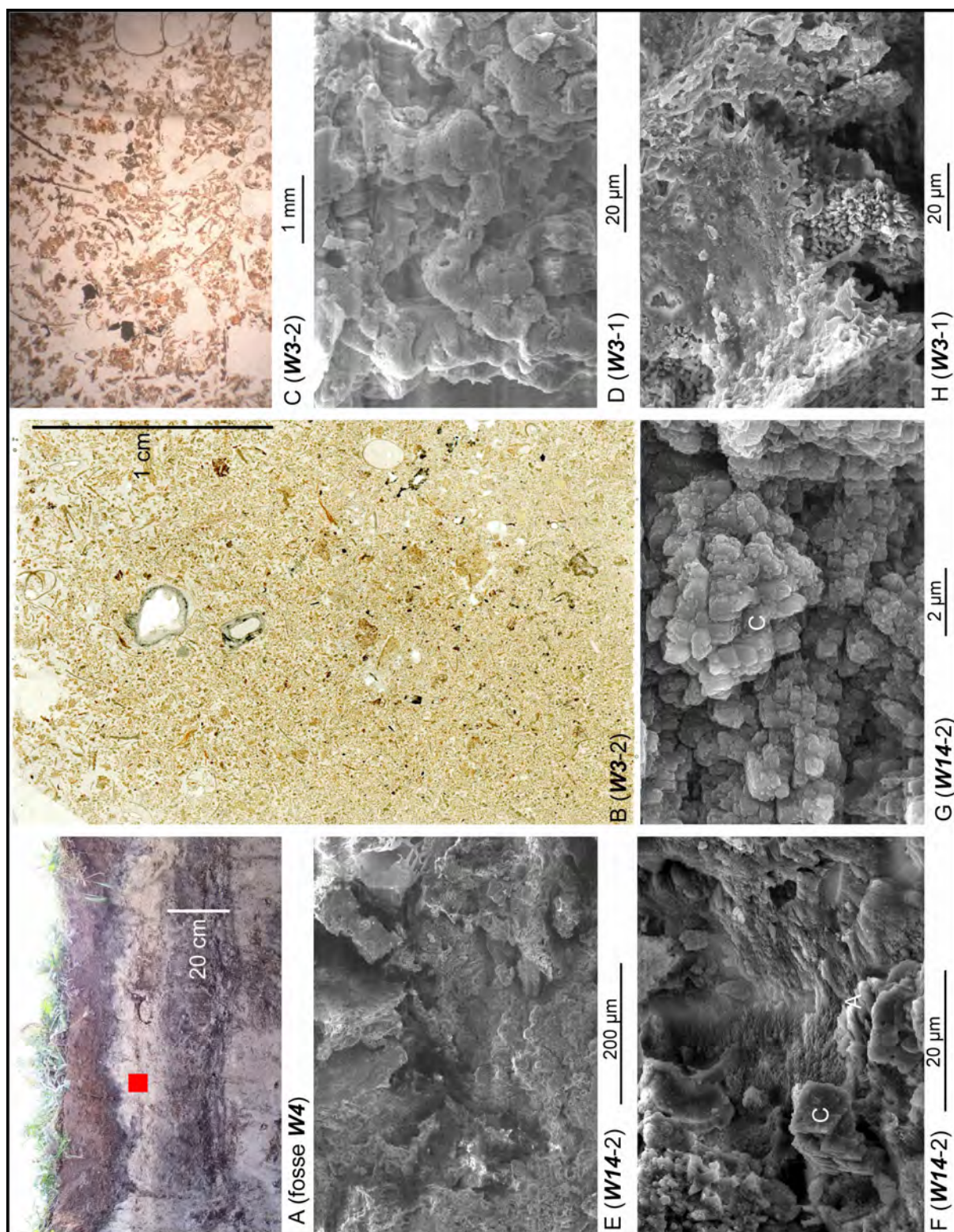


Fig. 13.9. Faciès de tuf à charophyte mal préservé. A – Fosse W3, exemple de faciès macroscopique (carré rouge). B – Microfaciès à rares vestiges de charophytes. C – Microfaciès à nombreux édifices d'origine microbienne et éléments organiques observé en microscopie optique. D – Exemples d'amas d'origine microbienne, MEB. E – Matrice micritique observée au MEB. F – Présence de cristaux automorphes de calcite (C) et d'aragonite (A) au sein de la matrice carbonatée, MEB. G – Amas de cristaux idiomorphes de calcite, MEB. H – Encroûtement d'axe de charophyte par de l'aragonite en gerbe, MEB.

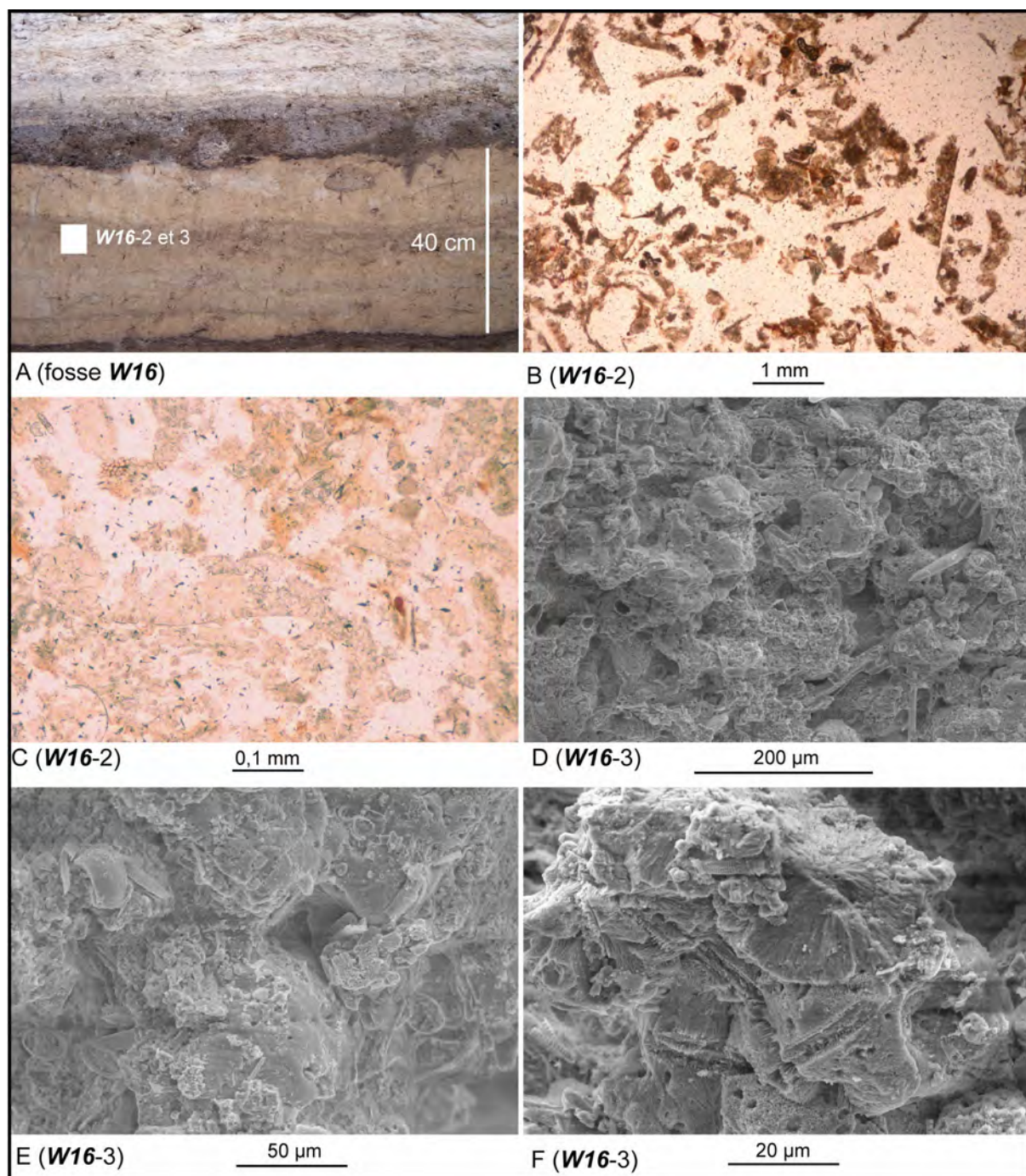


Fig. 13. 10. Faciès de tuf à charophyte mal préservé de la sous-unité C2. A – Fosse **W16**, exemple de faciès macroscopique (carré blanc). B – Faciès de type grainstone riche en sphérulites et amas de sphérulites radiaires ou micritiques, microscope optique. C – Exemples d'édifices d'origine microbienne microscope optique. D, E et F – Matrice composée quasi exclusivement d'édifices microstromatolithiques, MEB.

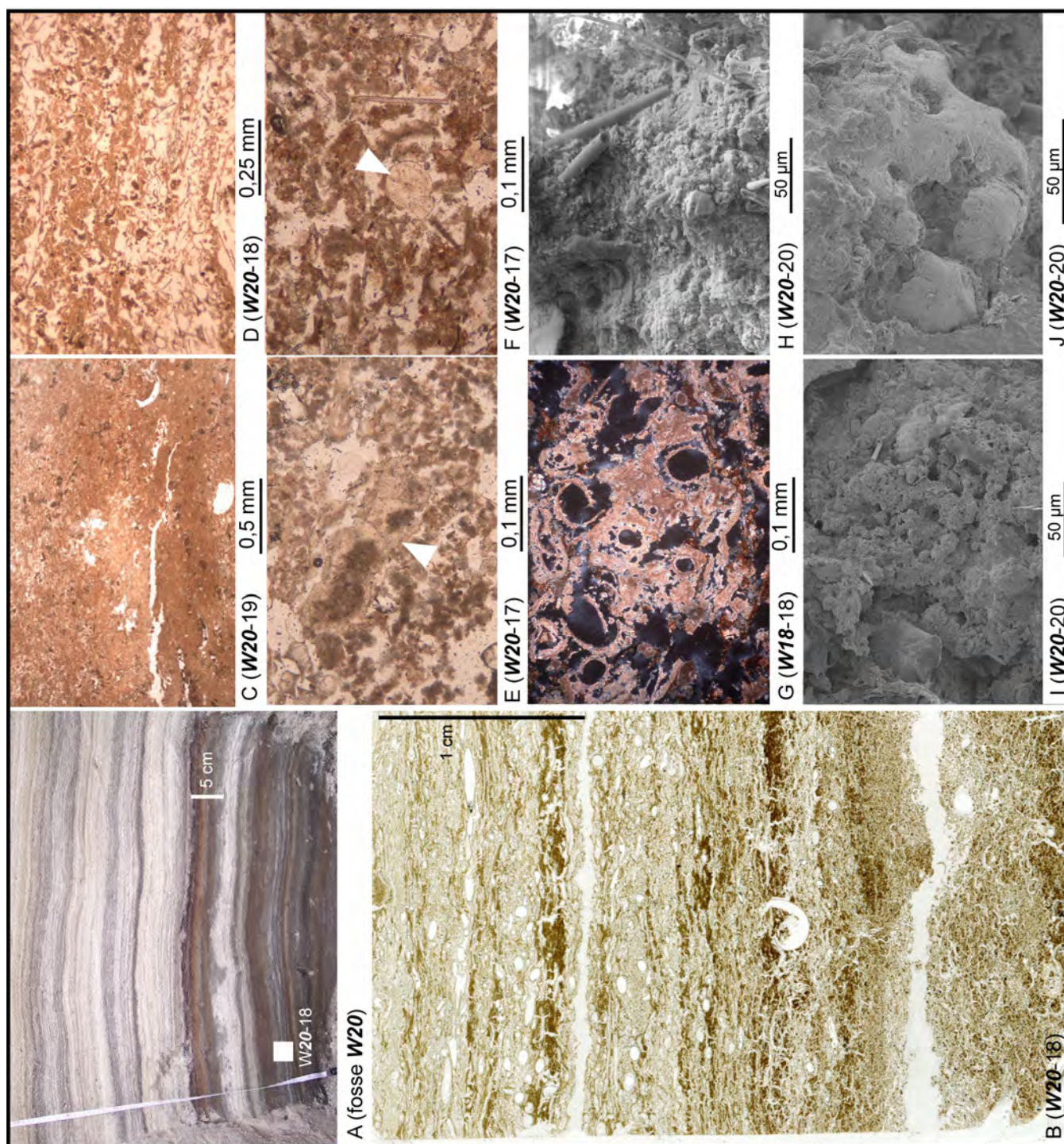


Fig. 13. 11. Faciès des silts des sous-unités A1 et A2. A – Fosse W20, litage versicolore ; faciès macroscopique. B – Alternance de lamines de tufs à charophytes et de silts sombres. C – Microfaciès compact argilo-silteux, au microscope optique. D – Succession de lamines constituées de particules détritiques et de formations microbiennes, microscope optique. E – Amas de sphérulites coalescentes, microscope optique. F – Sphérulite à structure radiaire au sein d'une matrice organo-minérale, microscope optique. G – Boundstone avec formations microbiennes liant des encroûtements de tiges de *Chara*, microscope optique (LPA). H – Matrice organo-minérale observée au MEB. I – Matrice argilo-carbonatée à texture spongieuse, MEB. J – Edifice microstromatolithique de plusieurs dizaines de micromètres, MEB.

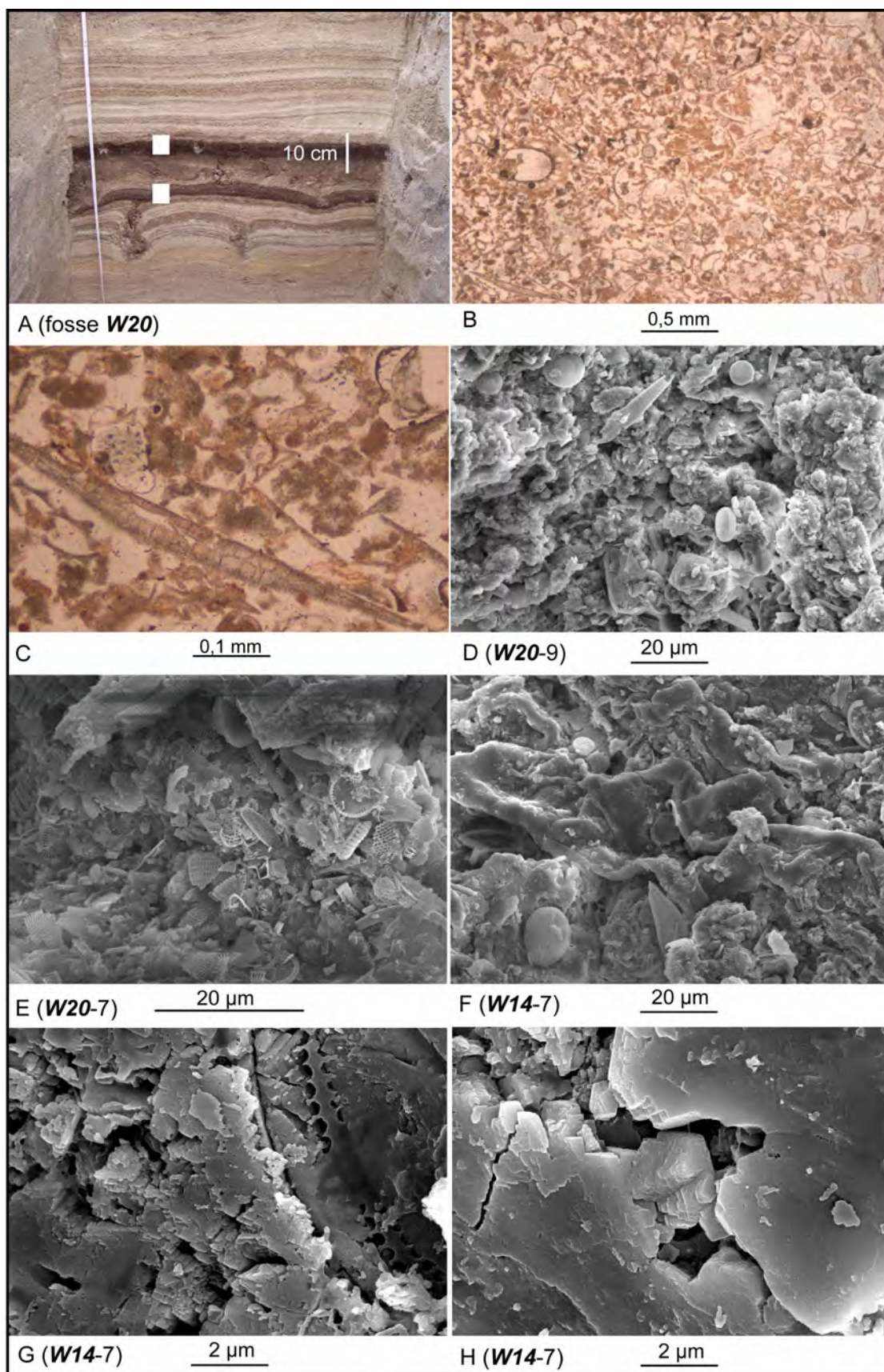


Fig. 13. 12. Faciès des silts des sous-unités B1', C1 et D1'. A – Fosse W20, faciès macroscopique. B et C – Grainstone à boundstone à nombreux éléments organiques, détritiques et d'origine microbienne, microscope optique. D, E et F – Matrice organo-minérale à nombreux débris de frustules de diatomées observée au MEB. G et H – Ciment calcitique, MEB.

13.5 : Les faciès de paléosols

Essentiellement constitués de débris organiques, les paléosols contiennent également des éléments minéraux détritiques (dolomite, calcite, quartz, argiles, feldspaths), des débris d'encroûtements de tiges de charophytes (présents à l'origine dans le tuf soumis à la pédogenèse) et des édifices microstromatolithiques (Fig. 13. 13F). Le microfaciès est de type boundstone (Fig. 13. 13C et D), les amas microbiens assurant le rôle de ciment entre les éléments organiques.

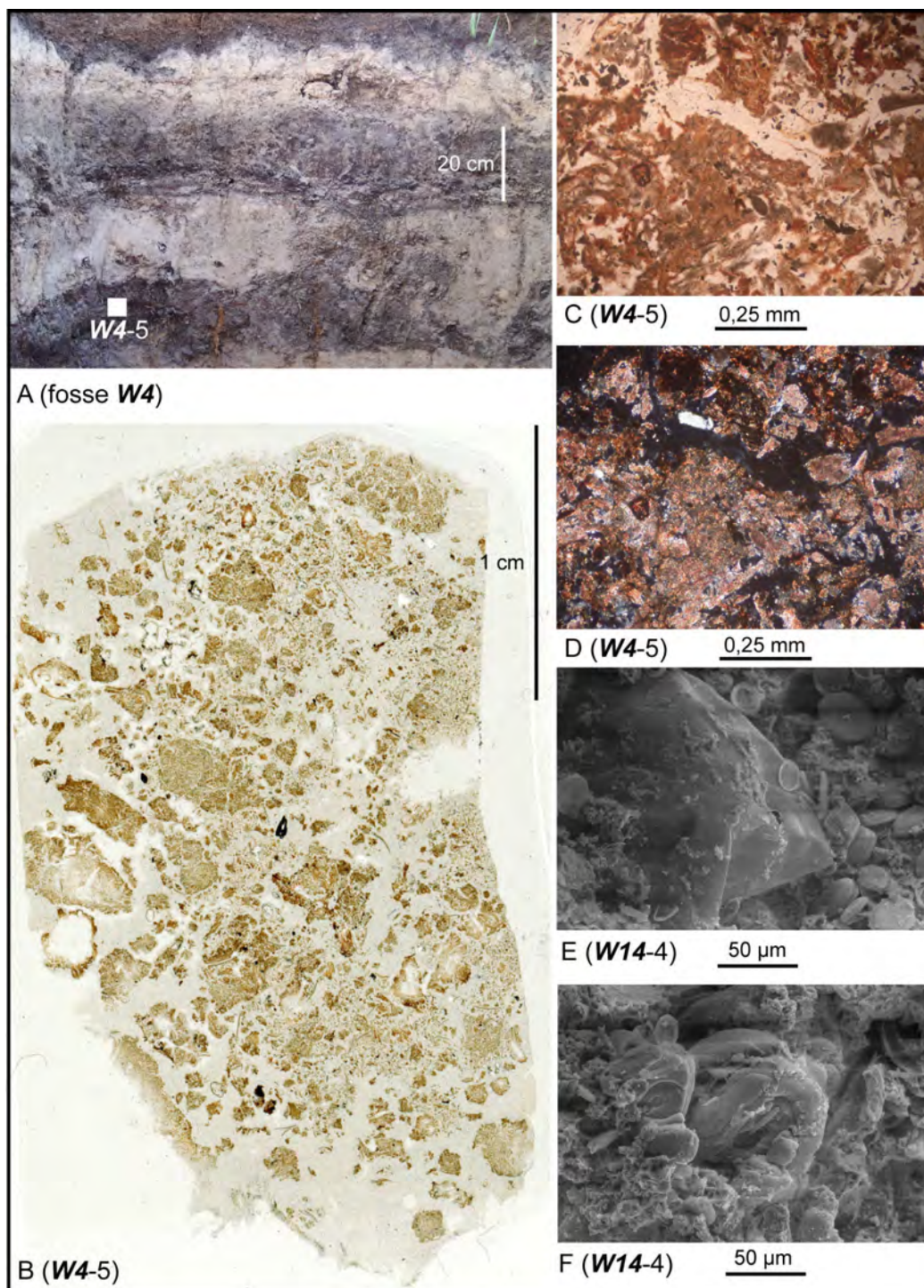


Fig. 13. 13. Caractéristiques des faciès de paléosol. A – Faciès macroscopique, fosse W4. B - Lame mince composée de nombreux agrégats organo-minéraux. C et D – Microfaciès de type boundstone à nombreux débris organiques (LPNA) noyés dans une micrite carbonatée (LPA), observation au microscope optique. E – Débris organique en partie recouvert par des frustules de *Cocconeis placentula*. F – Exemple d'édifice microstromatolithique développé dans un paléosol.

L'observation et la caractérisation des différents microfaciès permettent de mettre en évidence le rôle non négligeable des organismes microbiens (cyanobactéries probablement) dans la production carbonatée endogène. Il s'ajoute à celui des macrophytes (principalement charophytes), ostracodes et mollusques. Ces carbonates peuvent avoir des origines variées (allochtonie/autochtonie) qu'il convient de définir. Le quartz et les feldspaths sont toujours présents sous forme de cristaux usés et/ou cassés dénotant leur origine allochtone ; ils ne feront donc pas l'objet d'une caractérisation dans les paragraphes suivants.

13.6 : Conditions de formation des carbonates de calcium

Les carbonates dominent largement le cortège minéralogique des dépôts de la dayet Afourgagh. Dans les sédiments anciens et récents de nombreux lacs d'eaux douces à salées, le spectre des carbonates est dominé par la calcite (magnésienne ou non), l'aragonite et la dolomite mais quand des conditions particulières sont réunies il est possible d'observer de la vaterite, de la huntite, de l'hydromagnésite ou de la magnésite (Von der Borch, 1965 ; Müller *et al.*, 1972 ; Warren, 1990). La première source de carbonates implique les roches du bassin versant, véritables pourvoyeurs de dolomite et de calcite dans le cas présent. La précipitation des carbonates endogènes est largement influencée par l'activité des organismes et par les conditions du milieu. Ainsi, caractériser les différentes phases carbonatées et leur origine permet d'apprécier les variations d'environnement pendant et après le dépôt des sédiments. Distinguer les carbonates allochtones et autochtones est particulièrement délicat quand le bassin versant est majoritairement composé de roches carbonatées (Kelts & Hsü, 1978 ; Fourmont, 2005). De plus, les nombreux habitus que peuvent présenter les différentes espèces de carbonates ne permettent pas toujours de discriminer leur origine compte tenu de leur petite taille. Seule la dolomite, dans notre cas, est uniquement identifiée sous forme de cristaux usés attestant son origine allochtone.

13.6.1 : L'aragonite

L'aragonite est présente dans toutes les sous-unités sédimentaires définies dans les dépôts de la dayet Afourgagh. Les habitus sont très diversifiés et suggèrent des origines très différentes mais toujours endogène. Par ailleurs, les coquilles de gastéropodes, les vestiges de bivalves et les gyrogonites (en moindre proportion) peuvent constituer une part importante de l'aragonite décelée dans certains niveaux. Au MEB, l'aragonite est parfois différenciée de la calcite par des analyses EDS ponctuelles révélant des teneurs en strontium ≥ 1 %.

La calcite est, du point de vue thermodynamique, le carbonate précipité dans les conditions de surface. L'aragonite, métastable, est normalement observée dans des conditions de pression et de température plus élevées (Kitano, 1962 ; Kitano *et al.*, 1962) mais elle est cependant présente dans de nombreux environnements peu profonds, qu'elle soit d'origine organique ou non. Elle est communément observée dans de nombreux systèmes aquatiques continentaux permanents ou temporaires comme les lacs (Müller *et al.*, 1972 ; Kelts & Hsü, 1978 ; Dean, 1981 ; Talbot & Kelts, 1986 ; Warren, 1990 ; Holmes *et al.*, 1995 ; Camur & Mutlu, 1996 ; Riccioni *et al.*, 1996 ; Bréhéret *et al.*, 2003 ; Fourmont, 2005 ; Bréhéret *et al.*, sous-presse), les sources chaudes (Guo & Riding, 1992 ; Jones & Renaut, 1996) et même les sols (Laya *et al.*, 1992).

Selon Moore (1956), les principaux facteurs régissant la précipitation d'aragonite inorganique sont (1) la température [selon Kitano (1962), une température < 25 °C est favorable à la précipitation inorganique de calcite, mais au-dessus de ce seuil la précipitation inorganique d'aragonite a lieu], (2) la concentration et la taille des cations présents dans l'eau et (3) la présence de matière organique. Kitano (1962), Kitano *et al.* (1962) ont mis en évidence que la température mais également le rapport Mg/Ca des eaux ont un impact majeur sur la précipitation d'aragonite. Müller *et al.* (1972) mais également Last *et al.* (2002) et Last & Vance (2002) ont observé de l'aragonite dans des lacs où les rapports Mg/Ca sont supérieurs à 5 mais qui peuvent dépasser 100. L'influence de la présence de Mg^{2+} sur la précipitation et la croissance des cristaux de calcite et d'aragonite a été l'objet de nombreuses études (Berner, 1966 ; Bischoff, & Fyfe 1968 ; Müller *et al.*, 1972 ; Folk, 1974 ; Berner, 1975 ; Möller & Kubanek, 1976 ; Cailleau *et al.*, 1979). Celles-ci montrent que de fortes concentrations en ions

magnésium entraînent la précipitation d'aragonite et inhibent la précipitation de calcite (Kitano, 1962 ; Berner, 1975). Selon Bischoff & Fyfe (1968), la présence de strontium dans les eaux est également favorable à la précipitation d'aragonite. Le degré de saturation des eaux en ions calcium est également primordial et des eaux sursaturées sont propices à la cristallisation d'aragonite (Chafetz *et al.*, 1991). Enfin, un pH des eaux élevé favorise une précipitation rapide de l'aragonite (Lippman, 1973). L'aragonite peut être biominéralisée au niveau des coquilles de gastéropodes et de bivalves ainsi qu'au niveau des gyrogonites de charophytes (voir § 7.5.1.2.). Dans ce dernier cas, le minéral précipité (calcite et/ou aragonite) semble être dépendant de l'espèce et du Mg/Ca des eaux (Anadón *et al.*, 2002). Les processus de bioinduction jouent un rôle manifeste dans la précipitation des carbonates et notamment de l'aragonite. Les charophytes constituent un très bon exemple de ce type de processus (voir § 7.5.1.2.) avec les encroûtements observés au niveau de leurs tiges. Ce type de bioinduction n'est pas sans rappeler la précipitation d'aragonite sur les feuilles de *Potamogeton* observée dans le lac Balaton par Müller (1971) et dans les lacs karstiques de la Jamaïque par Street-Perrot *et al.* (1993) et Holmes *et al.* (1995). Ce phénomène résulte de l'assimilation d'ions HCO_3^- par les macrophytes afin d'assurer la photosynthèse dans le cas de pénurie de CO_2 dans les milieux à pH élevés (Ikemori, 1970 ; Borowitzka, 1982, Pentecost, 1985). Cela entraîne, à petite échelle, le rejet d'ions OH^- (Lucas, 1983) et une alcalinisation du milieu proximal qui, lorsqu'il est enrichi en ions calcium et magnésium, entraîne la précipitation d'aragonite (la précipitation de calcite étant inhibée par les fortes teneurs en magnésium du microenvironnement ainsi créé). La formation de ce minéral est également favorisée par le pH élevé du milieu (Lippmann, 1973). De même, à l'échelle d'unicellulaires, Bréhéret *et al.* (sous-pressé) évoquent dans les sédiments du paléolac de Sarliève (Massif Central, France) la formation de fuseaux d'aragonite caractérisés par une lumière centrale qui correspondrait au fantôme d'une algue planctonique ou d'une cyanobactérie (dont l'activité photosynthétique serait également à l'origine de la précipitation du minéral). Les précipitations bioinduites par l'activité microbienne sont généralement constituées de calcite (Boquet *et al.*, 1973 ; Freytet & Verecchia, 2002) mais peuvent néanmoins posséder une nature aragonitique (Openheimer, 1961 ; Guo & Riding, 1992, Verecchia *et al.*, 1995).

*

L'aragonite observée dans les dépôts de la dayet Afourgah apparaît en grande majorité bioinduite, principalement par les charophytes dont les encroûtements de tiges sont composés de véritables tapis de gerbes de ce minéral (Fig. 13. 14.) ainsi que par l'activité microbienne comme en témoigne l'observation de petites gerbes ou de cristaux aciculaires à sphériques à disposition radiaire au sein de quelques édifices (Fig. 13. 6H). Ces phénomènes sont principalement observés dans les faciès de tufs enrichis en t.e.c. mais également au sein des autres faciès de paléosols et de silts. De même, de nombreux encroûtements de macrophytes hors charophytes ont été observés dans les dépôts lacustres d'Afourgah. Ils sont parfois constitués d'aragonite bioinduite disposée en gerbe de cristaux aciculaires par l'activité photosynthétique (capture de CO_2 ou d' HCO_3^-). Ce phénomène serait responsable de la formation de gerbes à organisation palissadique observés en microscopie optique et au MEB (Fig. 13. 14G et H). La répartition de l'aragonite au sein des différents types de faciès dénote ainsi un environnement alcalin (colonisé par des macrophytes) et des eaux très riches en magnésium ; elle se ferait de la façon décrite ci-dessous.

- L'aragonite des tufs (sous-unités A2 à A7, B2, C2 et D2) proviendrait principalement (1) de la bioinduction sur les tiges de charophytes mais également sur les autres macrophytes, (2) de la précipitation bioinduite par l'activité cyanobactérienne et microbienne et (3) - en faible proportion - des coquilles de gastéropodes.
- Au sein des paléosols (sous-unités B1 et D1), l'aragonite serait présente dans les coquilles de mollusques et dans quelques vestiges de charophytes ; l'activité microbienne joue un rôle également par la formation d'édifices microstromatolithiques.
- Au niveau des silts situés dans le prolongement des paléosols (sous-unités B1', C1 et D1'), l'aragonite est décelée dans les coquilles de gastéropodes et bivalves, dans les encroûtements de charophytes et autres macrophytes mais également dans les édifices d'origine microbienne.
- En ce qui concerne les niveaux silto-argileux des sous-unités A1 et A2, la présence d'aragonite serait principalement liée à l'activité microbienne et aux nombreux vestiges de bivalves. Quelques encroûtements de charophytes sont néanmoins présents.

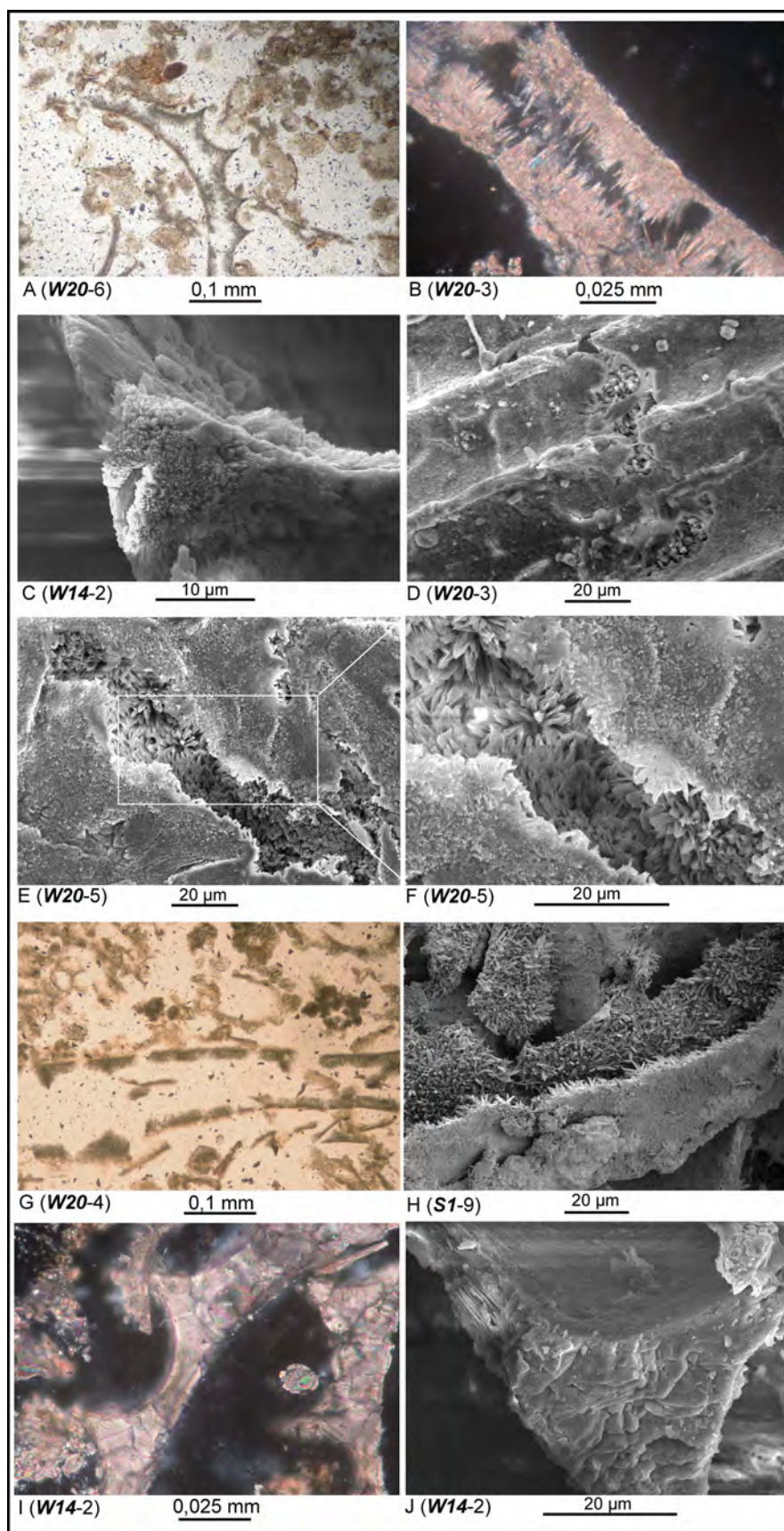


Fig. 13. 14. Minéralogie des carbonates bioinduits par les charophytes. A et B – Encroûtements aragonitiques des tiges de *Chara*, microscope optique (LPNA et LPA). C – Espace inter-celleules corticales comblé par des gerbes de cristaux d'aragonite, MEB. D, E et F – Encroûtements aragonitiques des tiges de *Chara*, MEB. G et H – Aragonite palissadique, microscopie optique et à balayage. I et J – Espace inter-cellules corticales comblé par de la calcite massive, microscopie optique et à balayage.

13.6.2 : La calcite

Dans les dépôts de la dayet Afourgagh, la calcite apparaît sous de nombreux habitus dans toutes les sous-unités sédimentaires. Elle domine l'aragonite dans les niveaux de silts et de paléosols (fond continu de calcite détritique) mais également dans les tufs à t.e.c. de la sous-unité D2. Elle est généralement faiblement magnésienne (teneurs moyennes de 5 % molaire MgCO_3), attestant d'importantes teneurs des eaux en magnésium.

Comme nous l'avons vu dans le paragraphe précédent, les relations entre aragonite et calcite sont relativement étroites, leur précipitation inorganique étant dépendante de facteurs tels que la température, pH, alcalinité, saturation du milieu vis-à-vis des carbonates et concentrations en magnésium (rapport Mg/Ca des eaux). La formation de calcite est également liée à l'activité des organismes. Par exemple, l'activité photosynthétique des macrophytes et microphytes provoque une chute de la pCO_2 responsable de la précipitation de carbonates de calcium (Mégard, 1968 ; Ozturk & Wetzel, 1974 in Fourmont, 2005). Les charophytes peuvent synthétiser de la calcite qui entre dans la composition des gyrogonites (Raven *et al.*, 1984 ; Leitch, 1991 ; Anadón *et al.*, 2002) mais ce minéral peut également être bioinduit par l'activité de ces algues et ainsi se former sur les tiges et entre les cellules corticales (Horn & Rantzen, 1959 ; Dyck, 1970 ; Daily, 1975, Cohen & Thouin, 1987 ; Soulié-Märsche, 1989 ; Anadón *et al.*, 2002). La formation de calcite peut aussi être liée à l'activité microbienne (Boquet *et al.*, 1973 ; Monger *et al.*, 1991 ; Newman *et al.*, 1997 ; Folk & Chafetz, 2000 ; Valero-Garcés *et al.*, 2000 ; Freytag & Verrecchia, 2002 ; Dupraz *et al.*, 2004) et semble développée de manière privilégiée par rapport à l'aragonite dans ce type de contexte.

La nature de la phase carbonatée endogène précipitée (LMC ou HMC) est, selon Müller *et al.* (1972), directement liée au rapport Mg/Ca des eaux avec précipitation de LMC pour des rapports < 2 , HMC pour des Mg/Ca compris entre 2 et 8 et précipitation d'aragonite pour des valeurs > 8 . Ce gradient évolutif s'accompagne selon les auteurs d'une augmentation de la salinité des eaux, et la croissance du rapport entraînerait une augmentation des teneurs en magnésium de la calcite précipitée (Müller & Wagner, 1978). La présence de magnésium et d'éléments organiques et leur effet sur la précipitation de calcite magnésienne et sur la forme des cristaux ont fait l'objet de nombreux travaux (Kitano, 1962 ; Berner, 1966 ; Bischoff, 1968 ; Müller *et al.*, 1972 ; Folk, 1974 ; Berner, 1975 ; Möller & Kubanek, 1976 ; Cailleau *et al.*, 1979 ; Meldrum & Hyde, 2001). De nombreux habitus ont été observés à l'issue d'expériences de synthèse. Elles ont montré que la forme des cristaux de calcite dépend des conditions de concentration en magnésium. Enfin, précisons que la calcite peut être présente sous forme secondaire par recristallisation de l'aragonite (Bischoff & Fyfe, 1968).

*

Les précipitations de calcite endogène résultent de la combinaison de processus hydrochimiques et biologiques aux interactions complexes. Ainsi, identifier l'origine de la calcite observée dans les dépôts de la dayet Afourgagh à l'aide de ses différents habitus se révèle délicat.

Certains cristaux sont clairement allochtones comme l'atteste leur usure. Ils proviennent probablement des calcaires lacustres et des dolomies liasiques affleurant au niveau du bassin versant. Néanmoins une formation endogène n'est pas à exclure car les nombreuses expérimentations réalisées en laboratoire (Cailleau *et al.*, 1979 ; Meldrum & Hyde, 2001) conduisent parfois à la formation (en présence de magnésium) de cristaux aux contours irréguliers et aux faces mal définies.

Les cristaux automorphes plurimicrométriques peuvent cohabiter avec de l'aragonite fibroradiée (Fig. 13. 9F), résultant de phases de cristallisation non contemporaines ou de l'existence d'un microenvironnement favorable à la précipitation d'un des deux polymorphes (à proximité de macrophytes par exemple où des cristaux micrométriques sont tout à fait aptes à croître).

Les agrégats polycristallins anguleux à cristaux euhédriques de calcite (Fig. 13. 9G) sont comparables à ceux observés dans les dépôts lacustres du marais de Sarliève (Massif Central, France) décrits par Fourmont (2005) comme étant la résultante d'une précipitation endogène à l'interface eau-sédiment en contexte magnésien (Mg/Ca < 12 cependant). En tout état de cause, les éléments de la littérature attestent la formation de cristaux aux contours arrondis et de forme sphérique à oblongue quand les eaux sont magnésiennes.

La calcite est présente au sein des édifices microstromatolithiques mais seules les analyses EDS ponctuelles permettent de distinguer si les cristaux sont de nature calcitique ou aragonitique (dans la

mesure où le strontium est présent). Enfin, il est nécessaire de préciser que la calcite est également décrite au niveau des encroûtements des tiges de charophytes (Fig. 13. 14 I et J) et qu'elle entre dans la composition des valves d'ostracodes (Meisch, 2000) et des plaquettes constituant la thèque des thécamoebiens du genre *Paraquadrula* (Decloitre, 1961).

Les précipitations de calcite endogène au sein des dépôts de la dayet Afouragh sont contraintes par les fortes teneurs en magnésium des eaux. Les proportions les plus importantes sont observées au sein des dépôts de silts distaux où la calcite peut former ponctuellement un ciment dense (Fig. 13. 12G et H). En plus des apports de calcite détritique, elle précipite suite à l'activité photosynthétique des macrophytes et microphytes (nombreux édifices microstromatolithiques).

Au sein des tufs des sous-unités A2 à A5 et B2, la calcite est uniquement présente au niveau d'encroûtements de tiges de charophytes ou d'autres macrophytes et au sein de quelques microbialites. Au-dessous des paléosols, dans les faciès de tufs mal préservés, les teneurs en calcite sont liées à la quantité de constructions microbiennes ainsi qu'à une possible recristallisation de l'aragonite. Quelques petits agrégats de cristaux idiomorphes sont cependant observés, témoignant également de variations du chimisme des eaux. Les sous-unités C2 et D2 montrent un enrichissement en calcite qui se traduit au niveau des observations MEB par une recrudescence des édifices microstromatolithiques et par la formation d'agrégats de cristaux euhédriques à subhédriques interprétés comme résultant de précipitations à l'interface eau-sédiment (précipitations saisonnières ? ou recristallisation d'aragonite ?) ou comme la conséquence de l'activité photosynthétique des macrophytes et/ou microphytes.

Les observations microscopiques des silts des sous-unités A1 et A2 n'ont pas révélées de cristaux de calcite. Les teneurs sont principalement liées au nombre très important de valves d'ostracodes présentes (voir chapitre 8, Partie III) et à la présence de calcite difficile à observer au sein de la matrice silto-argilo-carbonatée.

*

Les précipitations endogènes de carbonates sont directement liées au métabolisme des macrophytes (plus particulièrement des charophytes) et/ou microphytes ainsi qu'au caractère magnésien des eaux (observation compatible avec la chimie des eaux actuelles, voir § 2.3.2.2.). Ces teneurs importantes en magnésium sont liées à la dissolution des dolomies dans lesquelles la nappe circule. La précipitation de magnésite dans la croûte littorale atteste cet enrichissement des eaux en magnésium ; ce minéral précipite en bordure sous l'effet de l'évaporation et de la saturation des eaux interstitielles dans un environnement soumis à des émerSIONS-immersions périodiques (selon les fluctuations (saisonnières ?) du niveau de la nappe).

Les silicates sont détritiques tout comme la dolomite. Cependant certaines autres phases minérales, présents en moindre proportion, sont observées : il s'agit du gypse et de la pyrite

13.7 : Origine du gypse

Le gypse est présent en faibles proportions dans la majorité des dépôts les plus proximaux (de **W3** au paléorivage mais il est également identifié dans l'ensemble des horizons de paléosols et dans les sédiments de la sous-unité A1 (particulièrement au niveau de la fosse **W18**). Les cristaux sont observés en amas (Fig. 13. 15.) de lames englobant l'ensemble de la matrice carbonatée ; ces amas sont composés de cristaux automorphes plurimicrométriques dont le caractère nettement automorphe observé au MEB atteste une précipitation *in situ*. Des rosettes, de teinte brunâtre, sont également bien distinguées par les observations réalisées à la loupe binoculaire. Cette teinte est liée à la présence d'inclusions argileuses caractéristiques d'une croissance diagénétique (Pierre, 1982 *in* Benkaddour, 1993)

13.8 : Origine de la pyrite

La pyrite est observée à plusieurs reprises au sein des dépôts de silts des sous-unités A1 et A2 (sommet de la sous-unité), dans les silts distaux et plus rarement dans les tufs à charophytes. Elle apparaît sous forme de framboïdes (Fig. 13. 16.). La pyrite est authigène, formée à l'issue la réduction bactérienne des sulfates (Rickard, 1970 ; Siesser & Rogers, 1976).

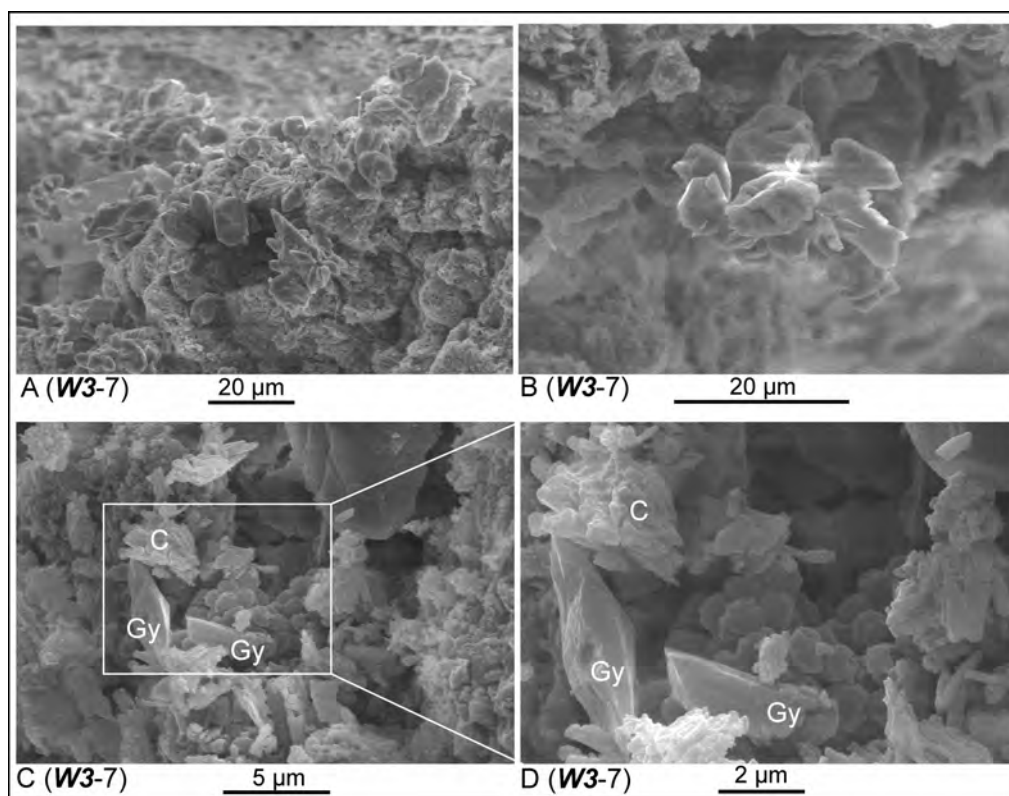


Fig. 13. 15. Exemples de cristaux automorphes de gypse (Gy) observés au MEB (échantillon W3-7). A – Amas de cristaux automorphes englobant la matrice carbonatée. B – Amas de cristaux automorphes. C – Cristaux automorphes en lames isolés dans la matrice carbonatée. D – Agrandissement du cliché précédent.

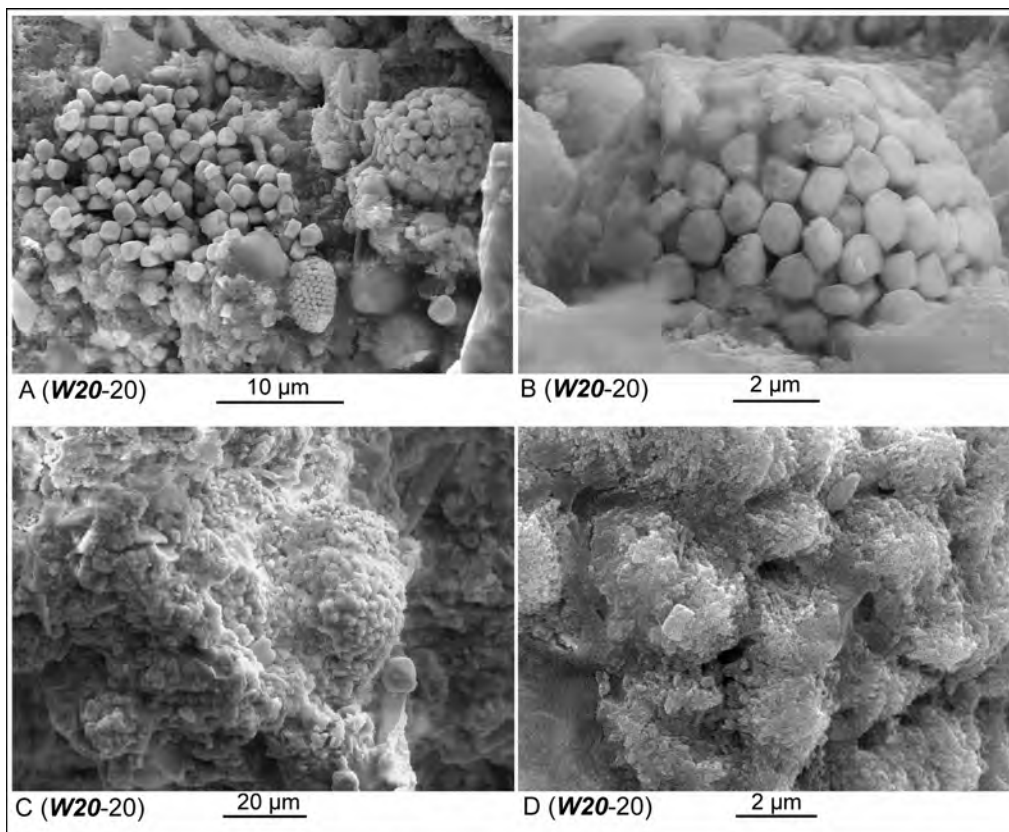


Fig. 13. 16. Habitus de la pyrite des sédiments de la dayet Afourgagh (observés au MEB). A et B – Framboïdes de pyrite. C – Framboïdes de pyrite recouverts par des particules argileuses. D – Agrandissement du cliché précédent.

13.9 : Apports de la composition minérale des dépôts en terme de reconstitution environnementale

Les dépôts de la dayet Afourgagh sont majoritairement composés de carbonates essentiellement sous la forme d'aragonite et de calcite faiblement magnésienne (moyenne de 5 % molaire de $MgCO_3$) avec une composante de dolomite détritique et enfin de la magnésite au niveau de la croûte littorale (d'après les analyses EDS et DRX). **Les fortes proportions d'aragonite et de calcite légèrement magnésienne ainsi que la présence de magnésite en bordure attestent la nature fortement magnésienne des eaux du lac, ce qui est en accord avec la chimie des eaux du lac actuel. Cet enrichissement est lié à la dissolution des dolomies liasiques au sein desquelles la nappe circule.**

Dans l'ensemble des faciès, la dolomite constitue un fond détritique tout comme le quartz, les feldspaths et les argiles. Ces phases minérales sont majoritairement présentes dans les silts et paléosols. Le gypse, authigène, est observé dans les dépôts proximaux et en A1 au niveau de W18.

Les faciès de tufs à charophytes, quels que soient leurs degrés de préservation, sont composés d'encroûtements de tiges de *Chara*. Le bon état de préservation de ces encroûtements, en contexte distal, dénote un dépôt après effondrement du thalle dans un milieu calme. En domaine proximal, l'agitation du milieu et, dans une certaine mesure, la compaction, sont responsables de la fragmentation des encroûtements.

La minéralogie des tufs est dominée par l'aragonite et/ou la calcite. L'aragonite est précipitée par bioinduction suite à l'activité photosynthétique des macrophytes (charophytes ou autres). **Cette précipitation bioinduite est la principale source d'aragonite dans les dépôts lacustres de la dayet Afourgagh**, particulièrement en zone distale et dans les unités A et B. Les fortes teneurs en aragonite témoignent de l'enrichissement des eaux lac en magnésium, subséquent piégé en bordure par la formation d'une croûte littorale magnésitique. Ce phénomène pourrait s'expliquer par un confinement du milieu, le haut niveau lacustre n'étant pas suffisamment élevé pour permettre une évacuation des eaux par l'exutoire, au moins en été. Il semble donc que la formation de la magnésite (authigène) littorale soit contemporaine du dépôt des sédiments des unités A et/ou B dans un milieu alcalin, relativement salé et saturé, soumis à des émergences périodiques (saisonnières ?). A l'inverse, et malgré une phase de haut niveau lacustre comparable à celle décrite en A, les tufs déposés en C et D sont riches en calcite faiblement magnésienne. **Cette calcite est détritique et/ou bioinduite par l'activité photosynthétique des macrophytes et microphytes** comme l'atteste la quantité importante d'amas de cristaux automorphes ainsi que les sphérulites et amas microstromatolithiques observés dans ces dépôts. Elle précipiterait dans un environnement magnésien, moins concentré qu'en A, qui pourrait s'expliquer par un lac moins confiné avec un exutoire actif (été plus humides ?). De plus, un fond continu de calcite allochtone est probablement présent.

Les édifices microbiens se forment en contexte subaérien ou à de faibles profondeurs au cours d'épisodes successifs d'immersion-émersion (bas niveau lacustre) selon Verecchia *et al.*, 1995. La réduction de l'espace disponible par accumulation de sédiments (unités A et B) dans la cuvette lacustre est à l'origine d'une faible épaisseur de la tranche d'eau en haut niveau (données corroborées par l'étude des charophytes et ostracodes). **Ainsi, les fluctuations du niveau de la nappe sont susceptibles de provoquer une émergence temporaire des dépôts proximaux et médians ; le milieu devient donc idéal pour le développement de ces formations microbiennes.** Seul le domaine distal est toujours en eau. Ceci paraît pouvoir être illustré par la sous-unité C2 de teinte orangée jusqu'à W18 (voir photos en Annexe 6), passant au blanchâtre ensuite, matérialisant une diminution de la quantité de microstromatolithes. **L'évolution de la quantité de ces microbialites sur l'ensemble de la fosse W20 (Fig. 13. 8) montre un enrichissement au niveau et dans les dépôts immédiatement sous et sus-jacents des horizons de silts (déposés suite à une phase de bas niveau lacustre comme le montre la géométrie des dépôts et l'étude de la phase biogène).** De même, les observations en microscopie optique montrent des lamines entièrement constituées de ces édifices au sein des faciès de tufs très bien à bien préservés, suggérant la succession de petits épisodes de chutes du niveau lacustre, voire d'émergences (saisonnières ?). La structure des sphérulites est variable : organisation radiaire, micritique (recristallisation des sphérulites radiaires ?) ou microsparitique (recristallisation des

sphérulites micritiques ?). L'activité microbienne provoque la précipitation d'aragonite et/ou calcite mais il est difficile de savoir si un minéral est davantage précipité que l'autre.

Ainsi, l'étude des phases minérales complète les résultats acquis à partir de l'étude de la géométrie des dépôts et de la phase biogène. Il convient à présent d'assembler ces données afin d'établir un modèle d'évolution du système lacustre au cours de la période historique.

PARTIE V

Modèle d'évolution du système lacustre, conclusions et perspectives

**Chapitre 14 : Fonctionnement du système lacustre
au cours de la période historique**

Conclusions et perspectives

Chapitre 14

Fonctionnement du système lacustre au cours de la période historique

Chapitre 14 : Fonctionnement du système lacustre au cours de la période historique

Comme nous l'avons vu dans les chapitres précédents, les études de la géométrie des dépôts, des biofaciès et des macro et microfaciès mettent en évidence d'importantes fluctuations de l'environnement lacustre au cours de la période historique. Ces évolutions sont établies verticalement (échelle temporelle) et latéralement (évolutions spatiales). L'objectif de ce dernier chapitre est de mettre en relation les différents mécanismes évoqués dans les chapitres précédents afin de proposer un modèle général d'évolution du système lacustre depuis la séquence de dépôt à l'ensemble du cortège sédimentaire de la zone littorale du lac Afourgagh. Enfin, quelques implications paléoclimatiques seront évoquées au travers d'une comparaison avec d'autres données aux échelles régionale et continentale.

14.1 : La séquence de dépôt

Les paragraphes suivants vont nous permettre de proposer les hypothèses qui nous paraissent expliquer la succession de dépôts organisés en séquences. Rappelons que les séquences définies dans ce travail débutent par un épisode de bas niveau lacustre (faible érosion puis formation d'un paléosol proximal, Fig. 14. 1) suivi par une élévation du niveau (dépôts de silts transgressifs puis de tufs à charophytes, Fig. 14. 2), une stabilisation en haut niveau (dépôt de tufs à charophytes, Fig. 14. 3 et 14. 4.) puis une diminution de niveau (enregistrée dans les tufs à charophytes) qui conduit au début de la séquence suivante (bas niveau lacustre). Ces variations sont mises en évidence par la géométrie des dépôts, par l'étude de la phase biogène mais également par les différences de cortèges minéralogiques. Le but de ce paragraphe est de présenter ces différentes étapes en précisant quels sont les éléments qui en témoignent, quelles sont leurs interactions et en quoi ils constituent des marqueurs de l'évolution du système lacustre. Ces mécanismes, illustrés sur la figure 14. 5., se répètent d'une séquence à l'autre.

14.1.1 : Bas niveau lacustre

Les quatre séquences majeures de dépôt définies dans le chapitre 6 (voir Fig. 5. 3.) débutent par une **phase de bas niveau lacustre qui s'exprime par la présence d'un paléosol proximal** (Fig. 14. 1A). **Ces faciès expriment de faibles apports d'eaux et donc une aridité prononcée.**

Les paléosols sont riches en éléments organiques (Fig. 13. 13) ce qui explique les fortes valeurs de COT obtenues dans ces faciès (supérieures à 10 %, voir chapitre 12). Les macrofaciès et biofaciès suggèrent néanmoins des **phases d'inondations sporadiques ou la formation de « flaques » temporaires** par la présence de lits de tufs au sein des horizons sombres (Fig. 4. 4. échantillon W3-4), ainsi que de valves d'ostracodes caractéristiques de milieux temporaires à semi-permanents (comme *C. bispinosa*, *H. salina*, *E. virens* et *C. candida*), de diatomées épiphytes (*C. placentula* et *E. adnata*, Fig 9. 4B et C) et de microstromatolithes (Fig. 13. 13F). Ces phases sont également à l'origine de la précipitation de gypse authigène (eaux salées, évaporation). De nombreux bioclastes présents dans ces paléosols sont probablement remaniés du fait de l'action des vagues ou présents dans le tuf ayant subi la pédogenèse.

En effet, dans le cas présent, la pédogenèse consiste en l'altération des tufs à charophytes soumis à une émergence prolongée suivie de l'installation d'un écosystème favorable à ce processus. Ainsi, la composition minéralogique des paléosols contient une importante fraction carbonatée (rarement inférieure à 40 %) mise en évidence par les analyses DRX et les microfaciès sous forme de calcite (précipitation endogène à l'interface eau-sédiment et bioinduite par l'activité photosynthétique des hélophytes, calcite détritique, microstromatolithes, valves d'ostracodes), d'aragonite (fragments d'encroûtements de tiges de charophytes, coquilles de gastéropodes terrestres et aquatiques, microstromatolithes ?), et de dolomite (détritique). La seconde partie du spectre minéralogique est composée de la fraction silicoclastique (quartz, argiles et en moindre mesure feldspaths).

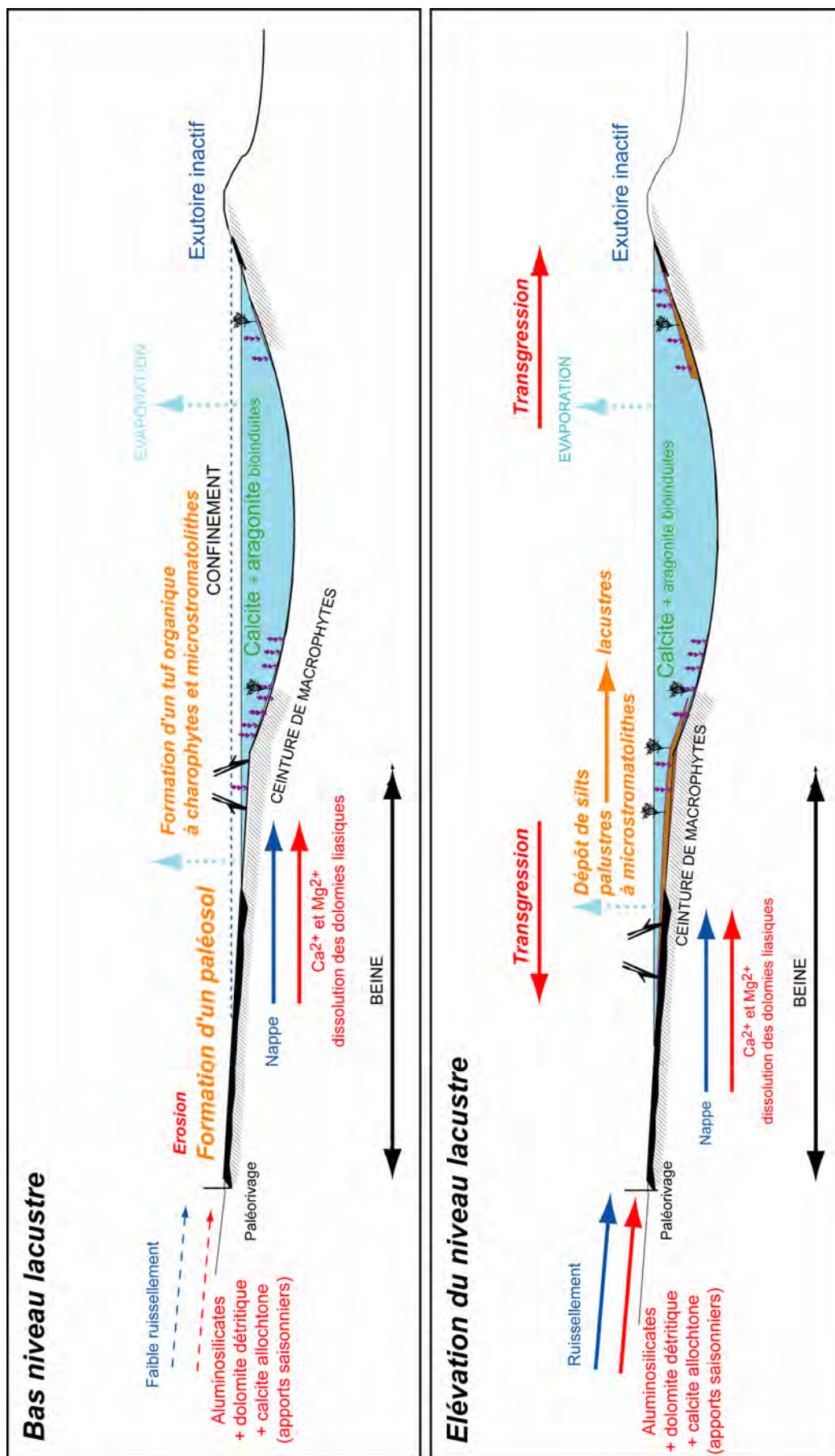


Fig. 14. 1. (gauche) et 14. 2. (droite). Fonctionnement du système lacustre au cours des principales étapes de dépôt d'une séquence (bas niveau lacustre et élévation de niveau lacustre respectivement).

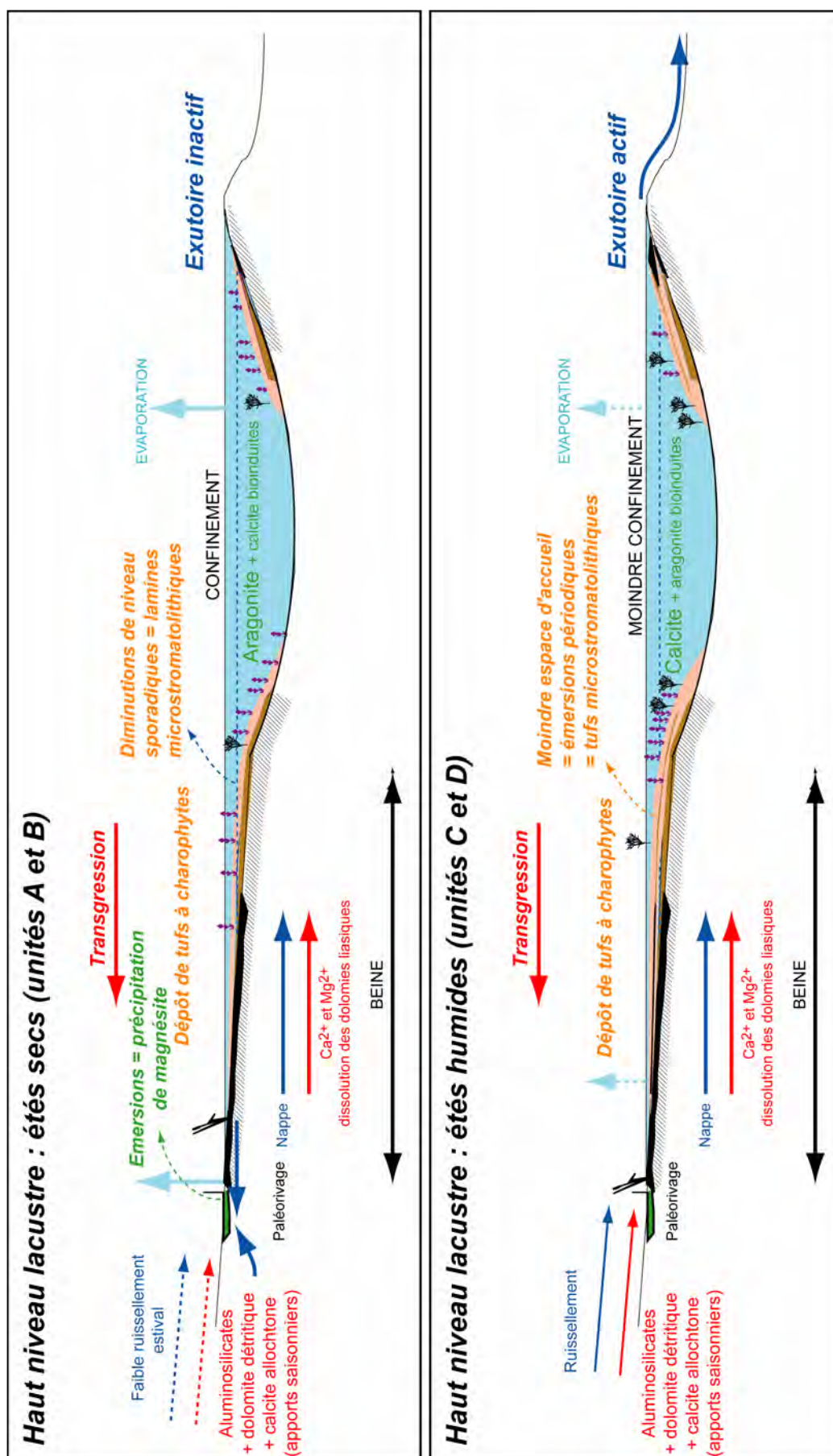


Fig. 14. 3. (gauche) et 14. 4. (droite). Fonctionnement du système lacustre au cours des principales étapes de dépôt d'une séquence (haut niveau lacustre, unités A et B ; haut niveau lacustre, unités C et D).

Dans le prolongement des paléosols se déposent des tufs à charophytes microstromatolithiques comme ceux décrits au niveau du paléorivage (Fig. 14. 1A). L'environnement, temporaire à semi-permanent comme en témoigne la présence d'ostracodes tels que *E. virens*, *H. salina* et *C. bispinosa*, est soumis à des émergences périodiques favorables au développement des cyanobactéries (formation de microstromatolithes). Dans la zone constamment immergée, les ostracodes sont caractérisés par le développement de *C. vidua* et *C. neglecta* au sein d'une prairie à *Chara aspera* (dominante sur *Ch. hispida* dans ce contexte de faible profondeur.

14.1.2 : Elévation et stabilisation en haut niveau lacustre (transgression)

Macroscopiquement, l'élévation du niveau lacustre s'exprime par le dépôt de silts palustres (au niveau de la beïne) à lacustres vers le distal (Fig. 14. 2). Ainsi, les silts sont transgressifs sur les paléosols (*onlap* discret). Ces dépôts résultent d'apports d'eaux importants en conséquence d'une phase humide (pluviosité importante). Dans les silts, les éléments organiques sont également très nombreux (COT élevés) et dans un très bon état de préservation ; ainsi sont identifiés des macrorestes de macrophytes (hors charophytes) dont l'omniprésence est favorable au développement des diatomées épiphytes (*C. placentula*, *E. adnata*, *G. angustum* et *A. lybica* entre autres) et des gastéropodes (*G. crista*, *L. peregra* et *A. fluviatilis*) et bivalves (*Pisidium* sp.) qui trouvent, dans ces conditions, nourriture et abris. Cet environnement de bordure est semi-permanent (beïne) à permanent (zone distale) et agité comme le montre la petite proportion de carapaces d'ostracodes polyréophiles (*E. virens*, *H. salina*, *C. bispinosa*) et la présence du gastéropode *A. fluviatilis*. Ainsi s'explique le peu de vestiges de charophytes observés dans ces niveaux, le milieu étant trop instable pour permettre le développement d'une prairie.

Les silts ont une composition minéralogique légèrement plus carbonatée que celle des paléosols. Les teneurs en calcite sont plus fortes et semblent liées au nombre très important de formations microstromatolithiques (Fig. 13. 8.). Les cyanobactéries semblent ainsi trouver dans ce contexte les conditions idéales à leur prolifération, leur activité photosynthétique induisant la précipitation de calcite. En parallèle, l'activité photosynthétique des macrophytes est également une source importante de calcite endogène. L'aragonite, la dolomite et la fraction silicatée ont les mêmes origines que celles évoquées dans le cas des paléosols. La ceinture de macrophytes constitue un piège à particules responsable du dépôt de silts et d'argiles provenant du bassin versant et des paléosols distaux ; il est ainsi probable que de nombreux éléments organiques, bioclastiques et minéraux soient remaniés au sein de ces dépôts (ceci expliquerait les âges radiocarbones vieilliss, voir Tab. 4. 1.).

Avec l'élévation du niveau et la stabilisation en haut niveau lacustre (contrainte par le seuil topographique), les charophytes (*Ch. aspera* et *Ch. hispida* principalement) envahissent le milieu et la ceinture à *Ch. hispida* s'étend progressivement vers le domaine proximal (comme l'attestent les teneurs en gyrogonites de cette espèce dans les dépôts de tufs). Parallèlement, les assemblages d'ostracodes caractéristiques d'environnements temporaires à semi-permanents migrent vers la zone littorale alors que celles typiques d'environnements plus profonds se développent dans la prairie à charophytes (*C. vidua*, *C. neglecta* et *C. ovum*). Le domaine distal de la beïne est également caractérisé par le développement d'espèces de diatomées planctoniques et tychoplanctoniques (*Cyclotella* sp.).

Les tufs à charophytes sont composés d'encroûtements de tiges de charophytes effondrés (attestant un dépôt *in situ*). La minéralogie des tufs est largement dominée par les carbonates dont les teneurs dépassent 70 % (aragonite et calcite légèrement magnésienne). La calcite est en grande partie liée aux encroûtements de charophytes mais apparaît également corrélée aux teneurs en microstromatolithes (Fig. 13. 8.). Ceci pourrait expliquer les teneurs en ce minéral qui domine dans les tufs déposés à proximité du paléorivage et ce quelle que soit l'unité considérée.

L'étude de la répartition de l'aragonite et de la calcite sur l'ensemble du transect W met en évidence des variations selon les faciès de tufs des différentes unités sédimentaires : A et B sont majoritairement aragonitiques alors que C et D sont plutôt calcitiques. Ces phases minérales dénotent un

enrichissement des eaux en magnésium (qui provient de la dissolution des dolomies liasiques dans lesquelles les eaux de la nappe circulent) et un confinement du milieu.

■ Dans les séquences S1 et S2 (unités A et B), les tufs à charophytes sont majoritairement composés d'aragonite bioinduite sur les tiges de charophytes. La précipitation de ce minéral nécessite de fortes concentrations des eaux en magnésium ($Mg/Ca > 12$) alimentées par la nappe souterraine (dissolution des dolomies liasiques). Pour expliquer de telles concentrations, le modèle suivant peut-être proposé (Fig. 14. 3).

En contexte de haut niveau, le confinement du système dépend des fluctuations saisonnières du niveau lacustre qui atteint ou non le niveau de l'exutoire. Dans le cas d'étés secs, le manque de précipitations induit une balance hydrologique négative. L'évaporation provoque la baisse du plan d'eau sous le niveau de l'exutoire entraînant alors le confinement du lac. La précipitation croissante des carbonates par l'activité photosynthétique des charophytes engendre une concentration des eaux en magnésium ce qui favorise ainsi la précipitation d'aragonite au détriment de la calcite (faiblement magnésienne). De plus, en contexte proximal (beine), les abaissements saisonniers du plan d'eau induisent la prolifération des cyanobactéries et la formation de microstromatolithes bioinduits sur les encroûtements de charophytes (vivantes ou mortes au cours des saisons précédentes).

En parallèle, en bordure de la beine, le sédiment est soumis à des émergences répétées qui provoquent la formation d'une croûte (environnement de type *playa*) : l'intense évaporation et l'augmentation de salinité induites par la succession de phases d'inondations-émergences, couplées aux fortes teneurs des eaux en magnésium, provoquent la précipitation authigène de magnésite.

■ Dans les séquences S3 et S4 (unités C et D), les tufs à charophytes sont majoritairement composés de calcite légèrement magnésienne bioinduite par l'activité photosynthétique des charophytes et le développement cyanobactérien (nombreux microstromatolithes). La précipitation de ce minéral dénote une moindre concentration des eaux en magnésium. Pour expliquer cette variation, le modèle suivant peut-être proposé (Fig. 14. 4.) en tenant compte du fait que ces unités se déposent dans un environnement où le potentiel d'accueil est réduit (par suite du dépôt préalable de A et B).

En contexte de haut niveau mais dans le cas d'étés humides, le plan d'eau est suffisamment élevé pour atteindre le niveau de l'exutoire et se déverse de manière plus ou moins continue dans l'oued Afourgagh. Dans ce cas, le renouvellement des eaux entraîne un moindre confinement et une relative stabilisation du Mg/Ca des eaux. Les teneurs en magnésium étant plus faibles, elles ne peuvent ainsi inhiber la précipitation de calcite (une partie du magnésium étant d'ailleurs piégée dans celle-ci). De plus, en raison d'un moindre potentiel d'accueil, les dépôts de la beine sont plus susceptibles de subir des émergences ou du moins se déposent sous de faibles tranches d'eaux ; l'environnement est alors propice au développement cyanobactérien responsable de la formation de très nombreux édifices microstromatolithiques.

Ainsi, les fluctuations du niveau lacustre (sous l'effet du climat), et réglées par l'exutoire ainsi que par l'accumulation de sédiments, conditionnent fortement le confinement du lac : d'où la chimie particulière des eaux et la nature des carbonates lacustres.

14.1.3 : Diminution du niveau lacustre (régression)

Les évènements régressifs sont enregistrés au sein même des tufs à charophytes. Ils s'expriment par l'extension de la ceinture à *Ch. aspera* (et le retrait subséquent de *Ch. hispida*) vers la zone distale, en parallèle à une migration des assemblages d'ostracodes caractéristiques d'environnements de bordure vers la zone proximale. De même, un enrichissement en calcite est perceptible dans les tufs à charophytes proximaux (immédiatement sous-jacents aux paléosols) avec l'augmentation de la quantité de microstromatolithes. La diminution progressive du niveau lacustre, avant émergence des tufs et l'instauration de la pédogenèse, induit un environnement favorable au développement cyanobactérien. Après émergence, la formation d'un paléosol commence avec le début de la séquence de dépôt suivante. Au niveau du transect est du lac actuel, les chutes du plan d'eau couplées à la topographie prononcée sont à l'origine d'importants glissements synsédimentaires et d'une érosion marquée.

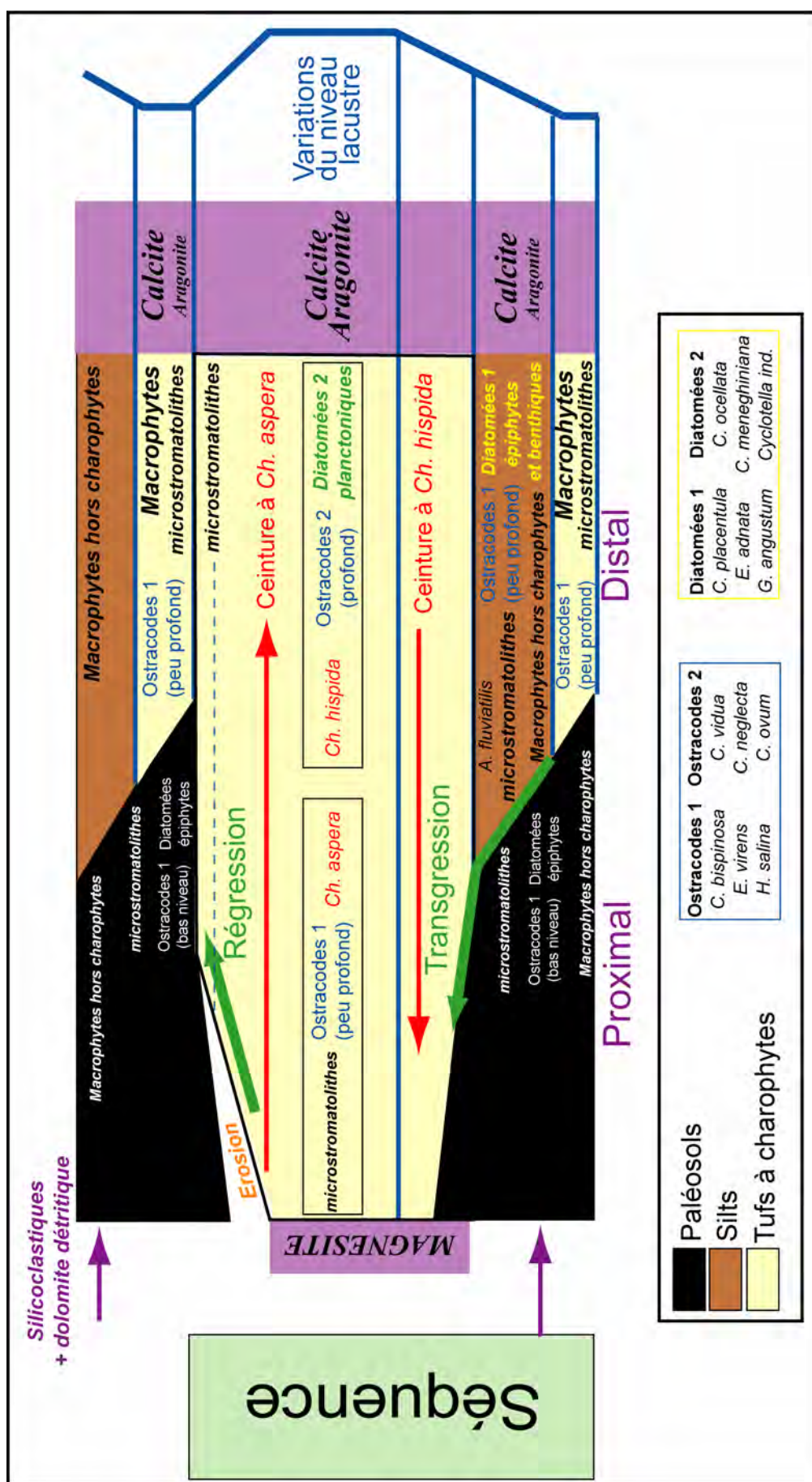


Fig. 14. 5. Modèle d'évolution au sein d'une séquence de dépôt de la beine de la dayet Afourgagh

14.2 : Evolution du système lacustre au cours de la période historique

Après avoir décrit les différents processus impliqués dans la mise en place des séquences de dépôt, il convient d'exprimer les particularités de chacune au cours de la période historique (Fig. 14. 6. et 14. 7.). Rappelons que ces données correspondent à l'évolution de la zone littorale lacustre (beine).

14.2.1 : Séquence S1, 2191 - 1861 cal. BP

En A1, après 2191 cal. BP (et probablement dès 2426 cal. BP), la beine correspond à un environnement palustre (bas niveau), colonisé par des macrophytes (charophytes et autres) et des éponges d'eau douce, où se dépose une vase organique et silteuse (la profondeur minimale du centre du bassin lacustre est de l'ordre de 10,5 m). Le milieu, oligohalin à mésohalin, est relativement agité et présente un caractère mésotrophe à eutrophe. Il est particulièrement propice au développement d'ostracodes (avec principalement *C. neglecta* et *I. monstifica*), de gastéropodes et épisodiquement de bivalves (*Pisidium* sp.). Les diatomées sont dominées par les espèces épiphytes et benthiques. Les charophytes sont présentes (fragments d'encroûtements de tiges et rares gyrogonites et oospores au sein de lits ou lamines de tufs mal préservés) mais l'agitation du milieu ne semble pas propice à la prolifération de ces algues ; la compétition est gagnée par les autres macrophytes. La faible profondeur du lac est favorable au développement cyanobactérien responsable de la prolifération de microstromatolithes. En bordure (au niveau de **W18**), ces édifices sont extrêmement nombreux. Des rosettes de gypse authigène sont également présentes dénotant un environnement au minimum mésohalin.

En A2, le dépôt d'un tuf pluridécimétrique à charophytes dénote une **élévation du niveau lacustre** (exprimée par le caractère transgressif de A2 avec contact en *onlap* sur les silts du substrat) puis une **relative stabilisation des conditions du milieu (profondeur lacustre totale estimée à 11 m)** alors propice à la colonisation des charophytes. La prairie ainsi installée permet le développement d'ostracodes tels que *C. vidua* ou *D. stevensoni* (cette dernière étant oligorhéophile). Les apports détritiques sont périodiques (lits silto-argileux) tout comme des diminutions du niveau lacustre (alternances saisonnières ?) à l'origine de la formation de lamines microstromatolithiques. Cette unité correspond à une période de **fluctuations importantes des conditions environnementales avec un retour à des conditions palustres marquées en zone médiane et distale vers 1861 cal. BP**. Elles s'expriment par un environnement comme celui évoqué pour A1 (biofaciès similaires).

L'ensemble de ces caractéristiques met en évidence un environnement et une hydrologie fluctuants. L'environnement palustre, agité et probablement turbide, est colonisé par des macrophytes qui constituent un véritable piège à particules détritiques. Le lac est oligohalin à mésohalin et mésotrophe à eutrophe.

14.2.2 : Séquence S1, 1861 cal. BP - 1769 BP estimé

Le dépôt d'une épaisseur importante de tufs à charophytes (de l'ordre d'un siècle selon le comptage des lits, voir § 4.7.3.) apparaît très rapide. L'extension croissante des sous-unités atteste une **élévation du niveau lacustre jusqu'au niveau de stabilisation du paléorivage (en A4)**. L'environnement est calme et oligotrophe. Le milieu est caractérisé par les ostracodes *C. vidua* et *C. neglecta*, les gastéropodes *L. peregra* et *G. crista* et par le développement des diatomées planctoniques (*Cyclotella* sp.) en contexte distal. La minéralogie des tufs est majoritairement aragonitique avec présence de calcite légèrement magnésienne dénotant un **enrichissement important des eaux en magnésium**. La précipitation de l'aragonite est consécutive à cet enrichissement tout comme celle de **magnésite et de calcite légèrement magnésienne en bordure** (voir § 14.1.2.). Une telle concentration en magnésium nécessite un certain **confinement du système lacustre**. Il est possible que le niveau lacustre n'atteigne pas (ou alors sporadiquement) le niveau de l'exutoire ce qui tend à montrer que les étés étaient plutôt secs. **Que la croûte littorale magnésitique soit contemporaine du dépôt des tufs de l'unité A représente l'hypothèse la plus vraisemblable**. L'environnement lacustre distal, permanent, est globalement calme, oligotrophe, oligohalin et alcalin.

Les vestiges biogènes (charophytes et ostracodes) indiquent une **diminution du niveau lacustre dès le dépôt de A5 (prolongée en A6 et A7)** avec l'extension de la ceinture à *Ch. aspera* vers la zone distale en parallèle des assemblages d'ostracodes caractéristiques d'environnements peu profonds. Elle s'exprime également par la recrudescence des édifices microstromatolithiques (conditions idéales au développement des cyanobactéries qui semblent, dans ce contexte, bioinduire la précipitation de calcite, Fig. 12. 9.). **L'environnement devient mésotrophe** (Fig. 14. 3.). L'émersion prolongée des tufs proximaux provoque une pédogenèse à l'origine de la formation du paléosol de B1.

14.2.3 : Séquence S2, 1769 BP estimé - 1515 cal. BP

Vers 1769 estimé BP, le niveau lacustre est bas comme en témoigne les dépôts distaux de la beine de **type palustre**. **L'environnement proximal, émergé, est caractérisé par le développement d'un paléosol**. La **profondeur totale estimée du lac est de 11,5 m**. Les caractéristiques de l'environnement lacustre à cette période sont celles évoquées dans le paragraphe 14.1.1. **L'environnement lacustre devient globalement oligohalin à mésohalin, mésotrophe et alcalin**.

Puis, **la montée du niveau lacustre (profondeur maximale estimée à plus de 12 m)** est caractérisée par la transgression des silts palustres suivie par la **colonisation du milieu par les charophytes** comme évoqué dans le paragraphe 14.1.2. **A l'exception d'une diminution de salinité, le lac conserve ses caractéristiques écologiques**. La minéralogie et son évolution verticale et latérale sont comparables à celle décrite en A. Il en résulte des processus sédimentaires probablement équivalents.

14.2.4 : Séquence S3, 1515 - 1062 cal. BP

Aucun paléosol n'est observé au niveau de C1 mais il est probable qu'il soit érodé. **Au niveau de la beine, C1 correspond à un environnement palustre (vers 1515 cal. BP)**. Les caractéristiques faciologiques sont les mêmes que pour B1'.

Il semble que le dépôt de C2, au niveau de la beine, se soit effectué dans un environnement (proximal-médian) ayant subi des phases d'émersions, en condition de très bas niveau, alternant avec des phases où le milieu est permanent et plus profond, où se développe une prairie à charophytes (alternances saisonnières ?). Ces phases d'émersion sont probablement liées (1) au potentiel d'accueil restreint du fait de l'accumulation des sédiments et (2) aux chutes saisonnières du plan d'eau responsables de la prolifération des cyanobactéries (et du démantèlement des vestiges de charophytes) qui « fabriquent » alors de très nombreux édifices calcitiques. En effet, la minéralogie des carbonates est dominée par la calcite légèrement magnésienne qui semble majoritairement bioinduite par l'activité des microphytes et macrophytes. Cependant, cette hypothèse ne suffit pas à expliquer la **différence de spectres minéralogiques entre C2 et les tufs de A et B**. Il est probable que le **milieu est moins riche en magnésium** (piégé dans la précipitation de calcite) suite à un **confinement moins important** qui peut s'expliquer par un **exutoire actif** (au moins saisonnièrement), une circulation plus rapide des eaux de la nappe ou des apports plus importants par ruissellement (voir § 14. 1. 2.). L'aragonite semble, dans ce contexte, uniquement liée à l'activité des charophytes. **En contexte distal**, les dépôts sont majoritairement aragonitiques et composés d'encroûtements de tiges de charophytes. Leur mise en place s'effectue dans un **environnement comparable à celui de A4 ou B2**. **Les diminutions périodiques de niveau lacustre s'expriment par la formation de lamines microstromatolithiques au sein des tufs distaux**.

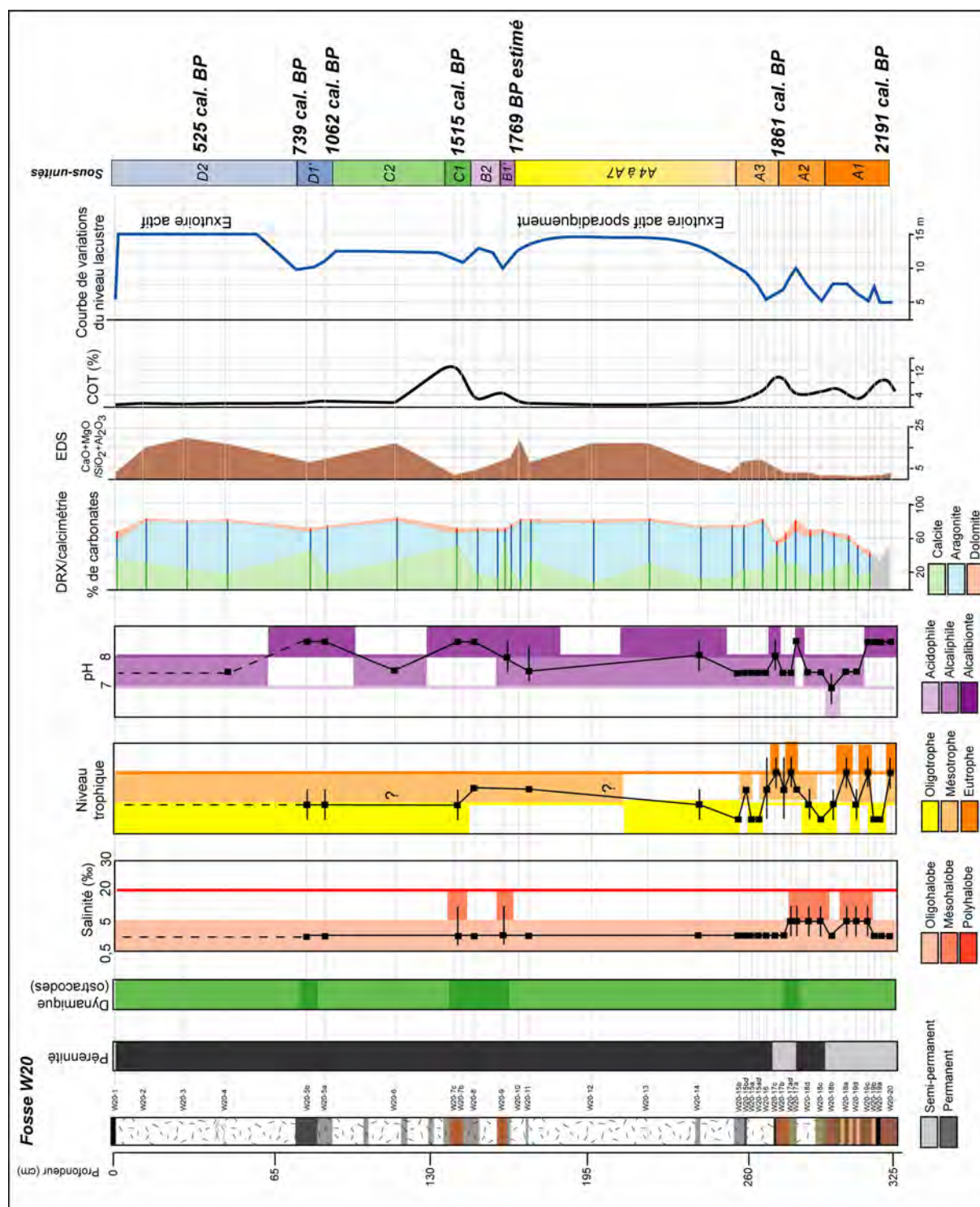


Fig. 14. 6. Evolution de la beine du lac Afourgagh au cours de la période historique (contexte distal)

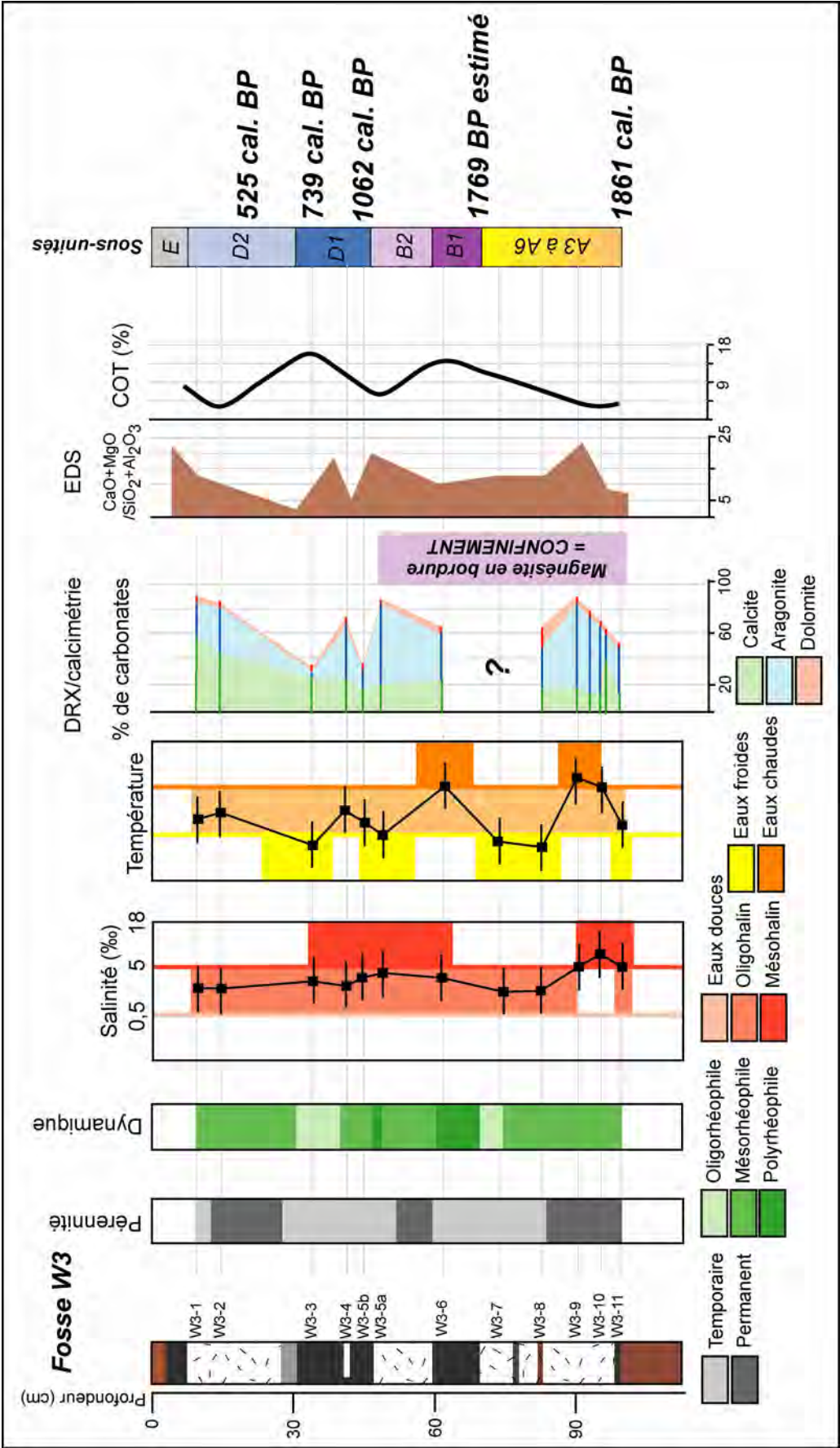


Fig. 14. 7. Evolution de la beine du lac Afourgagh au cours de la période historique (contexte proximal)

14.2.5 : Séquence S4, après 1062 cal. BP

Entre 1062 et 739 cal. BP, le niveau lacustre est assez bas comme en témoigne les dépôts distaux de type palustre. L'environnement proximal, émergé, est caractérisé par le développement d'un paléosol. La profondeur totale estimée du lac est de 12 m. Les caractéristiques de l'environnement lacustre à cette période sont celles évoquées dans le paragraphe 14.1.1.

Puis, des conditions de haut niveau lacustre permettent un nouveau développement des prairies à charophytes, d'où des dépôts comparables à ceux mentionnés en A4. Toutefois, la minéralogie des dépôts est différente avec, tout comme en C2, un spectre des carbonates dominé par la calcite légèrement magnésienne. Ceci pourrait s'expliquer par une alimentation en eau plus soutenue (étés humides) maintenue constamment avec un plan d'eau élevé au niveau du seuil topographique. L'exutoire étant constamment actif, le lac moins confiné qu'en A et B (avant 1515 cal. BP), ne conduit pas à une concentration élevée des eaux en magnésium d'où précipitation de calcite (principalement suite à l'activité photosynthétique des microphytes et macrophytes et à l'interface eau-sédiment). Les diminutions périodiques (probablement saisonnières) mineures de niveau lacustre s'expriment par la formation de lamines microstromatolithiques au sein des tufs distaux.

Le lac Afourgagh a connu des alternances de phases de dépôts largement conditionnées par l'exutoire, la diminution du potentiel d'accueil et les fluctuations saisonnières du plan d'eau. Il a connu, au cours de la période historique, des épisodes de bas niveau lacustre plus ou moins comparables à celui observé actuellement. Ces variations peuvent être interprétés en terme d'évolution paléoclimatique.

14.3 : Implications paléoclimatiques à différentes échelles

Les études portant sur la reconstitution des climats du Quaternaire récent et des facteurs forçant responsables de leur évolution utilisent fréquemment les archives sédimentaires lacustres, et tout particulièrement celles de bassins endoréiques en régions arides ou semi-arides (Gasse *et al.*, 1987 ; COHMAP members, 1988 ; Gasse & Van Campo, 1994). Les lacs d'origine karstique du Moyen-Atlas marocain fournissent, à cet égard, d'excellents outils de reconstructions à haute résolution des paléoenvironnements du fait de leurs taux de sédimentation importants (Flower *et al.*, 1989 ; Lamb *et al.*, 1991). Plusieurs lacs du Moyen-Atlas ont fait l'objet de reconstitutions paléoécologiques et paléoclimatiques depuis le dernier maximum glaciaire, à l'échelle locale (Lamb *et al.*, 1989, 1991, 1995, 1999 ; El Hamouti *et al.*, 1991 ; Benkaddour 1993 ; Lamb & Van Der Kaars, 1995 ; Cheddadi *et al.*, 1998) avec données (lac Tigalmamine) utilisées aux échelles régionales et globales (Street & Grove, 1976 ; COHMAP members, 1988 ; Jolly *et al.* ; 1998, Damnati, 2000 ; Jalut *et al.*, 2000 ; Mayewski *et al.*, 2004). Ces travaux ont mis en évidence une succession d'épisodes arides à l'échelle du siècle au cours de l'Holocène (Lamb *et al.*, 1995). De fait, le comportement récent du lac Afourgagh ainsi que ceux des lacs Azigza (Gayral & Panouse, 1954 ; Flower & Foster, 1992) et Sidi Ali (Barker *et al.*, 1994 ; Lamb *et al.*, 1999) traduit une réaction rapide aux diminutions de précipitations. Selon Lamb & Van der Kaars (1995), ces régressions ne traduisent donc pas d'éventuelles ouvertures ou fermetures de galeries souterraines influençant le trajet des eaux. A Afourgagh, en tenant compte des données historiques (qui n'indiquent pas d'impact anthropique majeur sur l'évolution du niveau lacustre jusqu'au siècle dernier), les phases de bas niveau lacustre contemporaines de la formation de paléosols peuvent être interprétées comme résultant d'épisodes arides majeurs.

Notons que dans de nombreuses publications, les données radiocarbone sont non calibrées ; elles sont indiquées ainsi dans les paragraphes suivants. Ces interprétations s'appuient sur les âges radiocarbone qu'il est nécessaire de considérer avec prudence. Cependant certains épisodes mis en évidence à Afourgagh sont contemporains d'évènements observés à l'échelle régionale et continentale.

14.3.1 : Séquences S1 et S2, 2191 - 1515 cal. BP

Les dépôts d'Afourgagh caractérisent un environnement palustre à lacustre soumis à des fluctuations importantes (niveau lacustre, trophisme, salinité). Les datations radiocarbone montrent que cet épisode de bas niveau pourrait être présent dès 2426 cal. BP.

Les observations faites au niveau du lac Tigalmamine (au sud du lac Afourgagh) montrent une phase régressive importante vers 2500-1900 BP (El Hamouti *et al.*, 1991 ; Benkaddour, 1993 ; Lamb & Van Der Kaars, 1995 ; Lamb *et al.*, 1995) traduite comme étant la conséquence de diminutions de pluviosité pendant les mois d'hiver (Lamb *et al.*, 1995). De même la reconstruction des variations du niveau du lac Sidi Ali à partir de l'étude des diatomées dénote une phase de bas niveau vers 2200 BP (Barker *et al.*, 1994 ; Lamb *et al.*, 1999). La reconstitution des paramètres climatiques à l'aide de la séquence pollinique de Tigalmamine indique deux phases de bas niveau lacustre à 3000-2600 BP et 2350-1750 BP avec des augmentations de température en été et hiver accompagnées de diminutions de précipitations (Cheddadi *et al.*, 1998). Ces données corroborent les observations faites à Afourgagh ; il semble donc qu'un épisode aride majeur soit observé sur l'ensemble du Moyen-Atlas vers 2500-2000 BP (Fig. 14. 8.).

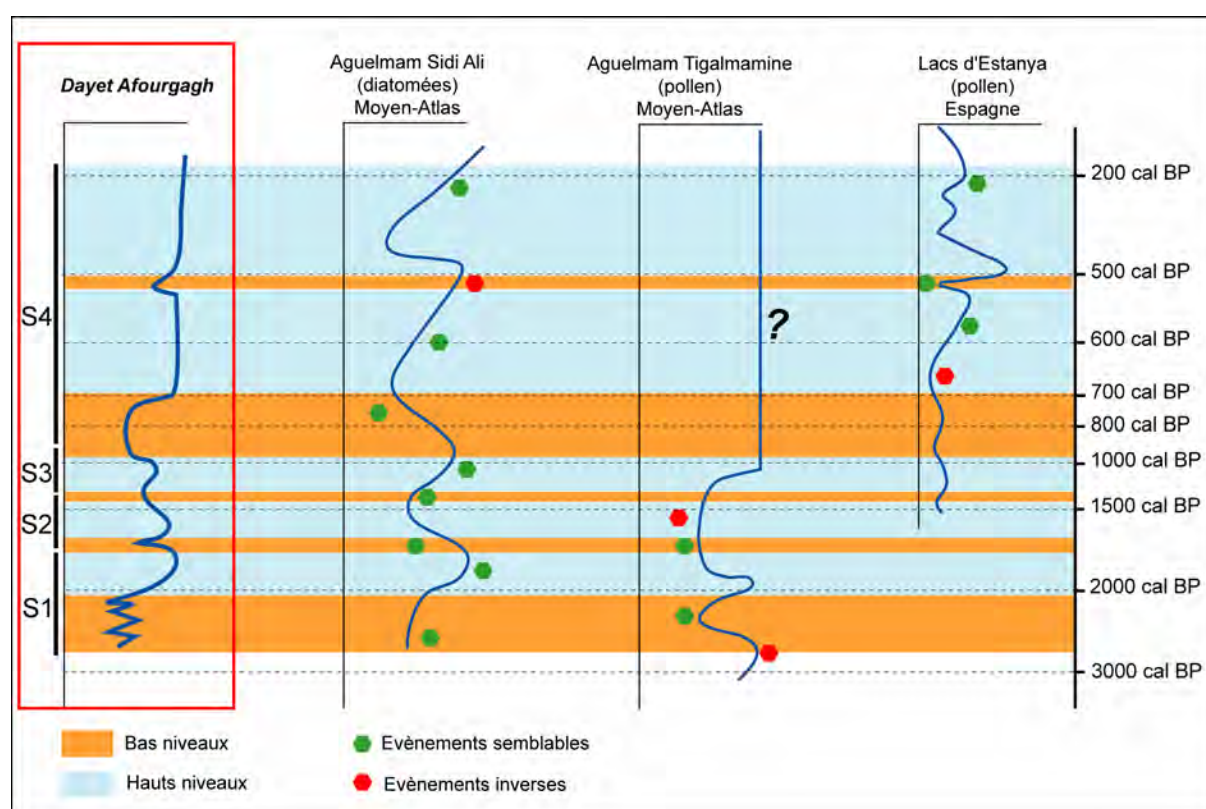


Fig. 14. 8. Courbes d'évolution de niveaux lacustres à l'échelle locale (Afourgagh, présent travail ; Sidi Ali, Lamb *et al.*, 1999 ; Tigalmamine, Lamb *et al.*, 1995 ; Estanya, Riera *et al.*, 2004). Echelle de temps établie de façon à observer au mieux les variations récentes d'Estanya.

A une échelle plus importante, et malgré le fait que les mécanismes climatiques et le climat rencontré dans le Moyen-Atlas soient assez différents de ceux présents sur le reste du continent africain, cet épisode aride se retrouve en Afrique équatoriale. Les travaux de Russell & Johnson (2005) réalisés sur le lac Edward (Afrique équatoriale) ont permis de mettre en évidence différents épisodes de sécheresses au cours de l'Holocène récent dont un majeur entre 2050 cal. BP et 1850 cal. BP qui aurait affecté l'ensemble du plateau Est africain. En effet, des phases régressives sont également observées au niveau des lacs Turkana et Tanganyika (Russell & Johnson, 2005). Au Cameroun, le lac Ossa et les données obtenues à Shum Laka témoignent de conditions plus sèches aux alentours de 2800-2600 BP et 3000-2000 BP respectivement (Moeyersons, 1997 ; Wirmann *et al.*, 2001 ; Nguetsop *et al.*, 2004). Au Congo, de telles conditions sont retrouvées par des études palynologiques au niveau des lacs Kitina et Sinnda, avec l'installation progressive d'une phase aride et

un maximum observé entre 3000 et 2500 BP (Vicens *et al.*, 1998) . Au Tchad, le lac Bahr El Ghazal subit une régression vers 2000 BP (Servant & Servant-Vildary, 1980).

De même, les données synthétisées par Magny *et al.* (2002) en domaine ouest méditerranéen montrent que vers 2000 cal BP, une diminution importante du débit fluvial est parfaitement corrélable avec les bas niveaux observés dans les lacs du Jura. Ces observations corroborent la phase aride observée par Jalut *et al.* (2000), décrite après études de rapports polliniques sur des sites côtiers situés le long d'un transect Espagne-France. Cet épisode constaté à Afourgagh pourrait se situer à la fin d'un événement sec majeur autour de 3500-2500 cal BP (Mayewski *et al.*, 2004).

Le dépôt des tufs à charophytes au sein de la séquence 1 se fait en une centaine d'années. Il indiquerait une augmentation de pluviosité marquée avant un nouvel épisode aride estimé à 1769 BP. En revanche, une régression importante est enregistrée dans les dépôts de Tigalmamine vers 1700 BP (Benkaddour, 1993).

En contexte méditerranéen, Jalut *et al.* (2000) mettent en avant une phase d'aridification entre 2850 et 1730 cal. BP. Le lac Edward présente un comportement similaire, avec une phase humide entre 1850 et 1550 cal BP (Russell & Johnson, 2005) mais cette phase n'est pas observée sur l'ensemble du plateau Est africain.

14.3.3 : Séquence S3, 1515 - 1062 cal. BP

La géométrie des dépôts ainsi que la mise en place d'un paléosol proximal indiquent une forte diminution du niveau du lac Afourgagh vers 1515 cal. BP. Une telle régression est également observée à Sidi Ali (Barker *et al.*, 1994 ; Lamb *et al.*, 1999) à la même période. A Tigalmamine, une phase aride majeure est décrite vers 1700 BP (Benkaddour, 1993 ; Lamb *et al.*, 1995). Les reconstitutions paléoclimatiques effectuées par Cheddadi *et al.* (1998) sont difficilement exploitables à partir de 1600 BP en conséquence de l'impact anthropique sur la végétation. Comme nombre de reconstitutions paléoclimatologiques de la région se basent sur des données de palynologie, la période historique se trouve ainsi mal documentée de ce point de vue, l'impact anthropique, marqué à partir de 1700 ans BP au niveau du lac Afourgagh selon Lamb *et al.* (1990) et apparent dès 4630 BP au Maroc selon Damblon (1989) et Lamb *et al.* (1991), peut induire de nombreuses erreurs d'interprétations (Damblon, 1989 ; Cheddadi *et al.*, 1998).

Au niveau du lac Edward, une seconde phase aride majeure commence à 1550 cal. BP. En revanche les données concernant les lacs Turkana et Tanganyika, contradictoires entre elles, sont difficilement corrélables avec un tel événement (Russell & Johnson, 2005). En domaine méditerranéen, et même à l'échelle globale, cet épisode ne semble pas, ou peu, marqué. Cette phase aride serait donc plus localisée.

Les enregistrements de la dayet Afourgagh témoignent d'une élévation du niveau lacustre entre 1515 et 1062 cal. BP. Les données concernant Sidi Ali ne sont pas contradictoires avec celles d'Afourgagh car aucune régression n'est dénotée entre 1200 et 1000 BP (Barker *et al.*, 1994 ; Lamb *et al.*, 1999). En revanche, les observations de Reille (1976) sur les diagrammes polliniques du col du Zad (proche de Sidi Ali) mettent en évidence une disparition de *Quercus canariensis*, signalant selon l'auteur un assèchement climatique vers 1200 BP.

14.3.4 : Séquence S4 : 1062-739 cal. BP à l'actuel

Les dépôts de la dayet Afourgagh enregistrent une importante phase de bas niveau lacustre entre 1062 et 739 cal. BP. Une régression est également documentée à Sidi Ali vers 650-700 BP (Barker *et al.*, 1994 ; Lamb *et al.*, 1999). Cette phase est contemporaine de deux épisodes de sécheresse (1186-1134 AD et 1379-1428 AD) mis en avant au Maroc par Till & Guiot (1990).

Les travaux de Jalut *et al.* (2000) documentent une phase aride vers 1300-1000 BP (1300-750 cal. BP) et les reconstitutions de Mayewski *et al.* (2004) mettent en évidence un événement climatique majeur global vers 1200-1000 cal. BP. En Afrique équatoriale, le lac Edward enregistre une sécheresse prolongée entre 960 et 760 cal BP, correspondant à des périodes de bas niveau lacustre aux lacs Naivasha (Kenya) entre 990 et 750 cal. BP (Verschuren, 2004), Tanganyika et Turkana. Cette phase aride apparaît 100 à 200 ans plus tôt dans le Sahel (Street-Perrot *et al.*, 2000), suggérant ainsi une

variation climatique différenciée en Afrique à cette époque (Russell et Johnson, 2005) et la possibilité d'établir un lien entre le phénomène observé dans le Moyen-Atlas et ceux décrits en Afrique centrale. Enfin, l'activité des fleuves ouest méditerranéens enregistre une baisse notable vers 800 cal. BP (Magny *et al.*, 2002).

Une forte transgression et un haut niveau sont ensuite documentés par l'étude des dépôts du lac Afourgagh. Cependant une fine couche de dépôts organiques est datée à 525 cal. BP (elle pourrait correspondre à un petit épisode de diminution de niveau lacustre). Le lac Sidi Ali présente un comportement similaire avec forte transgression (suite à l'évènement aride vers 700 BP), une régression vers 450 BP, puis une nouvelle transgression majeure jusqu'à l'époque sub-actuelle. Des épisodes de sécheresse (1499-1542 AD et 1572-1596 AD) sont mis en avant, en contexte marocain, par une étude de dendrochronologie (Till & Guiot, 1990). En contexte Méditerranéen, les lacs d'Estanya (Espagne), développés en contexte karstique, enregistrent une régression vers 1240 AD ($\approx$ 650 cal. BP), pendant la « *Medieval Warm Period* » (Riera *et al.*, 2004). A l'échelle globale, un évènement climatique aride majeur commencerait vers 600 cal. BP (Mayewski *et al.*, 2004).

Les phases arides supposées d'après l'étude des dépôts de la dayet Afourgagh sont à mettre en relation avec celles décrites dans le Moyen-Atlas marocain, mais également sur l'ensemble Nord Africain et Méditerranéen, qui s'inscrivent potentiellement au sein d'évènements majeurs. Les causes de ces changements climatiques abrupts, à l'échelle de la décennie ou du siècle, sont à rechercher auprès des masses océaniques Nord Atlantiques (Roberts *et al.*, 1994 ; Lamb *et al.*, 1995) et des circulations thermohalines (Street-Perrott & Perrott, 1990 ; Fontes & Gasse, 1991 *in* Benkaddour, 1993). Malgré le fait que certains épisodes semblent contemporains de ceux observés dans d'autres études, il n'en demeure pas moins que de nombreuses contradictions existent. De fait, comme le précise Benkaddour (1993) : « les reconstitutions des paléoenvironnements de l'Holocène et du Pléistocène supérieur en Afrique du Nord et en particulier dans le Maghreb restent encore entravées par de nombreuses lacunes et discontinuités ; certains résultats ne peuvent s'intégrer dans une vision globale ». Ce phénomène est lié à l'enregistrement parfois partiel des évènements lacustres (et donc climatiques), à l'incertitude des datations radiocarbone, aux variations climatiques locales et à la sensibilité des marqueurs utilisés dans ce type de reconstitution.

Conclusions et perspectives

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Le lac Afourgagh (Moyen-Atlas marocain) subit actuellement une chute drastique de son niveau. Cette évolution est principalement liée aux activités anthropiques (agriculture avec recours à l'irrigation par pompage) ainsi qu'aux sécheresses récurrentes qui sévissent depuis une trentaine d'années. Ces observations nous ont amené à chercher les réponses aux questions suivantes : le système lacustre a-t-il connu de telles perturbations au cours de la période historique ? Si oui, furent-elles liées au climat et/ou aux activités humaines ? L'étude des sédiments récents de la bordure du lac Afourgagh (Moyen-Atlas, Maroc) a permis de reconnaître quatre séquences majeures induites par les fluctuations substantielles du niveau lacustre. Elles incluent quatre chutes du niveau où les cortèges de dépôts correspondent à des faciès variés. Ainsi se distinguent des faciès de paléosols (proximaux), de silts et de tufs composés d'encroûtements de tiges de charophytes ; ces derniers représentent les plus importantes épaisseurs de dépôt. L'étude détaillée des lithofaciès (par caractérisation géochimique, minéralogique et pétrographique) et des biofaciès (vestiges de charophytes, ostracodes, diatomées et mollusques) ainsi que celle de la géométrie des dépôts au sein de la beine permet l'élaboration d'un modèle de sédimentation pour une séquence-type de dépôt et d'apprécier des variations entre ces différentes séquences. Les archives historiques n'indiquent qu'une activité anthropique peu influente sur l'évolution du système lacustre au cours de la période historique. Ainsi, il est possible de relier les phases de bas niveau lacustre à des épisodes d'une certaine aridité. Les données de la phase biogène témoignent d'un environnement lacustre alcalin, oligohalin à faiblement mésohalin ayant connu des états trophiques variés. L'ensemble des observations conduit à proposer le modèle suivant.

Les phases de bas niveau lacustre (2426-1861 cal. BP ; 1769 BP estimé ; 1515 cal. BP ; 1062-739 cal. BP) correspondent à des épisodes d'aridité prolongée qui provoquent l'émersion des dépôts proximaux, leur érosion, et le développement d'un paléosol. Le domaine distal submergé se prête au développement d'une petite prairie à charophytes à ostracodes typiques d'environnements peu profonds et des cyanobactéries dont les édifices microstromatolithiques bioinduits constituent une part importante des dépôts.

Avec l'augmentation des précipitations, lors d'une phase humide, le niveau lacustre s'élève progressivement. Les dépôts transgressifs de silts à composante organique et détritique (dolomite et silicoclastiques) caractérisent, au niveau de la beine, un environnement palustre colonisé par des macrophytes (hors charophytes, qui sont néanmoins présentes), soumis à de fréquentes émerSIONS (saisonnières ?), propices au développement de microstromatolithes. L'environnement est ici caractérisé par la présence d'assemblages (1) d'ostracodes typiques de milieux peu profonds (temporaires à semi-permanents), (2) de nombreuses diatomées épiphytes et (3) de gastéropodes témoignant d'un milieu agité (*A. fluviatilis*).

La stabilisation en haut niveau permet aux charophytes d'envahir le milieu, d'où dépôt d'épais tufs à charophytes transgressifs dont la nature fortement carbonatée est dominée soit par de l'aragonite (unités A et B) soit par de la calcite (unités C et D). L'élévation du niveau lacustre s'accompagne de (1) l'extension de la ceinture à *Chara hispida* (espèce typique d'environnements de profondeur notable) et (2) de la migration des assemblages d'ostracodes typiques d'environnements peu profonds (temporaires à semi-permanent) vers le domaine proximal. En parallèle, le milieu distal devient favorable au développement de diatomées planctoniques (*Cyclotella* sp.).

Durant la phase de stabilisation en haut niveau lacustre, les abaissements saisonniers du plan d'eau régissent l'activité de l'exutoire et ainsi le degré de confinement du système lacustre. La nature magnésienne des eaux (dissolution des dolomies liasiques) et les précipitations bioinduites de carbonates par les charophytes induisent une concentration des eaux en magnésium et conduisent à la précipitation d'aragonite en cas de confinement lacustre, pendant les étés secs où l'exutoire est inactif (cas des unités A et B). En même temps, les émerSIONS répétées des zones bordières provoquent la précipitation de magnésite qui constitue ici un piège à magnésium. En revanche, pendant les étés humides, l'exutoire est actif et les eaux sont relativement moins concentrées en magnésium ce qui se traduit par la précipitation bioinduite de calcite légèrement magnésienne (unités C et D). De plus, l'accumulation des dépôts et le moindre espace disponible qui en résulte induisent (faible profondeur

lacustre au niveau de la beine) des phases d'émersions sporadiques à l'origine des nombreux microstromatolithes calcitiques dans les dépôts de tufs proximaux (lamines dans les dépôts distaux) des tufs des unités C et D.

La diminution du niveau lacustre est enregistrée dans les dépôts de tufs par (1) l'extension de la ceinture à *Chara aspera* (espèce typique d'environnements peu profonds) et (2) de la migration des assemblages d'ostracodes typiques d'environnements peu profonds (temporaires à semi-permanent) vers le domaine distal. La zone proximale subit une faible érosion et, sur la partie distale de la beine, la succession d'épisodes d'immersion-émersion favorise la formation d'édifices microstromatolithiques.

Ainsi, l'évolution de la sédimentation du lac Afouragh au cours de la période historique est principalement dictée par les fluctuations climatiques, notamment à l'échelle saisonnière. Ces fluctuations régissent le fonctionnement hydrologique du système qui influence le degré de confinement lacustre et subséquemment la colonisation du milieu par les charophytes et autres macrophytes.

*

Le présent travail explore de nombreux aspects de la sédimentation lacustre de la dayet Afouragh mais suscite également des interrogations.

A l'échelle locale, les données concernant la formation de la dépression lacustre sont incomplètes et demeurent à être précisées par des travaux ciblés (avec cadrage chronologique). De façon similaire, une étude hydrogéologique détaillée serait nécessaire afin de mieux comprendre le comportement de la nappe au sein d'un système qui regroupe non seulement la dayet Afouragh mais également les autres cuvettes lacustres.

Pour des raisons logistiques, le présent mémoire se base sur l'étude de sondages réalisés sur le pourtour du lac actuel. Il serait néanmoins intéressant de réaliser des sondages au centre de la cuvette lacustre afin de compléter les données acquises par Flower *et al.* (1989) sur les dépôts sub-actuels. De plus, réaliser quelques sondages profonds (jusqu'au niveau du substratum liasique dolomitique) permettrait de reconstituer l'évolution du système sur une échelle de temps plus importante. Par ailleurs, réaliser d'autres transects, en particulier au nord du plan actuel dans les dépôts anciens de la dayet, permettraient, en complément des travaux de Baali (1998), d'apprécier plus précisément la sédimentation lacustre ancienne (avec un calage chronologique).

Les dépôts d'Afouragh présentent de nombreuses figures de déformations ductiles et cassantes résultant probablement des fluctuations du niveau de la nappe, de la compaction et sans doute de séismes. Pour ces raisons, les sédiments lacustres de la dayet Afouragh constituent un véritable potentiel d'étude à ce sujet.

Les datations radiocarbone obtenues sur matière organique totale sont parfois hors du cadre chronologique en raison d'importants remaniements. Il conviendrait de faire des essais de datations ^{14}C sur carbonates, essentiellement d'origine biogénique dans le cas présent (moyennant les corrections nécessaires pour s'affranchir, entre autre, de l'effet de nappe), ou d'utiliser des techniques isotopiques pour cadrer au mieux les phénomènes récents (^{210}Pb , ^{137}Cs ...). De telles données pourraient se révéler précieuses pour une analyse spectrale du litage des tufs à charophytes qui permettrait de caractériser des cycles à différentes échelles (saisonniers ?, pluriannuels ?) de manière à tirer partie de l'enregistrement haute résolution (en vue de reconstitutions paléoclimatiques).

L'étude de la phase biogène peut être complétée mais avant tout, une étude palynologique paraît indispensable pour mieux caractériser l'évolution climatique et l'éventuel impact anthropique. A ce sujet, une étude archéologique au sein du Moyen-Atlas a été initiée en 2005. Il conviendra de recueillir des informations plus précises que celles dont nous disposons actuellement pour étayer les hypothèses concernant un éventuel impact anthropique sur l'évolution du système lacustre au cours de la période historique.

La caractérisation de la matière organique a été initiée mais demeure à ce jour trop embryonnaire pour faire l'objet d'un chapitre dans le présent mémoire. A l'aide de la méthode des palynofaciès et d'analyses par Pyrolyse Rock Eval, nous avons pu mettre en avant des comportements contrastés entre les différents types de faciès (particulièrement entre tufs et paléosols-silts). Continuer ce travail devrait

apporter de précieux indices afin de caractériser (1) les environnements de dépôt (origine de la matière organique) et (2) apprécier les fluctuations climatiques majeures au cours de la période historique.

Les stromatolites développés sur les falaises dolomitiques du Lias témoignent également de l'évolution du système lacustre. Les paquets de lamines sont regroupés de telle sorte que nous pouvons envisager y retrouver les séquences mises en évidence par la géométrie des dépôts. Pour ce faire, il serait nécessaire d'obtenir des datations fiables afin de pouvoir comparer les résultats obtenus à partir de ces deux approches. Les édifices microstromatolithiques observés dans la plupart des faciès nécessiteraient de futures investigations. Elles conduiraient à une meilleure compréhension de la sédimentation carbonatée dans les environnements peu profonds et émergés. Dans notre cas, cette sédimentation demeure à être précisée par des analyses isotopiques (en cours) de $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$, ce qui permettrait d'apprécier entre autres les évolutions du confinement du milieu.

Enfin, des données chronologiques plus fiables permettraient une comparaison des événements climatiques déduits de ce travail avec d'autres observés à différentes échelles. Ainsi, ces épisodes pourraient potentiellement s'inscrire au sein d'événements de portée plus générale et conduiraient à une meilleure compréhension des mécanismes climatiques de l'Atlantique Nord (NAO, circulation thermohaline...).

REFERENCES

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

A

- ALLEN E. D. & SPENCE D. H. N. (1981). – The differential ability of aquatic plant to utilize the inorganic carbon supply in freshwaters. – *New Phytologist*, **87**, 269-283.
- ALTINSAÇLI A. (2001). – The Ostracoda (Crustacea) fauna of Lakes Erikli, Hamam, Mert, Pedina and Saka (İğneada, Kırklareli, Turkey). – *Turkish Journal of Zoology*, **25**, 343-355.
- AMYAY M., LAAOUANE M. & AKDIM B. (2001). - La pression anthropique sur les ressources en eau souterraine dans le Moyen Atlas. Exemple de la dépression d'Afourgagh. - *Mosella*, **XXV**, (3-4), 341-351.
- ANADÓN P., BURJACHS F., MARTIN M., RODRIGUEZ-LÁZARO J., ROBLES F., UTRILLA R. & VÁZQUEZ A. (2002a). - Paleoenvironmental evolution of the Pliocene Villarroja Lake, northern Spain. A multidisciplinary approach. – *Sedimentary Geology*, **148**, 9-27.
- ANADÓN P., DE DECKKER P. & JULIÀ R. (1986). – The Pleistocene lake deposits of the NE Baza Basin (Spain): salinity variations and ostracod succession. – *Hydrobiologia*, **143**, 199-208.
- ANADÓN P., UTRILLA R. & VÁZQUEZ A. (2002b). - Mineralogy and Sr-Mg geochemistry of charophyte carbonates: a new tool for paleolimnological research. - *Earth and Planetary Science Letters*, **197**, 205-214.
- ANKETELL J. M., CEGLA J. & DZULYNSKI S. (1970). – On the deformational structures in systems with reversed density gradients. – *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **40**, 3-30.
- ARNAUD F. (2003). – Signatures climatiques et anthropiques dans les sédiments holocènes des lacs du Bourget et d'Anterne (Nord-Ouest des Alpes). – Thèse de doctorat, Université Lille 1, 195 p.
- AUDERSET JOYE D. (1993). – Contribution à l'écologie des Characées de Suisse. - Thèse, Genève, 273 p.

B

- BAALI A. (1998). - Genèse et évolution au Plio-Quaternaire de deux bassins intramontagneux en domaine carbonaté méditerranéen. Les bassins versants des dayets Afourgagh et Agoulmam (Moyen Atlas, Maroc). – Thèse de doctorat, Université de Rabat, 326 p.
- BARKER P. A., ROBERTS C. N., LAMB H. F. & BENKADDOUR A. (1994). – Interpretation of Holocene lake-level change based on diatom assemblages from Lake Sidi Ali, Middle-Atlas, Morocco. – *Journal of Paleolimnology*, **12**, 223-234.
- BARTHELMY (2000-2005). – www.webmineral.com
- BATTARBEE R. W. (1991). – Recent paleolimnology and diatom-based environmental reconstruction. – In *Quaternary Landscapes*, Shane L. C. K. & Cushing E. J. (Eds), University of Minnesota Press, Minneapolis, 129-174.
- BATTARBEE R. W., JONES V. J., FLOWER R. J., CAMERON N. G., BENNION H., CARVALHO L. & JUGGINS S. (2001). – Diatoms. - In J. P. Smol, H. J. B. Birks & W. M. Last (eds), *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Volume 3: Terrestrial, Algal and Siceous Indicators*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, 155-202.
- BENABIB A. (1982). – Bref aperçu sur la zonation altitudinale de la végétation climacique du Maroc. – *Ecologia Mediterranea*, **8**, 301-315.

- BENKADDOUR A. (1993). – Changements hydrologiques et climatiques dans le Moyen-Atlas marocain : chronologie, minéralogie, géochimie isotopique et élémentaire des sédiments lacustres de Tigalmamine. – Thèse de doctorat, Université Paris XI, 156 p.
- BENTAYEB A. & LECLERC C. (1977). – Le Moyen-Atlas, le causse Moyen-Atlasique. In : Editions du service géologique du Maroc, Ressources en eau du Maroc, domaines atlasique et sud-atlasique. - *Notes et mémoires du service géologique du Maroc*, **231**, 37-66.
- BERNER R. A. (1966). – Chemical diagenesis os some modern carbonate sediments. – *American Journal of Science*, **264**, 1-36.
- BERNER R. A. (1975). – The role of magnesium in the crystal growth of calcite and aragonite from sea water. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **39**, 489-504.
- BISCHOFF J. L. & FYFE W. S. (1968). – Catalysis, inhibition, and the calcite-aragonite problem. I, The aragonite-calcite transformation. – *American Journal of Science*, **266**, 65-79.
- BLANCHARD C. (2002). – Etude minéralogique des sédiments lacustres de la dayet Afourgagh (Maroc). – Rapport de Maîtrise de Sciences de l'Environnement, Université de Tours, 28 p.
- BLINDOW I. (2000). – Distribution of Charophytes along the Swedish Coast in Relation to Salinity and Eutrophication. – *Internaional Review of Hydrobiology*, **85**, 707-717.
- BLINDOW I., DIETRICH J., MÖLLMANN N. & SCHUBERT H. (2003). - Growth, photosynthesis and fertility of *Chara aspera* under different light and salinity conditions. – *Aquatic Botany*, **76**, 213-234.
- BLINDOW I. & SCHÜTTE M. (2007). – Elongation and mat formation of *Chara aspera* under different light and salinity conditions. – *Hydrobiologia*, **584**, 69-76.
- BLOESCH J. (2004). – Sedimentation and lake sediment formation. - In *The Lakes Handbook, Volume 1: Limnology and Limnetic ecology*, O'Sullivan P. E. & Reynolds C. S. (Eds), Blackwell Publishing, 197-229.
- BODERGAT A. M. (1998). – L'ostracode, sa signification en termes d'environnement. In *Géologie de la préhistoire : Méthodes, Techniques, Applications*. J.-Cl. Miskovsky (ed.), GéoPré, Paris, 769-772.
- BOQUET E., BORONAT A. & RAMOS-CORMENZANA A. (1973). – Production of calcite (calcium carbonate) crystals by soil bacteria is a general phenomenon. – *Nature*, **246**, 527-529.
- BOREHAM S. & WEST R. G. (1993). – Late Quaternary sediments with *Chara* encrustations in southern Fenland. – *Geological Magazine*, **130**, (4), 543-544.
- BOROWITZKA M. A., LARKUM A. W. D. & NOCKOLDS C. E. (1974). – A scanning electron microscope study of the structure and organization of the calcium carbonate deposits of algae. *Phycologia*, **13**, 195-203.
- BOROWITZKA M. A. (1982). – Mechanisms in algal calcification. In *Progress in phycological research*, vol. **1**, 137-177.
- BOROWITZKA M. A. (1989). – Carbonate calcification in algae: initiation and control. In *Biominingalization: Chemical and Biochemical Perspectives*, S. Mann, J. Webb, R.J.P. Williams (Eds.), 63-94.
- BOUCHAOU L., CHAUVE P., MUDRY J., MANIA J. & HSISSOU Y. (1997). – Structure et fonctionnement d'un hydrosystème de montagne sous climat semi-aride : cas de l'Atlas de Beni-Mellal (Maroc). – *Journal of African Earth Sciences*, **25**, 225-236.
- BOURY-ESNAULT N. (1980). – Spongiaires. In Flore et faune aquatiques de l'Afrique Sahélo-soudanienne. O.R.S.T.O.M. Initiations, Documentations-Techniques, 44, Paris, 199-217.
- BOURRELLY P. (1981). - Les Algues d'eau douce, initiation à la systématique, vol. 2 : algues jaunes et brunes. – Boubée N. & Cie (Eds), 517 p.

- BOURRELLY P. (1988). - Les Algues d'eau douce, vol. I : Les Algues vertes et compl. – Boubée N. (Ed), Paris.
- BRAISSANT O., CAILLEAU G., DUPRAZ C. & VERECCHIA E. P. (2003). – Bacterially induced mineralization of calcium carbonate in terrestrial environments: the role of exopolysaccharides and amino acids. – *Journal of Sedimentary Research*, **73**, 485-490.
- BREHERET J. G., FOURMONT A., MACAIRE J. J. & NEGREL P. (2007) – Microbially mediated carbonates in the Holocene deposits from Sarliève, a small ancient lake of the French Massif Central, testify to the evolution of a restricted environment. – *Sedimentology*, **sous-presses**, 23 p.
- BREHERET J. G., MACAIRE J. J., FLEURY A., FOURMONT A. & SOULIE-MARSCHE I. (2003). – Holocene lacustrine deposits at the 'Marais de Sarliève' (Puy-de-Dôme, France), as evidence of a restricted environment. – *Comptes Rendus Géosciences*, **335**, 479-485.
- BROWN G. (1961). – Identification and crystal structures of clay minerals. – Society of Mineralogy, London, 575 p.

C

- CAILLEAU P., JACQUIN C., DRAGONE D., GIROU A., ROQUES H. & HUMBERT L. (1979). – Influence des ions étrangers et de la matière organique sur la cristallisation des carbonates de calcium. Etude préliminaire de la cimentation des roches carbonatées. – *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, **XXXIV**, 83-112.
- CAMPY M. & MACAIRE J. J. (2003). – Géologie de la Surface : érosion, transfert et stockage dans les environnements continentaux, Dunod, Paris, 440 p.
- CAMPY M. & MEYBECK M. (1995). – Les sédiments lacustres. – In *Limnologie Générale*, Pourriot R. & Meybeck M. (Eds), Masson, Paris, 185-226.
- CAMUR M. Z. & MUTLU H. (1996). – Major-ion geochemistry and mineralogy of the Salt Lake (Tuz Gölü) basin, Turkey. – *Chemical Geology*, **127**, 313-329.
- CAÑAVERAS J. C., SANCHEZ-MORAL S., SANZ-RUBIO E. & HOYOS M. (1998). – Meteoric calcitization of magnesite in Miocene deposits (Catalayud basin, NE Spain). – *Sedimentary Geology*, **119**, 183-194.
- CARBONEL P. (1983). – Ostracodes et paléohydrologie. In Petit-Maire N. & Riser J., *Sahara ou Sahel ? Quaternaire récent du bassin de Taoudenni (Mali)*, 173-179.
- CARBONEL P., COLIN J. P., DANIELOPOL D. L., LÖFFLER H. & NEUSTRUEVA I. (1988). – Paleoeology of limnic ostracods: a review of some major topics. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **62**, 413-461.
- CARBONEL P., GROSDIDIER E., PEYPOUQUET J. P. & TIERCELIN J. J. (1983). – Les ostracodes, témoins de l'évolution hydrologique d'un lac de rift. Exemple du lac Bogoria, Rift Gregory, Kenya. – *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, **7**, 301-313.
- CAROLL R. A. & BOHACS K. M. (1999). - Stratigraphic classification of ancient lakes: Balancing tectonic and climatic controls. - *Geology*, **27**, 99-102.
- CASANOVA M. T. (1994). – Vegetative and reproductive responses of charophytes to water-level fluctuations in permanent and temporary wetlands in Australia. – *Aust. J. Mar. Freshwater. Res.*, **45**, 1409-1419.
- CASSOU C. (2004). – Du changement climatique aux régimes de temps : l'oscillation nord atlantique. – *La Météorologie*, **45**, 21-32.
- CELERIER J. (1927). – La transhumance dans le Moyen-Atlas. – *Hespéris*, **VII**, 53-68.
- CHAFETZ H. S., PATRICK F. R. & UTECH N. M. (1991). – Microenvironmental controls on mineralogy and habit of CaCO₃ precipitates: an example from an active travertine system. – *Sedimentology*, **38**, 107-126.

- CHAMLEY H. (1971). – Recherche sur la sédimentation argileuse en Méditerranée. - *Mémoire du Service de la Carte Géologique d'Alsace et de Lorraine*, **35**, 209 p..
- CHARDEZ D. (1985). – Observations sur la répartition des Thécamoebiens dans un lac. – *Acta Protozoologica*, **24**, 217-223.
- CHARRIERE A. (1990). - Héritage hercynien et évolution géodynamique alpine d'une chaîne intracontinentale : le Moyen Atlas au Sud-Est de Fès (Maroc). - Thèse de doctorat d'Etat, Toulouse III, 589 p.
- CHASSAING M. (2005). – Les assemblages d'ostracodes, un outil dans l'interprétation du fonctionnement holocène d'un lac en climat semi-aride (Dayet Afourgagh, Moyen-Atlas, Maroc). – Rapport de stage de DEA, Université de Tours, France, 40 p.
- CHAUVET C. (1982). – Etude géographique d'une tribu du Moyen-Atlas : les Aït Youssi. - Thèse de 3^{ème} cycle, Université Clermont Ferrand II, 232 p.
- CHEDDADI R., LAMB H. F., GUIOT J. & VAN DER KAARS S. (1998). – Holocene climatic change in Morocco: a quantitative reconstruction from pollen data. – *Climate Dynamics*, **14**, 883-890.
- CHILLASSE L. & DAKKI M. (2004). – Potentialités et statuts de conservation des zones humides du Moyen-Atlas (Maroc), avec référence aux influences de la sécheresse. – *Sécheresse*, **15**, (4), 337-345.
- CHILLASSE L., DAKKI M. & ABBASSI M. (2001). - Valeurs et fonctions écologiques des zones humides du Moyen Atlas. - *Humedales Mediterraneos*, **1**, 139-146.
- COHEN A. S. (2003). – Paleolimnology, the history and evolution of lake systems. - Oxford University Press, 500 p.
- COHEN A. S. & THOUIN C. (1987). – Nearshore carbonate deposits in Lake Tanganyika. – *Geology*, **15**, 414-418.
- COHMAP members. (1988). – Climatic changes of the last 18000 years: observations and model simulations. – *Science*, **241**, 1043-1052.
- COLLOT D. (1980). – Les macrophytes de quelques lacs andins (lac Titicaca, lac Poopo, lac des vallées d'Hichu Khota et d'Ovejhuo). – O.R.S.T.O.M., Paris, 115p.
- COLO G. (1961). – Contribution à l'étude du Jurassique du Moyen-Atlas septentrional. - *Notes et mémoires du service géologique du Maroc*, **139**, 226 p.
- COOK C. D. K. (1990). – Aquatic Plant Book. – SPB Academic Publishing, The Hague, The Netherlands.
- COOK E. R. (2003). – Multi-proxy reconstructions of the North Atlantic Oscillation (NAO) index: A critical review and a new well-verified winter index reconstruction back to AD 1400. - In: The North Atlantic Oscillation: climatic significance and environmental impact, *Geophysical Monograph*.
- COOPS H. (2002). – Ecology of charophytes: an introduction. – *Aquatic Botany*, **72**, 205-208.
- COOPS H. & DOEF R. W. (1996). – Submerged vegetation development in two shallow, eutrophic lakes. – *Hydrobiologia*, **340**, 115-120.
- CORILLION R. (1957). – Les Charophycées de France et de l'Europe occidentale. – *Bull. Soc. Sci. Bretagne*, **32**, hors série 1-2, 1-499.
- CORILLION R. (1961). – Les végétations précoces de Charophycées d'Espagne méridionale et du Maroc occidental. – *Revue générale de botanique*, **68**, 317-331.
- CORILLION R. (1975). - Flore et végétation du Massif Armoricaire T.IV, Flore des Charophytes (Characées) du Massif Armoricaire et des contrées voisines d'Europe occidentale, Jouve ed., Paris, 216 p.

CORILLION R. (1999). – Les Charophycées, *In* Dictionnaire de la botanique, Encyclopædia Universalis, Albin-Michel (ed), Paris, 243-248.

COSTIL K. & CLEMENT B. (1996). – Relationship between freshwater gastropods and plant communities reflecting various trophic levels. – *Hydrobiologia*, **321**, 7-16.

CRAWFORD S. A. (1977). – Chemical, physical and biological changes associated to Chara succession in farm ponds. – *Hydrobiologia*, **55**, 73-77.

CUMMING B. F., WILSON S. E., HALL R. I. & SMOL J. P. (1995). – Diatoms from British Columbia (Canada) lakes and their relationship to salinity, nutrients and other limnological variables. – *Bibliotheca Diatomologica* 31, J. Cramer, Stuttgart, 207 p.

D

DAILY F. K. (1975). – A note concerning calcium carbonate deposits in Charophytes. – *Phycologia*, **14**, 331-332.

DAMBLON F. (1989). – Les recherches palynologiques au Maroc : état et perspectives. – *Premier symposium de palynologie africaine*, Rabat, 76 p.

DAMNATI B. (2000). – Holocene lake records in the northern hemisphere of Africa. – *Journal of African Earth Sciences*, **31**, 253-262.

DAMNATI B., MAATOUK M., MECO J. & PETIT-MAIRE N. (2005). – Sédimentologie et minéralogie de la séquence sédimentaire « Mala » située à Lanzarote (îles Canaries, Espagne) : les significations paléoclimatologiques. – *Revista de la Sociedad Geológica de España*, **18**, 179-185.

DANIELOPOL D. L., HANDL M. & YIN Y. (1993). – Benthic ostracods in the pre-alpine deep lake Mondsee: Notes on the origin and distribution. – In: K. G. McKenzie & P. J. Jones (Eds.), *Ostracoda in the Earth and Life Sciences*, Proceedings of the 11th International Symposium on Ostracoda, Warnambool, Victoria, Australia, 465-480.

DE DECKKER P. & FORESTER R. M. (1988). – The use of ostracods to reconstruct continental palaeoenvironmental records. In De Deckker P., Colin J. P. & Peypouquet J. P. (Eds), *Ostracoda in the Earth Sciences*. Elsevier, New York, 175-199.

DE REVIERS B. (2002). - Biologie et phylogénie des algues, tome 1, Belin (ed), Paris, 351 p.

DEAN W. E. (1981). – Carbonate minerals and organic matter in sediments of modern north temperate hard-water lakes. – *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication*, **31**, 213-231.

DEARING J. A. & FOSTER I. D. L. (1986). – Lake sediments and palaeohydrological studies. – In Handbook of Holocene palaeoecology and palaeohydrology, Berglund B. E. (Ed), John Wiley & Sons Ltd, 67-85.

DECLOITRE L. (1961). – Le Genre *Paraquadrula* (Thekamoebina). – *Int. Revue ges. Hydrobiol.*, **46**, 321-330.

DECONINCK J. F. (2006). – Paléoclimats: l'enregistrement des variations climatiques. – Société Géologique de France, Vuibert, 198 p.

DELORME L. D. (1969). – Ostracodes as Quaternary paleoecological indicators. – *Canadian Journal of Earth Sciences*, **6**, 1471-1476.

DELORME L. D. (1989). – Methods in Quaternary Ecology V. 7: Freshwater ostracods. – *Geoscience Canada*, **16**, 85-89.

DELORME L. D. (1991). – Ostracoda. - In: Thorp J.H. and A.P. Covich (Eds.), *Ecology and Classification of North American Freshwater Invertebrates*, Academic Press, San Diego, 691-722.

DESCOURTIEUX-COQUEGNIOT C. (1979). - Les Diatomées du Lac Abiyata (Ethiopie) : systématique et paléoécologie. - Thèse de Doctorat, Université Pierre et Marie Curie, 76 p.

DETRICHE S., BREHERET J. G., ZARKI H., KARRAT L., MACAIRE J. J. & FONTUGNE M. (2007). - Late holocene palaeohydrology of Lake Afourgagh (Middle-Atlas, Morocco) from deposit geometry and facies. - *Bulletin de la Société Géologique de France*, Sous-Presses.

DJAMALI M., SOULIE-MÄRSCHKE I., ESU D., GLIOZZI E. & OKHRAVI R. (2006). - Palaeoenvironment of a Late Quaternary lacustrine-palustrine carbonate complex: Zarand Basin, Saveh, central Iran. - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **237**, 315-334.

DU DRESNAY R. (1988). - Recent data on the geology of the Middle-Atlas (Morocco). - Lecture Notes in Earth Sciences in *The Atlas System of Morocco*, Springer Verlag, Berlin, 15, 293-320.

DUCHAUFOR P. (1997). - Abrégé de pédologie. - Editions Masson, Paris, 291 p.

DUNHAM R. J. (1962). - Classification of carbonate rocks according to depositional texture. - In Ham W. E. (Ed), Classification of carbonate rocks, A symposium *Amer. Ass. Petrol. Geol. Mem.*, **1**, 108-171.

DUPRAZ C., VISSCHER P. T., BAUMGARTNER L. K. & REID R. P. (2004). - Microbe-mineral interactions: early carbonate precipitation in a hypersaline lake (Eleuthera Island, Bahamas). - *Sedimentology*, **51**, 745-765.

DUSSART B. (1966). - Limnologie, l'étude des eaux continentales. - Géologie, Ecologie, Aménagement, Paris, Gauthier-Villars, 677 p.

DYCK L. A. (1970). - Morphological, chemical and development studies of Chara oosporangial walls. - Thèse, Washington, 207 p.

E

EASTWOOD W. J., ROBERTS N., LAMB H. F. & TIBBY J. C. (1999). - Holocene environmental change in southwest Turkey: a palaeoecological record of lake and catchment-related changes. - *Quaternary Science Reviews*, **18**, 671-695.

EL AMRANI M. (2007). - Evolution morpho-sédimentaire de la basse vallée de l'oued Kert (Maroc Nord-Orient) depuis 30000 ans. Impacts des facteurs naturels et anthropiques. - Thèse de l'Université François Rabelais, Tours, 350 p.

EL HAMOUTI N. (1989). - Contribution à la reconstitution de la paléohydrologie et de la paléoclimatologie du Maghreb et du Sahara au Quaternaire supérieur à partir de l'étude des diatomées. - Thèse de doctorat, Université de Paris XI, 280 p.

EL HAMOUTI N., LAMB H., FONTES J. C. & GASSE F. (1991). - Changements hydroclimatiques abrupts dans le Moyen Atlas marocain depuis le dernier maximum glaciaire. - *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **313**, 259-265.

EL OUADEIHE K. (2003). - Evolution de la Dayet (Lac) Afourgagh (Moyen-Atlas, Maroc) et de son bassin versant à l'Holocène par l'étude des archives sédimentaires. - Mémoire de D.I.R.S., Université François Rabelais, Tours, 85 p.

ELKHIATI N. (1987). - Les Characées (macroalgues) du Maroc : biotypologie dans les eaux continentales et production dans les dayas. - Thèse, Marseille I, 115p.

ELKHIATI N., SOULIE-MÄRSCHKE I., GEMAYEL P., FLOWER R. & RAMDANI M. (2004). - Recent environmental changes at Sidi Bou Rhaba Lake (Morocco) inferred from fossil Charophyte gyrogonites. - *Cryptogamie, Algologie*, **25**, (2), 175-188.

EUGSTER H. P. & KELTS K. (1983). - Lacustrine chemical sediments. - In: Pye, K. & Goudie, A. (Eds) *Chemical Sedimentation and Geomorphology*, Academic Press, London, 321-368.

EUZENNAT M. (1956). – Annoceur (kasba des Aït Khalifa) faux poste romain dans le Moyen-Atlas. – *Bulletin d'archéologie marocaine*, **IV**, 381-410.

F

FEDAN B., LAVILLE E. & EL MEZGUELDI A. (1989). – Le bassin Jurassique du Moyen Atlas (Maroc) : exemple de bassin sur relais de décrochements. – *Bulletin de la Société Géologique de France*, **V**, série 8, 1123-1136.

FELDMANN G. (1946). – Les Charophycées d'Afrique du Nord. – *Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de l'Afrique du Nord*, **37**, 64-118.

FELDMANN G. (1953). – Les Charophycées marocaines. – *Bulletin de la Société des Sciences Naturelles et Physiques du Maroc*, **33**, 13-22.

FERNÁNDEZ-ALÀEZ M., FERNÁNDEZ-ALÀEZ C. & RODRÍGUEZ S. (2002). – Seasonal changes in biomass of charophytes in shallow lakes in the northwest of Spain. – *Aquatic botany*, **72**, 335-348.

FLEURY A. (2001). – Apport des diatomées à la caractérisation de l'environnement lacustre du Marais de Sarliève (Puy-de-Dôme) au cours de l'Holocène et de la période historique. – Rapport de Stage de DEA, Université François Rabelais, Tours, 41 p.

FLOWER R. & FOSTER I. D. L. (1992). – Climatic implications of recent changes in lake level at Lac Azigza (Morocco). – *Bulletin de la Société Géologique de France*, **163**, 91-96.

FLOWER R. J., STEVENSON A. C., DEARING J. A., FOSTER I. D. L., AIREY A., RIPPEY B., WILSON J. P. F. & APPLEBY P.G. (1989). – Catchment disturbance inferred from paleolimnological studies of three contrasted sub-humid environments in Morocco. – *Journal of Paleolimnology*, **1**, 293-322.

FLÜGEL E. (2004). – Microfacies of carbonate rocks. Analysis, interpretation and application. – Springer Verlag, Berlin, 976 p.

FOLK R. L. (1974). – The natural history of crystalline calcium carbonate effect of magnesium content and salinity. – *Journal of Sedimentary Petrology*, **44**, 40-53.

FOLK R. L. (1993). – SEM imaging of bacteria and nannobacteria in carbonate sediments and rocks. – *Journal of Sedimentary Petrology*, **63**, 990-999.

FOLK R. L. & CHAFETZ H. S. (2000). – Bacterially induced microscale and nanoscale carbonate precipitates. – In *Microbial Sediments*, Springer-Verlag, Berlin, 40-49.

FONTES J.C. & GASSE F. (1991). – Chronology of the major palaeohydrological events in NW Africa during the late Quaternary: PALHYDAF results. – *Hydrobiologia*, **214**, 367-372.

FORESTER R. M. (1991). – Ostracode assemblages from springs in the western United States: implications for paleohydrology. – *Memoirs of the Entomological Society of Canada*, **155**, 181-201.

FOUCAULT A. & RAOULT J. F. (1999). – Dictionnaire de géologie, Masson, Paris, 424 p.

FOURMONT A. (2005). – Quantification de l'érosion et de la sédimentation dans le bassin de Sarliève (Massif central, France) au Tardiglaciaire et à l'Holocène. Impact des facteurs naturels et anthropiques. – Thèse de doctorat de l'Université de Tours, 419 p.

FRANCHIMONT J., CHAHLAOUI A., SAMIH M. & SAYAD A. (1994). – Analyse de l'évolution de l'effectif des oiseaux d'eau hivernants dans le Maroc central au cours de la décennie 1983 – 1993. – *Porphyrio*, **6**, 1994.

FREYTET P. (2000). – Distribution and paleoecology of non marine algae and stromatolites: II, The Limagne of Allier, Oligo-Miocene lake (Central France). – *Annales de Paleontologie*, **86**, 3-57.

FREYTET P. & PLAZIAT J. C. (1982). – Continental carbonate sedimentation and pedogenesis. Late Cretaceous and early Tertiary of Southern France. – In Purser B. H. (Ed), *Contributions to Sedimentology*, Schweizerbart'sche Verlag, Stuttgart, 12, 217 p.

FREYTET P. & VERECCHIA E. P. (1998). – Freshwater organisms that build stromatolites: a synopsis of biocrystallisation by prokaryotic and eukaryotic algae. – *Sedimentology*, **45**, 535-563.

FREYTET P. & VERECCHIA E. P. (2002). – Lacustrine and palustrine carbonate petrography: an overview. – *Journal of Paleolimnology*, **27**, 221-237.

FROGLEY M. R., GRIFFITHS H. I. & HEATON T. H. E. (2001). – Historical biogeography and Late Quaternary environmental change of lake Pamvotis, Ioannina (north-western Greece): evidence from ostracods. – *Journal of Biogeography*, **28**, 745-756.

G

GAMEZ P., FIZAINÉ J. P., MANSUY D. & SCAPOLI J. (2001) - La dayat Afourgagh : un exemple de surexploitation des eaux souterraines (Moyen Atlas septentrional, Maroc). – *Mosella*, **XXV**, (3-4), 217-226.

GARCÍA A. (1994). – Charophyta: their use in paleolimnology. – *Journal of Paleolimnology*, **10**, 43-52.

GARCÍA A. & CHIVAS A. R. (2006). – Diversity and ecology of extant and Quaternary Australian charophytes (Charales). – *Cryptogamie, Algologie*, **27**, 323-340.

GASSE F. (1975). – L'évolution des lacs de l'Afar Central (Ethiopie et TF.A.I.) du Plio-Pléistocène à l'Actuel. - Thèse d'Etat, Paris VI, Volume I, 406 p, Volume II, 103 p, Volume III, LIX planches.

GASSE F. (1987). – Diatoms for reconstructing palaeoenvironments and palaeohydrology in tropical semi-arid zones. Example of some lakes from Niger since 12,000 BP. – *Hydrobiologia*, **154**, 127-163.

GASSE F., FONTES J. C., PLAZIAT J. C., CARBONEL P., KACZMARSKA I., DE DECKKER P., SOULIE-MARSCHE I., CALLOT Y. & DUPEUBLE P. A. (1987). – Biological remains, geochemistry and stable isotopes for the reconstruction of environmental and hydrological changes in the Holocene lakes from North Sahara. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **60**, 1-46.

GASSE F. & STREET F. A. (1978). – Late Quaternary lake-levels fluctuations and environments of the Northern Rift Valley and Afar Region (Ethiopia and Djibouti). - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **24**, 279-325.

GASSE F. & VAN CAMPO E. (1994). – Abrupt post-glacial events in west Asia and North Africa monsoon domains. – *Earth and Planetary Science Letters*, **126**, 435-456.

GAUTHIER H. (1928). – Recherches sur la faune des eaux continentales de l'Algérie et de la Tunisie. - Minerva, Alger, 419 p.

GAUTIER E. F. (1925). – Le Moyen-Atlas. – *Hesperis*, **V**, 251-264.

GAYRAL P. (1975). - Les Algues. Morphologie, cytologie, reproduction, écologie, Doin (ed), Paris, 166 p.

GAYRAL P. & PANOUSE J.B. (1954). – L'aguelmame Azigza : recherches physiques et biologiques. – *Bulletin de la société des sciences naturelles et physiques du Maroc*, **XXXIV**, 135-159.

GERAARDS D., AMANI F. & HUBLIN J. (1992). – Le gisement pléistocène moyen de l'Aïn Maarouf près d'Elhadjeb, Maroc : présence d'un hominidé. – *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **314**, 319-323.

GERMAIN H. (1981). - Flore des Diatomées, eaux douces et saumâtres. - Boubée (Ed), Paris, 411 p.

GHETTI P. F. (1973). – Dynamique des populations d'ostracodes de douze rizières italiennes : notion d'écologie. – *Annales de la station biologique de Besse-en-Chandesse*, **7**, 273-294.

- GIERLOWSKI-KORDESCH E. & BUCHHEIM H. P. (2003). – Lake basins as archives of continental tectonics and paleoclimate: introduction. – *Journal of Paleolimnology*, **30**, 113-114.
- GILBERT D., AMBLARD C., BOURDIER G., FRANCEZ A. J. & MITCHELL E. D. A. (2000). – Le régime alimentaire des thecamoebiens (Protista, Sarcodina). – *L'Année Biologique*, **39**, 57-68.
- GOLDSMITH J. R., GRAF D. L., CHODOS A. A., JOENSUU O. I. & Mc VICKER L. D. (1958). – Relation between lattice constants and composition of the Ca-Mg carbonates. – *The American Mineralogist*, **43**, 84-101.
- GOLDSMITH J. R., GRAF D. L. & HEARD H. C. (1961). – Lattice constants of the calcium-magnesium carbonate. – *The American Mineralogist*, **46**, 453-457.
- GOUMGHAR M. D., RONDELAUD D. & BENLEMLIH M. (1997). – Les gîtes de *Lymnaea truncatula* Müller au Maroc. Premières observations dans deux vallées d'altitude situées dans la province d'Ifrane (Moyen-Atlas). – *Bulletin de la Société Française de Parasitologie*, **15**, 1, 33-39.
- GRAN G. (1950). – Determination of the equivalent point in potentiometric titrations. – *Acta Chemica Scandinavica*, **4**, 559-577.
- GRASSE P. P. & DOUMENC D. (1995). – ABREGES – Zoologie 1. Invertébrés. - Paris, Masson, 5e édition, 263 p
- GREEN A. J., EL HAMZAOU M., EL AGBANI M. A. & FRANCHIMONT J. (2002). – The conservation status of Moroccan wetlands with particular reference to waterbirds and to changes since 1978. – *Biological Conservation*, **104**, 71-82.
- GRIFFITHS H. I. (1999). – Freshwater Ostracoda from the mesolithic lake site at Lough Boora, Co, Offaly, Ireland. – *Irish Journal of Earth Sciences*, **17**, 39-49.
- GRIFFITHS H. I. & HOLMES J. A. (2000). – Non-marine ostracods and Quaternary palaeoenvironments. – Technical Guide 8, Quaternary Research Association, London, 188p.
- GRILLAS P., GAUTHIER P., YAVERCOVSKY N. & PERENNOU C. (2004). – Mediterranean temporary pools, Volume 1: Issues relating to conservation, functioning and management, Station biologique de la Tour du Valat, 121 p.
- GUHA P. (1995). – Exploring ecological control of *Chara*. – *Crop Protection*, **14**, 527-528.
- GUO L. & RIDING R. (1992). – Aragonite laminae in hot water travertine crusts, Rapolano Terme, Italy. – *Sedimentology*, **39**, 1067-1079.

H

- HARMAND C. & MOUKADIRI A. (1986). – Synchronisme entre tectonique compressive et volcanisme alcalin : exemple de la province quaternaire du Moyen Atlas (Maroc). – *Bulletin de la Société Géologique de France*, **4**, 595 – 603.
- HAYNES R. J. & WILLIAMS P. H. (1992). – Changes in soil solution composition and pH in urine-affected areas of pasture. – *Journal of Soil Science*, **43**, 323-334.
- HEIFETZ E., AGNON A. & MARCO S. (2005). – Soft sediment deformation by Kelvin Helmholtz Instability: A case from Dead Sea earthquakes. – *Earth and Planetary Science Letters*, **236**, 497-504.
- HERBIG H. G. (1988). – Synsedimentary tectonics in the northern Middle Atlas (Morocco) during the late Cretaceous and Tertiary. – In : The Atlas System of Morocco: Studies on its Geodynamic Evolution. Editor: Volker H. Jacobshagen, *Lecture Notes in Earth Sciences*, **15**, 321-337.
- HINAJE S. (2004). – Tectonique cassante et paléochamps de contraintes dans le Moyen-Atlas et le Haut-Atlas central (Midelt – Errachidia) depuis le Trias jusqu'à l'actuel. – Thèse de doctorat, Université de Rabat.

HINAJE S., AIT BRAHIM L. & GOURARI L. (2002). – Rôle de la tectonique cassante polyphasée (du Miocène supérieur à l'actuel) dans la genèse du tracé hydrographique de la vallée de l'Oued Aggay et l'effondrement du bassin de Sefrou (bordure NW du Moyen-Atlas, Maroc). – *Africa Geoscience Review*, **9**, 171-181.

HINAJE S., AIT BRAHIM L., GOURARI L. & CHARROUD M. (2001). – Evènements tectoniques et paléocontraintes enregistrées par les dépôts néogènes et quaternaires du Moyen-Atlas (Maroc). – *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro*, **88**, 255-264.

HOFF C. C. (1943). – Seasonal changes in the ostracod fauna of temporary ponds. – *Ecology*, **24**, 116-118.

HOLMES J. A. (2001). – Ostracoda. - In J. P. Smol, H. J. B. Birks & W. M. Last (eds), *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Volume 4: Zoological Indicators*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, 125-151.

HOLMES J. A., STREET-PERROTT F. A., HEATON T. H. E., DARBYSHIRE D. P. F., DAVIES N. C. & HALES P. E. (1995). – Chemical and isotopic composition of karstic lakes in Jamaica, West Indies. – *Hydrobiologia*, **312**, 121-138.

HOLTZAPFEL T. (1985). – Les minéraux argileux : préparation, analyse diffractométrique et détermination. – Société Géologique du Nord, publication n°12, 136 p.

HORN AF RANTZIEN H. (1956). – Morphological terminology relating to female Charophyte gametangia and fructifications. – *Bot. Not.*, **109**, 212-259.

HUI F., GASSE F., HUC A., YUANFANG L., SIFEDDINE A. & SOULIE-MÄRSCH I. (1996). – Holocene environmental changes in Bangong Co basin (Western Tibet). Part 3 : Biogenic remains. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **120**, 65-78.

HURRELL J. W. (1995). – Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation. – *Science*, **269**, 676-679.

HURRELL J. W., KUSHNIR Y., OTTERSEN G. & VISBECK M. (2003). – An overview of the North Atlantic Oscillation. – In : *The North Atlantic Oscillation : climatic significance and environmental impact*, *Geophysical Monograph*, **134**, 1-35.

I - J

IKEMORI M. (1970). – Relation of calcium uptake to photosynthetic activity as a factor controlling calcification in marine algae. – *Bot. Mag. Tokyo*, **83**, 152-162.

IRION G. & MÜLLER G. (1966). – Huntite, dolomite, magnesite and polyhalite of recent age from Tuz Gölü, Turkey. – *Nature*, **220**, 1309-1310.

JALUT G., AMAT A.E., BONNET L., GAUQUELIN T. & FONTUGNE M. (2000). – Holocene climatic changes in the Western Mediterranean, from south-east France to south-east Spain. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **160**, 255-290.

JENNAN L. (1986). – Mutations récentes des campagnes du Moyen-Atlas et de ses bordures. – *Revue Méditerranée*, **4**, 49-62.

JENNAN L. (1996). – L'évolution des structures socio-spatiales du Moyen-Atlas central : le cas du pays Amekla (Sefrou). – *Revue de Géographie Alpine*, **4**, 61-74.

JENNAN L. (1998). – Le moyen Atlas et ses bordures : mutations récentes et dynamique de l'espace et de la société rurale. – Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Tours, 706 p.

JOLLY D., HARRISON S.P., DAMNATI B. & BONNEFILLE R. (1998). – Simulated climate and biomes of Africa during the Late Quaternary: comparison with pollen and lake status data. – *Quaternary Science Reviews*, **17**, 629-657.

JONES B. & RENAUT R. W. (1996). – Morphology and growth of aragonite crystals in hot-spring travertines at Lake Bogoria, Kenya Rift Valley. – *Sedimentology*, **43**, 323-340.

JUNGWIRTH M. (1979). – *Limnocythere inopinata* (Baird) (Cytheridae, Ostracoda): its distribution pattern and relation to the superficial sediments of Neusiedlersee. In H. Löffler (Editor), Neusiedlersee: the limnology of a shallow lake in Central Europe, Junk, The Hague, 385-388.

K

KABBAJ A. & COMBE M. (1977). – Présentation du Domaine Atlasique. - In : Editions du service géologique du Maroc, Ressources en eau du Maroc, domaine atlasique et sud atlasique. - *Notes et mémoires du service géologique du Maroc*, **231**, 29-36.

KARAN-ŽNIDARŠIĆ T. & PETROV B. (2007). – Non-marine ostracoda (Crustacea) of Banat district in Serbia. – *Hydrobiologia*, **585**, 57-66.

KARRAT L. (1992). Altération météorique de basaltes quaternaires en domaine méditerranéen de montagne (Moyen-Atlas, Maroc). Relations avec les formes du relief et la sédimentation fluviale. – Thèse de doctorat, Tours, 215 p.

KASTNER M., KEENE J. B. & GIESKES J. M. (1977). - Diagenesis of siliceous oozes-I. Chemical controls on the rate of opal-A to opal-CT transformation-an experimental study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **41**, 1041-1051.

KELTS K. & HSÜ K. J. (1978). – Freshwater carbonate sedimentation. - In *Lakes: chemistry, geology, physics*, Abraham Lerman (Ed), Springer-Verlag, New York, 295-323.

KELTS K. & SHAHRABI M. (1986). - Holocene sedimentology of hypersaline Lake Urmia, Northwestern Iran. - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **54**, 105–130.

KELTS K. & TALBOT M. (1990). – Lacustrine carbonates as geochemical archives of environmental change and biotic/abiotic interactions. – In Large lakes: ecological structure and function, Tilzer M. M. and Serruya C. (Eds), Springer Verlag, Berlin, 288-315.

KERNEY M. P. (1999). - Atlas of the land and freshwater molluscs of Britain and Ireland. - Harley Books, Colchester UK, 264 p.

KITANO Y. (1962). – A study of polymorphic formation of calcium carbonate in thermal springs with emphasis of the effects of temperature. – *Chemical Society of Japan Bulletin*, **35**, 1980-1985.

KITANO Y., PARK K. & HOOD D. W. (1962). – Pure aragonite synthesis. – *Journal of Geophysical Research*, **67**, 4873-4874.

KRAMMER K. & LANGE-BERTALOT H. (1986). - Süßwasserflora von Mitteleuropa. - Band 2/1, Bacillariophyceae 1. Teil : *Naviculaceae*, Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, 876 p.

KRAMMER K. & LANGE-BERTALOT H. (1991a). - Süßwasserflora von Mitteleuropa. - Band 2/3, Bacillariophyceae 3. Teil : *Centrales, Fragilariaceae, Eunotiaceae*, Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, 576 p.

KRAMMER K. & LANGE-BERTALOT H. (1991b). - Süßwasserflora von Mitteleuropa. - Band 2/4, Bacillariophyceae 4. Teil : *Achnanthaceae, Kritische Ergänzungen zu Navicula (Lineolatae) und Gomphonema Gesamtliteraturverzeichnis Teil 1-4*, Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, 437 p.

KRAUSE W. (1997). – Süßwasserflora von Mitteleuropa, Bd 18: Charales (Charophyceae), 202 p.

KRÖPELIN S. & SOULIE-MÄRSCHÉ I. (1991). – Charophyte remains from Wadi Howar as evidence for deep mid-Holocene freshwater lakes in Eastern Sahara (NW Sudan). – *Quaternary research*, **36**, 210-223.

KÜLKÖYLÜOĞLU O. (2004). – On the usage of ostracods (Crustacea) as bioindicator species in different aquatic habitats in the Bolu region, Turkey. – *Ecological Indicators*, **4**, 139-147.

KÜLKÖYLÜOĞLU O., DÜGEL M. & KILIÇ M. (2007). – Ecological requirements of Ostracoda (Crustacea) in a heavily polluted shallow lake, Lake Yeniçağa (Bolu, Turkey). – *Hydrobiologia*, **585**, 119-133.

L

LACHAVANNE J. B. & JUGE R. (1999). – Rives lacustres : du concept de Forel à leur gestion, version développement durable. – Découvrir le Léman, 100 ans après François-Alphonse Forel, Musée du Léman, Slatkine, Nion, Genève.

LALOU C. (1957). – Studies on bacterial precipitation of carbonates in sea water. – *Journal of Sedimentary Petrology*, **27**, 190-195.

LAMB H. F., DAMBLO F. & MAXTED R. W. (1991) - Human impact on the vegetation of the Middle Atlas, Morocco, during the last 5000 years. - *Journal of Biogeography*, **18**, 519-532.

LAMB H. F., EICHER U. & SWITSUR V. R. (1989). – An 18000-year record of vegetation, lake-level and climatic change from Tigalmamine, Middle-Atlas, Morocco. – *Journal of Biogeography*, **16**, 65-74.

LAMB H. F., GASSE F., BENKADDOUR A., EL HAMOUTI N., VAN DER KAARS S., PERKINS W. T., PEARCE N. J. & ROBERTS C. N. (1995). – Relation between century-scale Holocene arid intervals in tropical and temperate zones. – *Nature*, **373**, 134-137.

LAMB H. F., ROBERTS N., LENG M., BARKER P., BENKADDOUR A & VAN DER KAARS S. (1999). – Lake evolution in a semi-arid mountain environment: responses to catchment change and hydroclimatic variation. – *Journal of Paleolimnology*, **21**, 325-343.

LAMB H. F. & VAN DER KAARS S. (1995). – Vegetational response to Holocene climatic change: pollen and palaeolimnological data from the Middle Atlas, Morocco. – *The Holocene*, **5**, 400-408.

LAMB P. J. & PEPPLER R. A. (1987). – North Atlantic Oscillation: Concept and an Application. – *Bulletin of the American Meteorological Society*, **68**, 1218-1225.

LAMB P. J. & PEPPLER R. A. (1991). - West Africa. Chapter 5. In *Teleconnections: Linkages between ENSO, Worldwide Climate Anomalies, and Societal Impacts*. - M.H. Glantz, R.W. Katz, N. Nicholls, Eds., Cambridge University Press, 121-189.

LAST W. M. (1992). – Petrology of modern carbonate hardgrounds from East Basin Lake, a saline maar lake, southern Australia. – *Sedimentary Geology*, **81**, 215-229.

LAST W. M., DELEQIAT J., GREENGRASS K. & SUKHAN S. (2002). – Re-examination of the recent history of meromictic Waldsea Lake, Saskatchewan, Canada. – *Sedimentary Geology*, **148**, 147-160.

LAST W. M. & SMOL J. P. (2001). – An introduction to basin analysis, coring, and chronological techniques in paleolimnology. – In *Tracking environmental change using lake sediments, Volume 1 : Basin analysis, coring, and chronological techniques*, Last W. M. & Smol J. P. (Eds), Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, 1-5.

LAST W. M. & VANCE R. E. (2002). – The Holocene history of Oro Lake, one of the western Canada's longest continuous lacustrine records. – *Sedimentary Geology*, **148**, 161-184.

LAVRIEUX M. (2005). – Etude d'ostracodes de la Dayet Afourgagh (Maroc) et essais d'interprétations. - Rapport de stage L2, Université François Rabelais, Tours, 23 p.

LAVRIEUX M. (2006). – Apport de l'étude des diatomées à la reconstitution des paléomilieus lacustres de la Dayet Afourgagh (Moyen-Atlas, Maroc) au cours de la période historique. - Rapport de stage L3, Université François Rabelais, Tours, 20 p.

- LAYA H. A., DE LA PEÑA J. A. & BENAYAS J. (1992). – Neoformed aragonite in clay soils on Keuper materials from east-central Spain. – *Journal of Soil Science*, **43**, 401-407.
- LECOMPTE M. (1986). – Biogéographie de la montagne marocaine : le Moyen-Atlas central. CNRS Editions (Mémoires et documents de géographie), Paris, 202 p.
- LEIRA M. (2005). – Diatom responses to Holocene environmental changes in a small lake in northwest Spain. – *Quaternary International*, **140-141**, 90-102.
- LEITCH A. R. (1991). – Calcification of the Charophyte Oosporangium. In *Calcareous Algae and Stromatolites*, R. Riding (Eds.), 204-216.
- LEWIN J. C. (1961). – The dissolution of silica from diatom walls. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **21**, 182-198.
- LIMONDIN-LOZOUET N. (2002). – Les mollusques continentaux. - In *Géologie de la préhistoire : Méthodes, Techniques, Applications*. J.-Cl. Miskovsky (ed.), Géopré, Paris, 773-784.
- LINDROTH S. (1956). – Taxonomic and zoogeographical studies of the ostracod fauna in the inland waters of East Africa. – *Zool. Bidrag Uppsala*, **30**, 43-156.
- LIPPMANN F. (1973). – Sedimentary Carbonate Minerals. – Springer-Verlag, 228 p.
- LÖFFLER H. (1990). – Paleolimnology of Neusiedlersee, Austria. – *Hydrobiologia*, **214**, 229-238.
- LOIR M. (2004). – Guide des Diatomées. – Delachaux et Niestlé, Paris, 239 p.
- LUCAS W. J. (1983). – Photosynthetic assimilation of exogenous HCO_3^- by aquatic plants. – *Ann. Rev. Plant. Physiol.*, **34**, 71-104.

M

- MABERLY S. C. & SPENCE D. H. N. (1983). – Photosynthetic inorganic carbon use by freshwater plants. – *Journal of Ecology*, **71**, 705-724.
- MAGNY M., MIRAMONT C. & SIVAN O. (2002). – Assessment of the impact of climate and anthropogenic factors on Holocene Mediterranean vegetation in Europe on the basis of palaeohydrological records. - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **186**, 47-59.
- MALMQVIST B., MEISCH C. & NILSSON A. N. (1997). – Distribution patterns of freshwater Ostracoda (Crustacea) in the Canary Islands with regards to habitat use and biogeography. - *Hydrobiologia*, **347**, 159-170.
- MAQBOUI A., AOUIDAD R., FEKHAOU M., FADLI M. & TOUHAMI AHAMI A. (2001). – Caractérisation biocénotique et biotypologique de la faune malacologique dulcicole de la plaine du Gharb (Maroc). *Rivista di Idrobiologia*, **40**, 129-152.
- MARTIN J. (1965). – Quelques dépressions karstiques du Moyen-Atlas central. – *Revue de Géographie du Maroc*, **7**, 95-106.
- MARTIN J. (1981). – Le Moyen-Atlas central : Etude géomorphologique. - *Notes et mémoires du service géologique du Maroc*, **258**, 445 p.
- MARTÍN-RUBIO M., RODRÍGUEZ-LÁZARO J., ANADÓN P., ROBLES F., UTRILLA R. & VÁZQUEZ A. (2002). – Ostrácodos recientes del lago caicedo de yuso/arreo (cuenca del Ebro): sistemática y ecología. – *Revista Española de Micropaleontología*, **34**, 331-358.

- MAYEWSKI P.A., ROHLING E.E., CURT STAGER J., KARLEN W., MAASCH K.A., DAVID MEEKER L., MEYERSON E.A., GASSE F., VAN KREVELD S., HOLMGREN K., LEE-THORP J., ROSQVIST G., RACK F., STAUBWASSER M., SCHNEIDER R.R. & STEIG E.J. (2004). – Holocene climate variability. - *Quaternary Research*, **62**, 243-255.
- Mc CONNAUGHEY T. & FALK R. H. (1991). – Calcium-proton exchange during algal calcification. – *Biological Bulletin*, **180**, 185-195.
- Mc NEILL J. D. (1980). - Electromagnetic terrain conductivity measurement at low induction numbers. - Geonics limited, technical note TN-6, 15 p.
- MEGARD F. (1968). – Geología del cuadrángulo de Huancayo. – *Boletín del Servicio de geología y minería*, **18**, 123 p + cartes.
- MELDRUM F. C. & HYDE S. T. (2001). – Morphological influence of magnesium and organic additives on the precipitation of calcite. – *Journal of Crystal Growth*, **231**, 544-558.
- MEISCH C. (2000). – Freshwater ostracoda of Western and Central Europe. – Süßwasserfauna von Mitteleuropa 8/3, Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg, Berlin, 522 p.
- MERGEAI I. (1995). – Mise en évidence d'une fluctuation climatique d'après les diatomées quaternaires du Maar de Vico (Italie centrale). – *Vie et Milieu*, **45**, 235-241.
- MEYBECK M. (1986). – Composition chimique des ruisseaux non pollués de France. – *Sciences Géologiques*, **39**(1), 3-77.
- MEZQUITA F., GRIFFITHS H. I., DOMÍNGUEZ M. I. & LOZANO-QUILIS M. A. (2001). – Ostracoda (Crustacea) as ecological indicators: a case study from Iberian Mediterranean brooks. – *Archiv für Hydrobiologie*, **150**, 545-560.
- MEZQUITA F., GRIFFITHS H. I., SANZ S., SORIA J. M. & PIÑON A. (1999a). – Ecology and distribution of ostracods associated with flowing waters in the eastern Iberian peninsula. – *Journal of Crustacean Biology*, **19**, 344-354.
- MEZQUITA F., SANZ-BRAU A. & MIRACLE M. R. (1996). – New data on freshwater ostracod assemblages (Crustacea, Ostracoda) from Cuenca (Central Spain). *Bulletin de la Société des Naturalistes Luxembourgeois*, **97**, 239-247.
- MEZQUITA F., TAPIA G. & ROCA J. R. (1999b). – Ostracoda from springs on the eastern Iberian Peninsula: ecology, biogeography and palaeolimnological implications. - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **148**, 65-85.
- MICHARD A. (1976). – Eléments de Géologie Marocaine. – *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc*, **152**, 408 p.
- MILLER B. B. & TEVESZ M. J. (2001). – Freshwater Molluscs. - In J. P. Smol, H. J. B. Birks & W. M. Last (eds), *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Volume 4: Zoological Indicators*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, 153-171.
- MILLER B. B. & THOMPSON T. A. (1987) – Environmental changes in the Cowles Bog area, Indiana Dunes National Lakeshore, during the past 4500 years. – In Rubec C. D. A. & R. P. Overend (Eds) *Proceedings, Symposium '87, Wetlands/Peatlands*, August 23-27, Edmonton, Alberta, 341-348.
- MILLOT G. (1964). – Géologie des argiles. – Masson, Paris, 499 p.
- MISKANE N. (1997). – Les paléo-environnements de haute montagne pendant l'Holocène récent, d'après l'étude des diatomées actuelles et fossiles de deux vallées glacières de Bolivie. Implications paléoclimatiques. – Thèse du Muséum National d'Histoire Naturelle de Paris, 381 p.

- MISCHKE S., HERZSCHUSH U., ZHANG C., BLOEMENDAL J. & RIEDEL F. (2005). - A Late Quaternary lake record from the Qilian Mountains (NW China): lake level and salinity changes inferred from sediment properties and ostracod assemblages. – *Global and Planetary Change*, **46**, 337-359.
- MISCHKE S. & WÜNNEMANN B. (2006). – The Holocene salinity history of Bosten Lake (Xinjiang, China) inferred from ostracod species assemblages and shell chemistry: possible palaeoclimatic implications. – *Quaternary International*, **154-155**, 100-112.
- MITCHELL C. W. & WILLIMOTT S. G. (1974). – Dayas of the moroccan Sahara and other arid regions. – *Geograph. J.*, **140**, 441-453.
- MOEYERSONS J. (1997). – Geomorphological processes and their palaeoenvironmental significance at the Shum Laka cave (Bamenda, western Cameroon). - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **133**, 103-116.
- MÖLLER P. & KUBANEK F. (1976). – Role of magnesium in nucleation processes of calcite, aragonite and dolomite. – *N. Jb. Miner. Abh.*, **126**, 199-220.
- MONGER H. C., DAUGHERTY L. A., LINDEMANN W. C. & LIDELL C. M. (1991). – Microbial precipitation of pedogenic calcite. – *Geology*, **19**, 997-1000.
- MOORE G. W. (1956). – Aragonite speleothems as indicators of paleotemperature. – *American Journal of Science*, **254**, 746-753.
- MOORE J. A. (1986). – Charophytes of Great-Britain and Ireland, BSBI publications, 144 p.
- MORGAN N. C. (1982). - An ecological survey of standing waters in North West Africa: III. Site descriptions for Morocco. - *Biological Conservation*, **24**, 161-182.
- MORGAN N. C. & BOY V. (1982). – An ecological survey of standing waters in North West Africa : I. Rapid survey and classification. – *Biological Conservation*, **24**, 5-44.
- MOURGUIART P. (1987). – Les ostracodes lacustres de l'Altiplano bolivien. Le polymorphisme, son intérêt dans les reconstitutions paléohydrologiques et paléoclimatiques de l'Holocène. – Thèse de doctorat, Université de Bordeaux I, 263 p.
- MOURGUIART P., ARGOLLO J., CORREGÉ T., MARTIN L., MONTENEGRO M. E., SIFFEDINE A. & WIRRMANN D. (1997). – Changements limnologiques et climatologiques dans le bassin du lac Titicaca (Bolivie), depuis 30 000 ans. – *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, **325**, 139-146.
- MÜLLER G., IRION G. & FÖRSTNER U. (1972). – Formation and diagenesis of Inorganic Ca-Mg carbonates in the lacustrine environment. – *Naturwissenschaften*, **59**, 158-164.
- MÜLLER G. & WAGNER F. (1978). – Holocene carbonate evolution in Lake Balaton (Hungary): a response to climate and impact of man. – *Spec. Publs int. Ass. Sediment.*, **2**, 57-81.
- MURPHY D. H. & WILKINSON B. H. (1980). – Carbonate deposition and facies deposition in a central Michigan marl lake. – *Sedimentology*, **27**, 123-135.
- MUSACCHIO E. A. (2000). – Biostratigraphy and biogeography of Cretaceous charophytes from South America. – *Cretaceous Research*, **21**, 211-220.

N

- NAHID A. (2001). – Six décennies d'évolution des idées sur les méthodes et concepts en chronostratigraphie du quaternaire continental marocain : entre les difficultés, les incertitudes et le progrès. – *Rev. C. & G.*, **15** (1-2), 135-160

NEALE J. W. (1988). – Ostracods and paleosalinity reconstruction. – In *Ostracoda in the Earth Sciences*, De Deckker P., Colin J. P., Peypouquet J. P. (Eds), Elsevier, Amsterdam, 125-157.

NEIJARI A., GILLE E. & FANCOIS D. (2001). – Les longues chroniques pluviométriques et la caractérisation de la sécheresse récente au Nord du Moyen-Atlas (Maroc). – *Mosella*, **XXV**, (3-4), 37-53.

NEUWERTH R., SUTER F., GUZMAN C. A. & GORIN G. E. (2006). – Soft-sediment deformation in tectonically active area: the Plio-Pleistocene Zarzal Formation in the Cauca Valley (Western Colombia). – *Sedimentary Geology*, **186**, 67-88.

NEWMAN B. D., CAMPBELL A. R., NORMAN D. I. & RINGELBERG D. B. (1997). – A model for microbially induced precipitation of vadose-zone calcite in fractures at Los Alamos, New Mexico, USA. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **61**, 1783-1792.

NGUETSOP V.F., SERVANT-VILDARY S. & SERVANT M. (2004). – Late Holocene climatic changes in west Africa, a high resolution diatom record from equatorial Cameroon. – *Quaternary Science Reviews*, **23**, 591-609.

NOËL D. (1984). – Les diatomées des saumures et des sédiments de surface du Salin de Bras del Port (Santa Pola province d'Alicante, Espagne). – *Revista d'Investigacions Geologiques*, **38/39**, 79-107.

NOËL D. & BUSSON G. (1986). – Empreintes de Diatomées dans les sédiments varvés du lac pléistocène Rita Blanca (Texas, Etats-Unis) : importance fondamentale des études de nannofaciès pour la reconstitution des peuplements fossiles, du paléoenvironnement et de l'histoire diagénétique. – *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, **303**, 1035-1040.

NOIN D. (1961). – La neige au Maroc. – *Notes marocaines de la Société de géographie du Maroc*, **15**, 5-11.

NOUVEL J. (1948). – La crise agricole de 1945-1946 au Maroc et ses conséquences économiques et sociales. – *Revue de Géographie Humaine et d'Ethnologie*, **1**, 87-90.

O

OPPENHEIMER C. H. (1961). – Note on the formation of spherical aragonitic bodies in the presence of bacteria from Bahama Bank. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **23**, 295-296.

OTSUKI A. & WETZEL G. (1974). – Calcium and total alkalinity budgets and calcium carbonate precipitation of a small hardwater lake. – *Archiv für Hydrobiologie*, **73**, 14-30.

OWEN G. (2003). – Load structures: gravity-driven sediment mobilization in the shallow subsurface. – In : Van Rensebergen P., Hillis R. R., Maltman A. J., Morley C. K. (Eds), *Subsurface Sediment Mobilization*, Geol. Soc. Spec. Publ. vol. 216. Geological Society of London, London, 51-71.

P

PAILLES C. (1989). – Les Diatomées du lac de maar du Bouchet (Massif-Central, France), reconstitution des paléoenvironnements au cours des 120 derniers millénaires. – Thèse de l'Université d'Aix-Marseille II, 285 p.

PAQUET H. (1969). – Evolution géochimique des minéraux argileux dans les altérations et les sols des climats méditerranéens et tropicaux à saisons contrastées. – *Mémoires du Service de la Carte Géologique d'Alsace et de Lorraine*, **30**, 212p.

PELFRENE A. (2007). – Comportement des métaux traces dans les eaux d'un Planosol : spéciation et facteurs de contrôle (Massif Central, France). – Thèse de l'Université de Tours, 249 p.

PENTECOST A. (1985). – Photosynthetic plants as intermediary agents between environmental HCO_3^- and carbonate deposition. – In *Inorganic Carbon Uptake by Aquatic Photosynthetic Organisms*, WJ Lucas and JA Berry (Eds), American Society of Plant Physiologists, Chapter 29, 459-480.

PIERRE C. (1982). – Teneurs en isotopes stables (^{18}O , ^2H , ^{13}C , ^{34}S) et conditions de genèse des évaporites marines : application à quelques milieux actuels et au Messinien de la Méditerranée. – Thèse d'Etat, Paris XI, 266 p.

PIETRI V., CASERINI C., GOMARASCA S., MARTENS K. & ROSETTI G. (2007). – Water quality and diversity of the Recent ostracod fauna in lowland springs from Lombardy (northern Italy). – *Hydrobiologia*, **585**, 79-87.

PLAZIAT J. C. & FREYTET P. (1978). – Le pseudo-microkarst : un aspect particulier des paléopédogénèses développées sur les dépôts calcaires lacustres dans le Tertiaire du Languedoc. – *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, 286, 1661-1664.

PUEYO J. J. & INGLES M. (1987). – Magnesite formation in recent playa lakes, Los Monegros, Spain. – In *Diagenesis of Sedimentary Sequences*, Marshall J. D. (Eds), Geol. Soc. Spec. Publ., 36, 119-122.

PUISSEUR J. J. (1976). – Mollusques continentaux quaternaires de Bourgogne. Significations stratigraphiques et climatiques ; rapports avec d'autres faunes boréales de France. – *Mémoires Géologiques de l'Université de Dijon*, 3.

R

RAMDANI M., DAKKI M., KHARBOUA M., AZIZ EL AGBANI M. & METGE G. (1987). – Les gastéropodes dulcicoles du Maroc : inventaire commenté. – *Bulletin de l'Institut Scientifique de Rabat*, **11**, 135-140.

RANTA E. (1979). – Population biology of *Darwinula stevensoni* (Crustacea, Ostracoda) in an oligotrophic lake. – *Annales Zoologici Fennici*, **16**, 28-35.

RAVEN J. A., SMITH F. A. & WALKER N. A. (1984). – Biomineralization in the Charophyceae *sensu lato*. In *Biomineralization in Lower plants and Animals*, The Systematics Association, B.S.C. Leadbeater, R. Ridings (Eds.), vol. 30, 125-139.

REED J. M. (1996). – The potential of diatoms, ostracods and other indicators for Holocene palaeoclimate research in southern Spanish lakes. – *Limnetica*, **12**, 25-39.

REEVES C. C. (1968). – Introduction to Paleolimnology. – In *Developments in Sedimentology II*, Elsevier publishing company, 240 p.

REILLE M. (1976). – Analyse pollinique de sédiments postglaciaires dans le Moyen-Atlas et le Haut-Atlas marocain : premiers résultats. – *Ecologia Mediterranea*, **2**, 153-170.

RENAUT R. W. & LONG P. R. (1989). – Sedimentology of the saline lakes of the Cariboo Plateau, Interior British Columbia. – *Sedimentary Geology*, **64**, 239-264.

RENAUT R. W. & STEAD D. (1990). – Recent magnesite-hydromagnesite sedimentation in playa basins of the Cariboo Plateau, British Columbia. – *Geological Fieldwork*, **1991-1**, 279-288.

REYNOLDS C. S. (2004). – Lakes, limnology and limnetic ecology: towards a new synthesis. – In *The Lakes Handbook, Volume 1: Limnology and Limnetic ecology*, O'Sullivan P. E. & Reynolds C. S. (Eds), Blackwell Publishing, 1-7.

RICCIONI R. M., BROCK P. W. G. & SCHREIBER B. C. (1996). – Evidence for early aragonite in paleo-lacustrine sediments. – *Journal of Sedimentary Research*, **66**, 1003-1010.

RICKARD D. T. (1970). – The origin of framboids. – *Lithos*, **3**, 269-293.

- RIEMER D. N. (1984). – Introduction to freshwater vegetation, 1st edition – AVI Publishing Company, Westport, Connecticut.
- RIERA S., WANSARD G. & JULIA R. (2004). – 2000-year environmental history of a karstic lake in the Mediterranean Pre-Pyrenees: the Estanya lakes (Spain). – *Catena*, **55**, (3), 293-324.
- RIERADEVALL M. & ROCA J. R. (1995). – Distribution and population dynamics of ostracods (Crustacea, Ostracoda) in a karstic lake: Lake Banyoles (Catalonia, Spain). – *Hydrobiologia*, **310**, 189-196.
- RIOUAL P. (1995). – Les diatomées des dépôts lacustres du maar de Ribains (Haute-Loire), durant le dernier interglaciaire et les périodes qui l'encadrent. – *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, **321**, 705-712.
- RIPPEY B. (1982). – Sedimentary record of rainfall variations in a sub-humid lake. – *Nature*, **296**, 434-436.
- ROBERTS N., LAMB H. F., EL HAMOUTI N. & BARKER P. (1994). – Abrupt Holocene hydro-climatic events: palaeolimnological evidence from North-West Africa. – *Environmental change in Drylands*, 163-175.
- ROCA J. R. & DANIELOPOL D. L. (1991). – Exploration of interstitial habitats by the phytophilous Ostracod *Cypridopsis vidua* (O. F. Müller): experimental evidence. – *Annales de Limnologie*, **27**, 243-252.
- ROCA J. R. & JULIÀ R. (1997). – Late-glacial and Holocene lacustrine evolution based on ostracode assemblages in Southeastern Spain. – *Geobios*, **30**, 823-830.
- ROCA J. R., MEZQUITA F., RUEDA J., CAMACHO A. & MIRACLE M. R. (2000). – Endhoreic versus karstic lakes: patterns of ostracod distributions and lake typology in a Mediterranean landscape (Castilla – La Mancha, Spain). – *Marine and Freshwater research*, **51**, 311-319.
- ROGERS J. C. (1984). – The association between the North Atlantic Oscillation and the Southern Oscillation in the northern hemisphere. – *Monthly Weather Review*, **112**, 1999-2015.
- ROSEN M. R., MISER D. E. & WARREN J. K. (1988). – Sedimentology, mineralogy and isotopic analysis of Pellet Lake, Coorong region, South Australia. – *Sedimentology*, **35**, 105-122.
- ROSSETTI G., MARTENS K., MEISCH C., TAVERNELLI S. & PIERI V. (2006). – Small is beautiful: diversity of freshwater ostracods (Crustacea, Ostracoda) in marginal habitats of the province of Parma (Northern Italy). – *Journal of Limnology*, **65**, 121-131.
- ROSSETTI G., PIETRI V. & MARTENS K. (2005). – Recent ostracods (Crustacea, Ostracoda) found in lowland springs of the provinces of Piacenza and Parma (Northern Italy). – *Hydrobiologia*, **542**, 287-296.
- ROSSI V., BENASSI G., VENERI M., BELLAVERE C., MENOZZI P., MORONI A. & Mc KENZIE K. G. (2003). – Ostracoda of the Italian ricefields thirty years on: new synthesis and hypothesis. *Journal of Limnology*, **62**, 1-8.
- ROUND F. E. (1965). – The biology of the Algae. – Edward Arnold (Publishers), 269 p.
- ROUSSEAU D. D., LIMONDIN N. & PUISSEGUR J. J. (1993). – Holocene environmental signals from mollusk assemblages in Burgundy (France). – *Quaternary Research*, **40**, 237-253.
- RUSSELL J.M. & JOHNSON T.C. (2005). – A high-resolution geochemical record from Lake Edward, Uganda Congo and the timing and causes of tropical African drought during the late Holocene. – *Quaternary Science Reviews*, **24**, 1375-1389.

S

- SCHÜTT B. (2000). – Holocene paleohydrology of playa lakes in northern and central Spain: a reconstruction based on the mineral composition of lacustrine sediments. – *Quaternary International*, **73/74**, 7-27.

- SCHWARZ A. M. & HAWES I. (1997). - Effects of changing water clarity on characean biomass and species composition in a large oligotrophic lake. – *Aquatic Botany*, **56**, 169-181.
- SCHWARZ A. M., DE WINTON M. & HAWES I. (2002). - Species-specific depth zonation in New Zealand charophytes as a function of light availability. – *Aquatic Botany*, **72**, 209-217.
- SERVANT M. & SERVANT-VILDARY S. (1980). – L'environnement quaternaire du bassin du Tchad. – In : *The Sahara and the Nil, Quaternary environments and prehistoric occupation in northern Africa*, Williams M.A.J. & FAURE H. (Eds.), Rotterdam, 133-162.
- SERVANT-VILDARY S. (1978a). – Les diatomées des dépôts lacustres quaternaires de l'Altiplano Bolivien. – *Cahiers O.R.S.T.O.M., sér. Géol*, **X**, 1, 25-35.
- SERVANT-VILDARY S. (1978b). – Les diatomées des sédiments superficiels d'un lac salé, chloruré, sulfaté sodique de l'Altiplano Bolivien, le lac Poopó. – *Cahiers O.R.S.T.O.M., sér. Géol*, **X**, 1, 79-90.
- SIESSER W. G. & ROGERS J. (1976). – Authigenic pyrite and gypsum in South West African continental slope sediments. – *Sedimentology*, **23**, 567-577.
- SMOL J. P. & CUMMING B. F. (2000). – Tracking long-term changes in climate using algal indicators in lake environments. – *J. Phycol.*, **36**, 986-1011.
- SOULIE-MÄRSCHÉ I. (1989). – Etude comparée de gyrogonites de Charophytes actuelles et fossiles et phylogénie des genres actuels. – Thèse (édition révisée), Montpellier, 237 p.
- SOULIE-MÄRSCHÉ I. (1991). – Charophytes as lacustrine biomarkers during the Quaternary in North Africa. – *Journal of African Earth Sciences*, **12**, 341-351.
- SOULIE-MÄRSCHÉ I. (1993). – Apport des charophytes fossiles à la recherche de phénomènes climatiques abrupts. – *Bulletin de la Société Géologique de France*, **164**, 123-130.
- SOULIE-MÄRSCHÉ I. (2002). – Les charophytes : biomarqueurs pour la reconstitution des paléoenvironnements lacustres. In *Géologie de la préhistoire : Méthodes, Techniques, Applications*. J.-Cl. Miskovsky (ed.), Géopré, Paris, 751-769.
- SOULIE-MÄRSCHÉ I. & JOSEPH C. (1991). – Fiabilité des données morphométriques en micropaléontologie : Exemple des Charophytes. – *Geobios, Mém. spéc.*, **13**, 113-123.
- STEGER C. (1972). – Contribution à l'étude écologique des ostracodes des mares temporaires de Camargue. Autoécologie de l'espèce *Cypris bispinosa* lucas. Thèse, Marseille, France.
- STOERMER E. F. & SMOL J. P. (1999). – *Diatoms: Applications for the Environmental and Earth Sciences*. – Cambridge University Press, Cambridge, 469 p.
- STREET F. & GROVE A. T. (1976). – Environmental and climatic implications of late Quaternary lake-level fluctuations in Africa. – *Nature*, **261**, 385-390.
- STREET-PERROTT F. A., HALES P. E., PERROTT R. A., FONTES J. C., SWITSUR V. R. & PEARSON R. (1993). – Late Quaternary palaeolimnology of a tropical marl lake: Wallywash Great Pond, Jamaica. – *Journal of Paleolimnology*, **9**, 3-22.
- STREET-PERROTT F.A., HOLMES J.A., WALLER M.P., ALLEN M.J., BARBER N.G.H., FOTHERGILL P.A., HARKNESS D.D., IVANOVICH M., KROON D. & PERROTT R.A. (2000). – Drought and dust deposition in the west African Sahel : a 5500-year record from Kajemarum Oasis, north-eastern Nigeria. – *The Holocene*, **10**, 293-303.
- STREET-PERROTT F. A. & PERROTT R. A. (1990). – Abrupt climate fluctuations in the tropics: the influence of Atlantic Ocean circulation. – *Nature*, **343**, 607-612.

STUIVER M. & REIMER P. J. (1993). – Extended C data base and revised Calib 3.0 age calibration program. – *Radiocarbon*, **35**, 215-230.

STUIVER M., REIMER P. J., BARD E., BECK J. W., BURR G. S., HUGHEN K. A., KROMER B., McCORMAC G., VAN DER PLICHT J. & SPURK M. (1998). – INTCAL98 radiocarbon age calibration, 24000 - 0 cal BP. – *Radiocarbon*, **40**, 1041-1083.

SUC J. P. (1984). – La signification paléoécologique des restes végétaux. – *Soc. Nat. Elf-Aquitaine (Production)*, **8**, 97-104.

T

TALBOT M. R. & KELTS K. (1986). – Primary and diagenetic carbonates in the anoxic sediments of lake Bosumtwi, Ghana. – *Geology*, **14**, 912-916.

TAYLOR R. C. (1992). – The response of spring-dwelling ostracodes to intra-regional differences in ground water chemistry associated with road salting practices in Southern Ontario: a test using an urban-rural transect. M. Sci. Thesis, university of Toronto, 222 p.

TEXIER J. P., RAYNAL J. P. & LEFEVRE D. (1985). – Essai de chronologie du quaternaire marocain. – *Bulletin d'archéologie marocaine*, **XVI**, 11-26.

TILL C. & GUIOT J. (1990). – Reconstruction of precipitation in Morocco since 1100 AD based on *Cedrus atlantica* tree-ring widths. – *Quaternary Research*, **33**, 337-351.

V

VALERO-GARCÉS B., GONZALES-SAMPERIZ P., DELGADO-HERTAS A., NAVAS A., MACHIN J. & KELTS K. (2000). – Lateglacial and Lata Holocene environmental and vegetational change in Salada Mediana, central Ebro Basin, Spain. – *Quaternary International*, **73/74**, 29-46.

VAN DAMME D. (1994). – The freshwater Mollusca of Northern Africa. Distribution, Biogeography and Palaeoecology. - Dr W. Junk Publishers, Dordrecht, The Netherlands, 164 p.

VAN DER BERG M. S., COOPS H., SIMONS J. & PILON J. (2002). - A comparative study of the use of inorganic carbon resources by *Chara aspera* and *Potamogeton pectinatus*. – *Aquatic Botany*, **72**, 219-233.

VAN DER BERG M. S., SCHEFFER M., VAN NES E. & COOPS H. (1999). – Dynamics and stability of *Chara sp.* and *Potamogeton pectinatus* in a shallow lake changing in eutrophication level. – *Hydrobiologia*, **408-409**, 335-342.

VAN NES E. H., SCHEFFER M., VAN DEN BERG M. S. & COOPS H. (2002). - Dominance of charophytes in eutrophic shallow lakes - when should we expect it to be an alternative stable state? – *Aquatic Botany*, **72**, 275-296.

VERECCHIA E. P., FREYTET P., VERECCHIA K. E. & DUMONT J. L. (1995). – Spherulites in calcrete laminar crusts: biogenic CaCO₃ precipitation as a major contributor to crust formation. – *Journal of Sedimentary Research*, **A65**, 4, 690-700.

VERECCHIA E. P., RIBIER J., FREYTET P., PATILLON M. & ROLKO K. (1991). – Une origine biologique pour certaines croûtes zonaires : contribution des Cyanophycées à leur édification. Conséquences sur l'évolution des profils de type calcrete. – *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris, **313**, 1619-1625.

VERSCHUREN D. (2004). – Decadal and century-scale climate variability in tropical Africa during the past 2000 years. – In : Battarbee R.W., Gasse F., Stickley C.E. (Eds.), *Past climate variability through Europe and Africa. Developments in paleoenvironmental research*, vol. 6 Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, Chapter 8.

VICENS A., SCHWARTZ D., BERTAUX J., ELENGA H. & DE NAMUR C. (1998). – Late Holocene climatic changes in western equatorial Africa inferred from pollen from Lake Sinnda, southern Congo. – *Quaternary Research*, **50**, 34-45.

VIVIER P. (1948). – Notes sur les eaux douces du Maroc et sur leur mise en valeur. – *Bulletin Français de Pisciculture*, **150**, 5-27.

VOGT T. (1984). – Problèmes de genèse des croûtes calcaires quaternaires. – *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 209-221.

VON DER BORCH C. (1965). – The distribution and preliminary geochemistry of modern carbonate sediments of the Coorong area, Southern Australia. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **29**, 781-799.

W

WADE P. M. (1990). – The colonisation of disturbed freshwater habitats by Characeae. – *Folia Geobot Phytotax*, **25**, 275-278.

WALTER LEVY L. & STRAUSS R. (1974). – Recherches sur la précipitation des carbonates alcalino-terreux chez les characées. – *Hydrobiologia*, **45**, 217-237.

WARIDEL P. (2003). – Investigation phytochimique des plantes aquatiques *Potamogeton pectinatus* L., *P. lucens* L., *P. perfoliatus* L. et *P. crispus* L. (Potamogetonaceae). – Thèse de doctorat, Université de Lausanne, 223 p.

WARREN J. K. (1990). – Sedimentology and mineralogy of dolomitic Coorong Lakes, South Australia. – *Journal of Sedimentary Petrology*, **60**, 843-858.

WEISROCK A. & LUNSKI S. (1987). – Le karst post-pliocène de la région de Safi (Maroc Atlantique). – *Karstologia*, **9**, 31-36.

WETZEL R. G. (1983). – Limnology. – Second edition, Saunders College Publishing, 767 p.

WILKINSON I. P., BUBIKYAN S. A. & GULAKYAN S. Z. (2005). – The impact of late Holocene environmental change on lacustrine Ostracoda in Armenia. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **225**, 187-202.

WIRRMANN D., BERTAUX J. & KOSSONI A. (2001). – Late Holocene paleoclimatic changes in western central Africa inferred from mineral abundance in dated sediments from lake Ossa (Southwest Cameroon). – *Quaternary Research*, **56**, 275-287.

Z

ZETTLER M. L. & DAUNYS D. (2007). – Long-term macrozoobenthos changes in a shallow boreal lagoon: comparison of a recent biodiversity inventory with historical data. – *Limnologica*, **37**, 170-185.

ZOGOVIĆ D. (1965). – Sur le rapport de la solubilité des calcaires et des dolomies. – Symposium on Hydrology of Fractured Rocks; Dubrovnik, Yugoslavia, 13 p.

Liste des figures

LISTE DES FIGURES

Partie I

Chapitre 1

Fig.1.1. Localisation et carte géologique simplifiée du Moyen-Atlas marocain.....	7
Fig.1.2. Chronologie du Quaternaire marin et continental marocain : corrélations avec les chronologies européennes.....	9
Fig.1.3. Carte structurale simplifiée du Moyen-Atlas marocain et localisation des principales dayas	10
Fig.1.4. Figure synoptique des caractéristiques géologiques et géodynamiques du Moyen-Atlas	13

Chapitre 2

Fig.2.1. La dayet Afourgah (octobre 2005).....	15
Fig.2.2. Extrait de la carte topographique de 'Youn Sane au 1/50 000 ^{ème}	16
Fig.2.3. Extrait de la carte géologique de Sefrou au 1/100 000 ^{ème} (Charrière, 1989) et localisation des échantillons de roches analysés par Baali (1998).....	17
Fig.2.4. Composition minéralogique d'échantillons prélevés dans les formations encadrant la dayet Afourgah, d'après les données de Baali (1998).....	18
Fig.2.5. Cône de déjection 1, conglomératique, observé au sud-est du plan d'eau actuel de la dayet Afourgah.....	19
Fig.2.6. Cône de déjection 4, silteux, observé à l'ouest du plan d'eau actuel de la dayet Afourgah	20
Fig.2.7. Cône de déjection ancien 2 et cône alluvial récent observés au nord-ouest de la dayet Afourgah	20
Fig.2.8. Coupes géologiques réalisées dans les dépôts de l'ouvala, de la terrasse lacustre et de la daya	21
Fig.2.9. Accumulations de matière organique peu décomposée au sein de dolines à proximité de la dayet Afourgah	22
Fig.2.10. Extrait de la carte géomorphologique du Moyen-Atlas central au 1/100 000 ^{ème}	23
Fig.2.11. MNA et limite du bassin versant de la dayet Afourgah.....	24
Fig.2.12. MNA et extrait de la carte topographique de 'Youn Sane représentés en trois dimensions	25
Fig.2.13. Carte structurale simplifiée des bassins des dayet Afourgah et Agoulmane.....	26
Fig.2.14. Principaux traits de l'orohydrographie du BVT de la dayet Afourgah en 1962	27
Fig.2.15. Témoignages des différents phénomènes de ruissellement alimentant directement la dayet Afourgah	28
Fig.2.16. Représentation de la profondeur du toit de la nappe en m (bleu) et des conductivité en $\mu S/cm$ (rouge) mesurées dans les puits localisés au nord de la dayet Afourgah d'après les données de Gamez <i>et al.</i> (2001)...	29
Fig.2.17. Compilation des résultats des analyses d'eaux effectuées au niveau du bassin hydrologique d'Annoceur-Bsabis et expression du rapport Mg/Ca correspondant.....	31
Fig.2.18. Diagramme représentant les processus généraux contrôlant la salinité des eaux de surface selon Wetzel (1983) avec références aux échantillons d'eaux analysés dans le bassin d'Annoceur-Bsabis et un niveau de la dayet Afourgah.....	32
Fig.2.19. Processus impliqués dans les phases de NAO positives	33
Fig.2.20. Processus impliqués dans les phases de NAO négatives	34
Fig.2.21. Carte des isohyètes du Moyen-Atlas central d'après les précipitations moyennes annuelles de 1933 à 1963 (modifié d'après Bentayeb & Leclerc, 1977) et localisation des échantillons d'eaux analysés par Bentayeb & Leclerc (1977).....	35
Fig.2.22. Diagramme représentant les variations de précipitations moyennes annuelles et les températures maximales et minimales mesurées à la station d'Annoceur entre 1968 et 1990 (données d'après Baali, 1998) et comparaison avec les variations d'indice NAO pour cette même période.....	36
Fig.2.23. Extrait de la carte phyto-écologique du Moyen-Atlas central au 1/100 000 ^{ème}	37

Chapitre 3

Fig.3.1. Cadre géographique et aspects de mutations du causse d'Amekla en 1996	43
Fig.3.2. Evolution du paysage de la dépression d'Afourgagh entre 1962 (A) et 2000 (B)	45
Fig.3.3. Evolution de la surface en eau de la dayet Afourgagh en 20 ans.....	45
Fig.3.4. Paysage de la dayet Afourgagh en 1962 (A, d'après Amyay <i>et al.</i> , 2001), 1984 (B, Flower <i>et al.</i> , 1989), et 2005 (campagnes de terrain)	46

Partie II

Chapitre 4

Fig.4.1. Localisation des fosses et transects réalisés dans les dépôts de la dayet Afourgagh	50
Fig.4.2. Exemple de fosses et faciès rencontrés au sein du transect W	52
Fig.4.3. Caractérisation macroscopique et microscopique de la croûte proximale du transect W	53
Fig.4.4. Lithologie de la fosse proximale W3 (transect W), échantillonnage et inventaire des éléments figurés majeurs.....	55
Fig.4.5. Lithologie de la fosse proximale W6 (transect W), échantillonnage et inventaire des éléments figurés majeurs.....	56
Fig.4.6. Lithologie de la fosse proximale W10 (transect W), échantillonnage et inventaire des éléments figurés majeurs.....	57
Fig.4.7. Lithologie de la fosse médiane W14 (transect W), échantillonnage et inventaire des éléments figurés majeurs.....	60
Fig.4.8. Particularités géométriques observées à proximité de la fosse W14.....	61
Fig.4.9. Lithologie de la fosse distale W18 (transect W), échantillonnage et inventaire des éléments figurés majeurs.....	64
Fig.4.10. Lithologie de la fosse distale W20 (transect W), échantillonnage et inventaire des éléments figurés majeurs.....	66
Fig.4.11. Illustration des dépôts de surfaces distaux déformés du transect W (photographies présentées du proximal vers le distal)	67
Fig.4.12. Schéma synoptique des corrélations et de l'extension latérale des différentes sous-unités sédimentaires observées au niveau du transect W	70
Fig.4.13. Illustration des différents types de microbialites observées au niveau du paléorivage de la dayet Afourgagh	71
Fig.4.14. Lithologie de la fosse proximale E1 (transect E), échantillonnage et inventaire des éléments figurés majeurs.....	72
Fig.4.15. Lithologie de la fosse médiane E3 (transect E), échantillonnage et inventaire des éléments figurés majeurs.....	73
Fig.4.16. Lithologie de la fosse distale E5 (transect E), échantillonnage et inventaire des éléments figurés majeurs.....	75
Fig.4.17. Lithologie de la fosse S1 (sud du lac actuel), échantillonnage et inventaire des éléments figurés majeurs.....	78
Fig.4.18. Aperçu de l'organisation des dépôts au sein de fosses creusées au nord et au sud du lac actuel.....	79
Fig.4.19. Différents types de déformations observées au sein des transects W et E	81
Fig.4.20. Modèles d'âges continu (en noir) et discontinu (en rouge) de la fosse W20 et vérification de compatibilité du modèle avec les données radiocarbone.....	84
Fig.4.21. Comptage des lits des sous-unités A3 à A7 de la fosse W20bis	86

Chapitre 5

Fig.5.1. Géométrie des dépôts du transect W déduite de l'étude des 22 fosses et contacts majeurs entre les différents niveaux.....	90
Fig.5.2. Extension des différentes sous-unités sédimentaires exprimée sous forme d'un chronogramme à pas de temps constant.....	92
Fig.5.3. Figure synoptique des différentes séquences de dépôts du transect W, cadrage chronologique et reconstitution de la courbe de variations du niveau lacustre de la géométrie des dépôts de ce même transect....	94
Fig.5.4. Géométrie des dépôts du transect E déduite de l'étude de 6 fosses et répartition des différentes sous-unités sédimentaires	95

Chapitre 6

Fig. 6. 1. Localisation des différents profils géophysiques dont les profils de référence L1 et L2	98
Fig. 6. 2. Profil de résistivité électrique vertical réalisé le long de la paroi de la fosse W22	99
Fig. 6. 3. Evolution de la conductivité des dépôts situés à l'ouest du lac actuel le long des deux profils de référence L1 et L2	100
Fig. 6. 4. Carte de conductivité de la cuvette lacustre de la dayet Afourgagh	102

Partie III

Chapitre 7

Fig.7.1. Classification des « Characées ».....	106
Fig.7.2. Représentation d'un pro-embryon	107
Fig.7.3. Morphologie de l'appareil végétatif des Characées.....	108
Fig.7.4. Exemple de représentation de stipulopodes disposés à la base des verticilles.....	108
Fig.7.5. Exemple de cortication chez le genre <i>Chara</i>	109
Fig.7.6. Nœud sur une tige de Charophyte, montrant le système de cortication.....	110
Fig.7.7. Représentation schématique d'une oogone et de ses différentes composantes.....	111
Fig.7.8. Représentation schématique d'une anthéridie et de ses différentes composantes.....	112
Fig.7.9. Cycle de reproduction d'une espèce monoïque de <i>Chara</i>	113
Fig.7.10. Bulbilles étoilées de <i>Nittellopsis Obtusa</i>	113
Fig.7.11. Terminologie de l'oosporange	117
Fig.7.12. Paroi de l'oosporange chez les charophytes, cas d'individus synthétisant de la calcine	118
Fig.7.13. Exemples d'oospores de quelques espèces de charophytes dont les fructifications ne calcifient jamais	119
Fig.7.14. Terminologie de la gyrogonite et présentation de ses éléments caractéristiques, exemple de <i>Chara hispida</i>	120
Fig.7.15. Développement des cellules spiralées selon Dyck (1970) in Soulié-Märsche, 1989.....	121
Fig.7.16. Observation de l'endocalcine et de l'ectocalcine au niveau d'une cellule spiralée de <i>Chara globularis</i> de l'étang Calaceite (Espagne), d'après Anadón et al., 2002	122
Fig.7.17. Formation et évolution de la calcine des cellules spiralées	123
Fig.7.18. Minéralogie des gyrogonites et des encroûtements de tiges de charophytes pour trois espèces du genre <i>Chara</i>	124
Fig.7.19. Paramètres biométriques mesurées au niveau de la gyrogonite.....	126
Fig.7.20. Résultats biométriques des gyrogonites de l'échantillon W10-15 (dayet Afourgagh).....	128
Fig.7.21. Résultats biométriques des gyrogonites de l'échantillon W6-4 (dayet Afourgagh).....	129
Fig.7.22. Diagramme de dispersion des gyrogonites des échantillons W10-15 et W6-4	130
Fig.7.23. Espèce <i>Chara hispida</i> Linné 1753 des sédiments de la dayet Afourgagh (Moyen-Atlas, Maroc)	132

Fig.7.24. Espèce <i>Chara aspera</i> Detharding ex Willdenow 1809 des sédiments de la dayet Afourgagh (Moyen-Atlas, Maroc)	133
Fig.7.25. Espèce <i>Chara globularis</i> Thuillier 1799 des sédiments de la dayet Afourgagh (Moyen-Atlas, Maroc).....	134
Fig.7.26. Evolution de la qualité de préservation des t.e.c. de charophytes au sein du transect W.....	136
Fig.7.27. Teneurs en gyrogonites, quantité et degré de préservation des t.e.c. dans les échantillons de la fosse proximale W3	137
Fig.7.28. Teneurs en gyrogonites, quantité et degré de préservation des t.e.c. dans les échantillons de la fosse proximale W6.....	138
Fig.7.29. Teneurs en gyrogonites, quantité et degré de préservation des t.e.c. dans les échantillons de la fosse proximale W10	139
Fig.7.30. Teneurs en gyrogonites, quantité et degré de préservation des t.e.c. dans les échantillons de la fosse médiane W14.....	140
Fig.7.31. Teneurs en gyrogonites, quantité et degré de préservation des t.e.c. dans les échantillons de la fosse distale W18.....	141
Fig.7.32. Teneurs en gyrogonites, quantité et degré de préservation des t.e.c. dans les échantillons de la fosse distale W20.....	143
Fig.7.33. Evolution de la quantité de gyrogonites observées au sein des tufs à charophytes du transect W	144
Fig.7.34. Répartition des gyrogonites de <i>Ch. aspera</i> et de <i>Ch. hispida</i> au sein des dépôts du transect W	145
Fig.7.35. Caractérisation des différentes formes de plantes aquatiques en fonction de leur type de croissance	146
Fig.7.36. Subdivisions du littoral lacustre (en terme de biologie) et sa zonation en terme d'associations végétales	147
Fig.7.37. Echanges et processus au sein d'une prairie à charophytes	148
Fig.7.38. Schéma interprétatif simplifié du fonctionnement phytal et sédimentaire au moment du dépôt de la sous-unité A1	150
Fig.7.39. Schéma interprétatif simplifié du fonctionnement phytal et sédimentaire au moment du dépôt de la sous-unité A2	150
Fig.7.40. Schéma interprétatif simplifié du fonctionnement phytal et sédimentaire au moment du dépôt de la sous-unité A3	152
Fig.7.41. Schéma interprétatif simplifié du fonctionnement phytal et sédimentaire au moment du dépôt de la sous-unité A4	152
Fig.7.42. Schéma interprétatif simplifié du fonctionnement phytal et sédimentaire au moment du dépôt de la sous-unité A5	154
Fig.7.43. Schéma interprétatif simplifié du fonctionnement phytal et sédimentaire au moment du dépôt de la base de la sous-unité A6.....	154
Fig.7.44. Schéma interprétatif simplifié du fonctionnement phytal et sédimentaire au moment du sommet de la sous-unité A6	156
Fig.7.45. Schéma interprétatif simplifié du fonctionnement phytal et sédimentaire au moment du dépôt de la sous-unité A7	156
Fig.7.46. Schéma interprétatif simplifié du fonctionnement phytal et sédimentaire au moment du dépôt des sous-unités B1 et B1'	158
Fig.7.47. Schéma interprétatif simplifié du fonctionnement phytal et sédimentaire au moment du dépôt de la sous-unité B2	158
Fig.7.48. Schéma interprétatif simplifié du fonctionnement phytal et sédimentaire au moment du dépôt de la sous-unité C1	160
Fig.7.49. Schéma interprétatif simplifié du fonctionnement phytal et sédimentaire au moment du dépôt de la sous-unité C2	160
Fig.7.50. Schéma interprétatif simplifié du fonctionnement phytal et sédimentaire au moment du dépôt des sous-unités D1 et D1'	162

Fig.7.51. Schéma interprétatif simplifié du fonctionnement phytal et sédimentaire au moment du dépôt de la sous-unité D2	162
Fig.7.52. Schéma interprétatif simplifié du fonctionnement phytal et sédimentaire au moment du dépôt de la sous-unité E.....	163

Chapitre 8

Fig.8.1. Structure de la carapace d'un ostracode et terminologie associée	166
Fig.8.2. Relation entre diversité spécifique, abondance et salinité en contexte d'eaux douces	168
Fig.8.3. Influence de différents facteurs environnementaux et climatiques sur les ostracofaunes.....	168
Fig.8.4. Principales espèces d'ostracodes présentes dans les dépôts de la dayet Afourgagh (clichés MEB).....	172
Fig.8.5. Quantité et répartition spécifique des valves d'ostracodes retrouvées dans chaque échantillon de la fosse W3 (teneurs exprimées pour 1 g de sédiment)	173
Fig.8.6. Principales caractéristiques de l'évolution de l'environnement de dépôt au niveau de la fosse W3 déduites de l'étude des assemblages d'ostracodes des échantillons W3-11 à W3-1	174
Fig.8.7. Quantité et répartition spécifique des valves d'ostracodes retrouvées dans chaque échantillon de la fosse W6 (teneurs exprimées pour 1 g de sédiment.....	175
Fig.8.8. Principales caractéristiques de l'évolution de l'environnement de dépôt au niveau de la fosse W6 déduites de l'étude des assemblages d'ostracodes des échantillons W6-13 à W6-1	176
Fig.8.9. Quantité et répartition spécifique des valves d'ostracodes retrouvées dans chaque échantillon de la fosse W10 (teneurs exprimées pour 1 g de sédiment)	178
Fig.8.10. Principales caractéristiques de l'évolution de l'environnement de dépôt au niveau de la fosse W10 déduites de l'étude des assemblages d'ostracodes des échantillons W10-17 à W10-1	179
Fig.8.11. Quantité et répartition spécifique des valves d'ostracodes retrouvées chaque échantillon de la fosse W14 (teneurs exprimées pour 1 g de sédiment)	181
Fig.8.12. Principales caractéristiques de l'évolution de l'environnement de dépôt au niveau de la fosse W14 déduites de l'étude des assemblages d'ostracodes des échantillons W14-16 à W14-2	182
Fig.8.13. Quantité et répartition spécifique des valves d'ostracodes retrouvées dans chaque échantillon de la fosse W18 (teneurs exprimées pour 1 g de sédiment)	183
Fig.8.14. Principales caractéristiques de l'évolution de l'environnement de dépôt au niveau de la fosse W18 déduites de l'étude des assemblages d'ostracodes des échantillons W18-19 à W18-1	185
Fig.8.15. Quantité et répartition spécifique des valves d'ostracodes retrouvées dans chaque échantillon de la fosse W20 (teneurs exprimées pour 1 g de sédiment)	186
Fig.8.16. Principales caractéristiques de l'évolution de l'environnement de dépôt au niveau de la fosse W20 déduites de l'étude des assemblages d'ostracodes des échantillons W20-20 à W20-1	188
Fig.8.17. Schéma interprétatif simplifié du fonctionnement lacustre au moment du dépôt de la sous-unité A1.....	190
Fig.8.18. Schéma interprétatif simplifié du fonctionnement lacustre au moment du dépôt de la base de la sous-unité A2.....	191
Fig.8.19. Schéma interprétatif simplifié du fonctionnement lacustre au moment du dépôt de la sous-unité A3.....	192
Fig.8.20. Schéma interprétatif simplifié du fonctionnement lacustre au moment du dépôt de la sous-unité A4.....	193
Fig.8.21. Schéma interprétatif simplifié du fonctionnement lacustre au moment du dépôt de la sous-unité A5.....	194
Fig.8.22. Schéma interprétatif simplifié du fonctionnement lacustre au moment du dépôt de la sous-unité A6.....	195
Fig.8.23. Schéma interprétatif simplifié du fonctionnement lacustre au moment du dépôt de la sous-unité A7.....	196

Fig.8.24. Schéma interprétatif simplifié du fonctionnement lacustre au moment du dépôt des sous-unités B1-B1'	197
Fig.8.25. Schéma interprétatif simplifié du fonctionnement lacustre au moment du dépôt de la sous-unité B2.....	198
Fig.8.26. Schéma interprétatif simplifié du fonctionnement lacustre au moment du dépôt de la sous-unité C1.....	199
Fig.8.27. Schéma interprétatif simplifié du fonctionnement lacustre au moment du dépôt de la sous-unité C2.....	200
Fig.8.28. Schéma interprétatif simplifié du fonctionnement lacustre au moment du dépôt des sous-unités D1-D1'	201
Fig.8.29. Schéma interprétatif simplifié du fonctionnement lacustre au moment du dépôt de la sous-unité D2.....	202

Chapitre 9

Fig.9.1. Détail de la structure des frustules des diatomées	206
Fig.9.2. Inventaire systématique des diatomées observées dans les sédiments de la fosse W20 de la dayet Afourgagh et modes de vie des différentes espèces	208
Fig.9.3. Résultats des assemblages diatomiques déterminés par observations au microscope optique et au MEB pour l'ensemble des échantillons de la fosse W20	209
Fig.9.4. Principales espèces de diatomées observées au MEB	210
Fig.9.5. Evolution de quelques caractéristiques des environnements de dépôt au niveau de la fosse W20 à partir de l'étude des diatomées	212
Fig.9.6. Phénomènes d'altération des frustules de diatomées.....	213
Fig.9.7. Inventaire systématique des mollusques observés dans les sédiments de la dayet Afourgagh et modes de vie des différentes espèces	215
Fig.9.8. Evolutions des teneurs spécifiques en mollusques au sein des fosses de référence du transect W.....	218
Fig.9.9. Exemple de thécamoebiens (Paraquadrula) visualisés au MEB	217

Chapitre 10

Fig.10.1. Schéma synoptique présentant les variations d'environnements de dépôts de la dayet Afourgagh pendant la période historique	220
---	-----

Partie IV

Chapitre 11

Fig.11.1. Composition chimique des dépôts lacustres de la dayet Afourgagh représentée au sein de diagrammes ternaires.....	224
Fig.11.2. Composition en pourcentages d'oxydes des dépôts de la Croûte Mg et des fosses W1 et W2 et indices associés	226
Fig.11.3. Composition en pourcentages d'oxydes des dépôts de la fosse W3 et indices associés	227
Fig.11.4. Composition en pourcentages d'oxydes des dépôts de la fosse W10 et indices associés.....	227
Fig.11.5. Composition en pourcentages d'oxydes des dépôts de la fosse W14 et indices associés.....	228
Fig.11.6. Composition en pourcentages d'oxydes des dépôts de la fosse W20 et indices associés.....	229
Fig.11.7. Evolution des pourcentages pondéraux en CaO, SiO ₂ et MgO en fonction de la distance au paléorivage.....	230
Fig.11.8. Corrélations entre différents oxydes exprimées en fonction des différents faciès macroscopiques ...	231

Chapitre 12

Fig.12.1. Diffractogramme de la croûte littorale.....	234
Fig.12.2. Diffractogramme d'un échantillon de stromatolite prélevé sur les abrupts constitués de dolomies liasiques et localisées à l'est du lac actuel.....	234
Fig.12.3. Pourcentages de carbonates (calcimétrie), cortège minéralogique reconstitué à partir des analyses DRX et répartition des échantillons de la fosse W3 par sous-unités sédimentaires dans un diagramme ternaire [calcite-aragonite-dolomite].....	235
Fig.12.4. Exemples de diffractogrammes témoignant de la richesse en quartz (échantillon W6-1), en calcite (échantillons W6-1 et W6-2), en gypse et dolomite (échantillon W6-8) et en aragonite (échantillon W6-8 et W6-10) dans les dépôts de la fosse W6	236
Fig.12.5. Pourcentages de carbonates (calcimétrie), cortège minéralogique reconstitué à partir des analyses DRX et répartition des échantillons de la fosse W6 par sous-unités sédimentaires dans un diagramme ternaire [calcite-aragonite-dolomite].....	237
Fig.12.6. Pourcentages de carbonates (calcimétrie), cortège minéralogique reconstitué à partir des analyses DRX et répartition des échantillons de la fosse W10 par sous-unités sédimentaires dans un diagramme ternaire [calcite-aragonite-dolomite].....	238
Fig.12.7. Pourcentages de carbonates (calcimétrie), cortège minéralogique reconstitué à partir des analyses DRX et répartition des échantillons de la fosse W14 par sous-unités sédimentaires dans un diagramme ternaire [calcite-aragonite-dolomite].....	239
Fig.12.8. Pourcentages de carbonates (calcimétrie), cortège minéralogique reconstitué à partir des analyses DRX et répartition des échantillons de la fosse W20 par sous-unités sédimentaires dans un diagramme ternaire [calcite-aragonite-dolomite].....	240
Fig.12.9. Répartition des teneurs en calcite extrapolées sur l'ensemble du transect W (résultats obtenus par DRX).....	241
Fig.12.10. Répartition des teneurs en aragonite extrapolées sur l'ensemble du transect W (résultats obtenus par DRX).....	242
Fig.12.11. Exemples de diffractogrammes obtenus par analyse DRX de la fraction argileuse (essai normal) d'échantillons les principaux types de faciès des dépôts de la dayet Afourgagh	244

Chapitre 13

Fig.13.1. Caractéristiques des faciès de la croûte littorale	248
Fig.13.2. Caractéristiques des microbialites développées sur les dolomies liasiques	250
Fig.13.3. Caractéristiques du faciès de tuf à charophytes très bien préservé	252
Fig.13.4. Caractéristiques du faciès de tuf à charophytes bien préservé.....	253
Fig.13.5. Caractéristiques du litage observé au sein des tufs à charophytes (microscope optique)	255
Fig.13.6. Exemples de microstromatolithes.....	257
Fig.13.7. Exemples de microstromatolithes et liens avec les charophytes.....	258
Fig.13.8. Appréciation de l'évolution des teneurs en microstromatolithes au sein de la fosse W20	259
Fig.13.9. Faciès de tuf à charophyte mal préservé	261
Fig.13.10. Faciès de tuf à charophyte mal préservé de la sous-unité C2	262
Fig.13.11. Faciès des silts des sous-unités A1 et A2	263
Fig.13.12. Faciès des silts des sous-unités B1', C1 et D1'	264
Fig.13.13. Caractéristiques des faciès de paléosol.....	265
Fig.13.14. Minéralogie des carbonates bioinduits par les charophytes.....	268
Fig.13.15. Exemples de cristaux automorphes de gypse (Gy) observés au MEB (échantillon W3-7)	271
Fig.13.16. Habitus de la pyrite des sédiments de la dayet Afourgagh (observés au MEB)	271

Partie V

Chapitre 14

Fig.14.1. (gauche) et 14.2. (droite). Fonctionnement du système lacustre au cours des principales étapes de dépôt d'une séquence (bas niveau lacustre et élévation de niveau lacustre respectivement)	276
Fig.14.3. (gauche) et 14.4. (droite). Fonctionnement du système lacustre au cours des principales étapes de dépôt d'une séquence (haut niveau lacustre, unités A et B ; haut niveau lacustre, unités C et D)	277
Fig.14.5. Modèle d'évolution au sein d'une séquence de dépôt de la beine de la dayet Afourgagh.....	280
Fig.14.6. Evolution de la beine du lac Afourgagh au cours de la période historique (contexte distal)	283
Fig.14.7. Evolution de la beine du lac Afourgagh au cours de la période historique (contexte proximal)	284
Fig.14.8. Courbes d'évolution de niveaux lacustres à l'échelle locale	286

Liste des tableaux

LISTE DES TABLEAUX

Partie I

Chapitre 3

Tab.3.1. Différents rameaux (confédérations et tribus) Sanhaja du Moyen-Atlas identifiés au XVII ^e siècle par Ismael	40
Tab.3.2. Lacs étudiés par Morgan (1982) : évolution en 1999 (Green <i>et al.</i> , 2002) en termes de superficie, de salinité et de conductivité.....	47

Partie II

Chapitre 4

Tab.4.1. Datations ¹⁴ C obtenues sur matière organique d'origine terrestre et/ou aquatique des sédiments de la dayet Afourgagh.....	82
--	----

Partie III

Chapitre 8

Tab.8.1. Caractéristiques écologiques des espèces d'ostracodes retrouvées dans les sédiments de la dayet Afourgagh	170
--	-----

ANNEXES

Annexe 1 : Résultats des analyses d'eaux effectuées au niveau du bassin d'Annoceur-Bsabis et de la dayet Afourgagh

Annexe 2 : Aperçu de l'histoire du Maroc

Annexe 3 : Récits d'expéditions du sultan Moulay Ismaïl (1095 et 1104)

Annexe 4 : Populations d'origines diverses dans la région de Sefrou

Annexe 5 : Coordonnées géographiques des fosses creusées dans les dépôts lacustres de la dayet Afourgagh

Annexe 6 : Présentation des fosses repères et annexes des transects W et E

Annexe 7 : Résultats des comptages spécifiques de gyrogonites de charophytes

Annexe 8 : Résultats des comptages spécifiques de valves et carapaces d'ostracodes

Annexe 9 : Résultats des comptages spécifiques de coquilles-valves de mollusques

Annexe 10 : Résultats des analyses EDS

Annexe 11 : Résultats des mesures de calcimétrie

Annexe 12 : Résultats des analyses par diffraction des rayons X

ANNEXE 1

**Résultats des analyses d'eaux effectuées au niveau du bassin
d'Annoeur-Bsabis et de la dayet Afourgagh
(concentrations données en mol/L)**

N° échantillon	Désignation	Ca2+	Mg2+	Na+	K+	Cl-	SO42-	CO32-	HCO3-	Alcalinité	NO3-	H4SiO4	PO4	Conductivité	Mp/Ca	pH
384/22	Ain Repraga	1,13E-03	2,25E-03	7,25E-03	4,00E-05	7,50E-03	5,00E-04	0,00E+00	3,16E-03	3,16E-03	?	?	?	?	2,00	?
370/22	Ain Siane	5,00E-04	1,63E-03	1,21E-03	3,00E-05	1,25E-03	3,50E-04	2,00E-04	2,80E-03	3,00E-03	?	?	?	?	3,25	?
372/22	Ain Kabir	2,75E-03	2,88E-03	3,05E-03	4,00E-05	2,75E-03	4,50E-04	0,00E+00	1,08E-02	1,08E-02	?	?	?	?	1,05	?
373/22	Ain Tameleit	2,88E-03	3,00E-03	1,35E-02	8,00E-05	1,40E-02	6,50E-04	0,00E+00	1,00E-02	1,00E-02	?	?	?	?	1,04	?
375/22	Ain Jorf	1,75E-03	2,75E-03	1,21E-03	3,00E-05	1,25E-03	7,00E-04	0,00E+00	7,40E-03	7,40E-03	?	?	?	?	1,57	?
405/22	Ain Taoudjat	1,63E-03	2,88E-03	1,09E-02	6,00E-05	1,25E-02	4,00E-04	0,00E+00	6,10E-03	6,10E-03	?	?	?	?	1,77	?
512/22	Ain Mezdan	1,75E-03	2,38E-03	1,10E-02	4,00E-05	1,03E-02	1,63E-03	0,00E+00	6,10E-03	6,10E-03	?	?	?	?	1,36	?
663/22	Oued Aggal	1,75E-03	2,50E-03	3,20E-04	2,00E-05	5,00E-04	7,50E-04	0,00E+00	6,90E-03	6,90E-03	?	?	?	?	1,43	?
2209/15	Ain el-Oualia	1,75E-03	2,13E-03	7,25E-03	4,00E-05	7,00E-03	6,00E-04	0,00E+00	6,20E-03	6,20E-03	?	?	?	?	1,21	?
2216/15	Oued Aggal	1,75E-04	1,63E-03	5,20E-04	7,00E-05	2,50E-04	3,50E-04	0,00E+00	4,00E-03	4,30E-03	?	?	?	?	1,68	?
Flower et al	lac surface	1,20E-03	2,35E-03	3,83E-03	0,00E+00	?	?	?	?	?	?	?	?	?	1,98	?
Garnaz et al 1	Daya surface sud	4,70E-04	3,96E-03	?	?	1,98E-03	4,15E-04	?	?	8,83E-03	?	?	?	?	8,41	?
Garnaz et al 2	Puit 50 (pompage)	3,05E-03	2,93E-03	?	?	0,00E+00	5,00E-04	?	?	1,05E-02	?	?	?	?	0,98	?
Garnaz et al 3	Puit 48	2,20E-03	3,30E-03	?	?	0,00E+00	4,15E-04	?	?	1,02E-02	?	?	?	?	1,50	?
Garnaz et al 4	Puit 05	1,95E-03	2,07E-03	?	?	0,00E+00	4,15E-04	?	?	7,50E-03	?	?	?	?	521,00	?
Garnaz et al 5	Puit 01	2,45E-03	3,05E-03	?	?	2,50E-04	4,15E-04	?	?	3,67E-04	?	?	?	?	650,00	?
N2004 Juin	Daya surface nord	9,33E-04	8,91E-03	2,05E-02	9,68E-04	2,05E-02	6,56E-04	4,34E-04	2,17E-02	2,22E-02	6,58E-04	1,45E-04	2,60E-06	?	9,55	8,63
E2004 Juin	Daya surface est	8,98E-04	9,88E-03	2,14E-02	9,81E-04	2,09E-02	6,17E-04	5,66E-04	2,20E-02	2,25E-02	6,34E-04	1,41E-04	2,40E-06	?	11,00	8,74
S2004 Juin	Sources sud daya	1,29E-03	2,02E-03	2,05E-03	5,25E-05	2,85E-03	4,81E-04	1,84E-05	6,85E-03	6,87E-03	6,81E-04	1,04E-04	7,00E-07	?	1,57	7,76
N2005 Juin	Daya surface nord	9,68E-04	1,39E-02	2,49E-02	1,13E-03	2,81E-02	5,80E-04	1,29E-03	2,70E-02	2,83E-02	5,78E-05	4,29E-05	4,64E-06	?	14,05	9,01
Q2005 Juin	Daya surface ouest	8,32E-04	1,16E-02	2,53E-02	1,09E-03	2,79E-02	8,28E-04	1,30E-03	2,66E-02	2,79E-02	5,10E-04	8,01E-05	4,22E-06	?	13,94	9,02
S2005 Juin	Sources sud daya	1,78E-03	3,24E-03	2,72E-03	4,01E-05	2,78E-03	6,40E-04	2,20E-05	6,50E-03	6,52E-03	5,35E-04	4,04E-04	?	?	1,84	7,86
S2005 Octobre	Daya surface sud	4,40E-04	2,76E-02	5,31E-02	1,62E-03	1,05E-01	1,28E-04	4,98E-03	3,95E-02	4,36E-02	8,13E-04	1,80E-05	?	?	49,09	9,44
E2005 Octobre	Daya surface est	4,84E-04	2,22E-02	5,31E-02	1,92E-03	1,12E-01	1,46E-04	3,77E-03	3,94E-02	4,32E-02	7,98E-04	1,80E-05	?	?	45,87	9,31
Q2005 Octobre	Daya surface ouest	4,46E-04	2,29E-02	5,38E-02	1,85E-03	1,18E-02	1,20E-04	5,24E-03	3,80E-02	4,32E-02	7,88E-04	1,80E-05	?	?	51,12	9,47

[illegible]

ANNEXE 3

Récits d'expéditions du sultan Moulay Ismaïl (1095 et 1104)

Expédition contre les berbères et construction des qasbas à côté de leurs forteresses

« Au cours de cette année 1095, le Sultan partit à la tête de ses troupes pour les montagnes de Fezzaz afin de combattre les Brabér Senhaja de cette région. Dès que ceux-ci connurent la venue du souverain, ils gagnèrent la Melouya. Le Sultan entra aussitôt sur leur territoire et fit construire un fort au pied de leur montagne, à l'Aïn Ellouh. Il descendit aussi à Azrou, où il ordonna également d'édifier un fort au pied de la montagne et de là, suivant la trace de ces Berberes jusqu'au Djbel El'Ayyachi, il resta en observation sur la Melouya jusqu'à la saison d'hiver, pour donner le temps d'achever les murailles des deux forts. Quand il décida de s'en retourner, il laissa au fort d'Azrou 1000 cavaliers, et 500 au fort d'Aïn Ellouh : ces deux garnisons prirent la possession des défilés de ces tribus, et la plaine de Saïss fut débarrassée de leurs brigandages. Privées de leurs terrains de culture, ne pouvant plus recevoir de provisions, manquant de vivres, ces tribus durent s'humilier et députèrent à Meknès des envoyés qui exprimèrent leur repentir au Sultan. Celui-ci leur ordonna l'aman à la condition qu'ils livreraient leurs armes et leurs chevaux, et qu'ils ne s'occuperaient dorénavant que de leurs terres et de leurs troupeaux. Les Aït Idrasén (tel est le nom de ces tribus) acceptèrent humblement ces conditions.

De son côté, le Sultan (Dieu lui fasse miséricorde) leur remit 20000 moutons, qu'ils avaient charge de paître et de soigner ; il les exonéra également d'impôts. Leur conduite s'améliora plus tard, car, tous les ans, ils apportaient la laine et le beurre de ces moutons au sultan, qui leur remettait toujours de nouveaux animaux, si bien que leur chiffre atteignit 60000. De cette façon, ils perdirent leur force et furent désormais incapable de nuire [...].

Bientôt, on fut en 1104. Le Sultan termina alors ses préparatifs d'expédition contre les Berberes de Fezzaz. Il convoqua les tribus, réunit ses troupes et, muni de tous ses canons, mortiers, balistes et autres machines de siège, il alla d'abord camper avec les Abids dans la plaine d'Adéhsan. Après avoir réparti les soldats en divers groupes qui devaient opérer dans toutes les directions contre les Brabér, il donna au bacha Msâhel 25000 fantassins ; ce personnage devait monter de Tâdla à l'Oued El'abib pour prendre à revers les Aït Idrasen pour occuper Tigallin. Ali ben Ichcho devait se tenir à Aïn Choû'a avec les Zemmour et les Beni Hkim. Le Sultan envoya ensuite aux habitants de Todgha, du Ferkla et du Gheris, et aux Sebbah l'ordre de venir avec leurs contingents rejoindre Ali ben Ichcho. Les artilleurs avaient aussi l'ordre d'amener à celui-ci les canons, les mortiers et les autres appareils de guerre, que les chrétiens de Larache devaient traîner par la route d'A'lil, puis par Qsar Beni Mtir, pour faire leur jonction à Aïn Chou'a avec Ali ben Ichcho. Le Sultan donna aux chefs des corps de troupe l'ordre de n'engager l'action qu'après un signal convenu. *« Telle nuit, au moment du jour, leur dit-il. Les artilleurs commenceront à tirer le canon et les mortiers à lancer des boulets et des bombes, et le feu durera toute la nuit pour effrayer les Berberes. Le lendemain matin, chaque qaïd partira de l'endroit qui lui a été assigné, et engagera l'action, de façon qu'au même moment le combat commence de tous les côtés à la fois. »*. Ces ordres furent fidèlement exécutés. Quand le soir désigné fut venu, les Berberes n'entendirent que le fracas des canons et des mortiers qui éclatait dans les airs, tandis que leur feu perçait les ténèbres de la nuit. L'écho de la canonnade se répercutait de montagne en montagne dans toutes les directions. Saisis d'effroi, ils pensèrent que la terre allait les engloutir, ils démontèrent leurs tentes, et chargèrent leurs familles sur les animaux pour s'enfuir, mais aucune ruse n'était possible, car aucun chemin ne s'ouvrait devant eux.

Le lendemain, le Sultan quitta son poste pour se porter au devant d'eux et les soldats se présentèrent de tous les côtés. Après une lutte terrible, les Braber furent taillés en pièces et se dispersèrent en déroute dans les ravins et les vallées, à tous les cols, à toutes les trouées, ils trouvaient des soldats qui leur barraient le chemin, et des canons braqués sur eux. C'en fut fait d'eux et le

malheur s'acharna après eux comme il voulut. Les hommes furent tués ; les femmes et les enfants faits prisonniers ; les effets pillés ; les animaux, les bestiaux enlevés ; les chevaux et les armes pris comme butin. Le combat et le pillage durèrent trois jours, pendant lesquelles les soldats allaient rechercher les Braber ça et là dans les ravins et les vallées, et les faire sortir des grottes et cavernes. Le Sultan donna l'ordre aux qaïds Msahel, 'Ali ben Ichcho, et Ali ben Barakat de réunir les têtes des morts, ainsi que les chevaux et les armes, et de venir les lui apporter à Adékhsan. Ils ramassèrent tout ce qu'ils purent trouver : il y avait plus de 12000 têtes, plus de 10000 chevaux et plus de 30000 fusils.

Par cette victoire sur les Berbères, le Sultan Moulay Ismaïl terminait la conquête du Magrib. Il l'avait soumis tout entier, et plus une seule de ses artères ne battait.

Mille cavaliers des Aït Zemmour furent inscrit dans le Dîouan, et formèrent, sous les ordres de 'Ali ben Ichcho, la garnison de la forteresse de Tigallin qui commandait la région principale des Aït Ou Malou.

Le Sultan n'avait laissé à aucune tribu du Magrib ni chevaux, ni armes. Seuls en possédaient les 'Abîds, les Oûdêya, les Aït Zemmour et les Rifains qui faisaient la guerre sainte à Ceuta.

Lorsque le Sultan en eut fini avec l'affaire de Fezzaz et avec les Aït Ou'Mâlou, comme les gens de la tribu de Guerouan se livraient au brigandage à Oued Ziz, sur la route de Sijilmasa, et pillaient les caravanes, il convoqua 'Ali ben Ichcho, lui donna 10000 cavaliers, et lui dit : « *Je ne veux plus te revoir tant que tu ne seras pas tombé sur les Guerouan, et que tu ne m'auras pas rapporté autant de têtes qu'il y en a ici* ». Celui-ci partit aussitôt ; il alla piller leurs campements et leurs troupeaux, et leur tua beaucoup de monde. Ensuite il fit proclamer dans ces tribus que quiconque lui apporterait une tête de Guerouani recevrait 10 mitsqals.

Tous les Guerouani eurent la tête coupée par ceux chez qui ils s'étaient réfugiés, et les têtes furent apportées à 'Ali ben Ichcho.

Les recherches continuèrent dans les maisons et dans les tentes jusqu'à ce qu'il eût atteint le nombre de crânes qu'il lui fallait. Il donna seulement un mitsqal aux gens qui lui apporteraient une tête, et en rapporta lui-même 12000 au Sultan. C'était le chiffre qui lui avait été demandé : c'était aussi celui des têtes déjà réunies à Adekhsan. Le Sultan lui adressa des éloges et lui donna le commandement de toutes les tribus arabes et berbères. »

Al Naçiri Es-Slaoui. Al Istiqsa in A. Guillaume, Gl : « Pacification de l'Atlas Central ». René Julliard, Paris, 1938, 459-462. (in Jenan, 1998)

ANNEXE 4

Populations d'origines diverses dans la région de Sefrou

« - **Sanhadja** : Deux grandes casbahs situées à environ 5 km à l'Est de Sefrou (*au Sud, en fait*) renferment les indigènes connus sous le nom des Sanhadja. Ils se seraient installés en ce point depuis fort longtemps et la chronique locale prétend qu'ils s'y trouvaient déjà au début de l'ère musulmane. Il est probable qu'ils sont les frères de Sanhadja du Nord de l'Ouergha.

Ils sont divisés en deux fractions : les Ouled Guedda(h) ayant environ 150 habitants et les Oulad Sâada comprenant environ 200 habitants [...]. Ils sont sédentaires possédant d'assez bons terrains de culture, abondamment pourvus d'eau et de nombreux oliviers.

Parmi eux se trouvent quelques familles d'Iâouine, sous la dépendance des quels ils étaient avant notre arrivée dans le pays. Leur situation matérielle actuelle est assez bonne.

- **Sidi Youssef** : Sur un mamelon isolé, dominant Sanhadja, sont établis les habitants de Sidi Youssef formant un village d'environ 450 à 500 habitants. Ces indigènes descendraient d'un nommé Youssef [...] originaire de Figuig. Ce Youssef serait venu habiter chez les Beni Hassan (*Beni Ahsen*), qui occupaient alors les environs de Sefrou [...] et se serait installé sur la colline où est bâti le village dit de Sidi Youssef.

Les habitants de Sidi Youssef se considèrent [...] comme des chorfas idrissiine. Avant notre venue, ils étaient sous la dépendance des Aït Fringo (*une fraction des Aït Youssi du Guigou*).

La colline sur laquelle ils bâtirent n'étant qu'un bloc de rocher, ils ne peuvent enterrer leurs morts. Ils les placent sur le rocher et les recouvrent de pierres reliées avec du mortier. Ils forment ainsi des tombeaux au dessus du sol naturel (*ceci est vrai*).

L'eau d'alimentation leur est amenée par une seguia courant pendant 2 ou 3 km à flanc de coteau de la montagne qui domine leur village. Leur situation matérielle est assez médiocre, ils ne possèdent que quelques jardins caillouteux sur le flanc de leur colline dont tous les coins et ravins sont utilisés et des oliviers dans la plaine.

Ils cultivent en association avec leurs voisins et louent des terrains vers Brija (rive gauche de l'Oued Sebou, à l'amont de Fès) chez les Aï Youssi et les Cherarda. Ils ont en ce moment quelques propriétés qui leur auraient été données jadis par des sultans.

- **Mesdgha El Djorf** : Le plateau de Mesdgha El Djorf tombe à pic vers le Nord sur le pays environnant. Il semble qu'un éboulement considérable se soit produit en ce point où d'énormes rochers forment un chaos bizarre au pied de la falaise. Sur l'un de ces rochers, complètement isolé, se trouve un petit village dit Mesdgah el Djorf.

En outre, la falaise d'une hauteur de 100 m environ renferme de nombreuses grottes dont une partie est habitée [...]. Certaines d'entre elles communiquent même directement avec le plateau par des ouvertures servant aux habitants pour se glisser dans leurs demeures. Toute cette falaise, fort curieuse, est ainsi percée de trous où l'on accède par des sentiers taillés dans le rocher (*en réalité il s'agit de formations travertineuses faciles à modeler*)...

[...] les habitants de ces grottes et du village seraient des Beni Hassan (*Beni Ahsen*) restés après le départ de leurs frères. Ils sont au nombre de 80 à 100 vivant misérablement. Ils possèdent cependant auprès de leurs grottes des oliviers et des jardins fort bien arrosés par une seguia tombant en cascade le long de la falaise et venant D'Aïn Regrag (*souce*) située sur le plateau [...].

Avant notre arrivée, ces indigènes étaient sous la dépendance des Aït Halli (*une fraction des Aït Youssi*) [...] habitant à proximité.

- **Azzaba - Chedka - Mesdgha Es-Souk** : A 12 km environ à l'Est de Sefrou, sur la piste de celle-ci à El Menzel, se trouve une oliveraie d'une superficie supérieure à celle de Sefrou. Au milieu de cette oliveraie s'élèvent les villages de Azzaba, Chedka et Mesdgah Es-Souk. Ces deux derniers sont bâtis sur la falaise dominant l'Oued Zgan.

Les indigènes habitant ces agglomérations seraient d'origine Beni Hassan (*Beni Ahsen*). A Mesdgah Es-Souk, se trouve une Zaouia dite de Sidi Ahmed Ben Lahboub dont les habitants seraient des chorfas idrissiïnes.

Azzaba compte environ 200 habitants ainsi que Chedka, Mesdgah Es-Souk en aurait environ 250 [...]. Ces trois agglomérations, avant notre venue, étaient sous la dépendance des Aït Halli, elles payaient en outre un tribut aux Beni Waraïn pour cultiver à El Ouata (*El Ouata se trouve bien en territoire Aït Youssi, loin des Beni Waraïn, mais les incursions de ceux-ci étaient fréquentes et redoutables pour tous leurs voisins*).

Les habitants possèdent de nombreux oliviers et des jardins irrigués [...]. La situation matérielle de ces indigènes est satisfaisante.

- **Zaouia de Sidi Lhasen** (*il s'agit de la zaouia du 'alem Lahcen Lyoussi*) : Entre l'Oued Zgan et l'Oued Boulfoul se trouvent plusieurs petits villages [...]. La majeure partie de ces indigènes prétendent descendre d'un nommé Si Lhasen originaire du Sous venu s'établir en ce point chez les Aït Youssi après le départ des Beni Hassan sous le règne de Moulay Smaël (*propos discutables*) [...].

Son tombeau est très vénéré par les tribus Aït Youssi qui, chaque année, y font un moussem [...]. L'agglomération principale dite zaouia Sidi Lhasen comprend quelques descendants des Beni Hassan – les Oulad Abed – et quelques Ibouadis – les Aït Bou Harricha – qui se sont fixés dans le village.

La population de ce village caché sous les oliviers et les arbres fruitiers dans un repli de terrain est d'environ 350 à 400 habitants répartis en deux quartiers : Rouda et Dar Ben Alla. Les agglomérations voisines, Mechka et Dhar El Kharroub [...], sur la rive droite de l'Oued Zgan, comprennent environ 100 habitants pour Mechka et 150 à 180 pour Dhar El Kharroub. Enfin, Koléa, sur la rive gauche de l'Oued Zgan est une casbah renfermant environ 50 habitants.

Tous ces indigènes sont sédentaires, leur situation matérielle est assez bonne, ils possèdent des oliviers et ont auprès de leurs villages quelques terrains de culture. Avant notre venue, ils étaient sous la dépendance et la protection des Aït Halli.

- **Oulad Daoud, Oulad Sidi Abdallah Ben Boubkeur, Ahl Zrâa, Mellaha** : Dans l'Oued Zgan, mélangés aux Ibouadis (*Aït Halli*), se trouvent plusieurs groupements d'origines diverses :

- les Oulad Daoud qui seraient des chorfas idrissiïnes au nombre d'environ 50 à 60 ;
- les Ouled Sidi Abdallah Ben Boubkeur seraient des Mrabtiïnes originaires du Tafilalet ; ils sont environ 100 individus ;
- les Ahl Zrâa qui sont d'origine Beni Yazhra au nombre environ de 100 à 120 individus ;
- les habitants d'une casbah de Mellaha qui se trouve sur la rive gauche du Sebou tandis que l'autre est établie un peu en amont sur la rive droite [...].

Ces habitants de l'Oued Zraa sont sédentaires possédant de nombreux oliviers et quelques terrains de culture. Leur situation matérielle est assez bonne.

- **Oulad Djerrad** : Entre Charbana et Tazouta, sur le versant Est du jbel Charbana à Bsabis, sont établis les Ouled Djerrad qui auraient pour ancêtres un cherif idrissite nommé Sidi Sliman El Oudrhiri venu de Figuig [...].

Ces Oulad Djerrad sont surtout des charbonniers vivant sous la tente et ayant 2 ou 3 casbahs en assez mauvais état. Ils comptent environ 30 familles ou tentes. Leur situation matérielle est plutôt médiocre. Ils sont encore sous la dépendance des Aït Morghi et des Aït Halli.

- **Zaouia Kandar** : Sur les pentes Nord-Est du Jbel Kandar à 12 kms environ de Sefrou, se trouvent les habitants de Zaouia Kandar qui descendraient d'un nommé Yacoub des Ouled Sidi Abdelmalek, fraction des Gomhara, tribu des Beni Hassen. Ce nommé Yacoub, vénéré comme un saint, avait sa Zaouia à l'emplacement actuel du village de Rouda où se trouve son tombeau.

Les habitants de Zaouia Kandar se considèrent comme mrabtiïmes ; ils sont divisés en trois villages distants les uns des autres de 1 à 2 km (680 à 770 habitants).

Ces indigènes sont surtout des charbonniers et des colporteurs, ils possèdent quelques terrains situés entre ceux des Aït Seghrouchen et ceux des Aït Youssi. Ils les auraient reçus de différents sultans [...]. Avant notre arrivée, ils étaient sous la dépendance de leurs voisins, les Aït Frigo.

- **Aït Ali Ou Youssef de El Ouata** : [...] d'origine Aït Segrouchen [...], ils sont proches parents des Aït Segrouchen de Harira. Ils habiteraient El Ouata depuis une cinquantaine d'années. Campés auparavant chez les Beni Waraïn, ceux-ci les auraient placés sur la rive gauche du Sebou pour

leur servir de répondants auprès des Aït Youssi et garder les terrains de culture qu'ils avaient enlevés aux Aït Khalifa et aux Ibouadis [...].

Les Aït Ali ou Youssef sont divisés en deux fractions, les Aït Akka et les Aït Oufekir. Ils comprennent environ 80 tentes. Ils possédaient à El Ouata huit casbahs qui ont été détruites en Avril 1912 par la colonne [...] (*française*).

En général, ils ne parlent que le berbère [...].

- Zaouia Sidi Ben Aïssa : Dans les gorges du Sebou, à hauteur des sources de El Ouata, se trouve la Zaouia de Sidi Ben Aïssa dont les habitants au nombre de 130 à 150 seraient des chorfas Drissiines. Ils étaient sous la dépendance complète de leurs voisins Aït Ali Ou Youssef et surtout des Beni Waraïn auxquels ils devaient dons et hospitalité. Ces chorfas sont assez miséreux, ils ne possèdent que quelques terrains très restreints sur les bords du Sebou et n'ont aucune influence religieuse.

Les habitants de toutes ces diverses agglomérations ne parlent en général que l'arabe sauf les Aït Ali Ou Youssef. Cependant, comme ils sont noyés au milieu des Berbères, quelques uns d'entre eux parlaient aussi le berbère... »

Capitaine Reisser, 1915. Monographie de Sefrou. CHEAM, 14-21. (in Jenan, 1998)

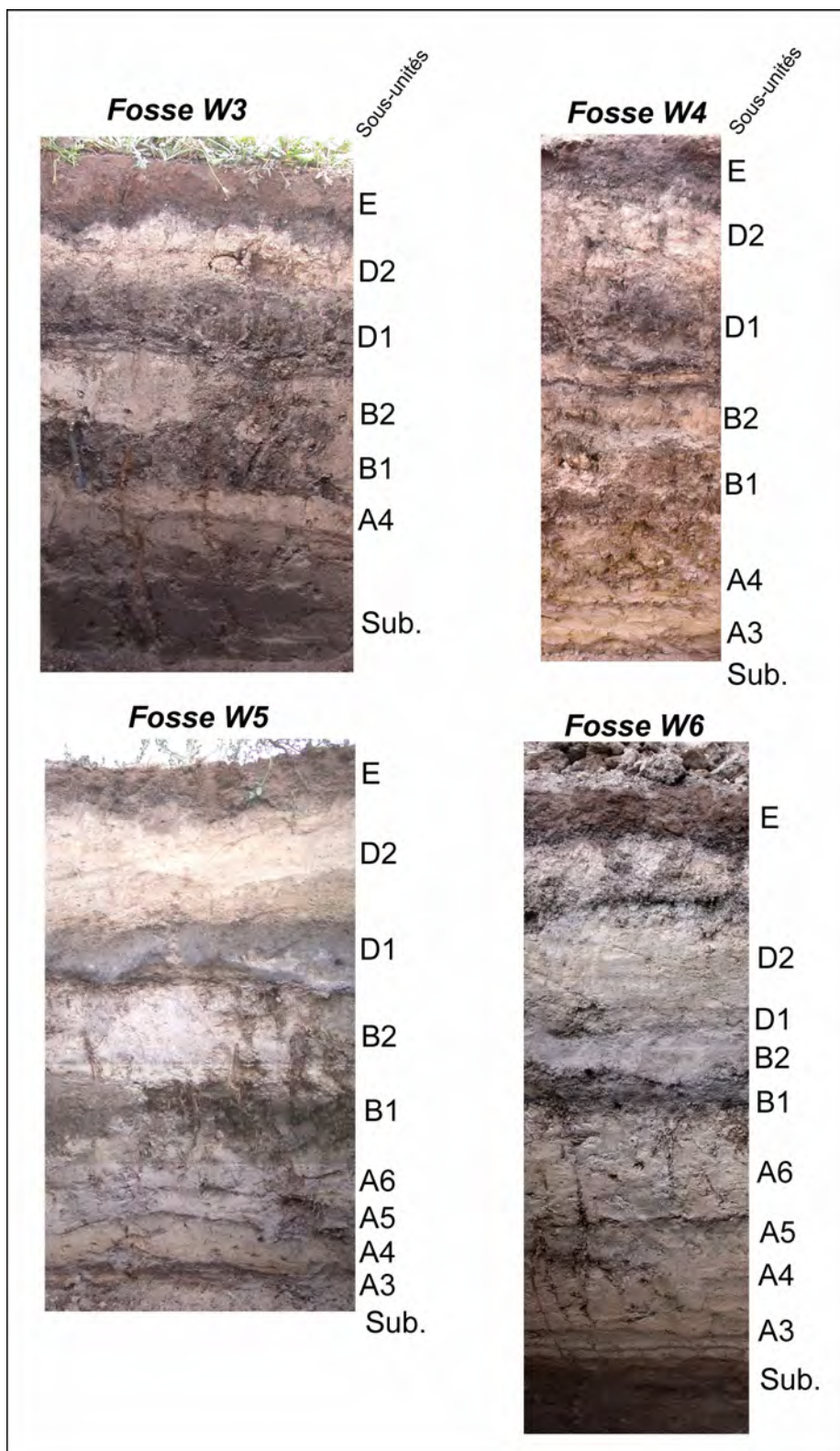
ANNEXE 5

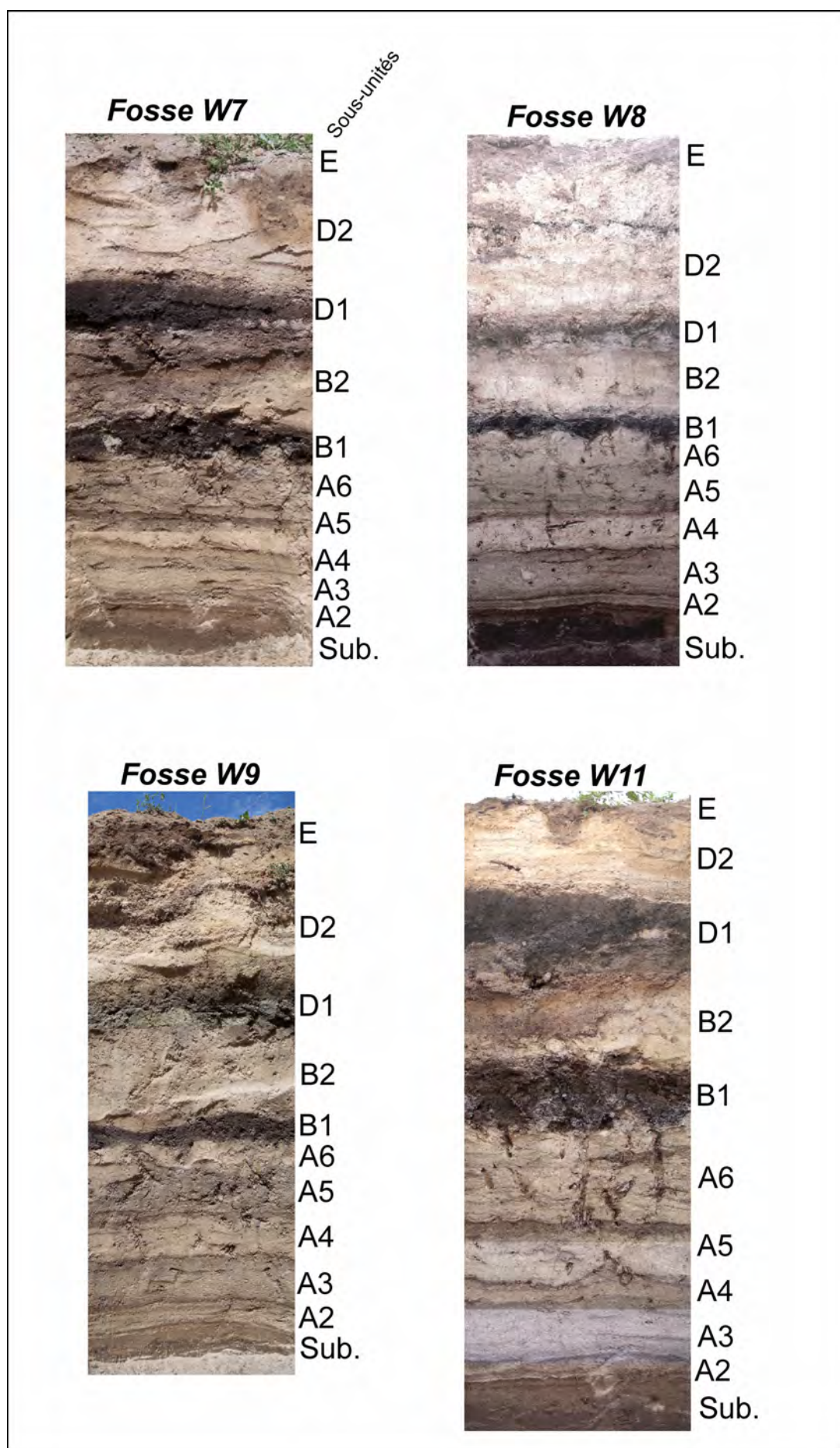
Coordonnées géographiques des fosses creusées dans les dépôts lacustres de la dayet Afourgagh (système WGS 84)

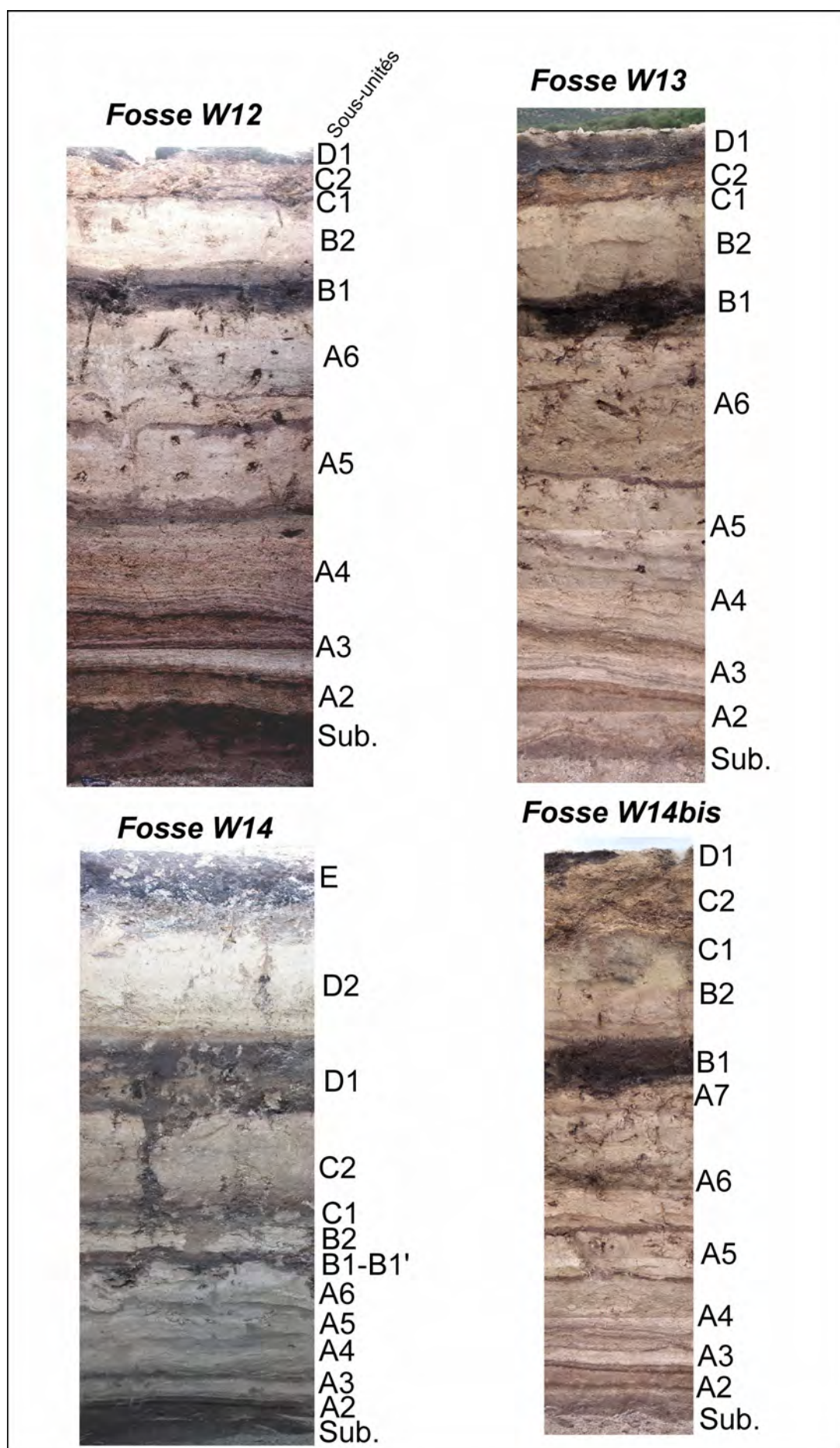
Transect (groupe)	Fosse	Latitude N 33°	Longitude W 04°
Transect W	W1	36,825	52,998
	W2	36,828	52,98
	W3	36,829	52,975
	W4	36,83	52,97
	W4'	36,832	52,97
	W5	36,834	52,961
	W6	36,83	52,958
	W6'	36,834	52,957
	W7	36,833	52,951
	W8	36,836	52,945
	W9	36,831	52,936
	W10	36,839	52,929
	W11	36,831	52,923
	W12	36,84	52,914
	W12'	36,832	52,916
	W13	36,836	52,908
	W14	36,843	52,895
	W14'	36,837	52,894
	W15	36,842	52,879
	W16	36,846	52,873
	W17	36,843	52,859
	W18	36,847	52,851
	W18'	36,843	52,85
	W19	36,845	52,843
	W20	36,841	52,831
	W21	36,846	52,825
	W22	36,843	52,815
Transect E	E1	36,816	52,599
	E2	36,816	52,602
	E3	36,817	52,605
	E4	36,817	52,607
	E5	36,816	52,611
	E6	36,819	52,614
Fosses S	S1	36,733	52,668
	S2	36,738	52,671
	S3	36,743	52,673
Fosses N	N1	36,961	52,773
	N2	36,919	52,755

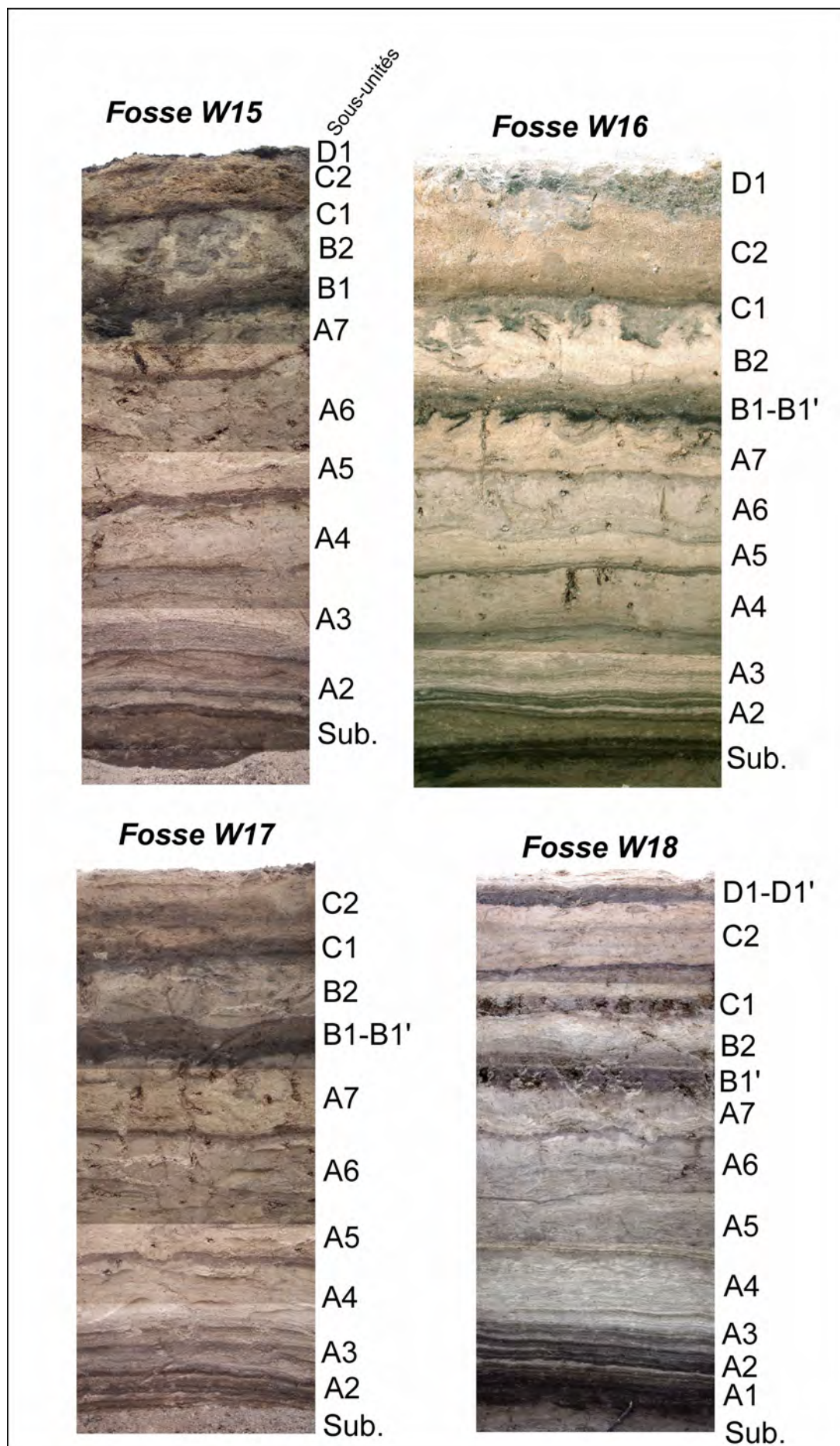
ANNEXE 6

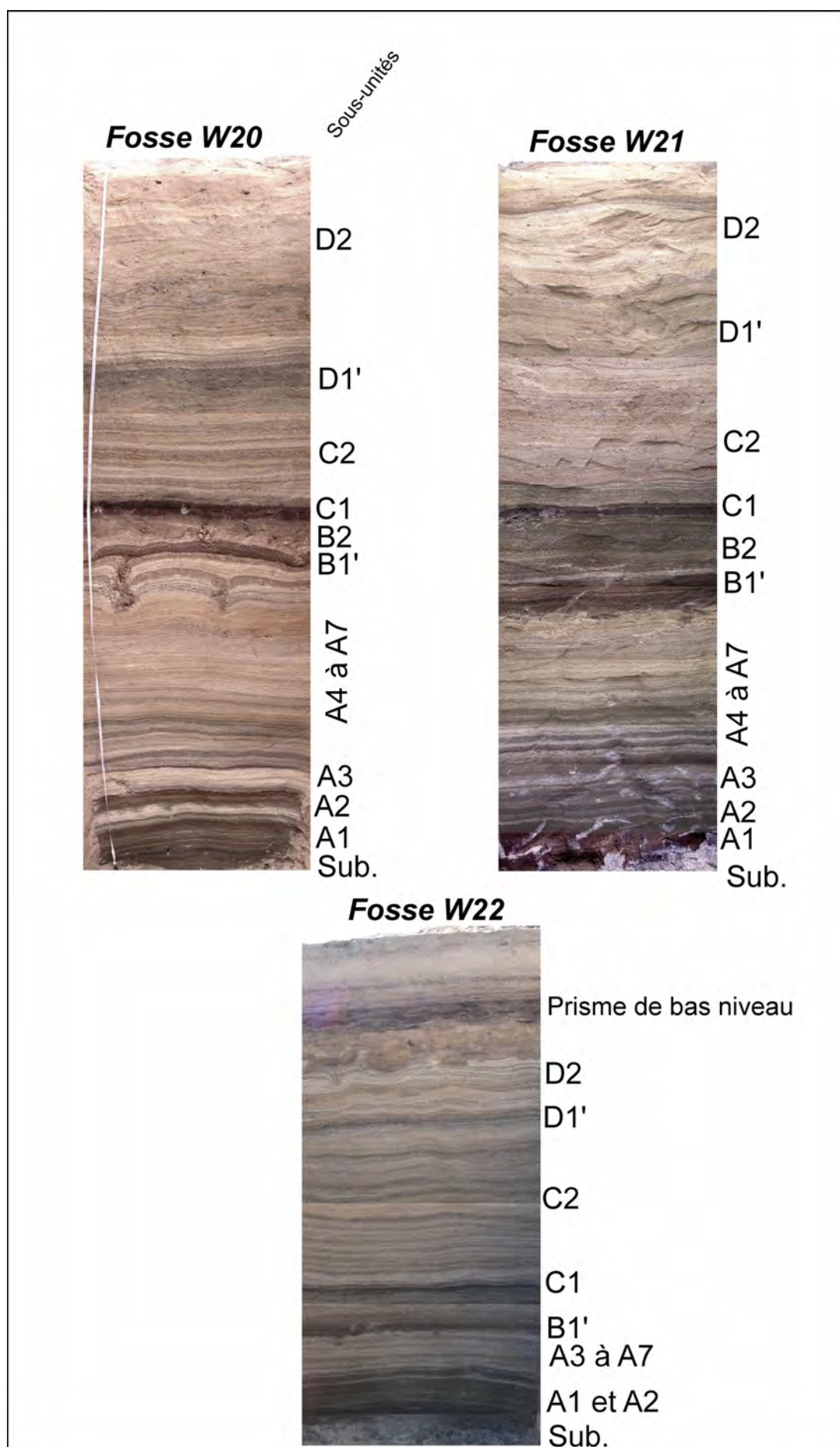
Présentation des fosses repères et annexes des transects W et E (échelle non respectée)

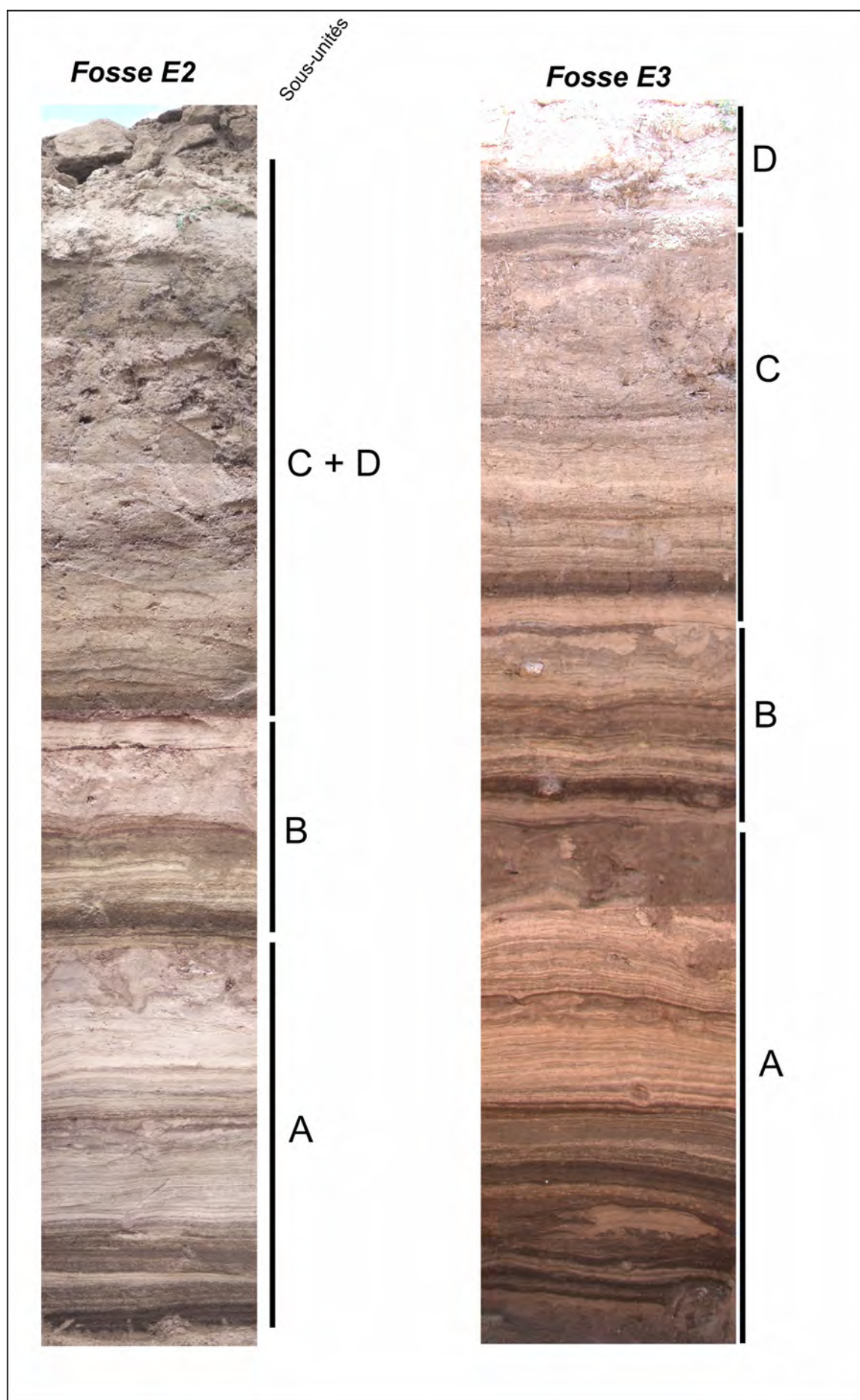


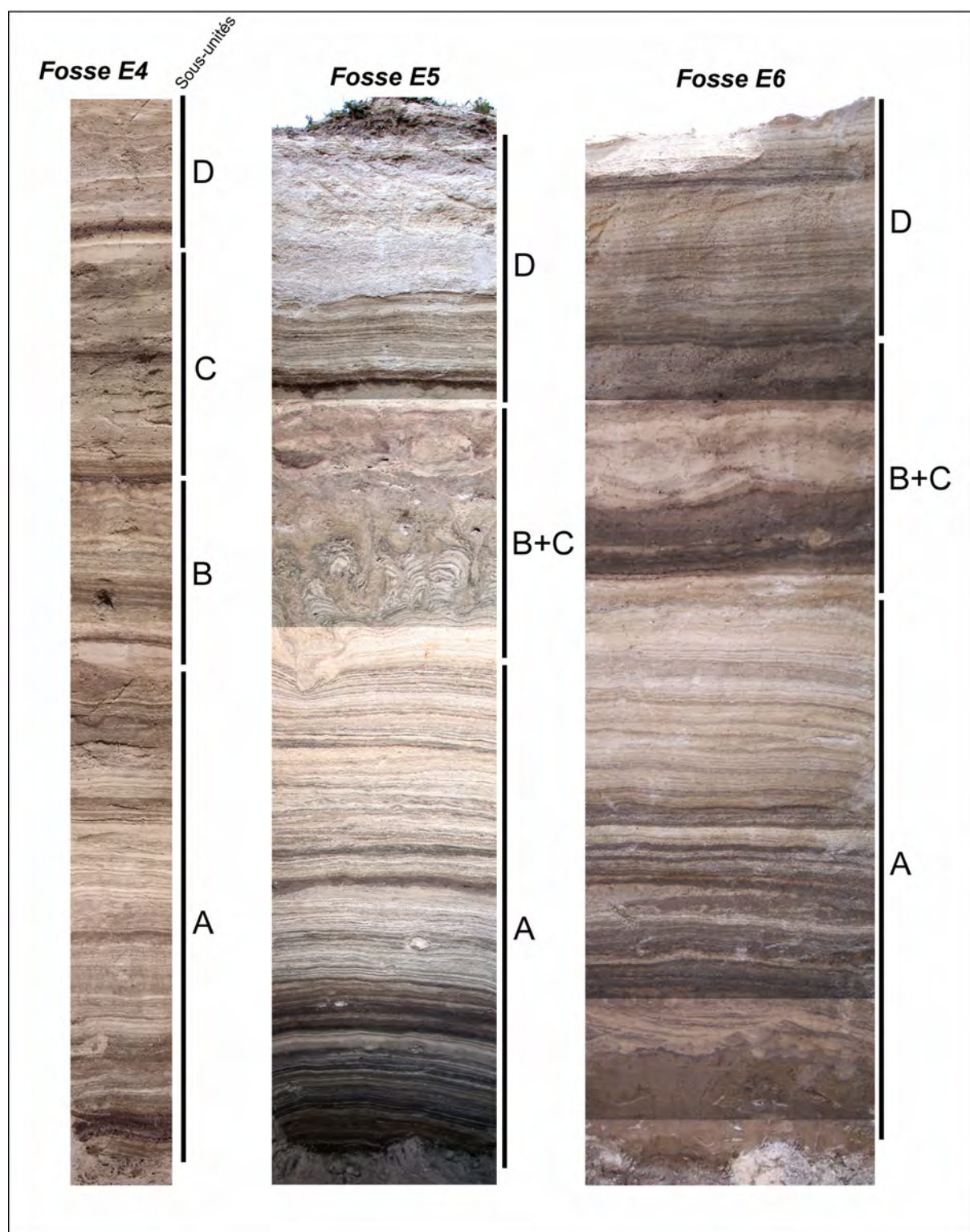












ANNEXE 7**Résultats des comptages spécifiques de gyrogonites de charophytes (exprimés pour 5 g de sédiment sec)**

Fosse W3				Pourcentage	
Echantillon	Gyrogonites	<i>C. hispida</i>	<i>C. aspera</i>	<i>C. hispida</i>	<i>C. aspera</i>
W3-1	346	300	46	86,7	13,3
W3-2	32	4	28	12,5	87,5
W3-3	54	0	54	0	100,0
W3-4	76	0	76	0	100,0
W3-5.1	46	0	46	0	100,0
W3-5.2	388	16	372	4,1	95,9
W3-6	34	28	6	82,4	17,6
W3-7	23	3	20	13,0	87,0
W3-8	34	30	4	88,2	11,8
W3-9	1622	170	1452	10,5	89,5
W3-10	216	106	110	49,1	50,9
W3-12	50	50	0	100,0	0
W3-11	0	0	0	0,0	0

Fosse W6				Pourcentage	
Echantillon	Gyrogonites	<i>C. hispida</i>	<i>C. aspera</i>	<i>C. hispida</i>	<i>C. aspera</i>
W6-1	26	26	0	100,0	0
W6-2	876	118	758	13,5	86,5
W6-3	46	46	0	100,0	0
W6-4	746	646	100	86,6	13,4
W6-5	18	8	10	44,4	55,6
W6-6	68	0	68	0,0	100,0
W6-7	142	40	102	28,2	71,8
W6-8	0	0	0	0	0,0
W6-9	0	0	0	0	0,0
W6-10	662	218	444	32,9	67,1
W6-11	100	7	93	7,0	93,0
W6-12	100	8	92	8,0	92,0
W6-13	0	0	0	0	0

Fosse W10					Pourcentage		
Echantillon	Gyrogonites	<i>C. hispida</i>	<i>C. globularis</i>	<i>C. aspera</i>	<i>C. hispida</i>	<i>C. globularis</i>	<i>C. aspera</i>
W10-1	144	89	0	55	61,8	0	38,2
W10-2	684	447	0	237	65,4	0	34,6
W10-3	648	303	22	323	46,8	3,4	49,8
W10-4	176	131	0	45	74,4	0	25,6
W10-5	331	323	0	8	97,6	0	2,4
W10-6	378	378	0	0	100,0	0	0
W10-7	0	0	0	0	0	0	0
W10-8	49	44	0	5	89,8	0	10,2
W10-9	496	0	0	496	0	0	100,0
W10-10	1017	20	0	997	2,0	0	98,0
W10-11	0	0	0	0	0	0	0
W10-12	62	57	0	5	91,9	0	8,1
W10-13	135	110	0	25	81,5	0	18,5
W10-14	142	105	0	37	73,9	0	26,1
W10-15	1254	65	0	1189	5,2	0	94,8
W10-16	361	46	0	315	12,7	0	87,3
W10-17	0	0	0	0	0	0	0

Fosse W14				Pourcentage	
Echantillon	Gyrogonites	<i>C. hispida</i>	<i>C. aspera</i>	<i>C. hispida</i>	<i>C. aspera</i>
W14-2	450	440	10	97,8	2,2
W14-3	32	22	10	68,8	31,3
W14-4	36	10	26	27,8	72,2
W14-5	312	0	312	0	100,0
W14-6	444	180	264	40,5	59,5
W14-7	6	0	6	0	100,0
W14-8	40	0	40	0	100,0
W14-9	52	0	52	0	100,0
W14-10	68	68	0	100,0	0
W14-11	142	0	142	0,0	100,0
W14-12	288	82	206	28,5	71,5
W14-13	368	6	362	1,6	98,4
W14-14	346	156	190	45,1	54,9
W14-15	120	56	64	46,7	53,3
W14-16	38	6	32	15,8	84,2

Fosse W18					Pourcentage		
Echantillon	Gyrogonites	<i>C. hispida</i>	<i>C. globularis</i>	<i>C. aspera</i>	<i>C. hispida</i>	<i>C. globularis</i>	<i>C. aspera</i>
W18-1	8	8	0	0	100,0	0	0
W18-2	68	14	0	54	20,6	0	79,4
W18-3	412	82	0	330	19,9	0	80,1
W18-4	170	130	0	40	76,5	0	23,5
W18-5	100	57	0	43	57,0	0	43,0
W18-6	38	30	6	2	78,9	6,9	5,3
W18-7	2	2	0	0	100,0	0	0
W18-8	2	1	0	1	50,0	0	50,0
W18-9	206	46	0	140	22,3	0	68,0
W18-10	0	0	0	0	0	0	0,0
W18-11	51	13	0	38	25,5	0	74,5
W18-12	58	12	0	46	20,7	0	79,3
W18-13	12	12	0	0	100,0	0	0
W18-14	2	2	0	0	100,0	0	0
W18-15	0	0	0	0	0	0	0
W18-16	14	14	0	0	100,0	0	0
W18-17	0	0	0	0	0	0	0
W18-18	0	0	0	0	0	0	0
W18-19	4	0	0	4	0	0	100,0
W18-20	0	0	0	0	0	0	0

Fosse W20				Pourcentage	
Echantillon	Gyrogonites	<i>C. hispida</i>	<i>C. aspera</i>	<i>C. hispida</i>	<i>C. aspera</i>
W20-1	230	164	66	71,3	28,7
W20-2	62	62	0	100,0	0
W20-3	192	184	8	95,8	4,2
W20-4	2	2	0	100,0	0
W20-5	106	96	10	90,6	9,4
W20-6	150	150	0	100,0	0
W20-7	0	0	0	0	0
W20-8	84	68	16	81,0	19,0
W20-9	0	0	0	0	0
W20-10	0	0	0	0	0
W20-11	40	0	40	0	100,0
W20-12	26	26	0	100,0	0
W20-13	32	32	0	100,0	0
W20-14	42	38	4	90,5	9,5
W20-15	62	58	4	93,5	6,5
W20-16	26	22	4	84,6	15,4
W20-17	0	0	0	0	0
W20-18	0	0	0	0	0
W20-19	0	0	0	0	0
W20-20	0	0	0	0	0

ANNEXE 8

Résultats des comptages spécifiques de valves et carapaces d'ostracodes (exprimés pour 5 g de sédiment sec)

Fosse W3

Echantillon	<i>C. vidua</i>	<i>C. ovum</i>	<i>D. stvensoni</i>	<i>I. monstifica</i>	<i>C. neglecta</i>	<i>H. salina</i>	<i>Herpetocypris</i> sp.	<i>E. virens</i>	<i>C. bispinosa</i>	<i>C. candida</i>	<i>C. reducta</i>	Total valves	Div. spécifique	% carapaces
W3-1	64	217		3	37		10		3	3		337	7	85
W3-2	79	2		2	21							104	4	82
W3-3	2	10	11		1		15	1		1	26	67	8	82
W3-4	77	341			27							445	3	96
W3-5b	34	47		5	1							87	4	95
W3-5a	75	34		4	24	56	4			2		199	7	64
W3-6	128	30			11	2	2	13	2			188	7	92
W3-7	31	34	2		62		11		4		8	152	7	75
W3-8	90	34			22				6	2	2	156	6	80
W3-9	52			2	11							65	3	81
W3-10	109				58	4			11			182	4	67
W3-11	23				52							75	2	20

Fosse W6

Echantillon	<i>C. vidua</i>	<i>C. ovum</i>	<i>D. stvensoni</i>	<i>C. neglecta</i>	<i>H. salina</i>	<i>Herpetocypris</i> sp.	<i>C. bispinosa</i>	<i>C. candida</i>	Total valves	Div. spécifique	% carapaces
W6-1		51		5				1	57	3	91
W6-2	16	18		27			3		64	4	94
W6-3	9	201		13					223	3	92
W6-4	11	68		30		12			121	4	69
W6-5	83			21	10		9	3	126	5	75
W6-6	540	120		75			8		743	4	88
W6-7	78	19		57		2	7		163	5	67
W6-8	107	21		52	3	2	2		187	6	48
W6-9	98	19		66		2	1		186	5	46
W6-10	90		4	37		2	1	1	135	6	57
W6-11(12)	75		2	11		1			89	4	49
W6-13				25			2		27	2	48

Fosse W10

Echantillon	<i>C. vidua</i>	<i>C. ovum</i>	<i>D. stvensoni</i>	<i>C. neglecta</i>	<i>H. salina</i>	<i>Herpetocypris</i> sp.	<i>P. villosa</i>	<i>E. virens</i>	<i>C. bispinosa</i>	<i>C. candida</i>	<i>L. inopinata</i>	Total valves	Div. spécifique	% carapaces
W10-1	4	10	1	3				5				23	5	65
W10-2	18	31		14	1	3						67	5	65
W10-3	18	53		3		2						76	4	49
W10-4	55	78		30		2	19		9		2	195	7	88
W10-5	55	73		30		2	19		9	2		190	7	87
W10-6	20	37		115		11						183	4	50
W10-7	38	4		18	9			1	2			72	6	48
W10-8	125	76		11	7				5			224	5	90
W10-9	15	2		47								64	3	36
W10-10	129	16		124								269	3	59
W10-11	21			33	5			3	3			65	5	47
W10-12	19			82	43	2		10				156	5	52
W10-13	19			58	1	6			4		3	91	6	44
W10-14				11		3	6					20	3	60
W10-15	46			22								68	2	79
W10-16	15			4								19	2	74

Fosse W14

Echantillon	<i>C. vidua</i>	<i>C. ovum</i>	<i>D. stvensoni</i>	<i>I. monstifica</i>	<i>C. neglecta</i>	<i>H. salina</i>	<i>Herpetocypris</i> sp.	<i>P. villosa</i>	<i>E. virens</i>	<i>C. bispinosa</i>	<i>C. candida</i>	<i>L. inopinata</i>	Total valves	Div. spécifique	% carapaces
W14-2	46	99			93		9	41					288	5	70
W14-3	16	18			27					3			64	4	53
W14-4	50	17		1	3	15			3	25			114	7	59
W14-5	197	115	6	6	102			210				6	642	7	82
W14-6	169	90			90		11	4					364	5	72
W14-7	90	11			1	4							106	4	95
W14-8	26	14			160			2					202	4	21
W14-9	12	4			60					1			77	4	21
W14-10	18				49		1	3	3				74	5	38
W14-11	44				50	5	3	16		1	1		120	7	66
W14-12	22				49	16		4	4		1		96	6	48
W14-13	50				2								52	2	92
W14-14	42									1			43	2	98
W14-15	11				82	2							95	3	21
W14-16				1	21	2			2				26	4	0

Fosse W18

Echantillon	<i>C. vidua</i>	<i>C. ovum</i>	<i>D. stevensoni</i>	<i>I. monstifica</i>	<i>C. neglecta</i>	<i>H. salina</i>	<i>Herpetocypris</i> sp.	<i>P. villosa</i>	<i>E. virens</i>	<i>C. bispinosa</i>	Total valves	Div. spécifique
W18-1	31				82						113	2
W18-2	96				42					38	176	3
W18-3	12	22			118	26			4		182	3
W18-4	328	96	296	198	600	48	11		248		1825	8
W18-5	75	87			50		5	18	5		240	6
W18-6	81	12			142	8			4		247	5
W18-7	91			1	25				1		118	4
W18-8	7				17						24	2
W18-9	26			6	90			22	2		146	5
W18-10	22				52			2			76	3
W18-11	25	2	10	22	214			38	6	2	319	8
W18-12	30	8	5	7	93			24	3	1	171	8
W18-13	11				10						21	2
W18-14	38				14					12	64	3
W18-15	85				13				15	1	114	4
W18-16	81				21						102	2
W18-17	103	15			176	2		5			301	5
W18-18	25	22		35	158	2					242	5
W18-19	2			28	257						287	3

Fosse W20

Echantillon	<i>C. vidua</i>	<i>C. ovum</i>	<i>D. stevensoni</i>	<i>I. monstifica</i>	<i>C. neglecta</i>	<i>H. salina</i>	<i>Herpetocypris</i> sp.	<i>P. villosa</i>	<i>E. virens</i>	<i>C. bispinosa</i>	Total valves	Div. spécifique	% carapaces
W20-1	54	1					1				56	3	49
W20-2	51		1		2						54	3	47
W20-3	55						2		1		58	3	45
W20-4	61	3			1						65	3	74
W20-5b	94			2	57	2	17				172	5	29
W20-5a	85	2			4			1		1	93	5	35
W20-6	37	4			4		1				46	4	30
W20-7d	37	5			33	2	1				78	5	15
W20-7c	1	1			49	1					52	4	4
W20-7b	16	1		4	43	3					67	5	9
W20-7a	158	4		120	244	278	2			1	807	6	5
W20-8	193	2		4	82	4	1				286	6	50
W20-9d	68	3		1	3	31			2		108	6	21
W20-9c	70	29		1	18	12			3		133	6	51
W20-9b	27	8	12	10	193	11	1		1		263	8	8
W20-9a	38		1	7	61	3	1		5		116	7	15
W20-10	21		1		30		1		11		64	5	54
W20-11	2				4				7		13	2	53
W20-12					1				4		5	2	54
W20-13	27								3		30	2	45
W20-14	35								6		41	2	41
W20-15b	33				15				7		55	3	24
W20-15a	35	2			7				15		59	4	5
W20-16	30				7						37	2	36
W20-17c	9	10		10	95					3	127	5	1
W20-17b	12		37	312	785	12					1158	5	6
W20-17a	76		28	198	595	47	10	10			964	7	34
W20-18d	128	10	3		4						145	4	31
W20-18c	4	9		3	15	1					32	5	3
W20-18b	11	4		5	140						160	4	6
W20-18a	33	1		500	2800	2					3336	5	1
W20-19d	4			2	25						31	3	13
W20-19c	26			103	2436						2565	3	3
W20-19b	2			22	2125	3					2152	4	1
W20-19a	1			98	1873						1972	3	2
W20-20	22			350	1838	1					2211	4	3

ANNEXE 9**Résultats des comptages spécifiques de coquilles-valves de mollusques (exprimés pour 5 g de sédiment sec)****Fosse W3**

Echantillon	<i>L. peregra</i>	<i>G. crista</i>	<i>A. fluviatilis</i>	<i>Pisidium sp.</i>	Total coquilles
W3-1	16	30	2	3	48
W3-2	115	163	6	2	284
W3-3	11	59			70
W3-4	201	31	4		236
W3-5b	5	134	31	5	170
W3-5a	5	11		4	16
W3-6	3	38	11		52
W3-7	12	63	0		75
W3-8	25	64	17		106
W3-9	35	19		2	54
W3-10	41	31			72
W3-11	9	35			44

Fosse W6

Echantillon	<i>L. peregra</i>	<i>G. crista</i>	<i>A. fluviatilis</i>	<i>Pisidium sp.</i>	Total coquilles
W6-1	7	25	4	4	36
W6-2	19	23	2	6	44
W6-3	5	37	6	2	48
W6-4	24	6			30
W6-5	112	195	23	15	330
W6-6	28	147	17	10	192
W6-7	82	25	1	4	108
W6-8	121	117	7		245
W6-9	99	74	5		178
W6-10	85	20	3		108
W6-11(12)	59	53	3		115
W6-13		146	8		154

Fosse W10

Echantillon	<i>L. peregra</i>	<i>G. crista</i>	<i>A. fluviatilis</i>	<i>Pisidium sp.</i>	Total coquilles
W10-1		10		3	10
W10-2	35	8		18	43
W10-3	40	9		2	49
W10-4	14	81		5	95
W10-5	58	5		3	63
W10-6	32	1			33
W10-7		6	4		10
W10-8	14	225	8	2	247
W10-9	11	3		10	14
W10-10	140			14	140
W10-11	1	9	5	2	15
W10-12	3	5		3	8
W10-13	14	39	6	4	59
W10-14	26	9			35
W10-15	27	46			73
W10-16	47				47

Fosse W14

Echantillon	<i>L. peregra</i>	<i>G. crista</i>	<i>A. fluviatilis</i>	<i>Pisidium sp.</i>	Total coquilles
W14-2	26	2		4	28
W14-3	43	63	2	2	108
W14-4	101	58	3		162
W14-5	7	83		10	90
W14-6	37	163			200
W14-7	15	151			166
W14-8	5	35			40
W14-9		3	1		4
W14-10	13	7			20
W14-11	5	27			32
W14-12	11	9			20
W14-13	35	7			42
W14-14	8	42			50
W14-15	19	37		2	56
W14-16		20			20

Fosse W18

Echantillon	<i>L. peregra</i>	<i>G. crista</i>	<i>A. fluviatilis</i>	<i>Pisidium sp.</i>	Total coquilles
W18-1	7	48		4	59
W18-2	10	8	4	4	26
W18-3	23	8		16	47
W18-4	5	27		5	37
W18-5	3	15	15	2	35
W18-6	8	10	42		60
W18-7	2	19			21
W18-8	10	30	14	5	59
W18-9	14				14
W18-10		38	14		52
W18-11	4	15	4	3	26
W18-12	10	13			23
W18-13	16	18			34
W18-14	12	44			56
W18-15	11	11		3	25
W18-16	12	10			22
W18-17	7	14		8	29
W18-18		11		15	26
W18-19		4		6	10

Fosse W20

Echantillon	<i>L. peregra</i>	<i>G. crista</i>	<i>A. fluviatilis</i>	<i>Pisidium sp.</i>	Total coquilles
W20-1	28	35			63
W20-2	40	7			47
W20-3	35	10			45
W20-4	56	2			58
W20-5	4	15	1	1	20
W20-6	11	6			17
W20-7	7	28	15	4	50
W20-8	19	2			21
W20-9	1	43	17	1	61
W20-10	22	6			28
W20-11	28	10			38
W20-12	31	2			33
W20-13	12	8			20
W20-14	26	2			28
W20-15	12	8		2	20
W20-16	17	15		1	32
W20-17	10	25		15	35
W20-18	12	34		33	46
W20-19		21		25	21
W20-20		10		33	10

ANNEXE 10

Résultats des analyses EDS (% pondéraux d'oxydes)

Croûte littorale

	Na2O	MgO	Al2O3	SiO2	S	K2O	CaO	Fe2O3	Sr
Croûte littorale	1,42	50,37	12,33	20,99	0,73	0,91	10,37	1,64	1,24
	1,45	51,5	12,1	20,33	0,83	0,62	10,11	1,78	1,28
	1,48	50,24	12,86	21,14	0,97	0,9	9,44	1,74	1,22
	1,49	50,23	13,17	20,26	0,87	0,76	10	1,8	1,42
	1,46	50,59	12,62	20,68	0,85	0,80	9,98	1,74	1,29

Fosse W1

	Na2O	MgO	Al2O3	SiO2	S	K2O	CaO	Fe2O3	Sr
W1 -1	0,79	6,7	20,36	45,59	0,45	2,62	18,58	4,1	0,82
	0,64	6,1	19,74	43,91	0,38	2,61	21,08	4,69	0,86
	0,65	5,87	18,27	44,73	0,38	2,59	20,77	5,93	0,81
	0,63	5,17	19,26	42,98	0,37	2,76	22,02	5,95	0,86
	0,68	5,96	19,41	44,30	0,40	2,65	20,61	5,17	0,84
W1 -2	0,65	7,4	12,73	27,36	0,55	1,33	44,64	3,64	1,7
	0,95	8,01	13,23	27,53	0,5	1,7	43,53	3,08	1,48
	0,72	7,85	13,14	27,7	0,49	1,41	44,39	3,28	1,03
	0,6	7,27	12,77	28,02	0,79	1,43	44,22	3,28	1,63
	0,73	7,63	12,97	27,65	0,58	1,47	44,20	3,32	1,46
W1 -3	0,73	6,17	17,51	36,07	0,67	1,59	32,36	3,4	1,48
	0,67	6,38	17,92	37,52	0,63	1,57	31,8	2,49	1,02
	0,7	6,66	17,79	36,68	0,44	1,59	31,44	2,87	1,82
	0,88	6,58	17,88	37,25	0,48	1,37	31,59	2,35	1,63
	0,75	6,45	17,78	36,88	0,56	1,53	31,80	2,78	1,49
W1 -4	0,77	7,16	17,75	33,42	0,56	1,49	33,41	3,75	1,69
	1,04	7,22	19,14	35,17	0,6	1,38	31,09	3,06	1,31
	1,09	7,12	19,12	35,29	0,65	1,56	30,87	3,01	1,29
	1,1	7,52	19,42	35,69	0,6	1,45	29,85	3,05	1,32
	1,00	7,26	18,86	34,89	0,60	1,47	31,31	3,22	1,40

Fosse W2

	Na2O	MgO	Al2O3	SiO2	S	K2O	CaO	Fe2O3	Sr
W2 -1	1,21	3,29	5,83	9,11	1,38	0,67	74,65	2,48	1,36
	1,19	3,06	5,56	9,7	1,05	0,75	74,93	2,38	1,39
	0,94	2,63	5,23	8,46	1,01	0,62	77,74	2,35	1
	0,92	2,69	4,67	9,14	0,94	0,61	77,85	2,32	0,85
	1,07	2,92	5,32	9,10	1,10	0,66	76,29	2,38	1,15
W2 -2	1,57	3,79	12,68	25,96	6,58	1,29	42,23	4,08	1,81
	1,48	3,48	11,96	23,85	6,38	1,18	46,16	4,01	1,49
	1,37	3,16	11,83	22,63	6,62	1,08	47,87	4,05	1,38
	1,36	2,91	11,66	23,7	6,95	1,3	47,06	3,69	1,37
	1,45	3,34	12,03	24,04	6,63	1,21	45,83	3,96	1,51
W2 -3	0,77	2,1	5,4	10,76	1,49	0,67	75,57	1,89	1,33
	0,69	1,89	5,87	10,8	1,29	0,79	75,58	2,23	0,86
	0,66	1,98	5,77	10,88	1,26	0,98	75,88	1,69	0,89
	0,67	1,84	5,36	10,34	1,41	0,72	76,41	2	1,25
	0,70	1,95	5,60	10,70	1,36	0,79	75,86	1,95	1,08
W2 -4	1,06	3,56	13,11	25,35	1,12	1,21	51,21	2,11	1,28
	1,07	3,99	13,05	24,73	1,24	1,35	51,13	2,11	1,33
	0,76	4,11	12,66	24,83	1,15	1,41	52	2,05	1,03
	0,9	4	11,89	24,14	1,28	1,42	52,93	1,99	1,46
	0,95	3,92	12,68	24,76	1,20	1,35	51,82	2,07	1,28

Fosse W3

	Na2O	MgO	Al2O3	SiO2	S	K2O	CaO	Fe2O3	Sr
W3-9	1,22	1,25	1,58	2,15	1,28	0,53	89,12	2,06	0,81
	1,07	1,51	1,94	2,08	1,23	0,53	88,49	2,08	1,06
	1,08	1,33	1,54	1,91	0,99	0,54	89,33	2,13	1,14
	1,03	1,47	1,94	2,38	1,27	0,55	88,32	2,13	0,9
	1,10	1,39	1,75	2,13	1,19	0,54	88,82	2,10	0,98
W3-10	1,4	2,16	4,65	5,64	1,17	0,56	81,01	2,13	1,28
	0,91	2,1	3,82	6,36	0,96	0,52	82,43	1,99	0,91
	0,75	1,8	4,18	6,34	0,83	0,71	82,82	1,87	0,7
	0,75	1,87	3,91	5,55	1,03	0,49	83,28	1,87	1,26
	0,95	1,98	4,14	5,97	1,00	0,57	82,39	1,97	1,04
W3-11	1,07	2,53	4,14	8,92	1,34	0,8	77,57	2,65	0,97
	1	2,03	4,15	7,75	1,22	0,84	79,58	2,5	0,91
	0,9	1,95	3,85	8,07	0,99	0,82	80,38	2,24	0,81
	0,86	1,54	3,25	7,02	0,8	0,71	82,81	2,13	0,88
	0,96	2,01	3,85	7,94	1,09	0,79	80,09	2,38	0,89
W3-12	0,76	1,97	3,08	4,86	2,17	0,5	83,43	2,22	1
	0,92	1,88	2,56	5,03	2,24	0,5	84,18	2,01	0,68
	0,77	1,89	2,58	4,63	2,06	0,74	84,71	1,9	0,72
	0,77	2,48	3	4,32	2,22	0,55	83,79	2,13	0,74
	0,81	2,06	2,81	4,71	2,17	0,57	84,03	2,07	0,79

Fosse W10

	Na2O	MgO	Al2O3	SiO2	S	K2O	CaO	Fe2O3	Sr
W10-1	0,97	5,9	14,91	30,68	1,08	1,65	41,05	2,17	1,59
	0,72	5,45	15,42	31,72	0,77	1,76	41,17	1,99	1
	1,37	5,73	15,13	31,2	0,71	1,76	40,6	2	1,53
	0,88	5,36	15,28	31,53	0,75	1,33	41,63	2,21	1,04
	0,99	5,61	15,19	31,28	0,83	1,63	41,11	2,09	1,29
W10-2	1,2	2,7	3,15	4,14	0,84	0,51	84,4	1,95	1,11
	2,01	2,98	3,4	4,44	1,08	0,51	82,24	1,94	1,42
	1,69	3,28	3,34	4,53	1,04	0,52	82,38	1,99	1,24
	1,53	3,14	3,25	4,33	0,81	0,53	83,43	2,02	0,96
	1,61	3,03	3,29	4,36	0,94	0,52	83,11	1,98	1,18
W10-3	1,96	4,18	4,89	4,61	1,31	0,68	78,56	2,55	1,25
	2,54	3,99	5,02	5,22	1,14	0,7	77,48	2,62	1,28
	2,23	3,26	5,29	5,33	1,4	0,68	77,98	2,56	1,27
	2,64	3,87	5,24	5,18	1,25	0,67	76,59	2,52	2,03
	2,34	3,83	5,11	5,09	1,28	0,68	77,65	2,56	1,46
W10-4	1,84	3,96	5,34	9,63	2,55	0,91	70,65	3,35	1,77
	1,46	2,94	4,68	8,11	2,31	0,76	75,89	2,82	1,03
	1,49	2,96	3,49	7,27	1,73	0,7	78,43	2,63	1,31
	1,93	3,23	4,22	7,73	1,97	0,69	76,36	2,39	1,48
	1,68	3,27	4,43	8,19	2,14	0,77	75,33	2,80	1,40
W10-5	1,94	2,68	2,91	1,59	0,99	0,61	85	2,37	1,91
	1,27	2,66	2,9	1,62	1,38	0,64	85,14	2,48	1,9
	2,04	2,53	3,16	2,36	1,08	0,65	84,13	2,5	1,56
	1,96	3,05	2,39	2,07	1,2	0,63	84,34	2,44	1,91
	1,80	2,73	2,84	1,91	1,16	0,63	84,65	2,45	1,82
W10-6	1,99	3,63	3,33	1,85	1,32	0,63	82,87	2,41	1,97
	2,32	2,77	2,65	2,02	1,22	0,69	84,06	2,65	1,61
	2,22	3,2	3,17	2,06	1,33	0,66	83,4	2,54	1,42
	2,02	2,83	2,89	1,77	1,2	0,66	84,76	2,54	1,34
	2,14	3,11	3,01	1,93	1,27	0,66	83,77	2,54	1,59
W10-7	1,9	3,22	4,86	22,57	1,58	0,86	60,43	2,33	2,25
	1,41	3,37	4,38	23,58	1,5	0,63	61,1	2,26	1,77
	1,13	3,17	4,45	23,08	1,3	0,7	62,06	2,27	1,84
	1,42	3,58	4,66	22,91	1,54	0,62	61,25	2,23	1,79
	1,47	3,34	4,59	23,04	1,48	0,70	61,21	2,27	1,91
W10-8	1,57	3,02	3,44	10,51	1,6	0,67	74,92	2,48	1,8
	1,3	2,76	3,07	9,59	1,55	0,63	76,46	2,34	2,3
	1,37	2,29	3,28	10,09	1,56	0,6	77,23	2,25	1,33
	1,21	2,72	3,28	10,03	1,64	0,59	76,78	2,21	1,54
	1,36	2,70	3,27	10,06	1,59	0,62	76,35	2,32	1,74
W10-9	2,98	3,08	4,38	5,38	1,46	0,76	77,79	2,85	1,32
	3,74	4,04	5,88	5,71	2,29	0,96	71,63	3,53	2,21
	3,88	3,83	5,05	5,87	1,7	0,92	73,15	3,39	2,19
	2,9	3,21	5,29	5,44	1,52	0,89	75,51	3,32	1,93
	3,38	3,54	5,15	5,60	1,74	0,88	74,52	3,27	1,91

Fosse W10									
	Na2O	MgO	Al2O3	SiO2	S	K2O	CaO	Fe2O3	Sr
W10 -10	2,44	2,95	3,43	3,45	1,29	0,77	80,91	2,93	1,82
	1,83	2,97	3,15	4,06	1,3	0,83	81,53	3,16	1,17
	2,24	2,45	3,09	3,79	1,47	0,79	81,66	2,99	1,52
	2,49	3,55	4,24	3,17	1,57	0,77	79,35	2,9	1,98
	2,25	2,98	3,48	3,62	1,41	0,79	80,86	3,00	1,62
W10 -11	0,91	2,44	2,23	24,34	2,85	0,66	63,01	2,36	1,2
	0,88	2,69	1,96	23,78	2,46	0,63	64,31	2,27	1,02
	0,88	2,01	2,42	23,11	2,63	0,64	64,36	2,28	1,67
	0,87	2,49	2,2	23,45	2,71	0,63	63,59	2,25	1,81
	0,89	2,41	2,20	23,67	2,66	0,64	63,82	2,29	1,43
W10 -12	3,1	3,89	4,13	5,6	1,82	0,82	75,7	3,04	1,9
	3	4,28	4,62	5,21	1,92	0,87	75,3	3,23	1,58
	3,33	3,26	4,14	4,87	1,6	0,81	77,21	3,03	1,75
	3,07	3,32	4,21	5,06	1,54	0,76	77,88	2,85	1,31
	3,13	3,69	4,28	5,19	1,72	0,82	76,52	3,04	1,64
W10 -13	1,66	3,83	5,74	9,37	1,9	0,59	72,86	2,17	1,88
	1,41	2,15	4,08	9,5	1,3	0,71	77,93	2,03	0,9
	1,14	2,97	4,19	9,27	1,25	0,51	77,7	1,93	1,04
	1,06	2,72	4,42	9,17	1,24	0,67	77,64	1,92	1,14
	1,32	2,92	4,61	9,33	1,42	0,62	76,53	2,01	1,24
W10 -14	1,94	3,37	3,28	3,15	1,75	0,67	81,53	2,56	1,74
	2,29	2,79	3,68	3,12	1,53	0,79	81,24	3	1,57
	2,59	3,02	3,53	3,49	1,7	0,76	80,48	2,88	1,55
	2,61	3,07	3,35	3,97	1,36	0,76	80,48	2,88	1,52
	2,36	3,06	3,46	3,43	1,59	0,75	80,93	2,83	1,60
W10 -15	1,86	2,38	3,63	3,61	1,44	0,57	83,1	2,18	1,23
	1,56	3,02	3,46	4,47	1,72	0,6	81,37	2,29	1,5
	2,23	2,62	3,48	4,08	1,51	0,61	81,59	2,33	1,55
	2,04	2,63	3,12	3,96	1,48	0,61	82,41	2,33	1,4
	1,92	2,66	3,42	4,03	1,54	0,60	82,12	2,28	1,42
W10 -16	1,61	1,88	2,75	8,84	1,32	0,53	79,25	2,02	1,81
	1,49	2,66	2,49	9,33	1,46	0,55	78,12	2,07	1,82
	1,71	2,35	2,71	9,42	1,23	0,55	78,5	2,06	1,49
	1,65	2,7	2,29	9,46	1,5	0,54	78,33	2,03	1,51
	1,62	2,40	2,56	9,26	1,38	0,54	78,55	2,05	1,66
W10 -17	2,13	2,93	4,49	15,16	2	0,65	68,32	2,37	1,96
	1,52	3,19	4,42	16,31	1,78	0,69	67,87	2,52	1,71
	1,82	2,59	4,51	16,9	1,86	0,71	67,15	2,57	1,9
	2,4	3,48	4,81	16,95	2,04	0,7	65,34	2,54	1,74
	1,97	3,05	4,56	16,33	1,92	0,69	67,17	2,50	1,83

Fosse W14

	Na2O	MgO	Al2O3	SiO2	S	K2O	CaO	Fe2O3	Sr
W14-1	1,01	1,76	1,83	4,14	0,77	0,64	86,47	2,48	0,9
	0,89	1,07	1,56	3,85	0,87	0,56	88,24	2,18	0,79
	0,87	1,94	1,71	3,64	1,03	0,55	87,34	2,14	0,77
	0,86	1,58	1,48	3,7	0,88	0,54	88,09	2,11	0,76
	0,91	1,59	1,65	3,83	0,89	0,57	87,54	2,23	0,81
W14-2	1,03	2,12	1,52	4,85	1,18	0,54	85,85	2,09	0,82
	0,95	1,8	1,52	4,22	1	0,53	87,15	2,08	0,75
	1,34	1,81	1,51	4,45	1,18	0,52	86,27	2,03	0,88
	1,36	1,79	1,71	4,42	1,08	0,51	85,88	1,97	1,27
	1,17	1,88	1,57	4,49	1,11	0,53	86,29	2,04	0,93
W14-3	0,79	1,43	1,76	31,39	1,32	0,46	59,2	1,64	2
	0,62	1,07	1,73	31,27	1	0,46	60,2	1,63	2,02
	0,67	1,38	1,74	32,06	1,18	0,64	58,98	1,59	1,76
	0,79	1,39	1,94	32,34	1,04	0,46	58,05	1,63	2,36
	0,72	1,32	1,79	31,77	1,14	0,51	59,11	1,62	2,04
W14-4	1,09	2,39	3,6	37,65	1,33	0,77	47,35	2,64	3,17
	0,86	2,11	3,16	36,94	1,22	0,66	50,75	2,3	2
	1,35	2,79	3,23	35,54	1,32	0,67	50,19	2,21	2,71
	0,87	2,31	3,48	35,1	1,23	0,66	51,56	2,19	2,6
	1,04	2,40	3,37	36,31	1,28	0,69	49,96	2,34	2,62
W14-5	1,03	0,97	1,89	6,44	1,21	0,52	85,21	1,8	0,92
	0,96	1,03	1,54	5,88	0,97	0,47	86,68	1,82	0,65
	0,75	1,37	1,62	6,38	0,99	0,46	85,79	1,75	0,88
	1,06	1,48	2,19	6,75	1,15	0,47	84,54	1,72	0,63
	0,95	1,21	1,81	6,36	1,08	0,48	85,56	1,77	0,77
W14-6	1,08	2,08	2,54	11,44	1,24	0,59	77,56	2,05	1,4
	1,11	1,85	2,33	11,01	0,97	0,52	79,03	1,97	1,21
	0,8	1,65	2	10,7	1,01	0,53	79,98	1,99	1,34
	0,8	1,5	1,93	11,16	0,94	0,53	80,1	1,99	1,05
	0,95	1,77	2,20	11,08	1,04	0,54	79,17	2,00	1,25
W14-7	1,19	2,25	4,23	54,06	1,19	1,01	29,18	3,33	3,56
	1,15	1,83	4,19	54,66	1,09	0,97	30,7	3,2	2,22
	1,17	1,97	4,13	54,57	1,25	0,99	30,25	3,26	2,42
	1,11	2,3	4,03	54,39	1,33	0,94	30,01	3,1	2,78
	1,16	2,09	4,15	54,42	1,22	0,98	30,04	3,22	2,75
W14-8	2,28	2,17	3,34	15,25	1,18	0,64	71,23	2,37	1,52
	1,56	2,07	3,01	14,34	1,16	0,57	73,5	2,13	1,66
	1,08	1,54	2,82	13,02	1,25	0,48	76,45	1,76	1,61
	1,19	1,44	2,31	12,59	1,11	0,46	77,51	1,74	1,65
	1,53	1,81	2,87	13,80	1,18	0,54	74,67	2,00	1,61
W14-9	1,09	1,42	2,49	10,17	1,07	0,58	79,99	1,51	1,67
	0,91	1,23	2,1	10,34	1,16	0,52	81,18	1,51	1,04
	1,01	1,42	2,4	9,91	1,05	0,56	80,61	1,52	1,52
	1,15	1,15	1,95	9,65	0,89	0,41	82,04	1,56	1,2
	1,04	1,31	2,24	10,02	1,04	0,52	80,96	1,53	1,36

Fosse W14									
	Na2O	MgO	Al2O3	SiO2	S	K2O	CaO	Fe2O3	Sr
W14 -10	0,92	1,17	1,93	5,07	1,05	0,5	86,43	1,96	0,97
	0,93	1,19	1,56	4,71	0,91	0,5	87,53	1,97	0,71
	0,87	1,23	1,7	4,43	0,91	0,51	87,36	1,99	0,99
	0,97	1,59	2,15	4,95	0,94	0,5	85,96	1,92	1,03
	0,92	1,30	1,84	4,79	0,95	0,50	86,82	1,96	0,93
W14 -11	1	0,99	2,31	9,29	1,11	0,53	81,68	1,71	1,38
	0,68	0,75	1,92	9,15	0,95	0,44	83,1	1,68	1,34
	0,67	1,07	1,69	9,23	0,85	0,44	83,26	1,67	1,12
	0,86	1,25	2,3	9,41	1,11	0,45	81,58	1,62	1,44
	0,80	1,02	2,06	9,27	1,01	0,47	82,41	1,67	1,32
W14 -12	0,77	0,97	1,59	7,44	0,89	0,44	85,11	1,61	1,18
	0,66	0,94	1,68	7,09	0,83	0,42	85,69	1,64	1,05
	0,82	1,14	2,06	7,19	0,84	0,48	85,12	1,62	0,73
	0,67	0,98	1,58	7,76	0,94	0,43	85,18	1,66	0,81
	0,73	1,01	1,73	7,37	0,88	0,44	85,28	1,63	0,94
W14 -13	0,63	1,35	1,87	11,95	0,7	0,41	80,07	1,57	1,44
	0,81	1,5	1,98	12,32	0,92	0,59	79,04	1,59	1,25
	0,64	1,1	2,15	12	0,95	0,42	80,05	1,6	1,09
	0,65	1,05	1,95	11,89	0,63	0,52	79,72	1,63	1,96
	0,68	1,25	1,99	12,04	0,80	0,49	79,72	1,60	1,44
W14 -14	0,68	1,31	2,32	10,22	0,78	0,45	81,87	1,68	0,68
	0,67	1,02	2,22	10,38	0,65	0,48	82,34	1,65	0,6
	0,67	0,99	1,99	9,58	0,76	0,53	82,69	1,66	1,13
	0,66	1,01	2,21	9,71	0,7	0,45	82,79	1,64	0,83
	0,67	1,08	2,19	9,97	0,72	0,48	82,42	1,66	0,81
W14 -16	0,62	1,67	3,49	18,78	0,77	0,82	70,92	1,59	1,33
	0,62	1,64	3,37	19,09	0,63	0,71	71,48	1,57	0,89
	0,59	1,44	3,54	18,98	0,64	0,61	71,28	1,51	1,4
	0,58	1,45	3,32	18,82	0,69	0,58	72,32	1,48	0,74
	0,60	1,55	3,43	18,92	0,68	0,68	71,50	1,54	1,09

Fosse W20

	Na2O	MgO	Al2O3	SiO2	S	K2O	CaO	Fe2O3	Sr
W20 -1	1,13	3,81	6,96	12,67	1,29	0,68	68,9	2,49	2,07
	1,68	3,79	6,8	13,02	1,18	0,74	69,11	2,41	1,27
	1,55	4,01	6,33	12,16	1,14	0,67	70,24	2,47	1,43
	1	3,11	6,19	12,28	1,11	0,69	71,9	2,54	1,18
	1,32	3,03	5,91	12,92	1,03	0,68	71,31	2,51	1,3
W20 -2	1,34	3,55	6,44	12,61	1,15	0,69	70,29	2,48	1,45
	0,87	1,3	1,98	3,67	0,85	0,47	88,14	1,82	0,89
	0,93	1,57	2,39	3,81	0,98	0,48	86,99	1,78	1,07
	0,88	1,49	2,04	3,83	0,83	0,46	87,85	1,79	0,84
	0,75	0,98	2,03	3,31	0,66	0,45	89,34	1,77	0,72
W20 -3	0,86	1,34	2,11	3,66	0,83	0,47	88,08	1,79	0,88
	0,75	1,33	1,77	2,85	0,56	0,46	90,12	1,52	0,65
	0,63	0,9	0,89	3,29	0,65	0,39	91,18	1,53	0,55
	0,8	0,79	1,72	2,63	0,7	0,45	90,7	1,5	0,72
	0,62	1,11	1,53	3,27	0,84	0,61	89,85	1,52	0,67
W20 -4	0,70	1,03	1,48	3,01	0,69	0,48	90,46	1,52	0,65
	0,78	1,41	1,44	3,58	0,69	0,57	89,01	1,86	0,67
	0,75	1,19	1,91	3,29	0,79	0,47	88,98	1,84	0,79
	0,94	0,81	2	3,5	0,56	0,47	89,2	1,85	0,67
	0,76	1,12	2,12	3,52	0,78	0,5	88,49	1,85	0,86
W20 -5b	0,81	1,13	1,87	3,47	0,71	0,50	88,92	1,85	0,75
	0,63	0,82	2,56	8,35	0,59	0,77	84	1,57	0,71
	0,6	1,32	2,46	8,17	0,69	0,71	84,01	1,5	0,54
	0,61	1,02	2,76	8,16	0,46	0,63	84,31	1,51	0,54
	0,62	0,84	2,21	7,56	0,37	0,63	85,71	1,52	0,55
W20 -6	0,62	1,00	2,50	8,06	0,53	0,69	84,51	1,53	0,59
	1,22	1,65	1,69	3,44	0,9	0,6	87,29	2,35	0,85
	1,07	1,85	1,72	3,26	0,9	0,58	87,53	2,26	0,82
	1,33	2,13	2,18	3,3	0,73	0,56	86,61	2,17	0,98
	0,91	1,72	1,85	2,98	0,75	0,57	88,21	2,22	0,8
W20 -7c	1,13	1,84	1,86	3,25	0,82	0,58	87,41	2,25	0,86
	0,8	1,87	3,22	31,22	1,68	0,56	57,24	1,99	1,41
	0,72	1,48	3,31	30,16	1,47	0,62	58,82	1,89	1,53
	0,71	1,49	3,07	29,17	1,73	0,61	59,37	1,85	2,01
	0,72	1,85	3,39	31	1,67	0,68	57,97	1,81	0,92
W20 -7b	0,74	1,67	3,25	30,39	1,64	0,62	58,35	1,89	1,47
	1,15	2,45	4,49	20,85	1,62	0,58	65,11	2,1	1,65
	1,65	3,04	4,68	20,88	1,52	0,64	63,74	2,09	1,75
	1,24	2,82	4,46	20,66	1,32	0,63	64,46	2,12	2,3
	1,46	2,65	4,95	20,36	1,25	0,6	65,02	2,14	1,56
W20 -8	1,38	2,74	4,65	20,69	1,43	0,61	64,58	2,11	1,82
	1	2	3,67	14,21	0,96	0,62	74,34	1,97	1,23
	0,8	2,04	3,73	13,71	1,04	0,54	74,86	2,01	1,28
	1,14	2,01	3,91	13,74	1,05	0,58	74,21	1,98	1,37
	1,35	1,9	3,69	13,88	0,96	0,62	73,66	1,99	1,94
	1,07	1,99	3,75	13,89	1,00	0,59	74,27	1,99	1,46

Fosse W20									
	Na2O	MgO	Al2O3	SiO2	S	K2O	CaO	Fe2O3	Sr
W20 -9	1,29	2,53	2,7	6,07	1,5	0,62	82,08	2,36	0,86
	1,09	2,18	2,25	5,57	1,23	0,59	84,01	2,26	0,82
	1,41	2,03	2,15	5,67	1,14	0,59	83,93	2,26	0,82
	1,13	1,9	2,37	5,13	1,32	0,58	84,51	2,23	0,84
	1,23	2,16	2,37	5,61	1,30	0,60	83,63	2,28	0,84
W20 -10	1,12	1,8	1,99	2,75	0,82	0,55	88	2,17	0,79
	1,14	1,37	2,04	2,24	0,89	0,55	88,66	2,16	0,94
	1,16	1,85	2,34	2,73	1	0,53	87,36	2,07	0,95
	1,18	1,45	1,84	2,55	1,05	0,56	88,41	2,18	0,79
	1,15	1,62	2,05	2,57	0,94	0,55	88,11	2,15	0,87
W20 -11	1,7	2,28	3,2	7,12	1,25	0,61	80,47	2,33	1,04
	1,75	2,3	3,16	6,83	1,02	0,62	80,63	2,36	1,32
	1,58	2,23	2,95	6,78	1,24	0,63	81,24	2,39	0,96
	1,61	2,71	3,29	6,93	1,66	0,61	79,72	2,31	1,18
	1,66	2,38	3,15	6,92	1,29	0,62	80,52	2,35	1,13
W20 -12	0,99	1,3	1,94	3,02	0,99	0,46	88,43	1,8	1,07
	1,11	1,59	1,84	3,1	0,89	0,45	88	1,77	1,25
	1,57	1,73	2,36	3,28	1,32	0,45	86,76	1,75	0,78
	1,48	1,6	1,56	3,12	1,11	0,45	88,04	1,77	0,87
	1,29	1,56	1,93	3,13	1,08	0,45	87,81	1,77	0,99
W20 -13	1,2	1,21	1,63	3,84	1	0,44	88,12	1,68	0,88
	1,3	1,72	1,79	3,25	1,18	0,54	87,52	1,74	0,97
	1,02	1,4	1,61	3,36	1,09	0,46	88,62	1,79	0,65
	1,21	0,91	1,68	3,29	0,99	0,45	88,61	1,77	1,08
	1,18	1,31	1,68	3,44	1,07	0,47	88,22	1,75	0,90
W20 -14	1,22	2,01	2,19	9,49	0,88	0,52	80,61	1,99	1,1
	1,17	1,53	2,25	8,73	1,06	0,48	82,05	1,82	0,92
	1,09	1,62	2,22	8,87	1,04	0,63	81,99	1,83	0,71
	1,15	1,78	2,67	8,43	1,15	0,63	81,36	1,77	1,06
	1,16	1,74	2,33	8,88	1,03	0,57	81,50	1,85	0,95
W20 -15a	0,77	1,27	2,19	7,51	0,86	0,5	84,17	1,92	0,8
	0,78	1,19	2,17	8,04	0,95	0,49	83,41	1,89	1,07
	0,74	1,32	2,62	7,78	1,03	0,59	83,03	1,84	1,05
	1,2	0,97	2,57	8,22	1	0,58	82,66	1,9	0,92
	0,87	1,19	2,39	7,89	0,96	0,54	83,32	1,89	0,96
W20 -15b	1,13	1,81	2,77	11,58	1,31	0,54	77,18	2,04	1,64
	1,27	1,73	2,98	11,8	1,37	0,54	76,99	2,02	1,32
	1,41	2,09	3,11	11,91	1,46	0,53	76,13	1,98	1,37
	1,39	1,46	2,75	11,08	1,25	0,53	78,28	2	1,27
	1,30	1,77	2,90	11,59	1,35	0,54	77,15	2,01	1,40
W20 -16	1,27	1,83	2,82	6,04	1,17	0,57	82,99	2,18	1,12
	1,41	2,19	3,29	6,06	1,16	0,6	82,01	2,29	1,01
	1,83	2,03	3,19	6,4	1,3	0,61	81,49	2,31	0,84
	1,66	2,05	2,78	6,27	1,05	0,62	82,1	2,37	1,1
	1,54	2,03	3,02	6,19	1,17	0,60	82,15	2,29	1,02

Fosse W20									
	Na2O	MgO	Al2O3	SiO2	S	K2O	CaO	Fe2O3	Sr
W20 -17b	1,44	3,57	3,93	17,86	1,35	0,79	66,93	2,87	1,26
	0,98	3,18	3,39	18,12	1,3	0,76	68,79	2,51	0,97
	1,04	2,88	3,65	17,23	1,31	0,67	69,85	2,47	0,9
	1,53	3,2	3,54	16,75	1,26	0,65	69,11	2,38	1,59
	1,25	3,21	3,63	17,49	1,31	0,72	68,67	2,56	1,18
W20 -18d	1,66	2,31	3,65	15,93	1,51	0,61	70,38	2,24	1,73
	1,27	2,16	3,62	15,89	1,56	0,75	70,58	2,3	1,87
	1,64	2,5	4,06	16,31	1,61	0,6	70,12	2,21	0,96
	0,97	1,81	3,31	15,54	1,28	0,6	73,19	2,24	1,06
	1,39	2,20	3,66	15,92	1,49	0,64	71,07	2,25	1,41
W20 -18c	1,42	2,3	3,31	30,2	1,47	0,61	56,84	1,7	2,14
	1,13	2,24	3,17	29,91	1,73	0,57	57,26	1,73	2,27
	1,03	2,07	3,02	30,03	1,56	0,51	57,58	1,75	2,44
	0,97	2,14	3,16	29,28	1,56	0,48	58,31	1,68	2,42
	1,14	2,19	3,17	29,86	1,58	0,54	57,50	1,72	2,32
W20 -18b	1,21	3,81	6,97	22,01	2,06	0,77	59,23	2,24	1,7
	1,26	3,75	7,16	22,69	2,15	1,08	57,74	2,31	1,87
	1,42	3,63	7,17	22,88	2,22	1,06	57,64	2,36	1,61
	1,65	4,18	7,26	21,86	2,3	0,97	57,85	2,33	1,6
	1,39	3,84	7,14	22,36	2,18	0,97	58,12	2,31	1,70
W20 -19d	1,72	3,73	7,95	34,62	1,78	0,64	45,37	2,2	1,99
	1,6	4,27	7,66	34,59	2,22	0,82	44,58	2,2	2,06
	1,49	3,84	7,64	34,01	1,79	0,88	45,84	2,23	2,29
	1,94	4,2	7,54	34,06	1,95	1,13	45,23	2,11	1,85
	1,69	4,01	7,70	34,32	1,94	0,87	45,26	2,19	2,05
W20 -19a	0,69	3,65	5,62	26,83	2,14	1,07	57,03	1,82	1,15
	1,03	3,46	5,37	26,66	2,09	1,04	57,05	1,74	1,57
	0,77	3,34	5,61	27,42	2,18	0,73	56,91	1,72	1,33
	0,65	3,31	5,53	25,96	2,26	1,11	57,93	1,73	1,52
	0,79	3,44	5,53	26,72	2,17	0,99	57,23	1,75	1,39
W20 -20	1,58	4,84	7,8	20	2,6	1,09	58,07	2,48	1,55
	1,2	4,64	8,38	18,54	2,69	0,83	60,16	2,44	1,12
	1,35	4,84	8,32	18,45	2,6	0,84	59,58	2,3	1,72
	1,26	4,36	8,13	18,29	2,66	0,65	60,87	2,25	1,53
	1,35	4,67	8,16	18,82	2,64	0,85	59,67	2,37	1,48

ANNEXE 11**Résultats des mesures de calcimétrie
(% de carbonates)**

Fosse W3	Echantillons	Mesures (3)	Moyenne (%)
		96,0	
	W3 -1	78,0	89,2
		93,6	
		85,5	
	W3 -2	87,7	84,3
		79,7	
		34,8	
	W3 -3	32,8	34,6
		36,1	
		76,8	
	W3 -4	76,2	76,9
		77,7	
		37,1	
	W3 -5b	34,9	35,9
		35,6	
		88,9	
	W3 -5a	81,3	85,4
		86,0	
		62,6	
	W3 -6	61,0	62,0
		62,2	
		64,4	
	W3 -8	60,3	61,6
		60,1	
		87,3	
	W3 -9	89,8	88,8
		89,2	
		68,7	
	W3 -10	69,2	70,2
		72,7	
		49,2	
	W3 -11	49,6	49,3
		49,3	

Fosse W6	Echantillons	Mesures (3)	Moyenne (%)
		10,3	
	W6 -1	6,5	6,5
		6,6	
		78,2	
	W6 -2	75,2	74,0
		68,6	
		39,4	
	W6 -3	34,2	35,1
		31,7	
		88,9	
	W6 -4	86,2	87,7
		87,9	
		71,6	
	W6 -5	68,5	70,8
		72,3	
		68,8	
	W6 -6	70,4	69,0
		67,7	
		81,1	
	W6 -7	84,2	83,5
		85,3	
		67,6	
	W6 -8	70,7	68,3
		66,7	
		64,7	
	W6 -9	63,0	65,6
		69,1	
		87,2	
	W6 -10	88,2	87,8
		87,8	
		84,7	
	W6 -11	85,7	85,6
		86,2	
		84,2	
	W6 -12	85,3	84,8
		84,8	
		70,4	
	W6 -13	69,9	69,8
		69,1	

Fosse W10	Echantillons	Mesures (3)	Moyenne (%)
		30,3	
	W10 -1	29,0	28,9
		27,4	
		87,9	
	W10 -2	84,8	86,9
		87,9	
		84,8	
	W10 -3	87,1	86,9
		88,7	
		60,9	
	W10 -4	62,3	61,6
		61,4	
		84,7	
	W10 -5	87,6	86,1
		86,0	
		87,4	
	W10 -6	88,2	87,3
		86,4	
		58,9	
	W10 -7	61,6	60,1
		59,9	
		76,1	
	W10 -8	76,1	75,7
		75,1	
		82,7	
	W10 -9	88,5	85,0
		83,7	
		84,9	
	W10 -10	82,1	83,0
		82,1	
		26,2	
	W10 -11	34,0	31,4
		34,0	
		82,9	
	W10 -12	82,6	82,4
		81,6	
		76,0	
	W10 -13	72,7	74,2
		73,9	
		88,6	
	W10 -14	86,6	87,2
		86,5	
		86,3	
	W10 -15	86,2	86,5
		87,2	
		88,2	
	W10 -16	87,5	87,5
		86,8	
		67,9	
	W10 -17	68,3	67,9
		67,3	

Fosse W14	Echantillons	Mesures (3)	Moyenne (%)
		70,0	
	W14 -1	68,7	69,0
		68,3	
		95,3	
	W14 -2	94,2	94,2
		93,2	
		80,5	
	W14 -3	79,6	80,8
		82,3	
		81,9	
	W14 -5	82,7	31,9
		82,7	
		90,3	
	W14 -6	88,1	88,0
		85,5	
		33,1	
	W14 -7	31,8	31,6
		30,0	
		88,1	
	W14 -8	78,5	82,5
		80,8	
		85,6	
	W14 -9	82,5	83,7
		83,0	
		89,3	
	W14 -10	82,3	88,6
		94,2	
		89,8	
	W14 -11	88,9	89,6
		90,1	
		91,5	
	W14 -12	94,0	92,0
		90,4	
		95,5	
	W14 -13	92,9	93,5
		92,1	
		96,8	
	W14 -14	97,1	96,7
		96,1	
		52,5	
	W14 -15	59,2	55,9
		55,9	
		84,9	
	W14 -16	84,1	84,8
		85,2	
		45,5	
	W14 -4	51,9	49,4
		50,9	

Fosse W20	Echantillons	Mesures (3)	Moyenne (%)
		68,2	
	W20 -1	66,7	68,2
		69,6	
		83,1	
	W20 -2	84,9	84,2
		84,7	
		83,2	
	W20 -3	81,9	81,4
		79,2	
		82,3	
	W20 -4	83,2	83,5
		84,9	
		76,4	
	W20 -5	78,7	77,3
		76,7	
		87,2	
	W20 -6	81,9	84,9
		85,6	
		76,4	
	W20 -7	78,7	77,3
		76,7	
		76,5	
	W20 -8	77,9	76,5
		75,2	
		72,4	
	W20 -9	74,6	74,0
		75,0	
		83,0	
	W20 -10	81,4	82,9
		84,3	
		82,7	
	W20 -11	82,1	82,1
		81,5	
		83,0	
	W20 -12	81,3	82,1
		88,5	
		83,1	
	W20 -13	86,3	84,6
		84,3	
		79,7	
	W20 -14	79,0	79,5
		79,7	
		79,2	
	W20 -15	79,2	79,5
		80,1	
		85,9	
	W20 -16	88,9	87,0
		86,2	
		61,9	
	W20 -17c	59,6	59,3
		56,3	

Fosse W20	Echantillons	Mesures (3)	Moyenne (%)
		64,5	
	W20 -17b	63,9	64,4
		64,8	
		82,6	
	W20 -17a	84,8	65,4
		80,7	
		76,7	
	W20 -18d	75,4	74,2
		70,6	
		76,7	
	W20 -18c	73,5	75,2
		75,5	
		71,3	
	W20 -18b	67,7	69,4
		69,1	
		67,3	
	W20 -18a	64,9	66,4
		67,0	
		54,4	
	W20 -19c	53,5	54,8
		56,6	
		42,3	
	W20 -19b	42,4	43,9
		47,0	
		38,2	
	W20 -19a	35,1	36,0
		34,7	
		50,2	
	W20 -20	57,3	57,2
		57,1	

ANNEXE 12

Résultats des analyses par diffraction des rayons X (semi-quantification, %)

Echantillon	Aragonite	Calcite	Dolomite	Quartz	Muscovite	Gypse	% MgCO ₃ Calcite
Croûte Mg	Magnésite = 55,3 %	8,8	16,1	15,0	2,7	2,1	7,2
Fosse W3	W3 -1	29,0	67,0	4,0			6,5
	W3 -2	36,6	50,3	3,2	10,0		5,8
	W3 -3	6,7	48,3	7,4	24,2	8,5	4,2
	W3 -4	51,0	31,1	4,6	13,2		6,1
	W3 -5b	27,0	37,9	6,8	24,3	1,7	4,9
	W3 -5a	72,0	26,1	1,8			4,9
	W3 -6	43,0	32,1	4,5	19,2	1,2	4,1
	W3 -7b	74,7	23,9	1,5			2,9
	W3 -7a	60,0	16,5	3,8	19,7		3,6
	W3 -8	39,0	22,7	20,2	9,5	8,6	6,0
	W3 -9	77,0	21,8	1,2			5,5
	W3 -10c	63,8	14,7	3,9	17,6		4,7
	W3 -10b	63,3	18,1	3,1	11,4	4,1	3,1
	W3 -10a	26,4	57,8	4,7	10,9	0,2	1,8
	W3 -11	54,5	21,5	3,7	20,2		4,0
Fosse W6	W6 -1	10,8	49,8	11,6	27,8		4,1
	W6 -2	23,9	62,6	3,5	10,0		4,3
	W6 -3	15,4	64,1	5,7	14,9		3,5
	W6 -4	28,3	67,0	4,7			3,0
	W6 -5	36,2	52,0	3,2	8,5		5,0
	W6 -6	37,0	46,7	1,4	14,9		4,0
	W6 -7	84,0	11,5	4,4			6,0
	W6 -8	48,8	27,7	9,2	14,4		5,5
	W6 -9	54,1	20,0	2,6	21,4	1,9	4,9
	W6 -10	59,0	37,1	3,5		0,4	5,8
	W6 -11c	81,9	15,0	3,1			3,4
	W6 -11b	44,8	33,9	4,8	16,5		1,6
	W6 -11a	51,5	29,7	3,6	14,3	0,9	6,5
	W6 -12	45,9	34,7	4,4	15,1		4,9
Fosse W10	W10 -1	12,8	33,4	24,8	23,8	5,2	5,1
	W10 -2	30,3	54,4	3,3	12,0		5,6
	W10 -3	28,4	61,2	1,2	9,1		4,9
	W10 -4	37,6	46,3	2,9	13,2		4,9
	W10 -5	38,4	59,4	2,2			4,1
	W10 -6	37,0	59,6	3,4			2,8
	W10 -7b	36,5	50,7	0,6	12,2		3,6
	W10 -7a	28,7	58,4	1,5	11,4		4,1
	W10 -8	46,1	49,1	4,8			2,6
	W10 -9	87,7	9,9	2,4			2,5
	W10 -10	61,9	18,6	3,0	16,5		5,9
	W10 -11b	12,8	39,9	8,4	32,1	6,8	3,8
	W10 -11a	28,0	53,8	7,5	10,6		5,0
	W10 -12	84,1	10,7	5,1			3,2
	W10 -13	49,0	32,0	4,2	12,7	2,1	5,4
	W10 -14	89,9	6,6	3,4			0,5
	W10 -15	74,8	21,9	2,7		0,6	5,9
	W10 -16	65,2	33,7	1,0			5,7
	W10 -17	58,0	16,2	7,3	18,5		5,1

	Echantillon	Aragonite	Calcite	Dolomite	Quartz	Muscovite	Gypse	% MgCO3 Calcite
Fosse W14	W14 -1	30,6	58,5	1,2	9,6			5,4
	W14 -2	36,5	58,5	5,0				4,5
	W14 -3	39,3	47,4	1,1	12,2			4,7
	W14 -4	13,4	65,8	9,0	11,7			6,6
	W14 -5	52,1	30,0	0,3	17,7			5,0
	W14 -6	46,1	35,4	3,8	14,7			5,0
	W14 -7	26,6	58,2	4,1	11,1			6,0
	W14 -8	66,0	15,2	4,9	13,9			4,8
	W14 -9	65,1	20,4	1,1	13,4			3,9
	W14 -10	59,9	23,8	5,0	9,3		2,0	5,6
	W14 -11	83,7	13,2	3,1				5,0
	W14 -12	73,4	11,3	2,8	12,5			5,7
	W14 -13	47,1	40,9	3,0	8,9			6,0
	W14 -14	73,6	13,8	2,1	10,4			6,8
	W14 -15c	40,0	26,6	4,5	27,6	1,4		6,0
	W14 -15b	54,5	23,5	4,1	18,0			6,9
	W14 -15a	47,1	30,4	5,5	17,1			5,6
	W14 -16	46,0	35,0	5,7	13,2			4,8
Fosse W20	W20 -1	33,2	47,3	8,8	10,7			6,1
	W20 -2	58,0	39,5	2,5				4,8
	W20 -3	61,4	28,6	2,9	7,2			6,5
	W20 -4	66,7	21,8	1,9	9,6			5,9
	W20 -5b	26,3	54,8	4,4	14,5			7,0
	W20 -5a	61,1	20,9	2,5	15,6			5,8
	W20 -6	53,0	43,5	3,6				5,7
	W20 -7	21,2	73,5	5,3				4,6
	W20 -8	62,7	24,1	1,9	11,2			4,1
	W20 -9c	63,0	17,8	1,7	17,5			3,9
	W20 -9b	12,1	75,3	5,0	7,6			3,2
	W20 -9a	67,3	29,8	3,0				4,3
	W20 -10	81,7	15,6	2,7				3,8
	W20 -11	48,4	39,4	2,3	10,0			5,9
	W20 -12	85,7	11,3	2,9				5,1
	W20 -13	58,4	39,2	2,4				4,7
	W20 -14	61,1	14,7	2,5	21,7			6,2
	W20 -15b	64,8	18,8	1,1	15,3			3,6
	W20 -15a	53,2	27,4	2,4	17,0			4,8
	W20 -16	58,8	25,5	3,1	12,6			5,8
	W20 -17c	11,6	73,9	6,2	8,4			3,7
	W20 -17b	39,2	39,9	9,2	11,7			3,9
	W20 -17a	37,2	31,6	14,0	17,2			5,6
	W20 -18d	51,6	19,4	9,6	19,5			3,9
	W20 -18c	57,8	24,2	2,3	15,8			3,2
	W20 -18b	46,8	33,1	4,3	15,9			5,0
	W20 -18a	34,6	40,2	6,6	18,6		0,04	5,8
	W20 -19d	58,7	26,5	1,3	13,6			3,9
	W20 -19c	35,9	39,8	9,1	15,3			3,3